



НЕФТЕ- ГАЗОНОСНОСТЬ РЕГИОНОВ ДРЕВНЕГО СОЛЕ- НАКОПЛЕНИЯ



ДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

НЕФТЕ- ГАЗОНОСНОСТЬ РЕГИОНОВ ДРЕВНЕГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1982

УДК 553.631 : 553.982+553.981

Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводится материал о связи нефтяных и газовых месторождений с мощными толщами соленосных отложений. Подробно рассмотрены факторы, определяющие приуроченность залежей нефти и газа к бассейнам соленакпления, влияние особенностей строения соленосных формаций на размещение скоплений углеводородов. Излагаются результаты изучения включения газов (метана, сероводорода, азота, водорода) в соленосных породах и особенности формирования их изотопного и химического состава.

Сборник представляет интерес для геологов-солевикув и нефтяников.

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук В. В. Благовидов, д-р геол.-мин. наук М. Г. Валяшко,
канд. геол.-мин. наук Т. М. Жаркова, А. С. Зверев, канд. геол.-мин. наук
Г. А. Мерзляков, д-р геол.-мин. наук И. Н. Тихвинский, д-р геол.-мин. наук
М. П. Фивег

Ответственные редакторы:

акад. А. Л. Яншин, д-р геол.-мин. наук М. А. Жарков

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ К БАСЕЙНАМ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Пространственную связь газовых и нефтяных месторождений с эвапоритовыми образованиями отмечали многие исследователи. На эту взаимосвязь указывали И. М. Губкин и другие советские и зарубежные исследователи. Особенно высок процент приуроченности к эвапоритовым бассейнам запасов газа, которые сосредоточены в относительно небольшом числе месторождений-гигантов; на эвапоритовые бассейны приходится около 75% общих мировых запасов газа.

Связь крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений с бассейнами соленакпления объясняется рядом факторов структурно-тектонического, литологического и гидрогеохимического характера, основным из которых является сходство геологических условий развития нефтегазоносных и соленосных бассейнов, и прежде всего наличие нисходящих движений. Соленосные бассейны «располагаются либо в пределах крупных отрицательных структур древних платформ (синеклизах, перикратонных и грабенообразных прогибах), либо в пределах наложенных и унаследованных впадин, либо в пределах краевых прогибов и межгорных впадин, либо в рифтовых прогибах» [Жарков, 1975]. Значительное прогибание региона обуславливает генерацию, эмиграцию и аккумуляцию углеводородов в соленосных бассейнах.

В солеродных бассейнах может захороняться значительное количество растворенного и взвешенного органического вещества (ОВ), которое приносится океанической водой и в силу затрудненной циркуляции не может возвращаться в открытое море, а поскольку в эвапоритовые бассейны поступают огромные массы океанической воды, то даже при относительно невысокой концентрации в ней ОВ его запасы могут быть весьма значительны.

Бескислородные условия и большие скорости накопления галогенных образований способствуют тому, что ОВ fossilизируется в практически неокисленном состоянии, которое обеспечивает наиболее полное преобразование его в углеводороды. Кроме того, в общем балансе ОВ соленосных бассейнов основной процент приходится на долю низших организмов с преимущественно алифатической структурой, что значительно повышает их нефтегазоматеринский потенциал. Степень реализации этого потенциала также достаточно высока, что объясняется спецификой развития рассматриваемых бассейнов: для большинства областей мощного развития солей характерно уменьшение мощности земной коры, т. е. сокращена мощность «гранитного» слоя и отмечаются значительные «базальтовые окна», позволяющие относить земную кору к субокеаническому типу [Кропоткин, Валяев, 1970; Геологическое строение..., 1977].

Приуроченность многих областей соленакпления к рифтовым зонам обуславливает повышенный тепловой поток, связанный с «восходящими конвекционными токами мантийного вещества и раздувами астеносферного слоя, достигающего нижней поверхности коры» [Боголепов, 1977]. Так,

повышенный тепловой поток ($1,2—2,0$ мккал/($\text{см}^2 \cdot \text{с}$)) характерен для Припятской впадины (особенно ее северной части), где в пределах Шатилковской тепловой аномалии он достигает $2,6$ мккал/($\text{см}^2 \cdot \text{с}$) [Гидродинамика и геотермия..., 1975]. Зоны с повышенным тепловым потоком фиксируются и в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Даже в Прикаспийской впадине, которая характеризуется крайне низкими современными температурами, наиболее высокие температуры приурочены к ее юго-западным и центральным районам, где глубинные источники тепла приближены к поверхности в связи с наличием «базальтовых» окон.

Широкое развитие глубинных разломов и повышенные значения тепловых потоков, вероятно, обусловили высокие палеотемпературы в пределах многих соленосных бассейнов, что могло облегчить процессы первичной миграции жидких и газообразных углеводородов, поскольку в условиях высоких температур значительно снижаются силы межфазовых натяжений, препятствующие углеводородам свободно проходить через капилляры.

Соленосные бассейны характеризуются также специфической геохимической обстановкой, способствующей выделению значительных объемов водно-растворенного газа в свободную фазу в связи с непрерывным развитием процессов засоления пластовых вод. Это объясняется резкими различиями в растворимости газообразных углеводородов в зависимости от изменения солёности вод.

Смешивание вод различной солёности, несущих в растворенном состоянии газ, приводит к образованию свободной газовой фазы, так как при минерализации вод, предельно насыщенных газом в одних и тех же термодинамических условиях, неизбежно создаются условия перенасыщения смеси газом.

Растворение солей газонасыщенными водами способно привести к почти полной дегазации последних, содействуя переходу большей части водно-растворенных газов в свободную фазу. Однако газы в свободную фазу будут выделяться не только в случае смешивания вод, предельно насыщенных газом. В природных условиях газ в свободную фазу выделяется даже в случае смешивания существенно недонасыщенных газом рассолов и относительно маломинерализованных вод [Гончаров, Кулибакина, 1972].

Если смешивание газонасыщенных вод различной солёности происходит в замкнутом объеме природного резервуара (например, в межсолевых отложениях), то пересыщение смеси выразится в росте упругости растворенных газов и будет причиной образования зоны аномально высокого пластового давления.

Возникновение аномально-высоких пластовых давлений (АВПД) может привести к гидроразрыву пластов и расширению системы сообщающихся резервуаров, способствовать инъекции рассолов в соседние природные резервуары, заполненные относительно маломинерализованными газонасыщенными водами, и приводить к ускорению процессов формирования свободной газовой фазы и в конечном счете газовых залежей. В отложениях солевого и подсолевого комплексов АВПД способствуют сохранению пористости и проницаемости пород на достаточно больших глубинах, что облегчает процессы миграции углеводородов. Наличие АВПД отмечается в большинстве соленосных бассейнов мира. Так, пластовые давления, превышающие нормальное гидростатическое более чем в $1,5$ раза, известны во многих крупнейших газовых залежах мира с запасами более 1 трлн. м^3 , экранированных эвапоритовыми образованиями (Слохтерен, Хасси Р, Мель). Аномально высокие пластовые давления отмечены также в других газовых залежах с меньшими запасами (месторождения Днепровско-Донецкой и Амударьинской впадин, Алжирской Сахары, Иркутского амфитеатра и др.).

Наличие солей в разрезе определяет и высокую степень сохранности залежей (особенно газовых). Глины в условиях высоких температур и давлений становятся хрупкими и трещиноватыми и не могут служить достаточно надежными экранами для углеводородов. В солях же с глубиной увеличивается пластичность. В. П. Савченко и Я. А. Берето (1968) показали, что кристаллы солей с одновалентными ионами (NaCl , KCl) характеризуются сравнительно низкой прочностью (предел прочности галита 200 кг/см^2) и относительно высокой пластичностью. Кристаллы с ковалентной связью более прочны (предел прочности ангидрита $800\text{--}1000 \text{ кг/см}^2$), но менее пластичны. Значительно большая пластичность каменной соли обуславливает ее надежные экраняющие свойства на меньших глубинах по сравнению с ангидритами. Влияние степени пластичности пород — покрывшек четко прослеживается по сохранности газовых залежей в отложениях верхней перми юго-востока Волго-Уральской области.

Кроме того, развитие соленосных толщ предопределяет наличие регионального флюидупора, что создает значительные масштабы латеральной миграции углеводородов и большие нефтегазосборные площади. Однако потенциальные возможности отдельных участков бассейнов соленакопления далеко не равнозначны, что связано с отличиями в степени засоленения пластовых вод центральных и бортовых зон и соответственно с различной растворимостью в них газообразных углеводородов.

Резкое падение растворимости газообразных углеводородов в водах при увеличении минерализации от 50 до $150\text{--}200 \text{ г/л}$ приводит к выделению (высаливанию) из воды значительных объемов водно-растворенного газа. Седиментационные бассейны с минерализацией вод до 200 г/л будут представлять больший интерес для поисков газовых залежей, чем зоны развития крепких рассолов. Относительно мало минерализованные воды обычно наблюдаются в соленосных бассейнах с еще неустановившимся режимом пластовых вод, которые приурочены к краевым зонам эвапоритовых бассейнов, где широко развиты воды выщелачивания.

Перспективы газонефтеносности краевых зон эвапоритовых бассейнов определяются также широким развитием в их пределах мощных карбонатных толщ, сложенных органогенно-обломочными образованиями и биогермными телами, являющимися резервуарами для залежей углеводородов. Органогенные и органогенно-обломочные породы служат хорошими проводниками для вод окружающих отложений, поскольку они имеют скелетную карбонатную основу и значительно меньше подвергаются уплотнению в период литификации осадка по сравнению с карбонатными илами, глинами и другими породами. Высокоминерализованные маточные растворы, обогащенные магнием, перемещаясь через биогермное тело, вызывают его доломитизацию, способствуя образованию высокопористых и кавернозных зон. Доломитизация рифовых массивов и органогенно-обломочных карбонатных толщ носит селективный характер и имеет место в осадках любого возраста от плейстоцена до кембрия. Максимальной интенсивности процессы доломитизации достигают в стадию диагенеза, когда рапа характеризуется высоким содержанием магния.

При движении рассолов через биогермное тело может происходить и частичное растворение известняковых пород, поскольку в результате фоссилизации биомассы рассолы постепенно обогащаются углекислотой.

Развитие процессов селективного растворения органогенных и органогенно-обломочных известняков зависит от многих факторов, определяющих интенсивность гравитационно-конвективных перемещений вод (скорости перемещения вод отжатия, степени преобразования рассеянного органического вещества и др.). Периоды растворения чередуются с периодами осаждения углекислого кальция и заполнения новообразованных пор.

Через зоны трещиноватости и высокопористые образования в дальнейшем происходит наиболее интенсивный обмен опускающихся маточных рассолов и седиментационных вод отложений, подстилающих галогенные накопления. Разгрузка восходящих вод через рифы и фильтрация через них рассолов,двигающихся от мелководных участков к глубоководным, продолжаются до перекрытия рифов соленосными образованиями. После этого транзитное вертикальное перемещение по нему водно-солевых растворов прекращается. Однако в отложениях, подстилающих соленосные образования, продолжается конвективно-гравитационное перераспределение вод, приводящее к накоплению в участках, занимающих наиболее высокое гипсометрическое положение, наименее концентрированных водно-солевых рассолов. Это способствует растворению солей водами биогермного тела. Внутри него начинается новая стадия перемещения вод, характеризующаяся появлением гравитационных токов вод — нисходящего, сформированного продуктами растворения солей, и восходящего, питаемого наименее солеными водами, поддерживающими развитие процесса растворения солей.

Широкое развитие рифовых образований, характеризующихся максимальной пористостью и практически не содержащих примесей кислородсодержащих соединений железа, обуславливает приуроченность к крайним зонам соленосных бассейнов залежей сероводородсодержащих газов.

Анализ приведенных выше данных указывает на высокие потенциальные возможности бассейнов соленакпления и особенно их крайних участков, к которым приурочены месторождения нефти и газа (Вуктыльское, Слохтерен, Хасси Р, Мель и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Боголенов К. В. О понятиях «рифтовая структура» и «рифтогенез». — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 6—11.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным/Неволин Н. В., Кунин Н. Я., Андреев А. П. и др. М.: Недра, 1977. 343 с.
- Гидродинамика и геотермия нефтяных структур/Богомолов Г. В., Мухин Ю. В., Балакиров Ю. А. и др. Минск: Наука и техника, 1975. 237 с.
- Гончаров Э. С., Кулибакина И. Б. Роль смешивания вод различной солёности в формировании газовых залежей и факторы, обуславливающие создание аномально высоких пластовых давлений в соленосных бассейнах. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 2, с. 119—125.
- Жарков М. А. Нефтегазоносность эвапоритовых формаций. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 102—110.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа. — Бюл. МОИП. Отдел геол., 1970, № 5, с. 27—41.
- Савченко В. П., Берето Я. А. О свойствах галогенных и сульфатных покровов в связи с размещением газонефтяных залежей в юго-восточной части Волго-Уральской области. — В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., ВНИИЭГазпром, 1968, № 2, с. 34—44.

Ю. А. Иванов

СОЛЕНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ ЕВРАЗИИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Большинство соленосных бассейнов мира представляют собой нефтегазоносные области. Имеются данные, что до 90% нефти и газа зарубежных стран связано с соленосными бассейнами [Геологическое строение..., 1977]. Крупнейшая в мире зона соленакпления кембрийского, девон-

ского и пермского времени располагалась на территории Евразии (89,3% соли в палеозое накопилось в Евразии, по данным М. А. Жаркова, 1974). В мезозое и кайнозое соленаккопление, имевшее место в позднем триасе, юре, миоцене и неогене, было ограничено как по площади, так и по объему. Практически все соленосные бассейны Евразии независимо от возраста соленосной формации нефтегазоносны, причем некоторые из них (например, соленосные бассейны Ближнего и Среднего Востока и Северного моря) — крупнейшие нефтегазоносные области мира.

С кембрийскими отложениями связаны Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский соленосные бассейны. Восточно-Сибирский бассейн с карбонатно-соленосными свитами нижнего кембрия охватывает обширную территорию южной и центральной части Восточно-Сибирской платформы. Соленосный комплекс образован усольской, бельской и ангарской свитами, мощность каменной соли в которых составляет соответственно 200—1200, 50—200 и 80—200 м. Соляной диапиризм отсутствует, тектоника соленосной толщи определяется подвижками блоков фундамента, сформировавших линейно-вытянутые валы и мегавалы. Нефтегазоносность Иркутского амфитеатра связана с подсолевыми мотскими и межсолевыми отложениями осинского и балыхтинского горизонтов. Осицкий горизонт в основании усольской свиты регионально нефтегазоносен, залежи нефти, газа и конденсата приурочены к древним пологим антиклиналям.

Ирано-Пакистанский бассейн, не уступающий по размерам Восточно-Сибирскому (простирается от границы Ирана с Кувейтом на западе до подножия низких Гималаев на востоке и от района Адена на юге до Каспийского моря на севере), сложен нижне-среднекембрийской формацией хормуз. Бассейн характеризуется развитием соляной тектоники, интенсивность проявления которой ослабевает от геосинклинального борта Месопотамского прогиба, где распространены соляные антиклинали и диапиры, к платформенному борту с развитием глубоко погруженных кринтодиапировых структур.

В районе интенсивного проявления соляной тектоники (Южный Иран) нефтяные месторождения не установлены. С зоной переходной тектоники (юг Персидского залива, северная часть Омана) связаны залежи нефти и газа меловых отложений. Наиболее крупные месторождения (Мурбан, Закум) встречены на структурах с глубоким залеганием соли. На западном побережье Персидского залива расположена платформенная часть прогиба со спокойным тектоническим строением, характеризующаяся развитием крупных валообразных субмеридиональных структур. Предполагается, что встреченные в данной зоне поднятия обязаны своим происхождением кембрийской соли. К отложениям мела на этих структурах приурочены все основные месторождения нефти и газа Кувейта и Саудовской Аравии, такие как Бургах, Чхавар и др. [Рябухин и др., 1970].

Сравнительно слабо изучена территория распространения верхнедевонской (участками — средне-верхнедевонской) соленосной формации, охватывающая Хатангский и Кемпендяйский прогибы (Северо-Сибирский бассейн, по М. А. Жаркову). Максимальная мощность этой формации достигает 4 км, а суммарная мощность каменной соли — 1 км. Установлено проявление солянокупольной тектоники. В Хатангском прогибе известны месторождения нефти и газа, связанные с солянокупольными структурами, данные по нефтегазоносности подсолевых отложений отсутствуют.

В Днепровско-Донецкой впадине залегают две соленосные формации: верхнедевонская, состоящая из двух соленосных толщ с предполагаемой суммарной мощностью в 2000—3000 м, и нижнеермская (ассельская) — мощностью до 1500—2000 м. Нижняя соленосная толща характеризуется появлением интенсивной соляной тектоники, однако наряду с диапирами здесь распространены брахиантиклинали и кринтодиапировые структуры;

верхняя имеет в основном пластовое залегание, иногда формирует соляные подушки и линзы, на участках проникновения девонских диапиров сливается с девонской солью. В Днепровско-Донецкой впадине установлены месторождения нефти и газа с залежами от девонского до юрского возраста. Основная часть выявленных запасов связана с подсолевыми верхнекаменноугольно-нижнепермскими и нижнекаменноугольными отложениями (Шебелинское, Ефремовское, Крестищенское, Кегичевское месторождения). Нефтегазоносность верхнепермско-триасово-юрского надсолевого комплекса, содержащего незначительные запасы, установлена в центральной и северной частях Днепровско-Донецкой впадины, где эти отложения глубоко погружены и в разрезе отсутствуют мощные соленосные нижнепермские отложения, надежно экранирующие юго-восточную часть впадины [Геологическое строение..., 1977].

В Припятском прогибе соленосные пласты залегают в евлановско-ливенском (200—1000 м) и данково-лебедянском (до 3000 м) горизонтах. Солянокупольная тектоника проявляется слабо, верхняя соленосная толща образует лишь раздувы мощности, что объясняется сравнительно небольшими мощностями надсолевой толщи, меньшими, чем мощность соленосной толщи, а также наличием межсолевых отложений, являющихся своеобразным буфером, смягчающим тектонические воздействия блоков фундамента в подсолевой толще. Нефтегазоносность связана с меж- и подсолевыми горизонтами.

Чу-Сарысуйская впадина характеризуется распространением фаменской и нижнепермской соленосных формаций, каждая мощностью до 800 м. Девонские соли формируют многочисленные соляные купола и подушки, проявления пермского диапиризма не установлены. Во впадине выявлена газоносность подсолевых верхнедевонских (месторождение Придорожное), средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений под пермской соленосной покрывкой (месторождения Айракты и Амангельды).

Обширный Средне-Европейский (Североморский) бассейн протягивается с запада на восток на 1600 и с юга на север на 850 км, охватывая акваторию Северного моря, территории Дании, Голландии, ФРГ, ГДР, Северо-Западной Польши. Верхнепермская соленосная толща цехштейна с первоначальной мощностью соли 1—1,5 км перекрыта мощными (до 4—6 км) образованиями мезозоя и кайнозоя. Интенсивность соляной тектоники в разных зонах впадины существенно различается, в зонах нарушений прослеживаются соляные валы, или «соляные стены», и соляные купола, в других зонах распространены «соляные подушки» (рудиментарные купола) и купола с глубокопогруженными соляными ядрами.

Средне-Европейский соленосный бассейн в настоящее время является наиболее крупным нефтегазоносным районом Западной Европы. Подсолевой комплекс отложений здесь газоносен, причем содержит гигантское месторождение Гронинген, межсолевой комплекс цехштейна нефтегазоносен, надсолевой преимущественно нефтеносен, в его составе крупные нефтяные месторождения встречены в акватории Северного моря (Эпофикс, Кюд и др.). Предполагается, что ловушки, с которыми связаны надсолевые месторождения Северного моря, расположены над глубокопогруженными соляными структурами.

Прикаспийский соленосный бассейн содержит нижнепермскую кунгурскую соленосную толщу, первичная мощность которой определяется в 3—5 км. Интенсивное проявление соляного диапиризма в Прикаспийской впадине привело к отжатию соли из межкупольных участков в своды соляных структур разнообразного строения: от столообразных куполов—гигантов (типа Челкара, Сахарного и Лебяжьего) до криптодиапировых куполов (типа Прорвы, Буранкуля и др.). Основной формой залегания соляных масс на глубине, по геофизическим данным, являются крупные соляные валы, ориентированные параллельно основным линеamentам

подсолевого ложа. Располагающиеся выше соляные структуры как бы осложняют тело солевого вала и прослеживаются от него в виде штоков и апофиз [Кричевский и др., 1968]. Нефтегазоносность Прикаспийской впадины установлена в под- и надсолевым комплексах. Надсолевой комплекс из-за интенсивных дислокаций содержит главным образом небольшие месторождения. Подсолевые месторождения связаны с крупными поднятиями в сводовых частях выступов фундамента, с локальными поднятиями и рифогенными структурами бортовой зоны.

Соленосная кунгурская нижнепермская формация распространена также в Предуральском краевом прогибе, протянувшемся на расстояние более 2000 км при ширине до 100 км. Мощность соленосной формации достигает 1500 м, на территории прогиба развиты процессы солянокупольной тектоники, широко распространены соляные купола и соляные антиклинали. Промышленная нефтегазоносность связана с подсолевым комплексом палеозоя от среднего девона до артинского яруса.

Амударьинская впадина выполнена верхнеюрской гаурдакской соленосной формацией мощностью от 100—200 м в бортовых частях впадины до более 900 м в центральных. Соляная тектоника проявляется главным образом в виде раздувов мощности соли. Соляной диапиризм характерен лишь в зонах разломов. На территории Амударьинской впадины открыты месторождения в отложениях средней юры, келловея, оксфорда, неокома, апта, альба и сеномана. По данным А. А. Бакирова и др. (1970), в зонах, где галогенные отложения формации имеют мощность не менее 200 м или распространена надежная сульфатно-карбонатно-терригенная формация мощностью до 150 м, месторождения нефти и газа не встречаются выше гаурдакской свиты. За пределами развития надежных покрышек стратиграфический интервал нефтегазоносности более широк и, помимо юры, охватывает и меловые отложения. Исключение на территориях с надежными покрышками представляют зоны региональных разломов, приводящих к созданию интенсивной трещиноватости кимеридж-титонской покрышки (чему способствуют ее физические свойства — высокая примесь терригенных пород) и широкому проявлению вертикальной миграции углеводородов. Таков, например, Байрамалинский район, с залежами газа в готериве, несмотря на большие мощности соленосной толщи. Однако основные запасы газа Амударьинской впадины приурочены к подсолевым верхнеюрским отложениям.

Наиболее обширной зоной соленакопления в неогене являлся Предзагросский бассейн, расположенный на складчатом борту Месопотамского прогиба в пределах Ирака и Юго-Западного Ирана. Соленосная толща — свита нижнего фарса — приурочена к среднему миоцену с первоначальной мощностью предположительно до 1500 м. Подсолевые отложения образованы олигоцен-нижнемиоценовыми известняками асмари, надсолевые — верхнемиоценовыми известняками и песчаниками мощностью до 1500 м и плиоценовыми терригенными породами бахтиарского яруса, достигающими 4,5 км. Интенсивное проявление галокинеза обусловлено тектоническими движениями, связанными с заключительной фазой орогенеза в Загросской складчатой зоне в плиоцен-плейстоценовое время, а также наличием достаточно мощных толщ соли и перекрывающих пород. Известняки асмари слагают протяженные (до 300—400 км) линейные структуры, параллельные Загросу. В направлении Аравийской платформы процессы соляной тектоники затухают в связи с ослаблением тектонических движений, уменьшением мощности соли и замещением ее ангидритами. Крупные и гигантские месторождения нефти Юго-Западного Ирана (Агдждари, Каркук, Пазену и др.) сформировались в известняках асмари непосредственно под соленосной крышкой нижнего фарса. В северо-западной части Месопотамского прогиба, где соленосная крышка размыта, свита асмари не нефтеносна.

Нефтегазоносность соленосных бассейнов Евразии

Соленосный бассейн	Возраст соли	Условия залегания соли	Тектонический тип бассейна	Комплекс		
				подсолевой	межсолевой	надсолевой
Восточно-Сибирский	ϵ_1	Соль пластовая, три толщи переслаиваются с известняками и доломитами	Краевая часть Восточно-Сибирской платформы	Нефтегазоносные мотские отложения	Нефтегазоносные осинский и балыхтский горизонты	—
Ирано-Пакистанский	ϵ_{1-2}	Солянокупольная тектоника	Краевой прогиб Аравийской площади на границе с альпидами	Нет данных	Нет данных	Нефтегазоносные отложения от триаса до нижнего миоцена
Хатангский прогиб	D_{2-3}	Солянокупольная тектоника	Краевая часть Восточно-Сибирской платформы	Нет данных	Нет данных	Нефтегазоносен
Припятский прогиб	D_3	Диапиризм не развит, две толщи	Внутриплатформенный грабенообразный прогиб	Нефтегазоносен	Нефтегазоносен	—
Днепровско-Донецкая впадина	D_3, P_1	По D_3 — солянокупольная область, P_1 — пластовое залегание соли	Внутриплатформенный грабенообразный прогиб	Нефтегазоносен	Нефтегазоносен	Нефтегазоносен
Чу-Сарысуйская впадина	D_3, P_1	Диапиризм развит в девонской толще, нижнепермская залегаєт пластом	Внутриплатформенная впадина	Газоносен	Газоносен	—
Прикаспийская впадина	P_1	Солянокупольная тектоника	Краевая часть Восточно-Европейской платформы	Нефтегазоносен	В межсолевых пачках — притоки нефти и газа	Нефтегазоносен
Средне-Европейская впадина	P_2	Солянокупольная тектоника	Краевая часть Восточно-Европейской платформы, палеозойская плита	Газоносен	Нефтегазоносен	Нефтегазоносен

Предуральский прогиб	P ₁	Солянокупольная тектоника	Краевой прогиб Восточно-Европейской платформы	Нефтегазоносен	Выдержанные межсолевые отложения отсутствуют	Газоносен
Амударьинская впадина	J ₃	Пластовое залегание соли	Краевая часть Туранской плиты	Газоносен	Выдержанные межсолевые отложения отсутствуют	—
Предзагорский бассейн	N ₂	Солянокупольная тектоника	Краевая часть Аравийской плиты	Нефтегазоносен	—	—

Анализ геологического строения и нефтегазоносности соленосных бассейнов Евразии позволяет сделать ряд выводов об условиях нефтегазонакопления в их пределах.

Солепосные формации являются региональным литологическим и гидрогеологическим экраном, разделяющим осадочную толщу соленосных бассейнов на изолированные и различающиеся характером нефтегазоносности под- и надсолевые комплексы (межсолевые отложения, по сути дела, могут рассматриваться как подсолевые).

Во всех рассмотренных ниже евразийских соленосных бассейнах подсолевые отложения нефтегазоносны*, причем к ним приурочены основные запасы нефти и газа и открыты такие известные месторождения, как Гронинген в Средне-Европейской впадине, Алгжари и Каркук в Предзагорском прогибе и др. В пределах СССР с подсолевыми отложениями связаны Шебелинское, Астраханское, Оренбургское и Вуктыльское месторождения.

Региональная нефтегазоносность и высокая продуктивность подсолевых отложений объясняются целым рядом особенностей их строения и в первую очередь положением в разрезе ниже соленосной толщи. Значение соленосной толщи не ограничивается ролью надежного регионального экрана, препятствующего миграции углеводородов из подстилающих отложений (хотя этот фактор имеет первостепенное значение). Особенности накопления и строения подсолевых толщ приводят к широкому развитию в их составе нефтегазоматеринских и коллекторских толщ, созданию благоприятных геохимических, гидрогеологических, геотермических и тектонических условий для генерации, миграции и консервации углеводородов.

Крупные зоны соленакпления обычно связаны со специфическими структурами земной коры (перикратонными впадинами, рифтовыми системами), характеризующимися длительным интенсивным и глубоким погружением, что приводило к накоплению мощных осадочных толщ и захоронению больших объемов органики, которая в условиях восстановительной обстановки и повышенного термического режима преобразуется в углеводы. Из рассмотренных 11 бассейнов 8 приурочено к краевым частям платформ на границе со складчатыми сооружениями фанерозоя. Днепровско-Донецкий и Припятский прогибы связаны

* В Ирано-Пакистанском и Хатангском бассейнах подсолевые отложения бурением не достигнуты, в связи с чем сведения об их нефтегазоносности отсутствуют.

с крупной внутриплатформенной авлакогенной структурой, и только Чу-Сарысуйский бассейн представляет собой внутриплатформенную впадину (см. таблицу).

Формированию соленосной толщи, как правило, предшествует накопление определенного набора формаций, включающего флишевые, молассовые, угленосные и субугленосные, терригенные, карбонатные, в том числе рифогенные, депрессионные кремнисто-глинисто-карбонатные и др., благоприятные с точки зрения нефтегазоматеринских и коллекторских свойств пород.

Высоким газоматеринским потенциалом обладают угленосные и субугленосные толщи, приуроченные обычно к приорогенным бортам краевых впадин. Так, угленосная толща верхнего карбона Средне-Европейской впадины является основной продуцирующей толщей для газовых месторождений ротлигендеса Голландии и Северного моря. Относительно глубоководные карбонатно-кремнисто-глинистые формации, обычно накапливающиеся непосредственно до или в процессе соленакопления, характеризуются значительным содержанием в них органического вещества (ОВ) (до 16%), повышенной битуминозностью и высокими продуцирующими свойствами в отношении углеводородов (к зонам развития этих формаций приурочены земли с высокой плотностью запасов) [Бурлин и др., 1978].

В подсолевых отложениях создаются благоприятные условия для преобразования захороненной органики в углеводороды. Прежде всего, это связано с повышенным геотермическим режимом зон соленакопления, что объясняется рифтогенезом, широким развитием здесь глубинных нарушений и значительными глубинами залегания подсолевых формаций. Соленосная толща способствует формированию в подсолевых отложениях застойного артезианского бассейна с замедленным водообменом и отсутствием возможности проникновения инфильтрационных вод, благоприятного с точки зрения нефтегазоносности.

В отношении коллекторских свойств пород важное значение для подсолевых отложений, залегающих обычно на значительных глубинах, имеет широкое развитие в под- и межсолевых отложениях карбонатных формаций, включающих рифогенные образования. С карбонатными толщами, сохраняющими, а иногда и улучшающими свои коллекторские свойства на больших глубинах, связаны месторождения Предзагросского прогиба, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин. Молассовые формации благоприятны в отношении распространения терригенных коллекторов. С красноцветной молассовой формацией ротлигендеса связана газоносность Средней Европы.

Следует обратить внимание на факторы, способствующие распространению в подсолевых отложениях коллекторов с повышенными емкостными и фильтрационными свойствами. Непроницаемая соленосная крышка, препятствующая оттоку флюидов, является причиной формирования в подсолевых отложениях аномально-высоких пластовых давлений (АВПД). АВПД препятствуют уплотнению, а иногда приводят к разуплотнению пород, создавая этим условия для сохранения или даже формирования коллекторских горизонтов на больших глубинах (до 7—8 км) [Кушин, Былевский, 1976].

Соленосные отложения, повышая минерализацию пластовых вод, способствуют выделению газов в свободную фазу и формированию газовых залежей. Это явление, известное как «эффект высаливания», а также высокие экранирующие свойства соли определяют приуроченность к подсолевым отложениям крупных и уникальных газовых скоплений.

Важнейшим условием нефтегазоносности подсолевого комплекса является наличие региональной соленосной крышки, обеспечивающей его надежную изоляцию. Даже в случае широкого развития галокинеза, как показывает фактический материал, соленосные толщи в целом сохра-

няют свойства непроницаемой крышки благодаря распространению в их составе флюидоупорных глинистых и сульфатных толщ.

Анализ размещения зон нефтегазоаккумуляции в подсолевых отложениях Средне-Европейской и Прикаспийской впадин показывает, что они располагаются главным образом в приорогенных бортовых частях впадин, что обусловлено особенностями их геологического развития и строения. На геосинклинальном этапе здесь развивались миогеосинклинальные, а позднее краевые прогибы, выполненные мощными аспидными, флишевыми, молассовыми и другими формациями. Погружение фундамента к геосинклинальным обрамлениям и к центральным частям впадин привело к формированию системы крупных выступов фундамента, с которыми связаны обширные поднятия древнего заложения и унаследованного развития. Эта особенность строения фундамента приорогенных бортов краевых впадин, а также близость источников сноса, связанных со складчатым обрамлением, способствуют широкому распространению здесь мелководных терригенных и карбонатных отложений. Благоприятные структурные и фациальные условия, а также наличие двух очагов генерации и миграции углеводородов (из погребенных окраинных прогибов и внутренних частей впадин) приводят к формированию в подсолевых отложениях приорогенных бортов впадин крупных зон нефтегазоаккумуляции.

Значительно более сложные условия нефтегазоносности отмечаются в надсолевом комплексе соленосных бассейнов. В одних бассейнах надсолевой комплекс не нефтегазоносен, в других обладает колоссальными запасами нефти и содержит гигантские и крупные месторождения.

Во многих бассейнах, где надсолевой комплекс характеризуется небольшими мощностями и незначительными глубинами залегания, отсутствует температурный режим, необходимый для преобразования органического вещества в углеводороды. В бассейнах с интенсивным проявлением галокинеза высокая теплопроводность соли создает условия для интенсивного охлаждения надсолевых толщ. Соляные купола играют роль своеобразных теплопроводов, передающих тепло недр на дневную поверхность. В этом случае даже при значительной мощности надсолевого комплекса катагенные превращения ОВ могут быть недостаточны для широкой генерации углеводородов [Светлакова, Дальян, 1978].

В ряде соленосных бассейнов продуктивность надсолевого комплекса связана с миграцией углеводородов из-под соли. При определенных условиях соленосная толща становится проницаемой для углеводородов. Этому способствуют явления диапиризма, приводящие к нарушению сплошности соли и аномально высокие пластовые давления в подсолевых и солевых толщах. Зоны тектонических нарушений, трещиноватости, участки отжатия соли и кольцевые разломы вдоль штоков соляных куполов являются путями вертикальной миграции углеводородов. Прорывы флюидов через соленосную крышку в солевые и надсолевые отложения происходят также при приближении АВПД к горному давлению.

В бассейнах, где отмечается интенсивное проявление соляной тектоники, надсолевые отложения разобщаются и залегают как бы в виде отдельных изолированных ванн. В подобных структурных условиях протяженная латеральная миграция полностью исключается, но создаются благоприятные условия для вертикальной миграции, в том числе для миграции из подсолевых отложений в надсолевые. Дислоцированность и тектоническая нарушенность пород надсолевого комплекса приводят к ликвидации крупных ловушек нефти и газа, создают сложные условия для залегания нефти и газа и способствуют разрушению залежей.

В бассейнах со значительной мощностью и благоприятным с точки зрения нефтегазопродуцирующих свойств фациальным составом надсолевых отложений последние характеризуются автономной нефтегазоносностью.

По особенностям строения и нефтегазоносности надсолевого комплекса выделяется несколько типов соленосных бассейнов.

В Припятском и Восточно-Сибирском бассейнах надсолевые отложения не содержат месторождений нефти и газа. Здесь они не обладают собственным генерационным потенциалом, соль залегает в основном пластово, что препятствует широкому развитию миграционных процессов из подсолевого комплекса.

При ненарушенном залегании соли перетоки углеводородов из подсолевого комплекса могут происходить в зонах сокращения мощности, выклинивания или фациального замещения соленосной толщи и тектонических нарушений. Так, в Амударьинской впадине в зоне выклинивания соленосной покрывки происходит переток углеводородов из юрских в меловые отложения, в которых формируются значительные газовые скопления. Надсолевого комплекса Днепровско-Донецкой впадины содержит залежи там, где нет нижнепермской соленосной покрывки.

В соленосном бассейне с интенсивно развитыми процессами галокинеза значительно возрастают возможности вертикальных перетоков углеводородов из подсолевых в надсолевые отложения. Однако условия формирования и консервации крупных скоплений нефти и газа значительно ухудшаются, солянокупольная тектоника вызывает широкое развитие мелкоблоковой тектоники в надсолевом комплексе, приводит к ликвидации емких ловушек, способствует расформированию и разрушению залежей. Небольшие и сложностроенные залежи нефти и газа встречаются на территориях интенсивного проявления солянокупольной тектоники в надсолевых отложениях Прикаспийской впадины и материковой части Средне-Европейской впадины.

Крупные месторождения установлены в надсолевом комплексе Ирано-Пакистанского и Средне-Европейского бассейнов. Оба бассейна характеризуются большой мощностью надсолевого комплекса *, присутствием в нем нефтематеринских свит, повышенным геотермическим режимом. В этом случае важное значение для нефтегазоносности надсолевого комплекса имеют структурообразующие движения соли, приводящие к образованию разнообразных ловушек. Крупнейшие залежи нефти Саудовской Аравии, Кувейта и Северного моря связаны с обширными брахиантиклинальными поднятиями, залегающими над глубокопогруженными соляными телами. Нефтяные месторождения на юге и западе Персидского залива и в северной части Омана связаны со структурами, сформированными кембрийской солью. В тектоническом отношении эти районы связаны с платформенной переходной зоной передового прогиба, где широко распространены глубоко погребенные криптодиapiroвые соляные купола [Рябухин и др., 1970]. В Североморской нефтегазоносной провинции залежи нефти приурочены к мезозойским и третичным отложениям в грабенах Северного моря, ловушки связаны с криптодиapiroвыми структурами, сформированными пермской солью. Таким образом, в отличие от крупных подсолевых зон нефтегазоаккумуляции, которые, как отмечалось, располагаются в приорогенных бортах соленосных бассейнов, крупные зоны нефтегазоаккумуляции в надсолевом комплексе приурочены к платформенным бортам впадин, где слабее проявления соляной тектоники и в связи с этим развиты криптодиapiroвые структуры.

Изложенное показывает, что высокая продуктивность в отношении нефтегазоносности соленосных бассейнов — результат особенностей их развития и строения: длительного и интенсивного прогибания, наличия мощной соленосной покрывки, присутствия нефтегазогенерирующих и коллекторских толщ.

* В Средне-Европейском бассейне благоприятные условия для нефтегазоносности надсолевого комплекса отмечаются лишь в глубокопогруженных рифтовых зонах — трогах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П., Гордон З. С., Ильченко В. П., Овезов С. Б., Сахатвалиев Д. Г., Тарханов М. И. Строение соленосной толщи Восточной Туркмении в свете перспектив нефтегазоносности подсольевых отложений.— В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. М.: Недра, 1970, с. 174—180.
- Бурлин Ю. К., Баженова О. К., Карпюшина Е. Е., Конюхов А. И. Кайнозойские осадочные формации северной части Тихоокеанского тектонического пояса.— В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М.: изд. МГУ, 1978, с. 43—46.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным/Неволин Н. В., Кунин Н. Я., Андреев А. П. и др. М.: Недра, 1977. 343 с.
- Кричевский Г. Н., Комиссарова И. Н., Лопачова И. А. Изучение солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины путем построения карт — срезов.— В кн.: Научно-технический сборник по геологии, разработке, транспорту и использованию природного газа. М.: Недра, 1968, с. 18—25.
- Кунин Н. Я., Былевский Г. А. Аномально-высокие пластовые давления и их влияние на методiku и направление нефтегазопоисковых работ в Прикаспийской впадине.— Сов. геология, 1976, № 10, с. 3—17.
- Рябухин Г. Е., Алиева Е. Р., Рудик В. А. Нефтегазоносность Ближнего и Среднего Востока в связи с проявлением соляной тектоники.— В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. М.: Недра, 1970, с. 259—268.
- Светлакова Э. А., Дальян И. Б. Роль соленосной формации в катагепетическом превращении рассеянного органического вещества.— Геология нефти и газа, 1978, № 4, с. 71—76.

Л. И. Несмеянова

ТИПЫ И СИСТЕМЫ КАРБОНАТНЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК В СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩАХ И МАСШТАБЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В настоящее время положение о связи нефтегазоносных карбонатных построек, созданных растительными или животными организмами с перекрывающими их соленосными толщами не нуждается в доказательствах. Однако требуется уточнить понятие самого объекта исследования. Здесь в качестве органогенных построек рассматриваются все разновидности карбонатных тел, представляющие собой скопления скелетных остатков различных организмов и (или) продуктов их деятельности и выраженные в рельефе морского дна за счет большой мощности накопленного материала. В мировой геологической литературе для обозначения подобных тел используется в общей сложности около 30 терминов, среди которых такие, как риф, биогерм, биостром, банка, холм, органогенная постройка и т. д. Обилие терминов сопровождается крайней расплывчатостью соответствующих им понятий, в связи с чем один и тот же термин может быть использован и используется в действительности для обозначения различных по содержанию понятий. Поэтому в целях однозначного наименования выделенного выше объекта исследований предлагается новый термин, отражающий особенности его происхождения и морфологии, — «органогенное аккумулятивное тело» (ОАТ).

В различных регионах мира к настоящему времени выявлено около тысячи месторождений с залежами в органогенных аккумулятивных телах, причем более 750 из них установлено в солеродных бассейнах [Мовшович и др., 1978]. Продуктивные ОАТ зафиксированы в 31 нефтегазоносном бассейне мира, но только в 11 бассейнах они генетически связаны с соленосными толщами. При этом в 8 случаях из 11 нефтегазоносные ОАТ

погребены под соленосными отложениями во впадинах внутриконтинентальных плит докембрийских платформ, в 2 — во впадинах внутриконтинентальных плит эпипалеозойских платформ и в 1 случае — в межгорном прогибе палеозойского горно-складчатого сооружения. Статистические показатели, характеризующие солеродные бассейны с точки зрения нефтегазоносности развитых в них органогенных аккумулятивных тел, на мировом уровне до сих пор не определялись. В табл. 1 и 4 впервые приводятся данные по 6 солеродным, наиболее разведанным, зарубежным бассейнам, в которых установлена нефтегазоносность рассматриваемых объектов с указанием геотектонической и стратиграфической приуроченности залежей (месторождений) в ОАТ, их категории крупности по величине начальных извлекаемых запасов и типа ОАТ по способу и месту формирования в палеобассейне. Количество учтенных в табл. 1 объектов составляет 709, представительность выборки для большинства названных геолого-статистических показателей равна или практически равна их общему числу. Представительность материала достаточно полно отражает возможные сочетания геологических условий и в плане истории развития солеродных бассейнов, и в плане параметров погребенных в них нефтегазоносных ОАТ, чтобы служить основой для установления некоторых корреляционных связей и закономерностей (в частности, закономерностей распространения залежей нефти и газа в ОАТ по величине их запасов).

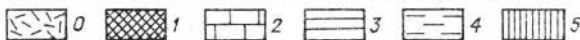
Для рассмотрения этого вопроса залежи в ОАТ дифференцированы по принятым в Советском Союзе градациям запасов в млн. т условных углеводородов: мелкие — до 5, средние — от 5 до 50, крупные — от 50 до 100, крупнейшие — от 100 до 500 и гигантские — свыше 500. Следует отметить некоторые особенности статистического подсчета продуктивных ОАТ по величине запасов. Во-первых, такие месторождения, как Зама и Рейнбоу в Канаде, учтены в табл. 1 и 4 в качестве мелких месторождений. Во-вторых, для месторождений, где наряду с ОАТ нефтегазоносны вышележащие нижележащие отложения иного генезиса, учитывалась категория запасов только по залежам, связанным непосредственно с объектами рассмотрения. Поэтому общий подсчет объектов проводился по залежам в ОАТ, хотя подавляющее большинство их представляют собой самостоятельные месторождения. Таким образом, в представленных в табл. 4 бассейнах были зафиксированы 1 крупнейшая, 4 крупных, 17 средних и 665 мелких залежей. Многочисленная группа мелких залежей составляет 96,6% от общего количества учтенных объектов (687), но по своим запасам соизмерима с группой средних и более крупных залежей, составляющих всего 3,4% выборки. Вопрос о величине запасов месторождений, приуроченных к погребенным ОАТ, обычно рассматривается в связи с обоснованием экономической целесообразности их поисков. Поиск и разведка таких месторождений окажутся более рентабельными, если они будут вестись с учетом взаимосвязи между типами соленосных отложений и связанными с ними органогенных аккумулятивных тел.

Изучение особенностей образования и распространения ОАТ в солеродных бассейнах проводилось на основе систематизации ОАТ, разработанной автором настоящей работы совместно с Э. Б. Мовшовичем. В качестве оснований для типизации ОАТ выбраны параметры, обуславливающие те внешние и внутренние признаки ОАТ, по которым проводится их распознавание в ископаемом состоянии. В целом предлагаемая типизация ОАТ базируется на двух основаниях: способе (механизме) формирования постройки и парагенетических соотношениях ОАТ с контактирующими отложениями. Значение способа формирования для типизации органогенных тел определяется взаимосвязью, наблюдаемой между биотическим составом захороненных органических остатков и диагностируемыми в ископаемом состоянии внутренними признаками ОАТ, такими, как тексту-

Распространение нефтегазоносных ОАТ в некоторых солеродных бассейнах мира (без СССР)

Нефтегазоносный бассейн, страна, геотектоническое положение	Месторождение	Стратиграфическое положение		Примечание
		продуктивных горизонтов	соленосных толщ заполнения	
Парадокс, США, межгорный прогиб палеозойского горно-складчатого пояса	Анет, Блафф, Котик — Меса, Исмей, Кеч, Баундари-Бат, Тохопэдла, Байта-Пик и др.	Карбон, серия Парадокс, свиты Дезерт-Крик, Исмей	Карбон, серия Парадокс	В ОАТ краевой ундаформной и клиноформной систем зафиксированы соответственно 1 средняя и 20 мелких нефтяных, газонефтяных и газовых залежей
Западно-Канадский, Канада, плита докембрийской платформы	Зоны Зама и Рейнбоу	Средний девон, серия Элк-Пойнт, свита Кег-Ривер	Средний девон, серия Элк-Пойнт, свита Маскег	Зоны Зама и Рейнбоу состоят соответственно из 189 и 66 мелких нефтяных и газонефтяных залежей в ОАТ клиноформной системы
Мичиганский, США, Канада, плита докембрийской платформы	Бичер, Даун-156, Бойд, Петерс, Ли-3, Масоп-16, Хамлин-13, Рашид-Ривер-24, Колд-Спринг-2, Альпена и др.	Нижний, верхний силур (венлок, лудлов), серия Ниагара	Верхний силур, серия Каюга, свита Салайна	В бассейне обнаружены залежи нефти, газа и газоконденсата в более чем 350 ОАТ клиноформной системы. Залежи мелкие с запасами менее 135 тыс. т условных углеводородов
Преаппалачский, США, Канада, плита докембрийской платформы	Де-Клют, Тильбари, Кингсвилль, Ламингтон и др.	Верхний, средний силур, серия Ниагара, свита Гвельф	Верхний силур, серия Каюга, свита Салайна	В бассейне зафиксированы мелкие газовые залежи в 20 ОАТ клиноформной системы
Пермский, США, плита докембрийской платформы	Слотер-Левелленд, Уоссоп, Вэббюм, Юнис-Моньюмент, Эйнайр, Моко-Хилс, Таусенд, Седар-Лейк, Хепдрик, Голдсмит, Ловингтон, Кемнитц и др.	Нижняя пермь; серии Вулфкемп, Леонард, свита Клир-Форк; верхняя пермь, серия Гвадалупе, свита Сан-Андрес	Верхняя пермь, серия Очоа	В 24 ОАТ краевых ундаформных систем Або и Капитен зафиксированы залежи нефти, из которых 1 — крупнейшая, 3 — крупных, 5 — средних и 15 — мелких
	Келли-Снайдер, Роуис, Уэлч, Уилмур-Ист, Даймонд, Когделл, Солт-Крик, Порт-Нокс-Сити и др.	Верхний карбон, серии Сиско, Каньон; нижняя пермь, серия Вулфкемп	То же	В 30 ОАТ краевой ундаформной системы Хорсту зафиксированы залежи нефти: 1 — крупная, 7 — средних, остальные — мелкие либо неустановленной категории
Центрально-Европейский, Великобритания, Нидерланды, ГДР, ПНР, плита эпипалеозойской платформы	Локтон, Кеворден, Тюберген, Денекам, Девийк, Лютов, Мепдзыдрое-Даргобондз, Волин, Бабимост	Верхняя пермь, серии Штассфурт, Лейне, горизонты: главный доломит, плитчатый доломит	Верхняя пермь, серия Верра, Штассфурт; Лейне, Аллер, Оре	В 9 ОАТ краевой ундаформной системы зафиксированы газовые и нефтяные залежи, из которых 4 — средних, 5 — мелких

Параседия КОД	Седия (цифры соответст- вуют обстановкам образования)	Генерализованная графическая модель		
		В разрезе		В плане
		поперечном	продольном	
ОАТ ундаформы (202)	Ядро (0) Окаймляющая (2)			
ОАТ клиноформы (303)	Ядро (0) Окаймляющая (3)			
ОАТ мелководной фондоформы (404)	Ядро (0) Окаймляющая (4)			
ОАТ береговой ундаформы (102)	Ядро (0) Фронтальная (2)			
ОАТ береговой клиноформы (103)	Ядро (0) Фронтальная (3)			
ОАТ краевой мелководной фондоформы (403)	Ядро (0) Фронтальная (3) Тыловая (4)			
ОАТ краевой ундаформы (203)	Ядро (0) Фронтальная (3) Тыловая (2)			



Типизация ОАТ по положению относительно обстановок формирования

Предлагаемые названия и индексы	Краткая характеристика обстановок седиментации
Ундаформные, 202	В зоне активного водообмена на мелководном шельфе
Клиноформные, 303	В зоне затрудненного водообмена на склонах впадин
Фондоформные мелководные, 404	В зоне малоподвижных вод на мелководных защищенных участках шельфа
Береговые ундаформные, 102	В зоне активного водообмена на границе суши и мелководного шельфа
Береговые клиноформные, 103	В зоне активного водообмена на границе суши и склона впадины
Краевые ундаформные, 203	В зоне активного водообмена на границе мелководного шельфа и склона впадины
Краевые фондоформные, 304	В зоне активного водообмена на границе с защищенным участком шельфа и склоном впадины

ра, структура и частично морфология (углы склонов). Парагенетические соотношения ОАТ с контактирующими отложениями, фиксирующие положение ОАТ относительно обстановок образования, отражают влияние факторов окружающей среды на формирование внешних признаков ОАТ: форму и размер в плане, рельеф, характер перехода к латеральным эквивалентам [Stanton, 1967; Birenheide, 1974; Shaver, 1977; и др.]. При классификации ОАТ по положению относительно обстановок образования (табл. 2) использовано понятие о парагенетической ассоциации породных тел, введенное Э. Б. Мовшовичем и обозначенное им термином «параседия». Параседия представляет собой набор тел, или седий, охарактеризованный пространственными (палеогеоморфологическими) и литологическими соотношениями. Параседия ОАТ состоит из собственно ОАТ — ядра параседии — и контактирующих с ним одновозрастных отложений — краевых элементов параседии (рис. 1). Названия последних, по Э. Б. Мовшовичу, определяются их пространственным положением относительно ядра (ОАТ). Так, если ядро окружено со всех сторон отложениями, сформировавшимися в одинаковой среде, вследствие чего состав и мощность их относительно стабильны, то данная седия выделяется под термином «окаймляющая». Если же отложения с мористой и бережной сторон ядра образовались в существенно различных обстановках и неодинаковы по составу и мощности, то выделяются соответственно «фронтальная» и «тыловая» седии. Обстановки формирования латеральных эквивалентов ОАТ классифицируются, согласно принципу, предложенному Дж. Ричем [Rich, 1951], т. е. по вещественному составу, структуре и текс-

Рис. 1. Типизация ОАТ по обстановкам формирования. Графические модели параседий ОАТ. Составили Л. И. Несмеянова, Э. Б. Мовшович.

0 — ОАТ (ядро параседии); 1—5 — латеральные эквиваленты ОАТ: 1 — отсутствуют (ОАТ причленено к берегу), 2 — ундаформные, 3 — клиноформные, 4 — мелководные фондоформные, 5 — глубоководные фондоформные.

ОАТ относительно обстановок образования	Взаимоотношения в разрезе		Морфологические				Литологические (для лате
	Изменения мощности в направлении от оси ОАТ	Тип латеральных контактов ОАТ	Диаметр	Длина	Ширина	Форма в плане	Обагняющая и тыловая седни
	Увеличение		«Вклин» или «впрыгк»	Симметричный	Асимметричный	От нескольких сотен метров до нескольких километров	
Уменьшение или резкое уменьшение							
Ундаформные, 202	Уменьшение или резкое уменьшение		От 1—2 до 15—20 км	—	—	Изометричная (округлая, овальная, подковообразная)	Оолиты, ракушняки, обломочные известняки средне-, тонко- и косослоистые со следами течений, слон не выдержаны, выклиниваются на коротких расстояниях
Клиноформные, 303	«Вклин» или «впрыгк»		От 100—300 м до 1—3 км				Изометричная (округлая, овальная, подковообразная)
Фондоформные, 404	Уменьшение или резкое уменьшение		От 10—30 до 100—300 м	—	—	Изометричная (округлая, овальная, подковообразная)	Известковые алевроиты, алевролиты, глины, сланцы, слоистость может быть массивной и тонкой
Береговые ундаформные, 102	«Вклин» или «впрыгк»		От 1—2 до 20—40 км				Изометричная (округлая, овальная, подковообразная)
Береговые клиноформные, 103	Уменьшение или резкое уменьшение		—	От 1—2 до 20—40 км	От нескольких сотен метров до нескольких километров	Выгнутая (прямая, изогнутая, кольцевая)	Отложения отсутствуют
Краевые ундаформные, 203	«Вклин» или «впрыгк»		—				Выгнутая (прямая, изогнутая, кольцевая)
Краевые фондоформные, 403	Уменьшение или резкое уменьшение		—	От 1—2 до 20—40 км	От нескольких сотен метров до нескольких километров	Выгнутая (прямая, изогнутая, кольцевая)	Известковые алевроиты, алевролиты, глины, сланцы, слоистость может быть массивной и тонкой

ОАТ (внешние)

ралльных эквивалентов ОАТ)	Биологические (для латеральных эквивалентов ОАТ)	
Фронтальная седня	Окаймляющая и тыловая седни	Фронтальная седня
—	Обилие разнообразных сверлящих и извествьывделяющих организмов	—
—	Сравнительно редкие глубоководные бентонные формы, планктон, возможен переотложенный бентос	—
—	Обилие эвригалльных или солоноватоводных форм при скудном видовом составе	—
Оолиты, ракушечники, обломочные известняки средне-, тонко и косослоистые со следами течений, слои не выдержаны, выклиниваются на коротком расстоянии	Отложения отсутствуют	Обилие разнообразных сверлящих и извествьывделяющих организмов
Известковые алевриты, алевролиты, глины и сланцы, образующие тонкое переслаивание, признаки волновой деятельности отсутствуют, могут присутствовать брекчии, экзотические брекчии, следы течений и формы плейчатости	Отложения отсутствуют	Сравнительно редкие глубоководные бентонные формы, планктон, возможен переотложенный бентос
Известковые алевриты, алевролиты, глины и сланцы, образующие тонкое переслаивание, признаки волновой деятельности отсутствуют, могут присутствовать брекчии, экзотические брекчии, следы течений и формы плейчатости	Обилие разнообразных сверлящих и извествьывделяющих организмов	Сравнительно редкие глубоководные бентонные формы, планктон, возможен переотложенный бентос
Известковые алевриты, алевролиты, глины и сланцы, образующие тонкое переслаивание, признаки волновой деятельности отсутствуют, могут присутствовать брекчии, экзотические брекчии, следы течений и формы плейчатости	Обилие эвригалльных или солоноватоводных форм при скудном видовом составе	Сравнительно редкие глубоководные бентонные формы, планктон, возможен переотложенный бентос

туре, как обстановки унда-, клино- или фондоформы. При этом обстановка фондоформы, выделенная Дж. Ричем, принимается за небольшими дополнениями. Поскольку Дж. Рич в качестве фондоформных рассматривал совместно условия застойных мелководных лагун и дна глубоководных морских впадин, нам пришлось в целях распознавания формирующихся в разных условиях отложений обособить обстановки мелко- и глубоководной фондоформы. Таким образом, соотношения ОАТ с латеральными эквивалентами могут быть охарактеризованы одним из двух возможных положений ОАТ относительно этих эквивалентов и литологическим составом последних, который фиксирует одну из четырех возможных обстановок формирования. Соответствующие этим взаимоотношениям параседий отличаются одна от другой числом, набором или литологическим содержанием входящих в них седий (см. рис. 1). Им отвечают ОАТ по положению относительно обстановок формирования, представленные в табл. 2.

Всего выделено 7 групп ОАТ по типам параседий, причем в их число не вошли те ОАТ, формирование которых в реальных условиях представляется невозможным по экологическим причинам. В табл. 2 предлагаемые для ОАТ названия сопровождаются числовыми индексами. Индексами обозначены в соответствии с рис. 1 обстановки седиментации (отложения) с береговой и бассейновой сторон ОАТ, причем цифра (0) фиксирует само ОАТ. Если буквенными индексами учесть еще способ образования ОАТ, то с помощью цифровых и буквенных индексов можно кратко обозначить любую разновидность органогенных построек по двум рассмотренным выше признакам. Однако ОАТ по способу образования (по биоте), как не имеющие прямой связи с величиной формирующихся в них залежей нефти и газа, в данной статье не рассматриваются.

ОАТ редко бывают единичными, поскольку благоприятные для их роста условия почти всегда возникают на обширной площади. Образовавшаяся в пределах этой площади совокупность ОАТ, характеризующаяся общностью времени и условий формирования, составляет систему ОАТ. Системы имеют те же наименования и коды, что и составляющие их единичные ОАТ, т. е. унда-, клиноформные и т. д. По расположению тел в системах последние могут быть подразделены на ареалы, тренды, линеалы. Опознавание и дифференциация в ископаемом состоянии ОАТ и систем ОАТ относительно обстановок образования возможны только на основе комплекса внешних диагностических признаков, отражающих влияние этих обстановок на морфологию и взаимоотношения тел в разрезе. В изученных солеродных бассейнах продуктивные ОАТ были классифицированы согласно представленным в табл. 3 признакам как клиноформные, краевые фондоформные или краевые ундаформные, другие ОАТ в бассейнах такого типа встречены не были. Особенности формирования названных систем и вызванные ими различия в морфологии тел обусловили неоднородное распределение приуроченных к ним залежей нефти и газа по величине начальных извлекаемых запасов. Так, все средние, крупные и крупнейшие залежи связаны исключительно с краевыми системами, в клиноформных системах отмечаются только мелкие, но чрезвычайно обильные по количеству залежи. Это наглядно иллюстрируется на примере ряда конкретных систем (табл. 4).

Клиноформные системы обнаружены в Западно-Канадском, Мичиганском, Предапшалацком, Парадокс, Каракумском, Северо-Каспийском и Иркутском нефтегазоносных бассейнах. В этих бассейнах рост клиноформных ОАТ непосредственно предшествовал времени соленакопления и даже возобновлялся в ряде случаев в периоды опреснения, в результате чего возникали полициклические (моногенные или полигенные по способу аккумуляции) постройки, погребенные затем под толщей переслаивания соляных и карбонатных пород. Клиноформные ОАТ относятся к классу внутренних тел и охарактеризованы параседией из двух эле-

Распределение залежей, приуроченных к погребенным ОАТ

Бассейн	Общее количество	Типы систем ОАТ			Категории крупности			
		клиноформные	краевые ундаформные	краевые фондоформные	мелкие	средние	крупные	крупейшие и гиганты
Парадокс	21	20	1	—	20	1	—	—
Западно-Канадский	255	255	—	—	255	—	—	—
Мичиганский	350	350	—	—	350	—	—	—
Предаппалачский	20	20	—	—	20	—	—	—
Пермский	54	—	30	24	15	12	4	1
Центрально-Европейский	9	—	9	—	5	4	—	—
Итого . . .	709	645	40	24	665	17	4	1

ментов — ядра и окаймляющей седии (см. рис. 1). О их формировании в пределах глубоководных склонов свидетельствуют литологические и фаунистические особенности латерального эквивалента — тонкое сантиметровое переслаивание пород, отсутствие признаков волновой деятельности и одновременное присутствие следов течений, смешение глубоководных и переотложенных мелководных бентонных форм и т. д. (см. табл. 3). Они имеют близкую к округлой или овальную форму и характеризуются отсутствием следов перераспределения обломочного материала, ссыпавшегося к его подножию. Клиноформные ОАТ отличаются небольшими в плане размерами (обычно не более 1,5—3 км в диаметре) и высоким рельефом (несколько десятков и даже более сотни метров). По-видимому, малый размер тел обусловлен двумя причинами. Во-первых, недостатком пищи для организмов в условиях затрудненного водообмена. Во-вторых, значительной скоростью прогибания склонов впадин, что вызывает интенсивный рост организмов и сооружаемой ими постройки вверх. О значительном превышении клиноформных ОАТ над поверхностью морского дна можно сделать вывод на основании резких латеральных контактов «впритык» с перекрывающими эвапоритами. В условиях клиноформы наиболее распространены тела, созданные растущими на морском дне в виде зарослей организмами (губки, криноидеи, водоросли и др.), способными улавливать и связывать карбонатные илы. Они сменяются обычно постройками каркасных организмов (кораллы, строматопороидеи и др.), которые продолжают наращивать их вверх по мере углубления солеродного бассейна. Таким способом формируются полициклические тела полигенного типа, очень характерные для бассейнов с изменчивым режимом осадконакопления, называемые многими геологами истинными рифами из-за их отчетливой экологической зональности. Таковы постройки в отложениях группы Зама, ОАТ в Мичиганском бассейне, в Предуральском прогибе.

Клиноформные системы существуют как совокупности большого количества мелких неправильной или изометричной формы высокорельефных тел. Их распространение ограничено довольно широкой зоной склонов впадин. По взаимоотношению отдельных тел, одновременно беспорядочному и тенденциозному, системы получили наименование «трендов». Естественно, что к системам таких мелких, хорошо изолированных в разрезе тел не могут быть приурочены крупные залежи нефти и газа, так как размеры залежей лимитированы малыми размерами ОАТ (рис. 2).

К краевым системам могут быть отнесены продуктивные ОАТ в Пермском и Центрально-Европейском нефтегазоносном бассейнах, где их формирование значительно опережало по времени эпоху заполнения солью

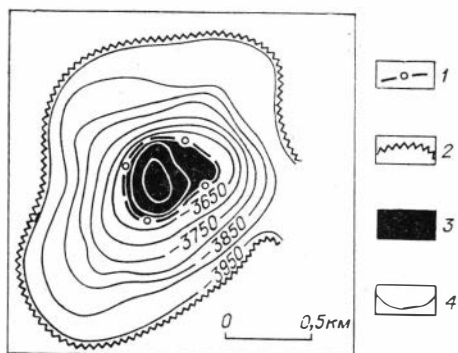


Рис. 2. Залежь нефти в одном из клиноформных ОАТ системы Зама, девон, Западно-Канадский НГБ.

1 — контакт вода — нефть; 2 — литологические границы ОАТ; 3 — нефтяная залежь; 4 — изогипсы.

Краевые ОАТ, тыловая седия которых сформирована отложениями открытого шельфа, получили название краевых ундаформных. Таковы ОАТ в системе Або-Капитен в США и так называемый онколито-оолитовый рифовый барьер в Польше. Краевые ундаформные ОАТ в солеродных бассейнах очень специфичны как по своему внешнему облику, так и по внутреннему строению. Они представляют собой либо продукт механической аккумуляции, как ОАТ в главном доломите в Польше, либо постройки, созданные исключительно корковыми или инкрустирующими организмами без какого-либо участия каркасных, как в Пермском бассейне. Рельеф этих тел не был велик и составлял обычно первые метры (до 10—30 м). Это и было причиной того, что такие постройки не затрудняли циркуляцию водных масс в своей тыловой зоне. Однако суммарная мощность полициклических тел такой природы может достигать нескольких сот метров.

Краевые ОАТ, вышедшие из-под уровня моря и охарактеризованные с тыловой стороны обстановкой застойных лагунных вод, выделяются как краевые фондоформные (мелководные). Примерами таких тел могут являться ОАТ в системе Хоршу в Пермском бассейне. Они, по-видимому, сначала росли в довольно тихих и глубоких водах, о чем свидетельствует состав структурообразующих организмов, затем были выведены на поверхность и переработаны в зоне действия волн с мористой стороны. Высота рельефа подобных ОАТ достигала 30 м.

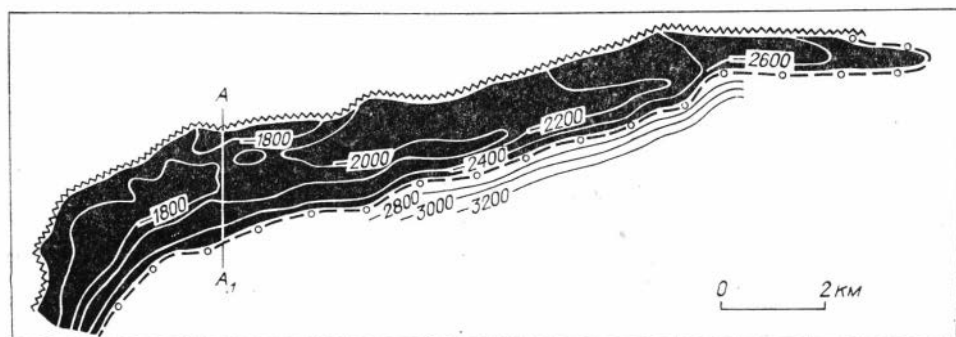


Рис. 3. Месторождение Эмпайр-Або с залежью нефти в краевом ундаформном ОАТ системы Або, пермь, Пермский НГБ.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Системы краевых ОАТ — линеалы — образуются вдоль тектонических, эрозионных или седиментационных уступов на границе различных обстановок седиментации. Они состоят из ОАТ удлиненной формы, обычно крупных по размеру. О величине индивидуальных тел в системе свидетельствуют такие примеры. Площадь рифа Скэрри в Техасе составляет $10 \times 36 \text{ км}^2$, а Норт-Нокс-Сити — $5,6 \times 14 \text{ км}^2$. Залежи нефти и газа, приуроченные к таким крупным телам, могут достигать значительных размеров (рис. 3) и содержать запасы углеводородов высоких категорий с начальными извлекаемыми запасами в десятки и сотни миллионов тонн.

ЛИТЕРАТУРА

- Мовшович Э. Б., Кнепель М. Н., Несмеянова Л. И. Геологостатистические показатели нефтегазоносности погребенных рифов, баров, речных систем. Обзор ВИЭМС. Серия геол. Методы поисков и разв. м-ний нефти и газа. М., 1978. 18 с.
- Birenheide R. Geomorphologie der Great Barrier Reefs.— *Natur und Mus. (BDR)*, 1974, vol. 104, N 5, p. 153—158.
- Rich S. L. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them.— *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul.*, 1951, vol. 35, N 9, p. 1—20.
- Shaver R. H. Silurian reef geometry — new demension to explore.— *J. Sedim. Petrol.*, 1977, vol. 47, N 4, p. 1409—1424.
- Stanton R. Factor controlling shape and facies distribution of organic carbonate buildups.— *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul.*, 1967, vol. 51, N 12, p. 2462—2467.

М. И. Островский, В. Б. Сдобников, Л. Б. Мионов

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЕВЫХ ТОЛЩ В ОТДЕЛЬНЫХ ЗОНАХ ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Контрастность соленакпления на континентах объясняется в первую очередь спецификой тектонических структур. На примере Восточно-Европейской платформы можно видеть следующие соотношения. В центральных районах имеются изолированные солевые тела площадью в несколько сот или первые тысячи квадратных километров при мощности до нескольких десятков метров. Значительно шире представлены области бессолевых разрезов. На обрамлении платформы совершенно противоположная картина. Ареалы соленакпления распространены на значительных пространствах, измеряемых десятками и сотнями тысяч квадратных километров, мощность солевых толщ достигает сотен и даже первых тысяч метров. Именно здесь отчетливо проявляется связь тектонических форм солевых толщ с линейностью внутренней структуры фундамента и подсолевых горизонтов. Все это свидетельствует о своеобразии эпох соленакпления и формирования солевых структур. Соленосные бассейны вытягивались вдоль границ кратона (заметим, определяемых не всегда однозначно). Как правило, они доминировали в одной из зон обрамления — внешней или внутренней, подчиняясь развитию крупных региональных структур. Во внутренней зоне это Днепровско-Донецкий и Припятский авлакогены, Предуральский краевой прогиб, Прикаспийская впадина, во внешней — Предкарпатский краевой прогиб и Германско-Польская впадина. Некоторые из главных особенностей строения солевых толщ этих структур сведены в таблицу.

В авлакогенах присутствуют две региональные соленосные толщи девонского возраста — франская и фаменская. Первая из них главенствует

Особенности строения солевых толщ на

Область соленаккопления	Региональная структура	Возраст формирования региональной структуры	Возраст солевых толщ		Площадь, тыс. км ²
			основных	дополнительных	
Припятский авлакоген	Грабены, авлакогены	Позднефранский, фаменский	Фаменский	Франский	20
				Ассельский Фаменский	25
Днепровско-Донецкий авлакоген		Позднефранский	Франский	Ассельский Фаменский	80
Предуральский прогиб	Краевой прогиб	Раннепротерозойский	Кунгурский	—	40
Прикаспийская впадина	Краевая впадина с бортовыми уступами	Раннепротерозойский	Кунгурский	Уфимский Артинский Сакмарский	500
Предкарпатский прогиб	Краевой прогиб	?	Раннетортонский, Бурдигальский, аквитанский	—	80
Германско-Польская впадина	Синеклиза	Отен	Цохлтеин Аллер Ляйне Стасфурт Верра	—	

в Днепровско-Донецком авлакогене, на площади примерно 80 тыс. км², образуя галитовые тела мощностью около 2 км. Ярким проявлением соляной тектоники франской толщи служат соляные штоки высотой до 12 км, прорывающие вышележащие отложения. Фаменская толща преобладает над франской в Припятском авлакогене, где ее мощность достигает 800—1600 м. Она участвует в тектогенезе соляных структур течения, но не образует штоков. На юго-востоке Днепровско-Донецкого авлакогена и в сопредельных районах Донбасса присутствуют нижнепермские (ассельские) соленосные отложения, достигающие наибольшей мощности в Орчииковской депрессии (700 м). Взаимодействуя с девонскими солевыми структурами, пермские образования трансформируются в мощные (до 1600 м) соленосные линзы. Под козырьками этих структур нередко располагаются массивно-пластовые залежи газа и газового конденсата в нижнепермских и нижележащих отложениях (Новоукраинское, Распашновское, Восточно-Медведовское, Машевское и другие месторождения).

Предуральский прогиб включает два бассейна соленакпления. Северный бассейн охватывает Соликамскую и смежные районы Верхнепечорской и Сылвенской впадин, южный — Бельскую впадину. Между указанными бассейнами, в Юрюзано-Айской и на юге Сылвенской впадины, как и на севере прогиба (Большесынинская, Косью-Роговская и Коротайхинская впадины), соленосных отложений нет (рис. 1). Распространенность солей, определяемая условиями накопления и сохранности нижнепермской эвапоритовой формации, на наш взгляд, через эту связь управляется разновозрастной структурой фундамента. Соленосные толщи распространены в зонах развития, по геофизическим данным, раннепротерозойского фундамента. Юрюзано-Айская впадина вместе с прилегающей частью Сылвенской впадины располагается на Уфимском архейском блоке [Дедеев, Султанаев, 1971]. Северная ветвь Предуральского прогиба, по аналогии геолого-геофизических параметров с Тимано-Печорской провинцией, выстилается верхнебайкальским (поздний рифей — венд) кристаллическим основанием.

обрамлении Восточно-Европейской платформы

Мощность солей, м	Возраст фундамента	Соляная тектоника	Характеристика и роль глубинных разломов
60—90 1150—1600	Карелиды и свекофениды	Купола	Разломы ограничивают область соленакпления
700—2000 800—2000	Карелиды и свекофениды	Купола, штоки	Разломы ограничивают область соленакпления
2000	Карелиды и свекофениды	Купола, валы	Характерны надвиги, способствующие образованию солевых валов
4000	Карелиды и свекофениды, на юге ранние байкалды (?)	Купола, валы, штоки	Разломы контролируют солевые структуры, солевые поднятия северо-западного борта
300—500 до 700 200—450	Альпиды	Диапиры	Главный надвиг разделяет внешнюю и внутреннюю зоны прогиба, разломы контролируют солевые структуры
30—200 100—350 400—500 150—340	Варисциды и ранние байкалды	Диапиры, валы, штоки	Узкие авлакогены-рифтогены контролируют подсолевые газоперспективные структуры нижней перми

Стратиграфически соли Предуральского прогиба повсюду принадлежат иренскому горизонту купгурского яруса, т. е. занимают самую верхнюю ступень нижней перми. Наряду с каменной широко распространены и калийные соли. Пачки солей мощностью от единиц до сотен метров занимают в восточной части прогиба преимущественно нижнюю часть горизонта, а на западе приурочены к верхним слоям, где благодаря раздувам соли они могут примыкать к ассельско-сакмарским рифам. Но нередко 2—3 пачки солей чередуются в разрезе. Мощность соленосной толщи увеличивается к югу до 2000 м.

Структуры течения формируют одиночные складки и группы складок, объединяемые в Соликамской и Бельской впадинах в валы долготного простирания. В первой из них установлены Камско-Вишерский, Березниковский, Харюшинский, Игумский, а во второй — Мелеузский, Смаковский, Воскресенский, Александровский. Иртыбинский валы. Их протяженность 40—70 км, ширина около 5—6 км, высота до 1600 м, крутизна склонов 12—45°. Амплитуда локальных поднятий на этих валах 100—250 м. Количество солевых валов увеличивается к югу. В районе пересечения Бельской впадины с Прикаспийской синеклизой их более 8. В Сылвенской и Верхнепечорской впадинах, занимающих периферические зоны северного бассейна соленакпления, солевые валы не выделяются. Отмечаются лишь одиночные брахиантиклинальные поднятия с увеличенной мощностью соли в ядре складки. В Бельской и, по-видимому, в Соликамской впадинах развит солевой диапиризм. Надвиговые дислокации образуют закономерные соотношения. Как показали Ю. В. Казанцев, М. А. Камалетдинов (1977), по расположению солевых штоков, диапиров на фронтальной стороне надвига в лежащем крыле можно судить о размещении нефтегазоперспективных структур в досолевых образованиях высшего блока.

Исследование соляной тектоники Предуральского прогиба имеет немаловажное практическое значение. Солевые толщи служат региональной покрывкой, влияя на сохранность залежей в нижнепермском перс-

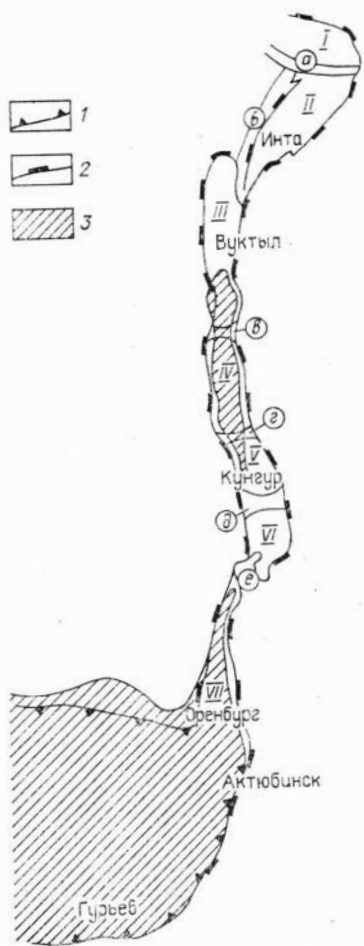


Рис. 1. Схема распространения солевых толщ на восточных и юго-восточных окраинах Восточно-Европейской платформы.

1 — граница Прикаспийской впадины; 2 — граница Предуральского прогиба; 3 — зоны распространения соленосных толщ. I—VII — впадины: I — Коротайхинская, II — Косью-Роговская, III — Верхнепечорская, IV — Соликамская, V — Сылвенская, VI — Юрьюзано-Айская, VII — Бельская. а, б — поднятия: а — гряда Чернова, б — гряда Чернышева; г — седловины: г — Колвинская, д — Косьювско-Чусовская, е — Краснофимская; ж — Каратауский выступ.

пективном комплексе (Рассохинское газоконденсатное, Курганское газовое месторождение на юге Верхнепечорской впадины, Бельское нефтяное месторождение в Соликамской впадине, группа нефтяных и газовых месторождений Бельской впадины, приуроченных к ассельско-сакмарско-артинским рифовым массивам, — Канчуринское, Карташевское, Совхозное, Астраханское, Украинское, и месторождения нефти, связанные с брахискладками карлинского и кипзебулатовского типов). Нефтяные залежи установлены в отложениях карбона на восточных висячих крыльях Александровского, Волостновского и других валов.

Прикаспийская впадина в виде обширного в 0,5 млн. км² изометричного перикратонного опускания образует вместе с обрамляющими ее районами Русской плиты уникальный бассейн соленакопления. Возраст солей раннепермский, как правило, иреньский кунгурского века. Солевые проявления сакмарского и артинского веков ед-

ничны и весьма ограничены. Солевые массы приурочены главным образом к куполам, которых насчитывается около 1600. Мощность первичного солевого пласта в центре впадины оценивается от 4000 до 5500 м.

Поверхность соли резко деформирована. Широко представлены штоки, гряды, перешейки. Высота штоков, проникающих в разные горизонты доплиоценового чехла и выше, достигает, по данным сейсморазведки, 8—9 км. В последние годы установлено наличие сквозных межкупольных депрессий, занимающих около 50% площади впадины [Кричевский и др., 1977]. На периферии впадины отчетливо выделяются линейные структуры, объединяющие группы куполов. Установлено несколько зон нефтегазонакопления в нижнепермских отложениях, преимущественно в известняках артинского яруса и доломитах филипповского горизонта кунгура, тесно связанных с галогенной формацией. Более других они изучены в бортовых линейных участках впадины [Кирюхин, Немченко, 1979]. Характерны соотношения на северном бортовом уступе, прослеживаемом по разным горизонтам надсолевых отложений, подошве галогенной формации и по фундаменту [Шафиро, 1977]. Значительную роль в размещении ловушек здесь играют разрывные дислокации. Они контролируют цепочки рифовых ловушек в опущенных блоках (например, в лежачем крыле Токаревского сброса [Кирюхин и др., 1979], к которому приурочены Гремячинское, Ульяновское, Цыгановское нефтегазовые месторождения), соляные структуры на Оренбургском участке (Илецкий купол и восток Оренбургского вала), соляные поднятия Саратовско-Волгоградского района.

Линейность солевых структур соответствует вытянутым формам гравимагнитных аномалий, видимо, отражающих ранне- и среднепротерозойские структуры кристаллического ложа. С этой датировкой фундамента согласуются значения граничных скоростей 6,2—6,8 км/с, свойственные нижнепротерозойским гранито-гнейсам. Наконец, дополнительным аргументом может служить развитый галокинез — своеобразный, по примеру Предуральяского прогиба, индикатор ранне-среднепротерозойских структур фундамента Прикаспийской впадины.

Предкарпатский краевой прогиб по разломам примыкает к Вольно-Подольской плите Восточно-Европейской платформы, а западнее — к байкалидам Средне-Европейской плиты, ступенчато погружающимся под прогиб. Ширина прогиба 25—70 км, длина 600 км. Южная часть прогиба примерно на 20—25 км перекрывает надвинутым флишем Карпат. Вблизи линии главного надвига или по более северным широтным разломам проходит граница между внешней и внутренней зонами прогиба, существенно различающимися по своему строению. Во внешней зоне развиты гипсы и ангидриты, а во внутренней — две соленосные толщи воротыщенской серии, нижняя (аквитан — бурдигал) и верхняя (тортон) мощностью соответственно 200—450 и 300—500 (до 700) м. Нижняя толща в основном галитовая, верхняя содержит пласты и линзы как каменной, так и калийных солей. Блоковые движения по широкой сети разломов в эпоху альпийской тектонической активизации способствовали интенсивной деформации солей. Из сорванных надвигом верхних моласс образовались складчатые бескорневые структуры, надвинутые друг на друга чешуи, крутые опрокинутые складки.

Локальные структуры, или ловушки неантиклинального типа, в нижней молассе миоцена образуют вдоль главного надвига во внутренней зоне прогиба полосу нефтегазонакопления (Бориславское, Долинское и другие месторождения). Региональное газонакопление увязывается с разломами внешней зоны (Дашавское и другие месторождения).

Германско-Польская впадина вмещает огромную верхнепермскую область соленакопления, занимающую 700 тыс. км², расположенную преимущественно в пределах внешнего обрамления Восточно-Европейской платформы на гетерогенной по возрасту фундамента (рифей — палеозой) Средне-Европейской плите. Своей северо-восточной ветвью впадина заходит на территорию Прибалтийской синеклизы, а с юго-востока ограничивается Варшавской подвижной зоной свекофенид и блоками байкалид [Островский, 1979].

Цехштейновая соленосная формация представлена 4 циклотемами, каждая из которых включает карбонатные, глинистые, сульфатные и соленосные толщи (рис. 2). На территории ПНР, т. е. на ближайшем обрамлении кратона, «наистаршая соль» циклотемы Верра сложена галитом (около 150—300 м). В циклотемах Стасфурта и Ляйне (соответственно «старшая соль» 300 и «младшая соль» — до 180 м) наряду с каменной солью развиты калийные и магниевые. Самая верхняя «наимладшая соль» циклотемы Аллер имеет мощность до 100 м. Как и «наистаршая соль», она в основном мономинеральна — галитовая [Poborski, Wagner, 1972].

В разрезах Стасфурта и (в меньшей степени) Ляйне развиты структуры течения — подушки и диапиры, дисгармоничные по отношению к структурам нижележащих горизонтов. Подстилаются и перекрываются соленосные толщи ангидритами, вместе с которыми служат надежной региональной покрывкой для газовых залежей продуктивного горизонта, объединяющего нижнепермские терригенные образования и известняки Верра, и для нефтяных залежей главного доломита Стасфурт и плитового доломита Ляйне.

Вышеизложенное позволяет выявить закономерные связи солевых толщ с тектогенезом обрамления Восточно-Европейской платформы.

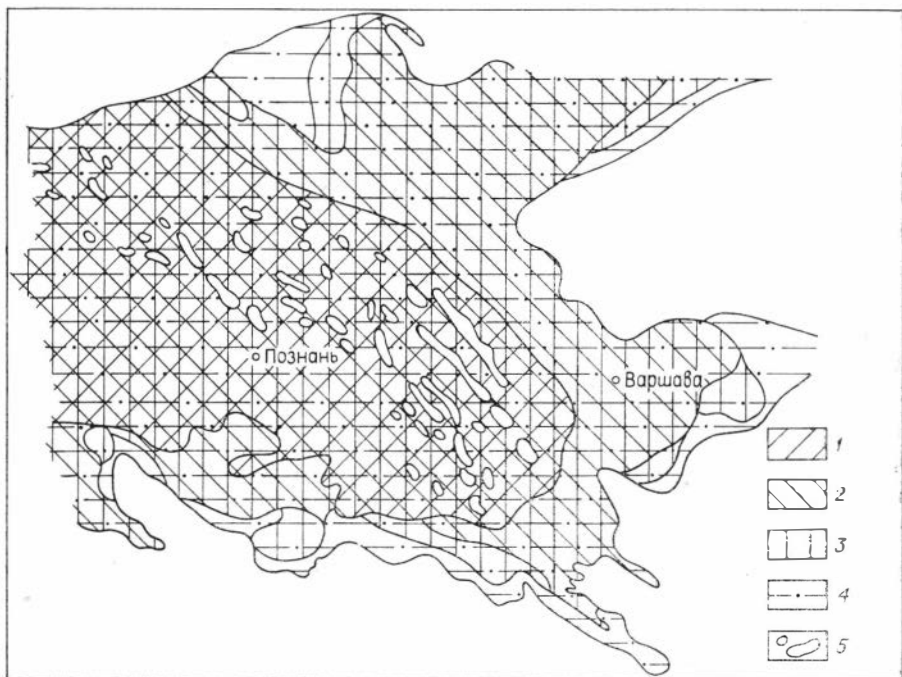


Рис. 2. Схема распространения солевых толщ на западной окраине Восточно-Европейской платформы (Германско-Польская впадина на территории ПНР). 1 — Аллер, 2 — Ляйне, 3 — Стасфурт, 4 — Верра, 5 — солевые линзы, подушки, штоки, валы.

1. Время соленакопления синхронно эпохам завершающего орогенеза соседних геосинклиналей или эпохам тектонической активизации авлакогенов и следует непосредственно за формированием краснопестроцветной молассы. Ритмы соленакопления охватывали внутри платформы малые промежутки времени в фаменском и франском веках (Припятский и Днепровско-Донецкий авлакогены), ассельском (Днепровско-Донецкий авлакоген) и кунгурском (Прикаспийская впадина, Предуральский прогиб) веках, а на внешнем обрамлении — более продолжительные — всю позднепермскую (Германско-Польская впадина) и раннемиоценовую (Предкарпатский прогиб) эпохи.

2. Мощные эвапоритовые образования изменчивого состава, включающие соленосные толщи, могли формироваться только в подвижных зонах коры, распространявшихся на обрамлении Восточно-Европейской платформы не повсеместно. Большой мобильностью отличались зоны кристаллического фундамента раннепротерозойской (карелиды и свекофениды: южная ветвь Предуральского прогиба, большая часть Прикаспийской впадины, Днепровско-Донецкий и Припятский авлакогены, Балтийская синеклиза), возможно, раннерифейской (ранние байкалиды юга Верхнепечорской, юга Прикаспийской, востока Германско-Польской впадин), варисийской (Германско-Польская впадина) и альпийской (Предкарпатский прогиб) консолидации. Архейские массивы (Юрюзано-Айская впадина), поздние байкалиды (северная ветвь Предуральского прогиба, юго-восточная часть Германско-Польской впадины), видимо, характеризовались относительной стабильностью, препятствовавшей интенсивному развитию солеродных бассейнов.

3. Очевидна значительная роль разломов в формировании структуры мощных солевых толщ. Разломы иногда ограничивают области соленакопления (Припятский, Днепровско-Донецкий авлакогены) или контроли-

руют их конфигурацию, создают уступы, обуславливающие контрасты формаций (Прикаспийская впадина), региональные надвиги способствуют перемещению солевых пластин и образованию солевых валов (Предуральский, Предкарпатский прогибы). На территории Германско-Польской впадины установлены протяженные на 150—250 км очень узкие грабеногорстовые структуры в отложениях верхней перми — триаса, юры и реже мела. Такие обращенные структуры рифтогенного типа с амплитудой до 1000 м независимо от соотношения с солевыми структурами цехштейна часто контролируют цепочки небольших газоперспективных структур в нижнепермской молассе. Вместе с тем нельзя абсолютизировать значение авлакогенов при формировании солевых областей ни на обрамлении, ни тем более внутри платформы. Сеть рифейских авлакогенов не имеет прямого отношения к области соленакопления. Отдельные совпадения носят случайный характер. Девонские авлакогены, которых намного меньше, тоже не всегда служили зонами накопления солей. Так, Кировско-Кажимский, или Вятский, авлакоген, унаследованный от рифейского, оказался бессолевым.

ЛИТЕРАТУРА

- Дедеев В. А., Султанаев А. А. Особенности геотектонического развития Предуральского краевого прогиба. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 47—56.
- Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А. Основные особенности тектоники Предуральского краевого прогиба. — Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1977, т. 52 (6), с. 122—138.
- Кирюхин Л. Г., Ильин В. Д., Обрядчиков О. С., Копытченко В. Н., Хахаев Б. Н., Саввин В. А., Даумов С. Г., Камалов С. М. Пути повышения эффективности нефтегазопойсковых работ на нижнепермский карбонатный комплекс северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1979, № 5, с. 11—16.
- Кирюхин Л. Г., Немченко Н. Н. Особенности строения и размещения залежей углеводородов в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1979, № 2, с. 7—13.
- Кричевский Г. Н., Капустин И. Н., Мильничук В. С. Размещение кушгурских соляных масс в недрах Прикаспийской впадины. — В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 29—32.
- Островский М. И. Структура и формирование фундамента западного обрамления Восточно-Европейской платформы. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 18—25.
- Шафиро Я. Ш. Тектоника нижнепермских отложений северо-западной и северной бортовых зон Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 90—94.
- Poborski J., Wagner R. Stratigrafia i paleogeografia Permi. — Bull. Inst. Geol., 1972, № 252, S. 121—134.

Г. Е.-А. Айзенштадт, Г. И. Слепакова

СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ И СВЯЗИ НАДСОЛЕВЫХ И ПОДСОЛЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Изучение соляной тектоники, начатое еще в прошлом столетии в Трансильвании, позднее продолженное на территории Северо-Германской впадины, в Предкарпатском прогибе, во впадине Голф-Кост, а в конце 20-х годов XX века в пределах Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин, выявило исключительное разнообразие геологического строения этих территорий, различный возраст развитых здесь соляных пород и связанных с ними генетически локальных структур. Полученный за это время богатый геолого-геофизический материал позволил на основе его обработки и обобщения установить ряд закономерностей в проявлениях соляной тектоники и строении соляных структур различных районов мира.

Прикаспийская впадина на фоне уже известных солянокупольных областей является уникальной во многих отношениях и не только по размерам (площадь ее превышает 550 тыс. км²) и количеству соляных структур (более 1200), но и по их морфологии и генезису. Ни в одной другой солянокупольной провинции не известны такие купола-гиганты, как Челкар, Индер, Круглый, Сахарный и др. Ни в одной из них не встречаются, наряду с огромными соляными массивами со столообразными плоскими сводами, столь протяженные соляные антиклинали и гряды, осложненные островерхими куполами. Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов показывает, что здесь нет даже двух одинаковых по морфологии куполов. Такое разнообразие объясняется не только некоторыми различиями во времени их возникновения и различной мощностью и составом исходного «материнского пласта» соли, но и различиями в местоположении относительно обрамления, степенью интенсивности проявления соляной тектоники, мощностью надсолевого комплекса, особенностями строения пород, подстилающих соль, а также характером региональных тектонических движений, которые лежат в основе всего процесса.

Но было бы неправильным считать, что эти факторы во всех случаях в одинаковой мере влияли на образование и развитие как отдельных соляных куполов, так и их «сообществ». Сопоставление особенностей зон развития куполов разных типов [Айзенштадт, 1956, 1959; Бровар и др., 1970] с некоторыми из перечисленных выше факторов — глубиной залегания поверхности подсолевого ложа и фундамента, с первоначальной мощностью «материнского пласта», с тектоническими особенностями отдельных участков впадины — дает основание полагать, что влияние последних менялось во времени и в пространстве.

Известно, что в пределах Прикаспийской впадины установлена достаточно высокая степень раздробленности поверхности фундамента и подсолевых отложений [Павлов, 1974; Слепакова, Черепанова, 1976; Слепакова, 1975] глубинными и региональными разломами двух преобладающих — северо-западного и северо-восточного и близкого к ним простираний на блоки различных порядков. Разломы пересекаются под углом 80—90°, образуемая ими сетка разбивает фундамент на многочисленные глыбы, расчлененные на блоки более мелких порядков. Разломы влияли на процесс осадконакопления на протяжении всей палеозойской эпохи и предопределили участки заложения всех крупных положительных и отрицательных структур II порядка в пределах впадины [Слепакова, 1975; Слепакова, Черепанова, 1976]. Ведущая роль процессов регионального характера несомненна. Бесспорно также, что тектоническая мобильность фундамента и связанные с ней дислокации осадочного чехла контролировали существенным образом процессы возникновения и развития соляных структур. Особенно ярко и наглядно это проявлялось в бортовых зонах впадины. Причем характерны резкие различия в строении куполов западной прибортовой зоны и северной, восточной и южной. В пределах западной и северной бортовых зон на границе со впадиной располагаются жесткие массивы Воронежской антеклизы, Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского сводов, в то время как граница на востоке и юге подвергалась воздействию складчатых областей Уральской многоэосинклинали и молодой Туранской плиты, влияние которых на развитие впадины и, в частности, на образование соляных куполов воплотилось в иных формах, чем на севере и западе впадины. На западном обрамлении, непосредственно к юго-востоку от Приволжского разлома, образующего естественную границу впадины, и Воронежской антеклизы (трассируется по региональной гравитационной ступени и подтверждается данными КМПВ и ГСЗ), поверхности фундамента и подсолевых отложений ступенчато, по региональным разломам, погружаются к центру впадины. На фоне этого погружения по поверхности фундамента выделяется целая серия выступов и

сводов, которые служат как бы зеркальным отражением поднятий во внешнем обрамлении впадины. Столяровскому выступу соответствует Северокамышинское поднятие, Луго-Пролейской зоне — Южнокамьшинское, Ленинской — Дубовское и т. д. Наблюдения над мощностями палеозойских отложений свидетельствуют о том, что особенности тектоники поверхности фундамента, как правило, отражаются в структуре подсолевых отложений в виде разломов, флексур, зон поднятий, носов и др.

В свою очередь размещение соляных структур в этом районе также контролируется линейно-блоковым строением западного борта. Закартированы протянувшиеся более чем на 100—150 км закономерно ориентированные соляные антиклинали и сопряженные с ними синклинали (общей шириной до 50—80 км), местоположение которых совпадает с простираемием региональных разломов или флексур. Так, Ахтубинско-Рахинская зона соляных антиклиналей, включающая Терповскую, Карповскую, Тингутинскую, Северо-Тингутинскую, Красноармейскую, Паромненскую и Рахинскую брахиантиклинали общей протяженностью более 150 км, располагается вдоль Сарпинско-Тингутинского и Новоникольского разломов. Зоны Светлоярских и Ушаковско-Ленинских брахиантиклиналей, протягивающиеся вдоль Краснокутского разлома, на севере переходят в зоны Грачевско-Могутинских и Барановско-Валуевских брахиантиклиналей. По данным Н. Д. Павлова (1974) в Волгоградском Заволжье выделяется или намечается более 24 линейно-вытянутых соляных антиклиналей преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания.

Представляется, что в результате первых же восходящих движений после отложения соляных масс (первая послекунгурская фаза) соляная толща сминалась вместе с усложнением структуры под- и надсолевой толщи; участки подсолевого ложа выполняли роль штампов, передающих соли энергию движения блоков фундамента. Приподнятые западные края ступеней вместе с прилегающим с запада уступом служат упором, у которого происходили выжимание и подъем соляных масс, поэтому соляные антиклинали и контролируются разломами северо-восточного простирания, а их западные склоны крутые и нарушены разрывами.

Простирание соляных антиклиналей не бывает строго прямолинейным, оси их несколько отклоняются в ту или иную сторону, что лишнее раз указывает на влияние на их развитие нарушений и северо-западного простирания. Как правило, сводовые части соляных антиклиналей осложнены цепочками соляных куполов. В сводовых частях куполов развиты центральные грабени или сбросы, которые, образуя сложную систему нарушений, подчиняются простиранию соляных антиклиналей. Обычно на каждом куполе наблюдаются радиальные по отношению к его длинной оси разломы.

При прогибании впадины также могли возникать радиально-тангенциальные напряжения, которые в солевом и надсолевом комплексах приводили к образованию куполов и многочисленных систем нарушений в надсолевой толще.

Радиальные напряжения, распространяясь от центра впадины, получали в местах совпадения их направления с направлением нарушений северо-западного простирания дополнительный импульс. Какая-то часть напряжений, подходя под углом к нарушениям северо-западного простирания, будет несколько менять свое направление и в то же время усиливать напряжения северо-западного простирания. Можно ожидать, что максимум напряжений придется на «пачелмское» направление, нарушая простирание соляных гряд и сопряженных с ними зон прогибов. Эта картина отчетливо проявляется как на гравиметрических картах, так и на картах по поверхности соли.

Устанавливаемые по надсолевым отложениям характерные зоны тектонических нарушений служат верными признаками залегающих на глубине соляных гряд. А наблюдаемая связь соляных антиклиналей, соляных гряд и глубинных разломов, а затем и соляных куполов с этими же разломами дает основание полагать, что в пределах западного борта основное влияние на возникновение всех структурных форм оказывали региональные тектонические движения. Рост соляных куполов и нарушения в надсолевой толще можно рассматривать в известной мере как результат связанных с ними и зависящих от них «поступных» движений. Таким образом, в западной части впадины соляные антиклинали могут являться индикаторами строения подсолевого ложа и с их помощью можно трассировать разломы или зоны повышенных тектонических напряжений.

Несколько по-иному обстоит дело в пределах северного борта впадины, ограниченного бортовыми уступами, соответствующими зонам глубинных разломов. Кроме севернее расположенного уступа, на расстоянии 20—30 км к югу от него выделяется еще один уступ, также протягивающийся вдоль борта. К ступеням, образованным этими уступами, приурочены валообразные поднятия, слагающие приподнятые зоны (Ершовская, Дергачевская, Алтатинская, Озинская и др.). Эти валообразные поднятия осложнены многочисленными локальными структурами. Такое строение нижележащего комплекса наложило отпечаток на морфологию развитых здесь куполов. Основным структурно-тектоническим элементом галогенной толщи здесь является соляная гряда, вытянутая вдоль бортового уступа. В плане она имеет неправильную форму, ширина гряды достигает 35—40 км. На отдельных участках она расчленяется на 2—3 самостоятельных линейно-вытянутых вала, отделенных друг от друга прогибами и пережимами. Размеры отдельных вытянутых соляных вздутий в плане меняются от нескольких до десятков километров. Южнее этой гряды ориентировка куполов нарушается.

Интересно отметить, что в пределах как западного, так и северного борта впадины мощность «материнского пласта» соли была, по нашим определениям, сравнительно небольшой (1,0—1,5 км) [Слепакова, Горфункель, 1975].

В пределах восточного борта (в противоположность западному и северному, где поверхность фундамента и отложения палеозоя резко и круто по ступеням погружаются к центру впадины, осложняясь поднятиями, террасами и впадинами) на фоне спокойного моноклиального погружения в западном направлении отмечается значительная расчлененность поверхности фундамента и подсолевого палеозоя на ряд блоков, ориентированных вдоль простирания Изембет-Кокпектинского разлома, образующего восточную границу впадины (рис. 1). В пределах отдельных блоков выделяются по поверхности фундамента многочисленные выступы — Актюбинский, Болгарский, Аккудукский, Букенбайский, Тамдыкульский, развитие которых также связано с ограничивающими их разломами. В подсолевых отложениях, как правило, выделяются пологие поднятия и цепочки локальных структур, отчасти расположенные вдоль разрывных нарушений. Для всего восточного борта в целом характерно смещение каждого последующего блока с севера на юг в юго-западном направлении, что, очевидно, обусловлено влиянием Уральской складчатой зоны. Известно, что внутренние складки Уральской складчатой системы значительно надвинуты на ее внешние — западные. В процессе таких перемещений не могли не возникать горизонтальные деформации отдельных крупных блоков вдоль поперечных к Изембет-Кокпектинскому разлому направлений. Здесь разломы, фиксируемые по поверхности фундамента и имеющие субмеридиональное простираение, разорваны по ортогональным к ним направлениям. Величина горизонтальных смещений достигает 10—20 км, а иногда и более.

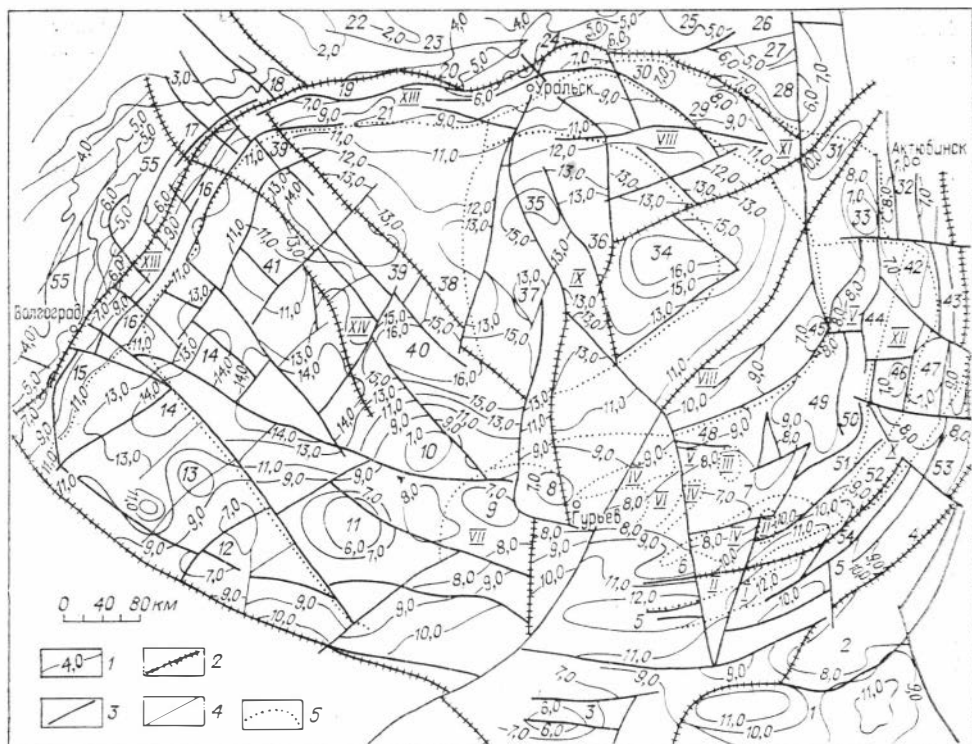


Рис. 1. Связь зон развития солянокупольных структур разных типов с разломно-блоковым строением фундамента. Составила Г. И. Сленакова.

1 — изогипсы поверхности фундамента (км), 2 — разломы, разделяющие надпорядковые и крупнейшие тектонические элементы, 3 — региональные разрывные нарушения, 4 — прочие разрывные нарушения, 5 — границы зон развития куполов разных типов: 1 — Суишбек, 2 — Каратон, 3 — Нармунданак, 4 — Кулсары, 5 — Доссор, 6 — Байчунас, 7 — Искине — Новобогатинск, 8 — Куттубай, 9 — Индер, 10 — переходного типа у восточного борта, 11 — северо-восточного борта, 12 — типа Кенцияк, 13 — соляных гряд и антиклиналей, 14 — купола междуречья Урал — Волга. Крупные структурные элементы по поверхности фундамента: прогибы: 1 — Северо-Устьуртский, 2 — Остансуковский; 3 — Чилизбайский; поднятия: 4 — Мынсуалмасное, 5 — Каратонское, 6 — Гурьевское, 7 — Новобогатинское, 8 — Азгирское, 9 — Каменное; своды: 10 — Северо-Бузачинский, 11 — Заволжский, 12 — Астраханский, 13 — Сарпинско-Бугринский, 14 — Жигулевско-Пугачевский, 15 — Бискудукско-Хаместульский, 16 — Приуральский, 17 — Большезуевский, 18 — Аралсорский; выступы: 1 — Диярский, 2 — Кулсаринский, 3 — Ровенский, 4 — Краснокутский, 5 — Клиновский, 6 — Переволоцкий, 7 — Оренбургский, 8 — Соль-Илецкий, 9 — Казахстанский, 10 — Ансайский, 11 — Актюбинский, 12 — Болгарский, 13 — Аккудукский, 14 — Ащиккульский, 15 — Букембайский, 16 — Тамдыкульский, 17 — Алгинский, 18 — Утыбайский, 19 — Терескенский, 20 — Тугараканский; авлакогены: 1 — Южно-Эмбинский, 2 — Пачелменко-Новоузенский; впадины: 1 — Привольская, 2 — Бузулукская, 3 — Новоалексеевская, 4 — Хобдинская, 5 — Челкарская; 6 — Камыш-Самарская, 7 — Кумбаурская, 8 — Жолдыбайская, 9 — Сагзаская; зоны выступов: 1 — Ансайско-Волжская, 2 — Ленинско-Ерусланская; приподнятые зоны: 1 — Ершовская; 2 — Озинковская; 3 — Карповский вал; 4 — Воронежская антиклиналь.

Как правило, структуры в отложениях палеозоя, расположенные вдоль разрывных нарушений в виде цепочек, иногда кулисообразно смещаются в западном направлении. Естественно, что все эти особенности отразились на развитии соляных куполов. В Актюбинском Приуралье развиты соляные антиклинали, вытянутые в субмеридиональном направлении, которым в палеозое соответствуют докунгурские складчатые образования того же простираения. Южнее выделяются соляные валы типа Аккум, Остансук, Ащисай, Ащи, Ансай, ориентировка и очертания которых определяются направляющими разломами и пологими поднятиями подсолевого ложа; иногда наблюдается смещение последних к центру впадины. Соляная тектоника здесь ослаблена, резко снижается высота штоков, уменьшаются размеры структур. Особенностью соляных куполов восточной прибортовой зоны является слабая нарушенность триасовых и юрских отложений в их сводах, что, очевидно, связано с меньшей интент-

сивностью прогибания района и в дальнейшем с меньшей амплитудой движений на куполах. Соляные штоки обычно не прорывают пород триаса, кровля соли залегает недалеко от дневной поверхности.

Юго-восточная прибортовая зона протягивается неширокой (менее 50 км) полосой вдоль северного склона Южно-Эмбинского поднятия, где подсолевое ложе залегает на глубинах 4,5—5 км. Здесь проходит береговая зона солеродного бассейна, Южно-Эмбинское поднятие служило для него барьером. Соляная тектоника затухает, полная первоначальная мощность соленосной толщи не превышала 0,1—1 км. Соляные купола, развитые здесь, характеризуются большой (до 3000 м) глубиной залегания соли, округлой формой. Они немногочисленны и разделены обширными межкупольными пространствами почти с горизонтальным залеганием надсолевых пород. Расположение их, подчиняясь положению линии выклинивания соленосной толщи, в отдельных случаях контролировалось поперечными разрывными нарушениями. Купола Каракыз, Суишбек, Коктюбе, Шолькара, Актам, Бугор, Тулеп располагаются вдоль выделяемого по поверхности фундамента Утыбайского разлома.

Взросшая изученность этого района по горизонту Π_1 и вышележащим позволяет заметить, что длинные оси куполов располагаются вдоль контура Южно-Эмбинского поднятия, как бы обрисовывая его с севера. Так, купола Байтобетарал, Маткен, Несельбай, Азнагул, Суишбек, Жильтау, Шолькара, Дарамжанмола, Тулеп вырисовывают контур огромного поднятия. В пределах Приморского поднятия, на котором располагаются купола Пустынный, Тажигали, Каратон, оси последних ориентированы согласно с простираем ограниченный поднятия по палеозою. Еще более отчетливо эта картина проявляется юго-западнее, в пределах Прорвинской группы структур. Здесь купола северо-восточного и близкого к ним простирания (Прорва Морская, Западная Прорва, Колтыкский Северный, Саргамыс Южный — на западе; Морской Западный, Морской, Карасор Западный, Тенгизский, Маткен — на севере и востоке) оконтуривают группу поднятий по подсолевым отложениям также северо-восточного же простирания, находящихся как бы в пределах относительно опущенного блока по сравнению с более приподнятым Приморским. Таким образом, по ориентировке соляных антиклиналей, гряд и отдельных соляных куполов в краевых частях солянокупольной области можно судить об основных чертах строения нижележащего подсолевого комплекса и поверхности фундамента.

Было бы неправильным полагать, что в центральных частях впадины отсутствуют какие-либо закономерности в ориентировке и расположении соляных куполов, что купола там располагаются хаотично. На это указывал еще И. Б. Ауэрбах более ста лет назад. Он подметил, что гора Большое Богдо, холмы урочища Чапчачи и Бисчохо, а также гипсовые скалы у г. Гурьева расположены на одной линии юго-восточного простирания, и предположил, что эта линия отвечает глубинному разлому. Позднее линейное расположение поднятий здесь отмечали И. П. Барбот-де-Марни, И. В. Мушкетов, А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, объединяя эти поднятия в одну тектоническую линию, относил их к брахиантиклиналям типа соляных куполов. Ссылки на этих авторов взяты у Н. А. Калинина (1963) и В. И. Китыко (1974). В. С. Журавлев и Ю. Я. Кузьмин (1960), отмечая интенсивный рост в новейшее время цепочки соляных куполов (Баскунчак, Балкудук, Азгир, Кайнар-Тюбе, Худай-Берген, Бисчохо, Караузек, Кошалак, Мынтюбе, Багайдар, Новобогатинск, Кусанбай, Каменный, Черная Речка, Станция 2, Абжель, Искине, Ракуша), связывают его с влиянием тектонической активности глубинного разлома, трассируемого по поверхности фундамента и, возможно, в подсолевых отложениях. Н. Н. Тихонович (1924), проводя исследования на востоке впадины, отмечал, что некоторые структуры здесь

располагаются в виде куполообразных складок, протягивающихся чёткими в виде более или менее изогнутых линий. Он выделил пять антиклинальных зон, каждая из которых состоит из двух или трех ветвей, дугообразно изогнутых и дающих многочисленные боковые отростки. Это темирская, терсакканская, иманкаринская, доссорская и гурьевская зоны. Тектонический характер отдельных зон несколько отличается типичными, присущими каждой из этих зон, чертами.

Н. А. Калинин (1963) связывал расположение определенных типов куполов, выделенных им, с обширными областями прогибания в надсолевых отложениях. Соотношения соляных куполов с крупными флексурными изгибами или ступенями фундамента внутри Прикаспийской впадины отмечались Н. В. Невוליным (1961), С. Н. Колтыпиным, С. С. Размысловой и Г. И. Слепаковой [Колтыпин и др., 1979], а также другими исследователями.

Если в краевых частях солянокупольного региона по верхним горизонтам осадочного чехла наблюдаются все признаки линейного расположения структур, которые свидетельствуют об их генетической связи с тектоническими процессами, то нет никакого основания считать, что при погружении поверхности фундамента к центру впадины эти процессы затухали. В центральных частях впадины их роль возрастала, способствуя усилению соляного тектогенеза, тем более, что здесь начинает действовать и другой исключительно важный стимулирующий фактор — колоссальная мощность соленосного комплекса и возросшая надсолевых пород; последние затушевывали и маскировали структурные формы, обусловленные глубинными причинами. Во внутренних районах впадины купола также сгруппированы в структурные линии, но последние ориентированы уже не параллельно бортовому обрамлению, а подчиняются другим направлениям.

Все это опровергает представления некоторых исследователей о хаотичном расположении куполов во внутренних частях впадины. Проведенный ранее статистический анализ ориентировки соляных структур в Южно-Эмбинском районе [Айзенштадт, Горфункель, 1966] показал, что они в основном ориентированы согласно с господствующим простираем разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений, разбивающих кристаллическое основание, т. е. подчиняются общеизвестным планетарным направлениям дислокаций. Кроме того, наблюдаются еще и резкие, иногда под углом 90° , изломы осей соляных куполов (соляных гряд), которые можно встретить во многих частях региона. По возрасту пород, обнажающихся под кайнозойскими и современными осадками, устанавливается разная степень интенсивности движений и различия во времени их проявления, т. е. уровень активности различных направлений. В качестве примеров могут быть названы такие структуры, как Кзыл-Кала-Алтыкуль, Южный, Центральный и Северный Кошкар и др.

Основные структурные линии герцинского и рейнского направлений подсолевых отложений отчетливо проявляются в соляных структурах мезозойского комплекса Северо-Германской впадины, благодаря меньшим по сравнению с Прикаспием глубинам залегания фундамента и подсолевого ложа. Следовательно, усилия, возникавшие в орогенах, соответственным образом ориентировали и направляли рост и положение соляных куполов. Попробуем обосновать это положение. Установлено также [Айзенштадт, 1959], что между этапами куполообразования во впадине и движениями в ближайших геосинклиналях наблюдается определенная связь. Совпадают во времени фазы складчатости и подъема на куполах. В период проявления таких фаз, как пфальцская (на границе перми и триаса) или новокиммерийская (между юрой и мелом), на фоне общего подъема отмечается исключительно активный рост куполов; то же проис-

ходило и в конце третичного — начале четвертичного времени. Для большинства фаз куполообразования устанавливается их прямая связь с региональными подъемами всей области. Естественно, что непосредственно куполообразование было связано с тектоническими подвижками отдельных блоков фундамента.

Как уже отмечалось нами ранее [Айзенштадт, Слепакова, 1978], устанавливается определенная закономерность в распределении соляных куполов в пределах приподнятых и опущенных блоков фундамента, что указывает на различия в условиях роста соляных куполов в их пределах, которое было вызвано, в частности, и неравномерным распределением соли на приподнятых и опущенных блоках. Наиболее интенсивно купола росли в периоды воздымания блоков. Поскольку подъемы и опускания происходили неоднократно, то, вероятно, там, где периоды подъема суммарно преобладали над периодами опускания, возникло наибольшее число соляных куполов. Фиксируется связь зон развития определенных типов куполов [Айзенштадт, 1959; Слепакова, Горфункель, 1975] с глубиной залегания соли в межкупольных зонах в региональном плане. Купола типа Индер сосредоточены в области, где глубины залегания соли в глубоких межкупольных зонах по геофизическим данным достигают максимума — 9 км. Купола этого типа обладают громадными размерами соляного ядра, плоский, столбообразный свод которого достигает примерно 500 км² и частью обнажается на дневной поверхности. Ядро в плане имеет сложную форму, с несколькими широкими выступами (отрогами) на небольших глубинах (100—200 км). Приурочены купола этого типа к зонам максимального выжимания соли из межкупольных прогибов. Мощность исходного «материнского пласта» соли здесь максимальна. В области несколько меньших глубин залегания соли в глубоких межкупольных зонах (7,0—6,0 км) располагаются купола типа Куттубай. Ядра куполов здесь также обладают обширными (до 150 км²) плоскими сводами, залегающими на небольших глубинах (около 200 м). Общий уровень залегания

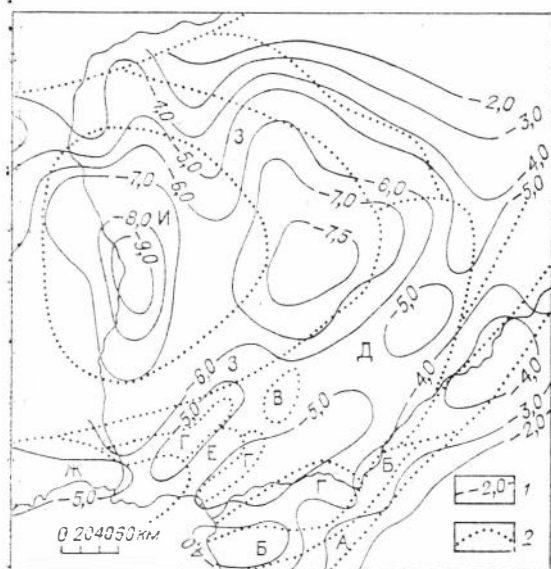


Рис. 2. Схема распределения наибольших глубин залегания соли в межкупольных зонах и зон развития куполов разных типов.

А — Суишбек, Б — Каратон, В — Нармунданак, Г — Кулсары, Д — Доссор, Е — Байчунас, Ж — Искине-Новобогатинск, З — Куттубай, И — Индер. 1 — линии наибольших глубин залегания соли (км), 2 — границы зон развития куполов разных типов.

кровли соли здесь несколько выше, чем в соседних областях. Характерна густая сеть сбросов. Для этой зоны мощность «остаточной» соли увеличивается до 2 км, в то время как мощность «материнского» пласта по сравнению с соседней Индерской зоной сокращается [Айзенштадт, Слепакова, 1977; Слепакова, Горфункель, 1975] (рис. 2).

Зонам развития куполов типов Доссор и Искине-Новобогатинск соответствуют значения «остаточной» соли от 0,5 до 1 км; мощность «материнского» пласта увеличивается до 2—3 км. Наибольшие глубины залегания соли в глубоких межкупольных зонах здесь составляют 5 км, зона распространения этих глубин как бы опоясывает дугой центральную часть впадины с юга и юго-востока.

Сравнение положения зон различного типа куполов со схемой (см. рис. 1, 2) строения поверхности фундамента позволяет отметить, что область развития куполов типа Индер ограничивается полностью глубинными разломами: Кушумским на западе, Чингизским на востоке и Кенельским на юге; область развития куполов типа Куттубай опоясывается разломами Казахстанским и Тамдыкульским с внешней стороны, Чингизским и Кенельским — с внутренней. Аналогичная картина наблюдается и для зон куполов других типов. По-видимому, и в центральных частях впадины многие соляные купола, как и в бортовых зонах, группировались по простиранию разломов. Но отдельные разломы пересекались друг с другом, ветвились, создавая дополнительные зоны напряжений, что обусловило сложное переплетение линий куполов и привело к группировке их в зоны, местоположение которых определялось основными разломами. Сказанное подтверждается на примерах куполов — гигантов. Местоположение купола Челкар контролируется Хаместкульским, Карабекским и Новопетровским разломами; купола Индерский — Уральским и Унгарским. Купол Эльтон лежит на пересечении Эльтонского и Джаныбекского, купол Баскунчак — на пересечении Азгирского и Джаныбекского разломов. Эти примеры можно продолжить. Сказанное справедливо для куполов, расположенных в разных частях впадины: Сахарный и Лебяжий, Мынтюбе, Айранкуль, Камынин и др.

Итак, подвижки блоков фундамента и подсолевого палеозоя оказывали влияние не только на мощность галогенной формации, но и на типы соляных куполов, объединяя их в определенные зоны. Анализ и сопоставление структурно-тектонических зон палеоцен-раннемиоценового комплекса [Размылова, Слепакова, 1976] с блоковым строением фундамента дают основание утверждать, что зонам различных типов соляных куполов соответствуют определенные зоны развития кайнозойского комплекса. Если, как было показано, характер и особенности соляной тектоники во многом зависят и контролируются разломно-блоковой тектоникой подсолевого палеозоя и фундамента, то по тем или иным специфическим особенностям строения соляных структур можно судить о строении нижележащего комплекса.

Подобный прогноз особенно важен в тех областях, где ведутся поиски нефтяных и газовых месторождений на значительных глубинах, где сейсморазведка часто дает неопределенные, противоречивые результаты, где в подсолевых отложениях развиты малоамплитудные поднятия и обычными методами не удается выявлять и проследивать положение разломов, определять границы крупных блоков, выступов, впадин, не говоря уже о локальных поднятиях.

Исследования в таком направлении представляют интерес с любых позиций. Они могут быть начаты в Прикаспийской впадине и в других солянокупольных провинциях, таких как Днепровско-Донецкая впадина. Припятский прогиб, межгорные впадины и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенштадт Г. Е.— А. Схема классификации соляных куполов Южной Эмбы.— В кн.: Геологический сборник, № 2, 1956, с. 214—221.
- Айзенштадт Г. Е.— А. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия.— Геология нефти и газа, № 8, 1959, с. 13—18.
- Айзенштадт Г. Е.— А., Горфункель М. В. О закономерностях распределения сбросов на куполах юго-востока Прикаспийской впадины.— В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Т. 2. Киев: Наукова думка, 1966, с. 35—38.
- Айзенштадт Г. Е.— А., Слепакова Г. И. Некоторые новые данные об условиях формирования соляных структур.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 26—29.

- Айзенштадт Г. Е.— А., Слепакова Г. И.** Структура подсолевых палеозойских отложений юго-востока Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1978. 79 с.
- Бровар И. М., Лата И. Г., Шмайс И. И.** Типы солянокупольных структур северной части междуречья Урала и Волги.— Геология нефти и газа, 1970, № 10, с. 25—30.
- Журавлев В. С., Кузьмин Ю. Я.** О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2, с. 387—390.
- Калинин Н. А.** Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 275 с.
- Китык В. И.** Достижения советских геологов в изучении соляной тектоники нефтегазоносных областей.— В кн.: Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. Вып. 37, Киев: Наукова думка, 1974, с. 11—17.
- Колтыпин С. Н., Размыслова С. С., Слепакова Г. И.** Черты унаследованности структурного плана в вышележащем комплексе отложений Прикаспийской впадины.— В кн.: Структурные особенности подсолевых палеозойских отложений Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1979, с. 84—102.
- Неволин Н. В.** Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М.: Гостоптехиздат, 1961. 313 с.
- Павлов Н. Д.** Тектонические нарушения и закономерности размещения соляных структур западной части Прикаспийской впадины (Волгоградское Заволжье).— В кн.: Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. Вып. 37. Киев: Наукова думка, 1974, с. 89—94.
- Размыслова С. С., Слепакова Г. И.** О соотношении структурных планов осадочного чехла и фундамента Прикаспийской впадины.— Геотектоника, № 4, 1976, с. 88—93.
- Слепакова Г. И.** Характеристика глубинных разломов Прикаспийской впадины.— В кн.: Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. Сб. 43. Киев: Наукова думка, 1975, с. 12—17.
- Слепакова Г. И., Горфункель М. В.** К методике определения первоначальной мощности соленосного комплекса в Прикаспийской впадине.— В кн.: Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. Сб. 41. Киев: Наукова думка, 1975, с. 25—30.
- Слепакова Г. И., Черепанов Н. Н.** Структура кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным.— В кн.: Актуальные вопросы геологии и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Л., 1976, с. 14—22.
- Тихонович Н. Н.** Уральский нефтеносный район. 4 лекции. Приложение к «Азерб. нефт. хоз-ва», № 12. 1924. 37 с.
- Шатский Н. С.** Избранные труды. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 600 с.

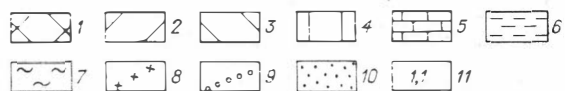
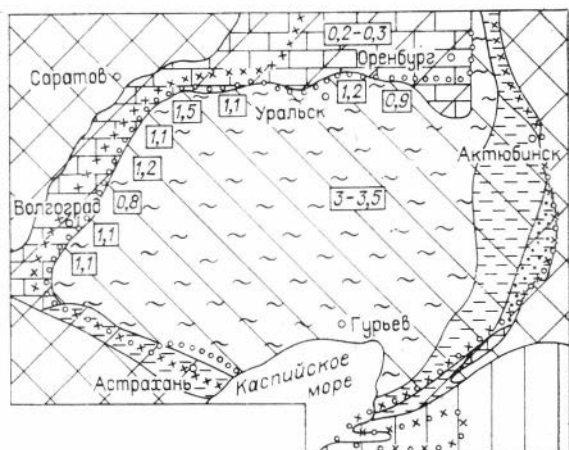
Л. Г. Кирюхин, И. Н. Капустин, И. Н. Комиссарова

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КУНГУРСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Значительную роль в строении осадочного чехла Прикаспийской впадины и ее обрамления играет соленосная формация кунгурского возраста. На востоке и юге зона ее распространения в целом совпадает с границами впадины, на западе и северо-западе наличие формации установлено в обрамлении на расстоянии до 100 км от границ впадины, на севере и северо-востоке она распространяется в пределы Оренбургского свода и Предуральского краевого прогиба. Сейсморазведкой МОГТ последних лет, выполненной на территории Северного Устьярта в пределах Самско-Бейнеуского прогиба, ниже IV отражающего горизонта, который располагается вблизи подошвы средней юры, установлены сравнительно крутопадающие отражающие горизонты, образующие структуры, характерные для межкупольных мульд. Это позволяет предполагать наличие рудиментарных (непрорванных) соляных куполов на северо-западе Се-

Рис. 1. Палеогеографическая схема Прикаспийской впадины и ее обрамлений к началу кунгурского века.

1 — суша; 2 — области шельфа; 3 — глубоководная котловина; 4 — эпиконтинентальный бассейн Северного Устьюрта; 5 — области преимущественного накопления осадков: 5 — карбонатных, 6 — терригенных, 7 — глинисто-кремнисто-карбонатных; границы распространения: 8 — соленосной формации кунгурского яруса, 9 — соляных куполов; 10 — зона несогласного залегания соленосной формации на подстилающих породах, 11 — предполагаемые глубины раннепермского бассейна (км).



верного Устьюрта. Таким образом, площадь развития соленосной формации на юго-востоке Восточно-Европейской платформы составляет более 620 тыс. км² (рис. 1).

Мощность кунгурской соленосной формации, находящейся в пластовом залегании, в северном и западном обрамлении впадины достигает 1000 м. Полученные расчетным путем значения первоначальной мощности соленосной толщи в центральной, наиболее погруженной части впадины превышают 4000—4500 м [Журавлев, 1972]. Характерно ее резкое увеличение на севере и западе впадины, где участки накопления максимальных мощностей встречаются уже на относительно небольшом расстоянии от бортового уступа (районы куполов-гигантов Челкар и Санкебай-Круглый на севере, Эльтон и Баскунчак на западе). На востоке и юге впадины, в пределах Астрахано-Енбекской зоны крупных региональных поднятий, первичная мощность соленосной толщи составляет 1000—2000 м и ее увеличение к центру впадины происходит более плавно. Приводимые расчетные величины не являются завышенными, так как они базируются только на современном объеме соляных масс, сосредоточенных в соляных куполах, без учета подземной и поверхностной эрозии.

Соленосная формация выделяется в объеме филипповского и иреневского горизонтов (рис. 2). В Саратовско-Волгоградском Поволжье филипповский горизонт отнесен к верхнеартинскому подъярису [Шафиро, Сипко, 1973], на востоке впадины — к кунгурскому ярусу [Дальян, Посадская, 1972].

Как правило, соленосная формация залегает согласно на подстилающих отложениях артинского яруса. Лишь на востоке Прикаспийской впадины в относительно узкой зоне она с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает разновозрастные стратиграфические подразделения нижнего карбона — нижней перми. Наибольший диапазон стратиграфического несогласия зафиксирован на самом востоке впадины (площадь Джилансаид, скв. Г-7), где отложения кунгура перекрывают породы нижнего карбона. В западном направлении величина эрозионного среза последовательно уменьшается и уже на западе площади Кенкиак соленосная толща согласно залегает на породах артинского яруса. В западном обрамлении впадины на отдельных участках также зафиксировано несогласное залегание соленосной формации на отложениях артинского, сакмарского и ассельского ярусов.

Отложения кунгурского яруса перекрываются различными горизонтами верхней перми и мезозоя — кайнозоя, а в ядрах отдельных наиболее приподнятых соляных куполов они выведены на поверхность.

Необходимо отметить, что на востоке Прикаспийской впадины и ее

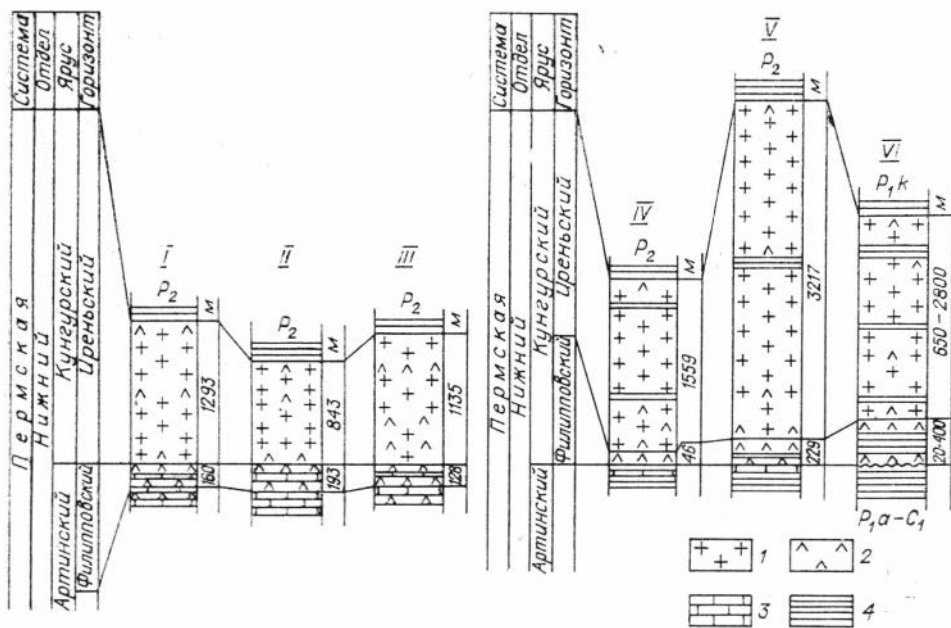
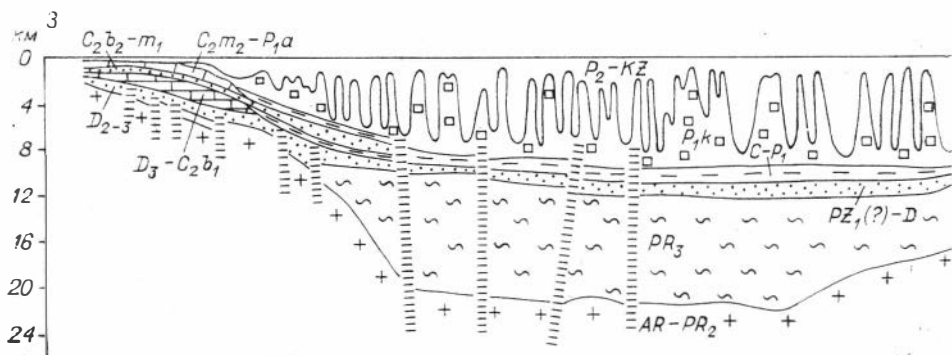


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов соленосной формации Прикаспийской впадины. Породы: 1 — галогенные, 2 — сульфатные, 3 — карбонатные, 4 — терригенные. Разрезы: I — северная бортовая зона (скв. П-3 Западно-Тепловская), II — северо-западная бортовая зона (скв. 6 Милорадовская), III — западная бортовая зона (скв. 583 Луговая Пролейка), IV — юго-западная часть впадины (скв. П-3 Заволжская), V — юго-восточная часть впадины (скв. СГ-2 Биқжал), VI — восточная часть впадины (район Кенкияк-Джилансаид).

северном обрамлении соленосные отложения известны в казанском ярусе верхней перми [Журавлев, 1972]. Это позволяет предполагать, что в центральных районах впадины процессы соленакопления не ограничивались кунгурским веком, а, возможно, занимали более длительный (ранне-позднепермский) временной интервал.

Нижняя часть разреза соленосной формации, относящаяся к филипповскому горизонту, в западной части впадины и ее обрамлении сложена чередованием ангидритов и доломитов мощностью до 200 м, в восточной — аргиллитами и алевролитами с прослоями ангидритов, песчаников и гравелитов мощностью до 400 м. Иренский горизонт представлен преимущественно галогенными отложениями (каменная и калийная соли) с прослоями сульфатных и терригенных пород. На некоторых структурах на востоке Прикаспийской впадины и Актюбинском Приуралье выделяется надсолевая сульфатно-терригенная толща (верхняя), мощность которой достигает 600 м (площадь Жанажол). Развитие ее связано с более ранним завер-



шением галогенного седиментогенеза и активным привносом в эту краевую часть бассейна терригенного материала. Максимальная, пройденная скважинами, мощность соленосной формации 5056 м (скв. Г-3, Шубаркудук), по данным сейсморазведки в соляных штоках она достигает 7—9 км.

Палеотектонические и палеогеографические условия накопления соленосной толщи Прикаспийской впадины и ее обрамлений в свете современных данных представляются следующим образом. В позднепротерозойско-палеозойской истории развития этой территории можно наметить четыре основных этапа, существенно отличающихся друг от друга [Янин и др., 1977; 1978]: 1) авлакогенный (рифейско-вендский, возможно, раннепалеозойский), когда произошло заложение системы авлакогенов, приведшее к формированию в зоне их сочленения Центрально-Прикаспийской депрессии; 2) эпиконтинентальный (досреднедевонский), в течение которого было преимущественно терригенное осадконакопление в эпиконтинентальном платформенном бассейне; 3) глубоководный (среднедевонско-артинский), на протяжении которого территория Прикаспийской впадины несколько раз кратковременно интенсивно опускалась, что привело к образованию глубоководной котловины; 4) компенсационный (кунгурский), в течение которого глубоководный бассейн полностью компенсировался.

Наиболее ярко глубоководный характер бассейна фиксируется на завершающих стадиях третьего этапа развития, продолжавшегося не менее 125 млн. лет, когда в раннепермское (ассельско-артинское) время он достиг максимальных размеров. Бассейн был практически замкнутым, его связь с пра-Тетисом прекратилась к концу ассельского века, а с бореальным океаном она осуществлялась эпизодически через Предуральский глубоководный пролив.

Западная и северная граница Прикаспийской впадины, как известно, проводится по надверейскому (московско-нижнепермскому) седиментационному карбонатному уступу. Геолого-геофизические материалы доказывают, что карбонатные шельфовые отложения (мощностью до 1 км) к югу и востоку от зоны бортового уступа на коротком расстоянии сменяются маломощными (десятки, первые сотни метров) глинисто-кремнисто-карбонатными глубоководными осадками (рис. 3). Высота карбонатного уступа на поверхности нижнепермских подсолевых отложений, которая с определенной долей условности может быть принята за глубину краевой части Прикаспийского морского бассейна, к началу кунгурского века составляла не менее 1000—1200 м. Увеличенная (до 1500 м) высота карбонатного уступа в его северо-западной части связана с более активными положительными движениями, проявившимися в послекунгурское время. В восточной и юго-восточной частях впадины в раннепермское время за счет привноса терригенного материала уральской суши формировался обширный аккумулятивный склон, что не позволяет здесь с такой же степенью достоверности определить глубины палеобассейна. Несомненно, что в центральной части бассейна глубины достигали нескольких километров.

Таким образом, перед кунгурским веком на территории Прикаспия

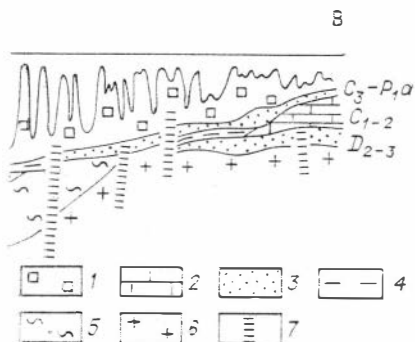


Рис. 3. Геологический профиль через Прикаспийскую впадину.

1—6 — породы: 1 — сульфатно-галогенные, 2 — карбонатные, шельфовые, 3 — терригенные, 4 — глинисто-кремнисто-карбонатные, относительно глубоководные, 5 — терригенно-карбонатные, повышенной плотности, 6 — кристаллические; 7 — разрывные нарушения.

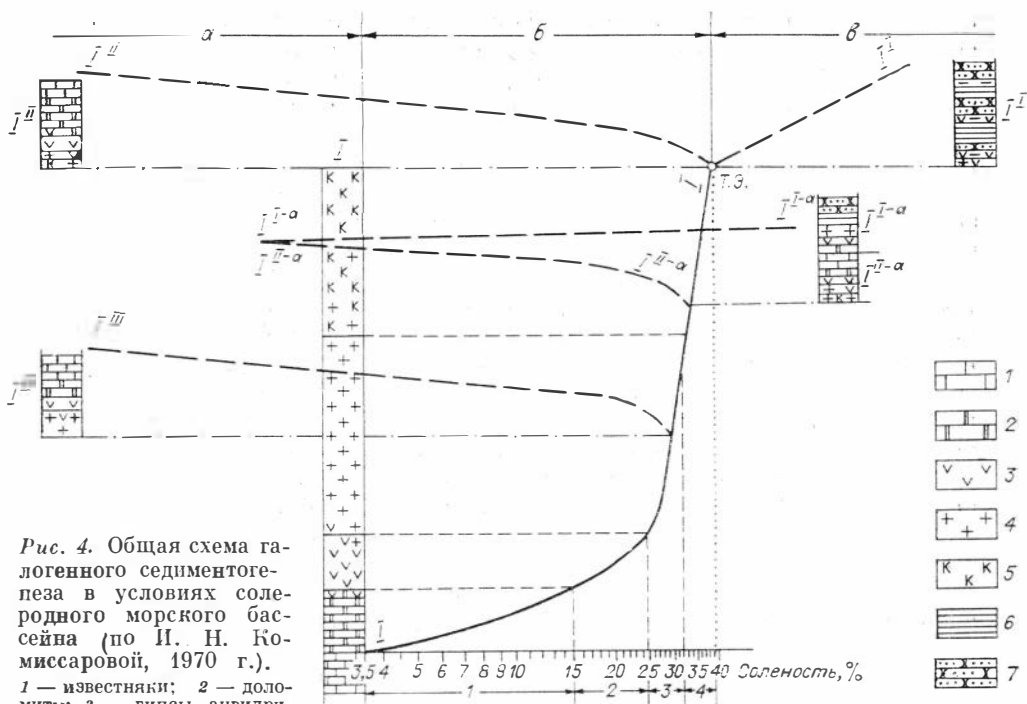


Рис. 4. Общая схема галогенного седиментогенеза в условиях солеродного морского бассейна (по И. Н. Комиссаровой, 1970 г.).

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — гипсы, ангидриты; 4 — каменная соль;

5 — калийные соли с бишофитом и боратами; 6 — глины, аргиллиты, алевролиты; 7 — песчаники;

I — I^{I-a} — кривые, фиксирующие накопление осадков: I — полного цикла галогенного седиментогенеза в условиях солеродного морского бассейна, I^I — при переходе от завершеного цикла галогенного седиментогенеза к установлению континентального режима осадкообразования, I^{II} — при переходе от завершеного цикла галогенного седиментогенеза к установлению нормального морского режима осадкообразования, I^{III} — при переходе от стадии галитообразования (незавершеного цикла галогенеза) к установлению нормального морского режима осадкообразования, I^{II-a} —

при переходе от стадии образования калийных солей (точка эвтонки (т. э.) не достигнута) к установлению нормального морского режима и последующей его смене (в условиях аридного климата) континентальным режимом осадкообразования; соленость вод 38—40%. Области осадконакопления: а — в условиях морского бассейна нормальной солености (3,5%), б — в условиях солеродного морского бассейна, в — континентального. 1—4 — стадии галогенного осадко-

продолжала существовать глубоководная субокеаническая котловина типа современных впадин Черного или Средиземного моря. С последними ее сближает строение земной коры, характеризующееся резко сокращенной мощностью и отсутствием геофизического «гранитного слоя». Строение же средне-верхнепалеозойских отложений представляется следующим образом. Непосредственно во впадине предполагается практически повсеместное (за исключением сводовых частей отдельных крупных выступов фундамента) распространение терригенных серий девонского (досреднефаменского) возраста. В верхнедевонско-нижнепермском интервале подсолевого разреза по периферии впадины установлены мощные (до 1500 м) карбонатные породы, слагающие разновозрастные бортовые уступы или отдельные линзы (Каратон-Прорвинская зона). Карбонаты разделены терригенными толщами, которые у подножия карбонатных уступов обычно испытывают резкие раздувы мощностей; в глубь впадины предполагается опять резкое уменьшение их мощности. Эти предположения подтверждаются для бортовых зон впадины материалами сейсморазведки и бурения, а для центральной части — анализом мощностей: мощности подсолевых средне-верхнепалеозойских отложений здесь обычно составляют 2—3 км, а в бортовых зонах — 4—5 км, что обусловлено развитием мощных карбонатных толщ.

Формирование соленосной толщи началось с устойчивого прогрессирующего осолопления вод нижнепермского бассейна, когда вместо известняков началась садка доломитов и гипсов (рис. 4, кривая I—1). Постепенный переход карбонатных (карбонатно-терригенных) пород к сульфатным определяет согласное залегание соленосной толщи на большей части рассматриваемой территории. При дальнейшем осолонении вод (до 22—25%) началось мощное и интенсивное накопление каменной соли. Развитие галогенного седиментогенеза характеризовалось полным завершённым циклом. В верхней части разреза соленосной толщи регионально прослеживаются рассеянные зерна, гнезда, прослои и пачки калийных солей (полигалиты, сильвиниты, карналлиты, бишофиты), с которыми связан ряд промышленных месторождений (Челкарское, Индерское, Эльтонское и др.). Завершающий этап галогенеза на юго-востоке Восточно-Европейской платформы в позднепермское время сменился режимом континентального осадконакопления (см. рис. 4, кривая I—1¹).

Наибольшие глубины солеродного бассейна в пределах Прикаспийской впадины существовали в центральной и западной ее частях. Отсюда разрасталась область осолонения и соответственно галогенной садки, более интенсивно в западном направлении и менее — в восточном, где с северо-востока со стороны Предуральяского краевого прогиба происходил неоднократный подток более опресненных вод. Так, в Актюбинском Приуралье гипсы, ангидриты и каменная соль известны лишь в средней части кунгура, во внутренних районах впадины — разрез преимущественно галогенный.

Распределение мощностей сформировавшейся соленосной толщи было прямым показателем изменения глубин морского бассейна, занимавшего Прикаспийскую впадину к началу соленакопления. Кроме того, второй составляющей мощности соленосной толщи является величина прогиба впадины на данном этапе. Как показывают палеотектонические реконструкции положения фундамента на отдельные этапы фанерозоя, наибольшими глубинами характеризовался бассейн в западной части впадины.

В кунгурском веке Прикаспийский глубоководный бассейн за сравнительно короткий срок заполнился мощной толщей галогенных образований, которые практически его компенсировали.

Соленакопление, происходившее на рассматриваемой территории в разных условиях (в глубоководном бассейне и на шельфе), помимо существенных различий в мощностях и литологических особенностях соленосной толщи, предопределяет и различную внутреннюю ее тектонику. Соленосные серии, накапливавшиеся в шельфовых условиях, не претерпели значительных изменений и находятся в пластовом залегании, в глубоководных — в значительной мере изменены интенсивно протекавшими процессами соляного тектогенеза.

Р. Кюн [Kühn, 1955] по содержанию брома в солях Стассфуртского бассейна рассчитал, что величине конседиментационного прогиба этой территории отвечает 31% мощности соленосной толщи, а остальные 69% представляют собою отложения, которые выполнили ранее (т. е. до прогиба) существовавшую впадину. Для Прикаспия, принимая во внимание изменение седиментационной мощности соленосной толщи от нескольких сот метров на востоке и юге и от 1000 м в зоне западного и северного бортового уступа до 4000—4500 м в наиболее погруженной ее части, величину предшествующего некомпенсированного осадками прогиба можно принять за 3000—3500 м. Величина же конседиментационного прогиба, соответствующая времени формирования всего комплекса осадков, слагающих соленосную толщу в центральной части впадины, составит 1000—1500 м. Достоверность этого соотношения подтверждается сравнительной оценкой мощности соленосных отложений во впадине и в пределах ее северной и западной шельфовых зон. На прилегающих к бортовому

уступу впадины районах величина ее, как было отмечено, достигает 1000 м. Первоначальная глубина моря здесь, по-видимому, не превышала 200—300 м. Сформировались такие мощности в шельфовой зоне в основном в результате конседиментационного осадконакопления. Скорость же прогибания центральных районов впадины должна была опережать прогибание шельфа.

Кунгурский век, с которым на территории Прикаспийской впадины связан основной период соленакопления, по седиментационной шкале абсолютной геохронологии продолжался 10,3 млн. лет. Если принять скорость прогибания впадины в это время 0,1—0,15 мм/год (исходя из средних величин опусканий подвижных областей в современную эпоху), то амплитуда ее прогибания определится величиной 1000—1500 м, что подтверждает вышесказанное.

В завершающую стадию галогенеза, когда формировались калийные соли, глубина бассейна, характеризовавшегося также расчлененной морфологией дна, уменьшалась до нескольких сотен и затем десятков метров.

В составе соленосной формации во внутренних районах Прикаспийской впадины основной породой является каменная соль. Коэффициент соленасыщенности (каменные и калийные соли), подсчитанный нами для ряда разрезов, вскрытых скважинами на востоке впадины (площади Биикжал, Шубаркудук, Кенкияк и др.), достигает 60—80%. Для формирования этой части разреза в центре впадины, исходя из средней скорости накопления галогенных осадков 5—6 см/год (в пересчете на уплотненный осадок), потребовалось исключительно малое геологическое время (80—100 тыс. лет).

Если исходить из рассчитанных соотношений мощностей и глубин бассейна, а также темпов погружения, то следует предположить, что за сравнительно длительный промежуток времени (около 10 млн. лет) в северных и западных районах впадины в глубоководных условиях, при дефиците обломочного материала и медленном осолонении вод, происходило накопление сульфатно-карбонатной толщи филипповского горизонта. В восточных и юго-восточных районах впадины синхронно накапливались сульфатно-карбонатно-терригенные толщи большей (по сравнению с остальной частью бассейна) мощности. Это связано с поступлением в бассейн терригенного материала с уральской суши.

Накопление же собственно галогенной части кунгура, компенсировавшей Прикаспийский глубоководный бассейн, произошло в предельно короткое геологическое время*. Этим закончился компенсационный этап развития территории Прикаспийской впадины. С поздней перми она развивалась в условиях эпиконтинентального бассейна, компенсировавшегося мощными толщами преимущественно терригенного состава. С начала триаса в результате процессов соляного тектогенеза начинается перераспределение соляных масс, приведшее к образованию соляных куполов и разделяющих их межкупольных мульд. Анализ фаций и мощностей докунгурского подсолевого палеозоя показывает, что к началу кунгурского века амплитуды большинства крупных региональных поднятий (Астраханское, Жаркамышское, Енбекское и др.) составляли до 80—90% современной их величины. Таким образом, в кунгурское, позднепермское и мезозойско-кайнозойское время в целом происходило сравнительно слабодифференцированное прогибание фундамента. В мезозойско-кайнозойское время соляные структуры в основном интенсивно формировались. В их расположении непосредственной связи с пликативными (даже региональными) структурами подсолевого ложа установить не удается. Определен-

* Предположение о возможных процессах соленакопления в условиях глубоководных бассейнов было высказано А. Л. Яшиным (1961).

ная связь намечается лишь с крупными разрывными нарушениями. Значительные мощности (до 3—4 км) отдельных стратиграфических подразделений мезозоя — кайнозоя в пределах мульд связаны не с региональными тектоническими движениями, а с компенсацией осадками межкупольных депрессий на различных стадиях соляного тектогенеза.

Соленосные формации в нефтегазоносных провинциях рассматриваются как региональные покрывки для залежей нефти и газа. Однако отмеченные выше особенности строения кунгурской соленосной толщи Прикаспийской впадины, свидетельствующие о ее резкой литологической неоднородности, развитии микро- и макротрещиноватости, своеобразии залегания и т. д., указывают на возможность перетока углеводородов из подсолевых отложений в подсолевые. Осуществляться эти перетоки могут прежде всего по ослабленным зонам вблизи боковой поверхности соляных штоков. Многие исследователи говорят о возможной миграции через так называемые «бессолевые мульды». Но хотя основная масса соли из этих мульд действительно отжата в соляные штоки, в них развита 100—300-метровая преимущественно ангидритовая толща, активная миграция углеводородов через которую вероятна лишь в том случае, когда данные породы сильно нарушены и характеризуются интенсивной трещиноватостью.

Состав нефтей и газов под- и надсолевых отложений Прикаспийской впадины, по мнению геохимиков ВНИГНИ, свидетельствует в целом о незначительных масштабах перетоков УВ из подсолевых отложений в надсолевые через соленосную толщу. Таким образом, правомочно рассматривать соленосную толщу как региональную покрывку, через которую возможно перемещение сравнительно незначительного количества углеводородов. С нижней частью этой толщи, в которой развиты карбонатные (северная и западная части впадины) или терригенные (восточная и юго-восточная части) породы, связаны перспективы нефтегазоносности. В пределах северного бортового уступа в карбонатных породах низов кунгурского яруса (филипповский горизонт) открыты залежи газа и нефти на Западно-Тепловской, Краснокутской, Идановской, Карпенковской и других площадях. В плывчатых доломитах этого же возраста установлены залежи на Оренбургском конденсатном месторождении. С терригенными породами низов кунгура связана залежь нефти на месторождении Кенкияк (дебиты нефти первоначально составляли около 500—700 т/с).

Изложенные особенности формирования, строения и нефтегазоносности кунгурской соленосной толщи Прикаспийской впадины подтверждают глубоководный характер накопления и ее роль в процессе формирования залежей нефти и газа как региональной покрывки.

ЛИТЕРАТУРА

- Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.
- Шафиро Я. Ш., Сипко Т. А. Об объеме верхнеартинского подъяруса в Саратовско-Волгоградском Поволжье.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 3, с. 685—687.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 3—15.
- Яншин А. Л., Волож Ю. А., Капустин И. Н., Кириухин Л. Г., Сапожников Р. В., Шлезингер А. Е. Структура палеозойского подсолевого комплекса северо-востока Прикаспийской впадины.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 11, с. 108—120.
- Яншин А. Л., Волож Ю. А., Дальян И. Б., Капустин И. Н., Кириухин Л. Г., Сапожников Р. В., Шлезингер А. Е. Палеотектонические условия образования подсолевых комплексов Восточного Прикаспия.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1978, № 7, с. 71—94.
- Kühn R. Tiefenberechnung des Zechsteinmeers nach dem Bromgehalt der Salze.— Zs. Deutsch. Geol. Ges., Bd 105, H. 4, 1955, S. 38—46.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИКАСПИЯ

Перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений западной части Прикаспийской впадины и ее ближайшего обрамления связаны с нижнепермскими, каменноугольными и девонскими отложениями. Огромная толща этих осадочных пород имеет сложное геологическое строение и приурочена к различным тектоническим зонам.

По материалам бурения и сейсморазведки выделяются внешняя бортовая зона, зона бортового уступа и внутренняя зона Прикаспийской впадины (рис. 1).

Внешняя бортовая зона по всем отложениям осадочного чехла представляет собой восточный склон Воронежской антеклизы, полого погружающейся в сторону Прикаспийской впадины. В полосе, примыкающей к бортовому уступу, по фундаменту и терригенному девону, а возможно по карбону, прослеживается крупный вал. Подсолевые отложения в разрезе представлены в полном объеме, галогенные залегают пластообразно.

Зона бортового уступа по надсолевому и солевому комплексам осадочных пород характеризуется крупным флексуобразным погружением на восток, в сторону Прикаспийской впадины. По фундаменту предполагается ступенчатое погружение блоков. Мощность галогенных отложений сокращается иногда до полного выклинивания, и в подсолевых отложениях вдоль периметра западной части Прикаспийской впадины образуется первый прогиб. Палеогеновые отложения трансгрессивные. Нижнепермские ассельско-артинские отложения залегают на верхнем и среднем карбоне, их мощность достигает 1000 м и более, приурочены они к очень узкой полосе с развитыми рифогенными известняками. На ряде участков вся осадочная толща бортового уступа осложнена разрывными нарушениями.

Особенно значительны они в надсолевой части разреза, где прослеживается система грабен и горстов различной амплитуды. В связи с этим сейсмический материал по подсолевым отложениям не позволяет провести однозначную интерпретацию разреза.

Значительно сложнее строение внутренней зоны западной части Прикаспийской впадины. Оно обусловлено наличием солянокупольной тектоники в галогенных и надсолевых отложениях, зачастую с солью, выходящей под плиоцен-четвертичные отложения, с очень глубокими, иногда бессолевыми мульдами с крутыми (вертикальными) стенками. Плиоцен-четвертичные отложения трансгрессивно перекрывают нижележащие породы, образуя самостоятельный структурный этаж.

На сейсмогеологическом профиле (рис. 2, д) видно, что во внутренней прибортовой части впадины имеются четыре основных стратиграфических несогласия со значительными размыва-

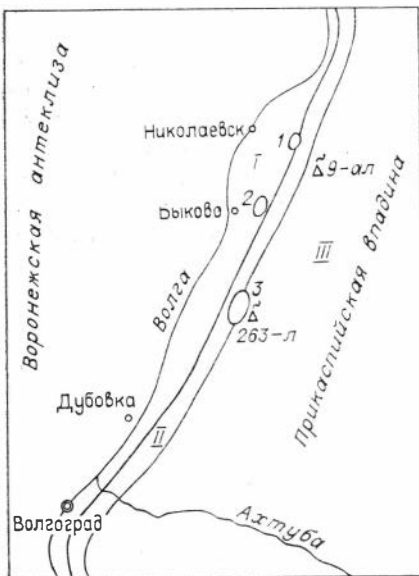


Рис. 1. Схема районирования западной части Прикаспийской впадины.

I — внешняя бортовая зона; II — зона бортового уступа; III — внутренняя зона Прикаспийской впадины; 1 — Комсомольское, 2 — Южно-Кислово-е, 3 — Лободинское месторождение.

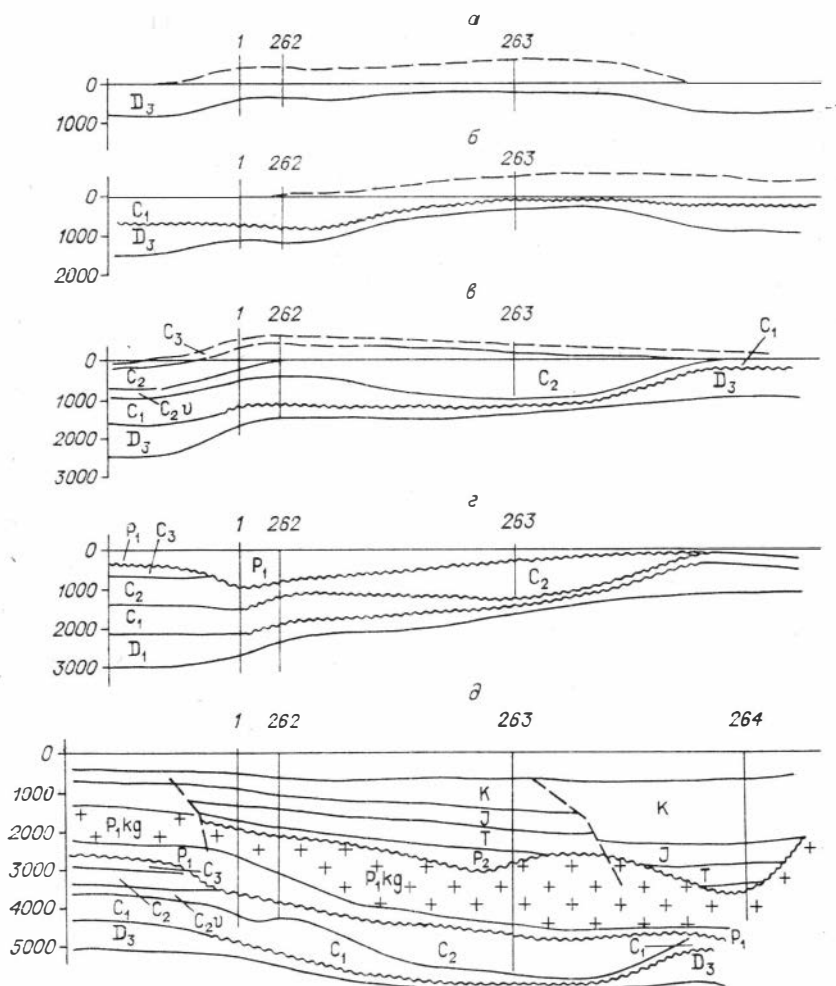


Рис. 2. Палеотектонические профили (лободинское пересечение).
 а — начало нижнего карбона, б — среднего карбона, в — нижней перми, г — кун-
 гурского яруса нижней перми; д — современный геологический профиль.

ми. Первый разрыв прослеживается между верхним (карбонатным) девоном и нижним карбоном. Наиболее четко стратиграфическое несогласие отмечается во внутренней части Прикаспийской впадины. Здесь верхний девон почти уничтожен. Остаточная мощность 200—250 м. В пределах внешней бортовой зоны мощность этого комплекса 900—1000 м. К востоку карбонатные отложения верхнего девона наблюдаются в полном объеме (см. рис. 2, а).

Второе крупное несогласие во внутренней части Прикаспийской впадины отмечается на границе между нижним и средним карбоном. Известняки нижнебашкирского подъяруса ложатся на различные горизонты нижнего карбона (см. рис. 2, б).

Третье несогласие приурочено к границе нижней перми и верхнего карбона. Здесь карбонатные отложения ассельского возраста залегают на различных стратиграфических горизонтах верхнего и среднего карбона (см. рис. 2, в).

Четвертое несогласие приурочено к границе между верхними и нижними артинскими отложениями. Начиная от бортового уступа верхнеартинские отложения в пределах всей Прикаспийской впадины залега-

ют на различной выровненной поверхности нижней перми и карбона (см. рис. 2, з).

Ко всем границам стратиграфического несогласия приурочены резкие восходящие движения Прикаспийской впадины, сопровождающиеся подвижками отдельных блоков фундамента. Подвижки эти по амплитуде и времени действия были различными. К концу девонского времени в пределах западной бортовой части, вдоль гравитационной ступени, сформировалось валобразное поднятие — Волгоградско-Ерусланский вал. Сводовая его часть, выведенная на дневную поверхность, значительно была срезана. Только на южной периклинали (скв. 116 и 117, Северо-Сарпинские) девонские отложения сохранились в полном, характерном для правобережья Волги объеме.

После погружения в нижнекаменноугольное время на территории Прикаспия отлагались в основном карбонатные породы, а во внешнем обрамлении (нижняя часть визейского яруса, тульский и бобриковский горизонты) — терригенно-карбонатные. Карбонатный тип пород нижнего карбона установлен не только в западной части Прикаспия, но и на юго-востоке впадины в пределах Приморского подсолевого поднятия (Каратон, Тажигали, Пустынное), что свидетельствует об одинаковых условиях образования осадков во внутренней части Прикаспийской впадины.

В преднижебашкирское время снова по тем же блокам происходили восходящие движения. В результате нижнекаменноугольные отложения повторили структурный план верхнего девона с некоторым смещением сводовых частей вала в восточном направлении. На западном крыле девонского вала образовался бортовой прогиб. Выведенные на поверхность сводовые части вала были разрушены и на выровненную поверхность отлагались карбонатные породы нижебашкирского подъяруса и всей остальной части среднего и верхнего карбона. Необходимо отметить, что нисходящие движения в верхнебашкирское и московское время в пределах сводовой части нижнекаменноугольного вала были быстрее, чем во внешнем обрамлении. Это прогибание компенсировалось отложениями аргиллитов с обломками известняков увеличенной мощности (см. рис. 2, в). В пределах внешнего обрамления впадины мячковско-подольские отложения сложены в основном карбонатными породами, т. е. здесь существовал барьер, который, с одной стороны, ограничивал распространение карбонатных пород во внешней зоне, с другой — создавал условия для накопления 1000-метровой толщи аргиллитов среднего карбона во внутренней зоне.

В конце верхнего карбона происходит подъем впадины. На месте бортового прогиба по нижнему карбону образовалась сводовая часть вала. Выведенные на поверхность каменноугольные отложения в пределах вала подвергались значительному (до 1000—1200 м) разрушению. В предассельское время началось погружение впадины, причем сводовая часть верхнего и среднего карбона погружалась значительно быстрее. Это погружение компенсировалось породами ассельского и сакмарского ярусов, представленных конгломератами с обломками известняков московского и гжельского возраста. Такое накопление карбонатных пород продолжалось до верхнеартинского времени, после чего произошел кратковременный подъем внутренней части Прикаспийской впадины. Этим подъемом породы ассельско-нижеартинского возраста были почти срезаны. Только на отдельных участках палеопрогибов они частично сохранились. Верхнеартинский сульфатно-карбонатный комплекс ложится на различные горизонты нижней перми и карбона. С этого времени Прикаспийская впадина испытывает преимущественно погружение и ее огромная часть последовательно заполняется галогенными отложениями кунгурского яруса и породами верхней перми, мезозоя и более поздних образований.

Согласно данным бурения и сейсморазведки, аналогичное строение

прибортовой внутренней части Прикаспийской впадины установлено в Саратовской и Оренбургской областях и в районе месторождения Кенкияк.

Пластовые давления в подсолевых отложениях (нижняя пермь, карбон и девон) в зоне внешнего обрамления и бортового уступа составляют до 1,16 гидростатического, а во внутренней части впадины до 1,8—2. Это свидетельствует о наличии экрана, который отделяет внутреннюю часть впадины от бортового уступа и внешнего обрамления. Как и когда он образовался, пока не установлено. Возможно, его существование обусловлено тектоническими нарушениями или литологическими факторами.

Согласно последним данным геологоразведочных работ, в Прикаспийской впадине наблюдается некоторая закономерность в распределении углеводородов по площади. Во внутренней части впадины, в зоне аномально-высоких пластовых давлений (АВПД), вероятны газовые и газоконденсатные месторождения с примесью сероводорода и уголекислоты в свободном газе (Астраханский и Оренбургский своды, Приморская группа поднятий Южно-Эмбинского района), в зоне отсутствия АВПД — газонефтяные и нефтяные. Чем дальше от этого экрана будут проводиться поисково-разведочные работы, т. е. в зоне отсутствия АВПД, тем больше вероятности открытия нефтяных месторождений.

Пласты-коллекторы во вскрытом разрезе подсолевых отложений сложены карбонатными породами.

Отчетливо выделяется два резервуара — фаменско-нижебашкирский и каширско-нижепермский. Надежными покрывками для первого резервуара служат глины и аргиллиты верхнебашкирского подъяруса и верейского горизонта московского яруса, для второго — соли и ангидриты кунгурского яруса нижней перми (рис. 3).

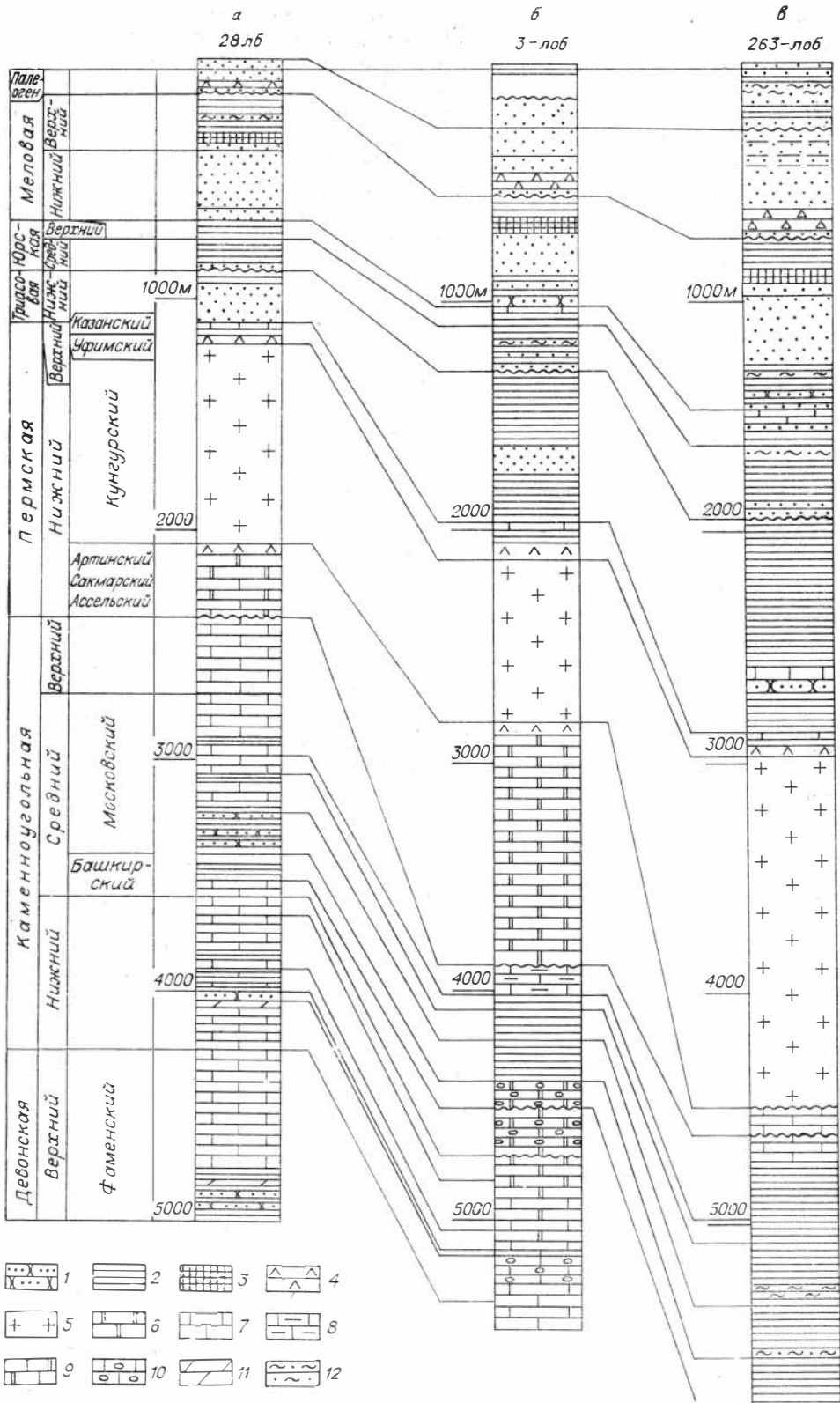
В первом резервуаре коллекторами являются пористые и кавернозные известняки и доломиты. Их структура органогенно-обломочная, мелко- и среднезернистая. Тип цемента контактовый и поровый. Пористость по газу 5—10%, газопроницаемость 10—30 мД. Коллекторами могут быть также оолитовые, псевдо- и отрицательно-оолитовые известняки, широко распространенные в прикамском и северокельтменском горизонтах башкирского яруса.

Верхний резервуар представлен известняками, доломитами с прослоями известняковых песчаников и песков, сцементированных разнозернистым кальцитом и редко сульфатными минералами. Тип цемента контактовый или поровый. Нередко отмечаются каверны и трещины, приводящие при бурении скважин к катастрофическим поглощениям бурового раствора.

Нижепермские подсолевые отложения можно подразделить на два литолого-стратиграфических комплекса: верхнеартинский и ассельско-нижеартинский. Нижний комплекс сложен в основном карбонатными породами, верхний — карбонатно-сульфатными, иногда с прослоями га-логенных отложений.

Ассельско-нижеартинский комплекс наиболее полно развит в зоне бортового уступа. Представляет собой единый гидродинамический резервуар, трансгрессивно залегающий на размытых слоях верхнего и среднего карбона. Вблизи гравитационной ступени (к западу от нее) отложения верхнего карбона размыты (Сарпинско-Тингутинская, Наримановская, Лободинская площади). Нижняя часть разреза этого комплекса во внешней бортовой зоне представлена чередующимися серыми органогенно-детритовыми, фораминиферо-водорослевыми, микрозернистыми, оолитовыми известняками и реликтово-органогенными, пористыми, кавернозными доломитами. В верхней части комплекса преобладают доломиты с редкими прослоями ангидритов. Суммарная мощность комплекса 250 м.

Особенности строения карбонатного комплекса в зоне бортового уступа говорят о биогермном происхождении слагающих его пород. В основа-



нии комплекса органогенно-мелкообломочные, участками брекчеевидные известняки, а выше органогенно-водорослевые, гидрактиниодные, мшанковые известняки, чередующиеся с известняками скрытокристаллической структуры. Редко встречаются прослои органогенных доломитов и известняковых среднезернистых песчаников. Суммарная мощность комплекса 500—1000 м.

Во внутренней зоне впадины в основании карбонатного ассельско-нижнеуртинского комплекса залегают карбонатные брекчии, состоящие из обломков известняков различных по возрасту, структуре, размерам и степени окатанности, сцементированных карбонатно-глинистым материалом, и прослои аргиллитоподобных глин. В глинах встречаются обломки известняков с фауной различных горизонтов нижнего, среднего и верхнего карбона. Выше располагаются органогенно-детритовые и органогенно-обломочные известняки и реликтивно-органогенные, пористые, кавернозные доломиты. Суммарная мощность их резко уменьшается на восток за счет размыва в предверхнеуртинское время.

Верхнеуртинский сульфатно-карбонатный комплекс залегает с трансгрессивным несогласием на подстилающих отложениях. В пределах внешней бортовой зоны он контактирует с самыми древними слоями нижней перми, а во внутренней зоне Прикаспийской впадины — с отложениями различных горизонтов нижней перми и карбона. Суммарная мощность комплекса 100—150 м. В сводовых частях некоторых палеоструктур он размыт и его мощность составляет 0—50 м (скв. 262, Лободинская; 275 и 276, Ново-Никольские). В палеопрогибах их мощность увеличивается до 300 м.

В стратиграфическом отношении верхнеуртинский подъярус расчленяется на саргинский и филипповский горизонты. Во внешней бортовой зоне и зоне бортового уступа саргинский горизонт сложен ангидритами с прослоями доломитов. Филипповский горизонт представлен внизу ангидритами и доломитами с редкими прослоями черной глины. Вверх по разрезу количество доломитовых прослоев увеличивается и постепенно они переходят в доломиты с прослоями органогенных, органогенно-детритовых и оолитовых известняков. Количество сульфатных минералов в породах в зоне бортового уступа по сравнению с внешней бортовой зоной заметно уменьшается.

Во внутренней зоне Прикаспийской впадины (Демидовская площадь) саргинский горизонт представлен темно-серыми сильно глинистыми доломитами. В филипповском горизонте преобладают серые и темно-серые известняки с прослоями черных аргиллитоподобных глин, мергелей с обуглившимися растительными остатками, спикулами кремневых губок и радиоляриями. Некоторые разности доломитов и известняков обладают высокими коллекторскими свойствами.

Во внешней бортовой зоне, примыкающей к бортовому уступу, открыто несколько газоконденсатных месторождений (Комсомольское, Южно-Кисловское, Наримановское), приуроченных к доломитам верхнеуртинского возраста. В пределах бортового уступа в известняках нижнебашкирского подъяруса открыто Лободинское газоконденсатное месторождение. Признаки нефти получены из верхнеуртинских отложений в скв. 9 Александровской.

Таким образом, анализ геолого-геофизического материала и данных бурения позволил установить, что ассельско-нижнеуртинский комплекс

Рис. 3. Сопоставление геологических разрезов внешней бортовой зоны (а), зоны бортового уступа (б) и внутренней зоны Прикаспийской впадины (в).

1 — пески, песчаники; 2 — глины, аргиллиты; 3 — мел; 4 — ангидриты; 5 — каменная соль; 6 — доломиты; 7 — известняки; 8—10 — известняки глинистые (8), доломитизированные (9) и органогенно-обломочные (10); 11 — мергели; 12 — алевролиты.

имеет хорошие коллекторы и рифогенные тела в зоне бортового уступа, но он водонасыщен. С запада комплекс контактирует с карбонатными породами верхнего и среднего карбона и замкнутых ловушек не образует.

Верхнеартинские отложения образуют самостоятельный структурный этаж и являются перспективными как в пределах внешней бортовой зоны, так и во внутренней части Прикаспийской впадины.

Нижебашкирско-фаменский карбонатный резервуар следует считать перспективным объектом для поисков в нем залежей нефти и газа на территории Прикаспийской впадины и ее обрамления.

**Ю. А. Писаренко, С. Б. Файницкий,
Е. Г. Скорнякова, Ю. И. Никитин**

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОДСОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ ВНЕШНЕЙ БОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучение нижнепермской галогенной формации, проведенное в последние годы в пределах северо-западной внешней бортовой зоны Прикаспийской впадины, позволило выявить новые, дополнительные особенности ее строения. В процессе исследований, естественно, ставился вопрос, насколько эти особенности строения находят свое отражение в подсоловых нижнепермских карбонатно-сульфатной и карбонатной толщах, являющихся перспективными на поиск месторождений нефти и газа, а также могут ли использоваться при прогнозе строения подсоловых отложений. Были выяснены закономерности, которые могут служить поисковыми критериями, способствующими более эффективному и целенаправленному проведению поисково-разведочных работ. Решение вопроса основывалось на комплексном анализе данных бурения и сейсморазведки МОГТ; проведено расчленение галогенных отложений на ритмопачки, пласты, а также анализ характера изменения мощности и фациального состава пород.

Галогенная формация в пределах рассматриваемой территории состоит из двух слоистых толщ: соленосной и подстилающей ее карбонатно-сульфатной, в каждой из которых выделено по семь ритмопачек (рис. 1). В составе карбонатно-сульфатной толщи ритмопачки начинаются одним или несколькими пластами известняка, доломита, а заканчиваются ангидритами. В кровельной части седьмой ритмопачки на некоторых площадях встречается пласт галита (7г), названный волгоградским. Ритмопачкам в составе соленосной толщи соответствует более полный цикл седиментации, в результате которого формировались ангидрит, галит, калийно-магниево-соли.

Выделенные ритмопачки и входящие в их состав пласты прослеживаются практически по всей изучаемой территории. Однако на фоне относительной стабильности галогенного разреза наблюдаются колебания их мощности и состава, подчиняющиеся вполне четким закономерностям. Изучение этих закономерностей позволило в пределах разбуренных площадей Саратовской, Волгоградской, Уральской и Оренбургской областей выделить палеопрогибы и палеоподнятия.

Палеопрогибы в строении галогенной формации фиксируются наибольшей стратиграфической полнотой разреза. Кроме того, в соленосной

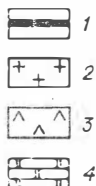
Формация	Толща	Пачка	Литология	Мощность, м	
Г а л о г е н н а я	Силь-фотная	Кровельный ангидрит	△ - △ + △ + △ - △ -	0-120	
	С о л е н о с н а я	Ерусланская (т)		+ + + △ △ △	50-70
		Долинная (z)		+ + + △ △ △	50-50
		Пигаревская (к)		+ + + △ △ △	50-100
		Антиповская (i)		+ + + + + △ △ △	80-170
		Погожская (h)		+ + + + + + △ △ △	60-140
		Луговская (g)		+ + + △ △ △	120-250
		Балыклейская (f)		+ + + △ △ △	50-450
	Карбонатно-сульфатная	7		+ + △ △ △	90-350
		6		△ △ △	15-50
5			△ △ △	20-60	
4			△ △ △	30-70	
3			△ △ △	30-80	
2			△ △ △	30-80	
1			△ △ △	30-60	
Карбонатная			△ △ △		

Рис. 1. Сводный стратиграфический разрез нижепермской галогенной формации северозападного участка внешней части бортовой зоны Прикаспийской впадины.

1 — калийно-магниевый пласт; 2 — галит; 3 — ангидрит; 4 — карбонаты.

части увеличивается мощность ритмопачек на первые десятки метров и широко распространены пласты калийно-магниевых солей. Наиболее четко палеопрогибы выделяются по увеличению мощности (на 150—300 м) волгоградской соли (7г), а в случае отсутствия последней — по балыклейской. Для участков палеоподнятий характерно уменьшение мощности всех выделяемых горизонтов, а в некоторых случаях выклинивание отдельных пластов и даже ритмопачек.

В карбонатно-сульфатной части разреза в отличие от соленосной наблюдается увеличение мощности ритмопачек на палеоподнятиях по сравнению с участками палеопрогибов. Увеличение мощности к сводовым частям палеоподнятий происходит за счет возрастания мощности как карбонатных, так и сульфатных пластов (Карпенская, Антиповская площади). Однако в некоторых случаях (Западно-Тепловская, Гремячинская, Ждановская, Комсомольская площади) от склона к своду наблюдается утонение сульфатных пластов, а иногда даже слияние карбонатных в один пласт. Проявление двух фактически противоположных тенденций можно, по-видимому, объяснить различиями палеогеографических условий формирования. Так, в первом слу-



чае палеоподнятия являлись подводными, а во втором представляли собой периодически (в стадию садки сульфатов) островную сушу.

Изменение мощности пластов галогенной формации сопровождается изменением фациального состава. Например, четко прослеживается, что при увеличении мощности пластов каменной соли наблюдается уменьшение их засульфаченности, а калийно-магниевых пластов — появление минералов более высокой стадии соленасыщения рапы седиментационного бассейна. При возрастании мощности карбонатных пластов происходит их обогащение органично-детритовыми разновидностями пород и доломитами водорослевого происхождения, часто образующих биостромовые тела. Последние пространственно совпадают с рифами ассельско-артинских отложений [Щеглов, Писаренко, 1978]. В связи с этим зоны палеоподнятий характеризуются повышенными емкостно-фильтрационными свойствами и эффективной мощностью карбонатных пород. Подтвержде-

нием этого является открытие в пределах вышеупомянутых площадей месторождений нефти и газа.

Таким образом, участки палеоподнятий наиболее перспективны в отношении поиска месторождений нефти и газа, что предопределяет практическую значимость их выделения.

Однако выделение палеоподнятий в пределах малоразбуренных площадей представляет определенные трудности. Для успешного решения этого вопроса необходимо комплексирование данных бурения с материалами сейсморазведки МОГТ. В основу методики дифференциации территории на участки палеоподнятий и палеопрогибов положен факт появления на границе между ними на временных разрезах сеймопрофилей так называемых «сейсмических клиньев», раскрывающихся в сторону палеопрогибов. Их появление обусловлено резким изменением мощности или выклиниванием подошвенных пластов соленосной толщи. Картирование этих клиньев позволяет провести оконтуривание участков, перспективных на поиск залежей углеводородов.

Использование данной методики позволило в пределах малоразбуренной территории Дальнего Саратовского Заволжья выделить вдоль бортового уступа впадины до трех линейно-вытянутых зон сокращенной мощности балыклейской или волгоградской соли, отражающих существование цепочек локальных палеоподнятий (рис. 2). В результате переинтерпретации сейсмических материалов в структурные построения по подошве соленосной толщи были внесены существенные коррективы: обнаружено восемь новых поднятий и шесть структур ликвидировано.

Полученные результаты позволяют сказать, что наиболее перспективными в отношении поиска месторождений углеводородов являются современные поднятия, расположенные в пределах линейных зон, а из числа последних — структуры, соответствующие участкам локальных палеоподнятий, на которых и рекомендуется бурение скважин.

Дополнительными критериями для прогноза участков палеоподнятий и палеопрогибов являются количественные соотношения между мощностью различных ритмопачек и пластов галогенной формации, а также между их мощностью и литологическим составом, полученные в результате статистической обработки материалов бурения по 230 скважинам бортовой зоны.

Статистические исследования, включающие в себя вариационный, корреляционный и регрессионный анализы, проводились на ЭВМ. При

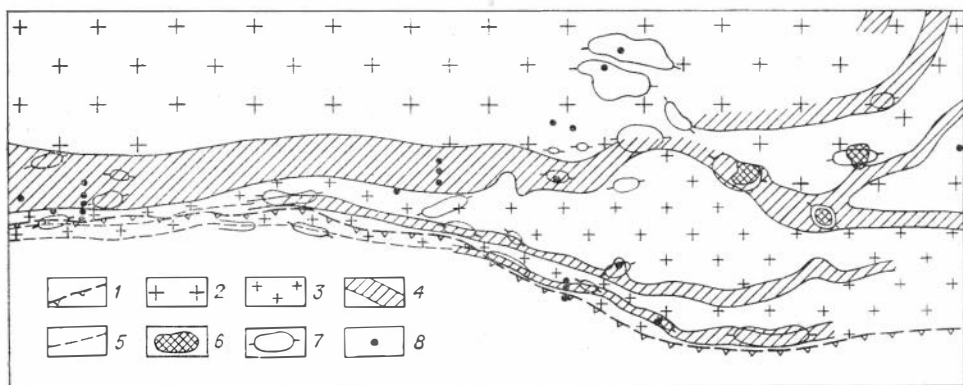


Рис. 2. Схематическая карта нижнепермских палеоподнятий Дальнего Саратовского Заволжья.

1 — бортовой уступ Прикаспийской впадины по подошве соленосной толщи; 2 — участки аномально увеличенной мощности балыклейской соли; 3 — участки распространения волгоградской соли; 4 — полосы палеоподнятий; 5 — осевые линии палеоподнятий; 6 — отдельные палеоподнятия; 7 — современные положительные структуры по подошве соленосной толщи; 8 — скважина.

этом исходные выборки формировались исходя из требования стратиграфической идентичности всех привлекаемых к расчетам разрезов. Первоначально сформированные исходные выборки были разделены на более однородные совокупности по территориальному принципу. Были выделены Волгоградский, Саратовский, Уральский и Оренбургский участки внешней части бортовой зоны Прикаспийской впадины. Причем в большинстве расчетов Саратовский участок подразделялся на два: Ближнее Саратовское Заволжье и Дальнее Саратовское Заволжье, а данные по Уральской и Оренбургской территориям часто рассматривались совместно. Такое районирование обусловлено существованием определенной фациальной изменчивости галогенного разреза при движении вдоль бортового уступа.

В процессе исследований были выявлены наложенные факторы, затушевывающие основные закономерности соотношения мощности пластов и ритмопачек галогенных отложений, разработаны методы учета их влияния. Главными из этих факторов являются следующие: 1) седиментационный, связанный с существованием палеорельефа в подошве карбонатно-сульфатной и галогенной толщ и отражающийся в изменении стратиграфической полноты разрезов снизу; 2) постседиментационный, проявляющийся в существовании размыва и подземного выщелачивания пород в прикровельной части соленосной толщи (100—150 м); 3) тектонический, обусловивший изменение мощности в результате проявлений пластической или разрывной деформации.

В результате статистической обработки исходного материала с учетом наложенных факторов были получены уравнения, позволяющие рассчитывать значение мощности какого-либо пласта или группы пластов по значению мощности другого стратиграфического горизонта, и проведена оценка точности выведенных уравнений. Установлено, что общей за-

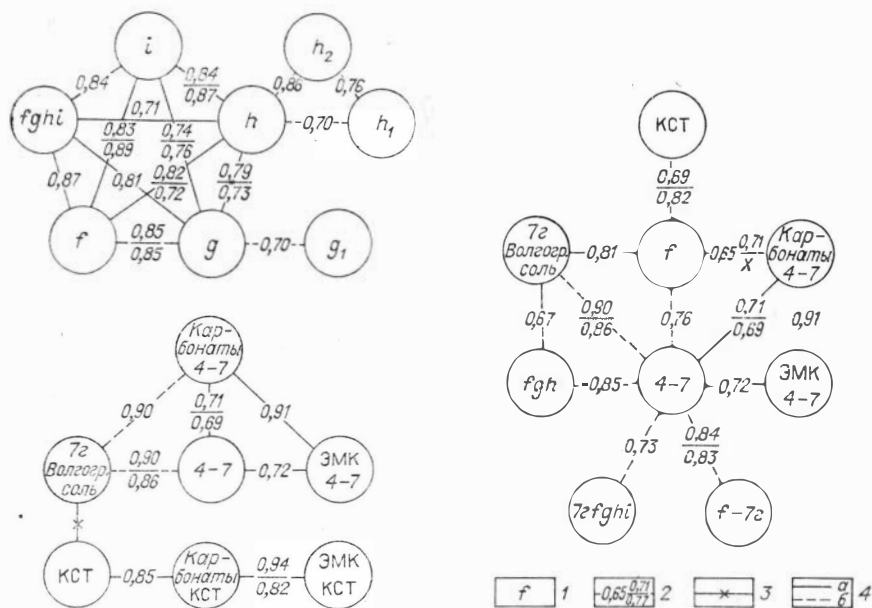


Рис. 3. Гроздевая диаграмма корреляционных связей между мощностями различных пластов и ритмопачек галогенной формации.

1 — индекс ритмопачки; 2 — значение коэффициента корреляции (в числителе — по территории Дальнего Саратовского Заволжья, в знаменателе — по территории Ближнего Саратовского Заволжья, около дроби — по Саратовскому участку в целом); 3 — отсутствие значимой корреляционной связи; 4 — корреляционная связь: а — положительная, б — отрицательная. КСТ — карбонатно-сульфатная толща; ЭМК — эффективная мощность коллекторов.

кономерностью явилось существование значимой корреляционной связи практически между мощностью всех пластов и пачек галогенной формации. Причем для пластов сульфатного и карбонатного состава эта связь носит положительный характер, так же как и для пластов хлоридного состава внутри соленосной толщи. Представители же этих двух групп находятся в отрицательной корреляционной связи (рис. 3).

Выявленные в результате проведенного статистического анализа взаимосвязи в строении различных ритмопачек в объеме не только отдельных толщ (соленосной и карбонатно-сульфатной), но и всей галогенной формации в целом позволяют осуществлять прогноз мощности нижней, интересующей нас, части разреза по верхней с определенной степенью достоверности. Важно отметить, что прогноз можно проводить на основе материалов сейсморазведки МОГТ. Известно, что в пределах внешней части бортовой зоны МОГТ дает возможность уверенно выделять тот или иной стратиграфический интервал в соленосных отложениях [Писаренко и др., 1977]. На базе этого метода возможно осуществление прогнозирования мощности продуктивной части разреза по данным о более высокозалегающих отложениях галогенного комплекса.

Точность прогноза зависит от сложности строения данной территории и степени освещенности ее бурением и каротажными исследованиями. Так, в пределах Дальнего Саратовского Заволжья знание мощности верхних ритмопачек соленосной толщи дает возможность осуществлять прогноз мощности нижних с абсолютной ошибкой (α) 8—25 м и относительной (δ) — 6—18%. Мощность калиеносных пластов прогнозируется с ошибкой $\alpha = 2 - 7$ м, $\delta = 25-40\%$. Мощность определенного интервала карбонатно-сульфатной толщи определяется с ошибкой $\alpha = 4-27$ м, $\delta = 5-13\%$, а суммарная мощность входящих в него карбонатных пластов с $\alpha = 3 - 5$ м или $\delta = 10-15\%$. По мощности карбонатно-сульфатной толщи можно прогнозировать суммарную эффективную мощность коллекторов с ошибкой $\alpha = 8$ м или $\delta = 31\%$.

Таким образом, на основании комплексного изучения особенностей строения нижепермской галогенной формации, по данным бурения и сейсморазведки, с использованием установленных статистических закономерностей можно более целенаправленно и с меньшими экономическими затратами решать задачи по выделению в нижепермском подсолевом комплексе конкретных поисковых объектов, перспективных на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

- Писаренко Ю. А., Белоножко В. С., Бурунков В. А., Файницкий С. Б., Чудин А. В. Результаты корреляции соленосной толщи северо-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. — В кн.: Проблемы соленаккопления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 36—39.
- Щеглов В. Б., Писаренко Ю. А. Особенности строения и латеральной изменчивости состава, коллекторских свойств нижепермских отложений в зоне развития прибортовых поднятий северо-западной части Прикаспийской впадины. — В кн.: Латеральная изменчивость состава и физических свойств отложений и ее отражение в геофизических полях при поисках нефти и газа. Пермь, 1978, с. 29—30.

В. С. Лучников

О СЛОИСТОСТИ В СОЛЯНЫХ КУПОЛАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Территория Юго-Западного Таджикистана (Кулябская зона) представляет собой солянокупольную область с ярко выраженными на поверхности соляными телами (рис. 1). Одна из характерных особенностей

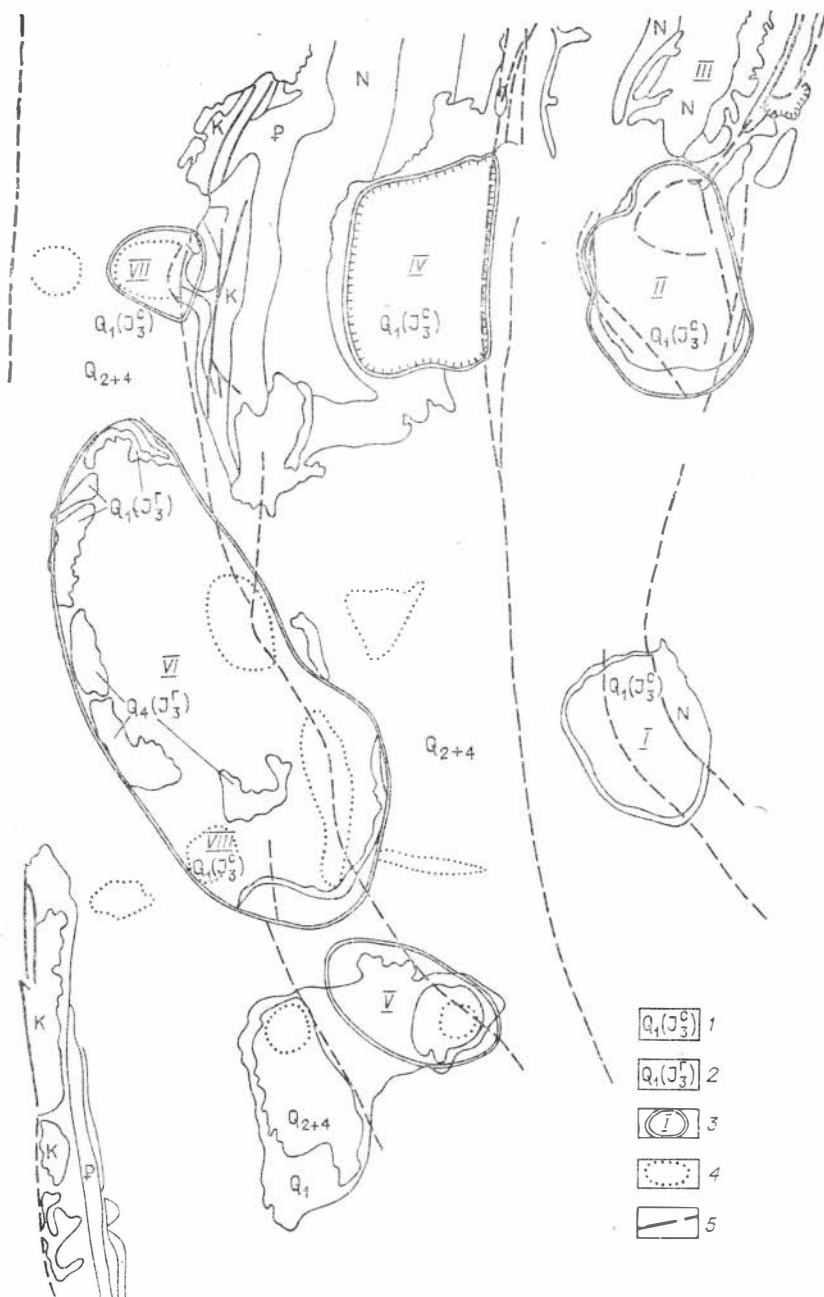


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кулябской зоны (юго-западная часть) с соляными куполами (по Ю. Н. Пильгую).

1 — выходы солей; 2 — выходы гипсов; 3 — соляные тела: I₁ — Ходжа-Мумин, II — Ходжа-Сартис; III — Южный Пушион, IV — Танапчи, V — Саят, VI — Алимтай, VII — Мундок, VIII — Аузикент; 4 — соляные тела предполагаемые; 5 — тектонические нарушения.

последних — наличие горизонтальной слоистости в галитах. В зависимости от окраски солей и контрастности слоев по цвету слоистость выражена отчетливо или едва намечается.

О происхождении слоистости в солях Таджикистана высказывались различные предположения. Большинство исследователей (А. Г. Бергман.

А. И. Дзенс-Литовский, И. Е. Губин, Н. П. Луппов и др.), придерживающихся солянокупольной природы кулябских соляных тел, полагали, что слоистость возникла в результате саморастекания галитов под воздействием собственной силы тяжести. Другая группа исследователей (Б. А. Борнеман, Н. П. Петров) считает эти соляные тела первично залегающими (останцами древнего сплошного соляного покрова) и трактует их древне-четвертичными континентальными озерными образованиями. Основанием этому послужило наличие в солях слоистости, относимой ими к сезонному типу. А. Р. Бурачек (1934) высказал мнение, что соль в третичное время внедрилась на поверхность из глубоко залегающей верхнеюрской галогенной формации в форме соляных куполов и диапировых штоков. Позже, в четвертичный период, по его мнению, верхние части этих тел были размыты и переотложены в условиях озерного режима, чем и обусловлена слоистая текстура. П. П. Иванчук (1974) предполагает образование слоистости в солях вследствие пульсационного и многофазного процесса поступления солевого рассола с глубины из юрской толщи на поверхность и отложения рапы в воронке жерла гидровулкана.

Наличие сезонной слоистости в солях — явление довольно обычное, но появление четкой слоистой текстуры в соляных куполах, т. е. во вторичном залегании, — факт весьма уникальный.

В процессе детальных исследований солей Юго-Западного Таджикистана автором были изучены все соляные тела и выходы галогенной формации, изучен керн многочисленных скважин, вскрывших соли, а также слоистость в них.

В обнажающихся на поверхности соляных телах мощность толщи каменной соли достигает 500—700 м (гора Ходжа-Мумии), а в скважинах более чем 1500 м. Все кулябские соляные тела сложены исключительно чистой каменной солью, почти по всему разрезу обнаруживается отчетливая слоистая текстура (рис. 2). Слоистость обусловлена чередованием слоев солей различной окраски. Для разреза характерны ритмично по-

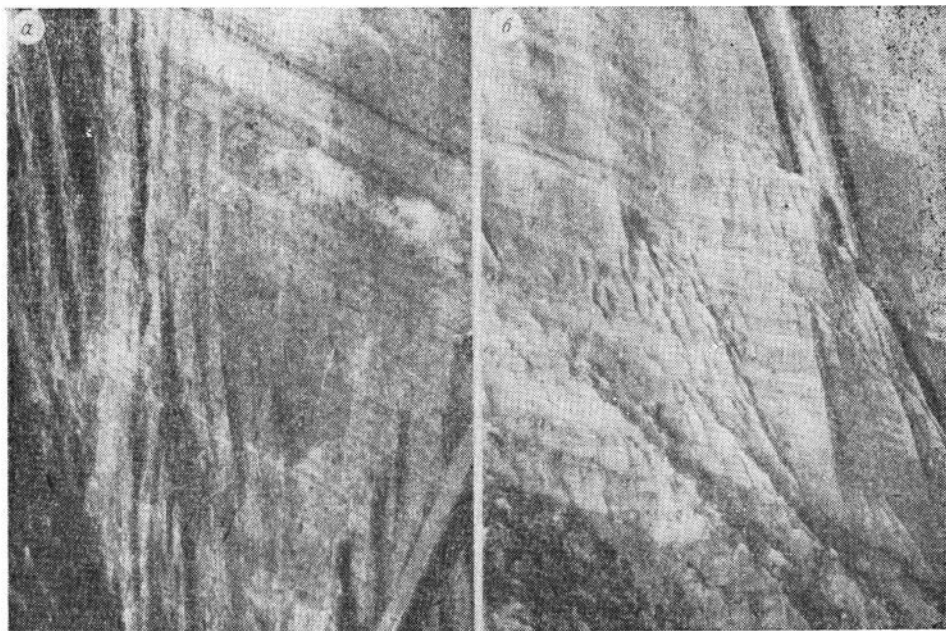


Рис. 2. Сезонная слоистость в солях.

а — месторождение Ходжа-Мумин; б — месторождение Кангурт.

строенные, закономерно изменяющиеся и многократно повторяющиеся группировки (ритмы, пачки) простых слойков, по своему генезису, несомненно, отвечающие сезонной слоистости. Известно [Фивег, 1954; Яржомский, 1967], что слойки солей (часто в сочетании с глинами, сульфатами), отложившиеся в течение года, образуют годовую пачку. Подобные пачки отчетливо выделяются и прослеживаются в разрезе кулябских соляных тел. Каждая из них слагается преимущественно двумя, реже тремя и в единичных случаях четырьмя слойками различных по окраске галитов. Сульфаты и калийные соли в строении годовых пачек не участвуют. Мощности слойков изменяются от 1—2 мм до 30—40 см, в единичных случаях до 70 см. Однако в мощных слойках часто намечается тонкая (от 2—3 до 7—8 мм) слабо выраженная слоистость, обусловленная чередованием контрастных по цветовой гамме разностей галита, т. е. выделяются те же сезонные слойки. Как видно из рис. 3, состав, строение и мощности сезонных слойков и годовых пачек в различных кулябских соляных телах изменяются в значительных пределах. В соляных куполах центральной части Кулябской зоны (Ходжа-Мумии, Ходжа-Сартис, Танапчи) слоистость более крупная, годовые пачки преимущественно двучленные. Западным (Чал-Тау, Аузикент) и северным (Кангурт, Дарай-Намак) соляным телам свойственна тонкая и частая слоистость, а годовые пачки часто трех-, реже четырехчленные.

Для кулябских соляных куполов отмечаются следующие закономерности: 1) в основании толщи залегают пачка (мощностью от 3,5 до 13 м) неслоистой темной серовато-фиолетовой каменной соли, обогащенной многочисленными мелкими от 2—3 мм до 1—2 см включениями глин красно-коричневого и зеленовато-серого цвета; 2) в разрезе заметно преобладает светло-зеленая каменная соль; 3) завершается разрез всех соляных тел горизонтом отчетливо слоистых темных коричневатых или серовато-фиолетовых галитов.

Годовые пачки в большинстве случаев слагаются в нижней части серовато-зеленой каменной солью, в основании которой иногда залегают тончайший слоечек глины или темноцветной глинистой соли. Сменяется она светло-зеленой разностью. Их перекрывает белая или светлая фиолетово-розовая соль. Контакты между слойками внутри годовой пачки и часто между последними нерезкие, расплывчатые. Лишь в тех случаях, когда в основании пачек присутствует темный слоечек глин, границы более отчетливые.

Ассоциация годовых пачек составляет пачку солей более высокого порядка, названную нами импульситом. Последние четко выделяются в разрезе кулябских соляных тел благодаря наличию на контактах темноцветных слойков глин толщиной от 2 до 6 мм. Часто по глинистым слойкам развиты трещины. При ударе соли разбиваются по плоскостям лишь на контактах импульситов, внутри их (между годовыми пачками или отдельными слойками) отчетливых поверхностей раздела не выявляется.

Окраска солей обусловлена наличием в них примесей. Как показали химические исследования, примесь железа на изменение окраски породы не влияет. Во всех разностях каменной соли содержание его примерно одинаково: изменяется в пределах от 0,07 до 0,16% на породу. Установлено, что цвет соляных пород обусловлен примесью глинистого материала.

Серовато-зеленая соль, залегающая, как правило, в нижней части сезонной пачки, и редко слагающая более крупные слои (сезонные пачки, импульситы), мелкозернистая сахаровидная, мелко-среднекристаллическая. В более крупных слоях средняя—верхняя часть его зачастую представлена крупнокристаллической разностью. Темная окраска этой соли обусловлена повышенным содержанием нерастворимого остатка — от 1,36 до 5,02%, в среднем 2,59% (по 48 образцам), представленного исключительно пелитовым материалом, находящимся в основном в тонкодисперс-

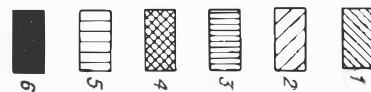
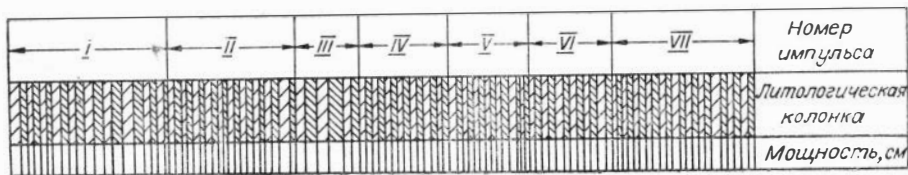
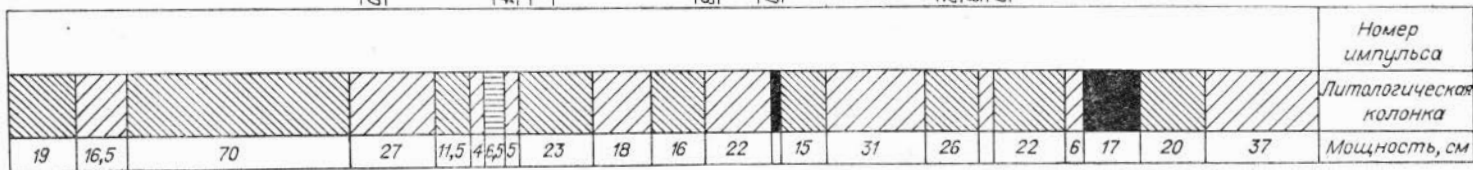
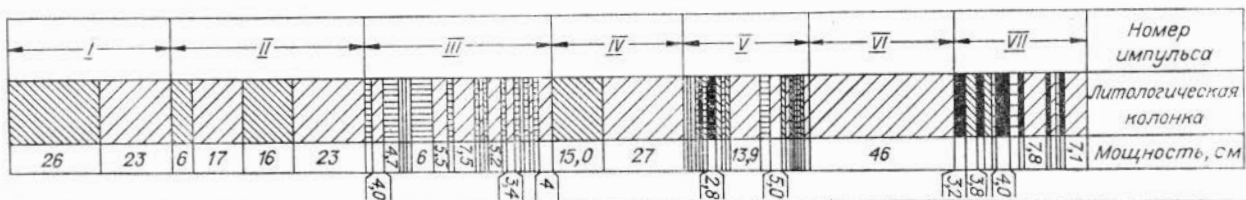
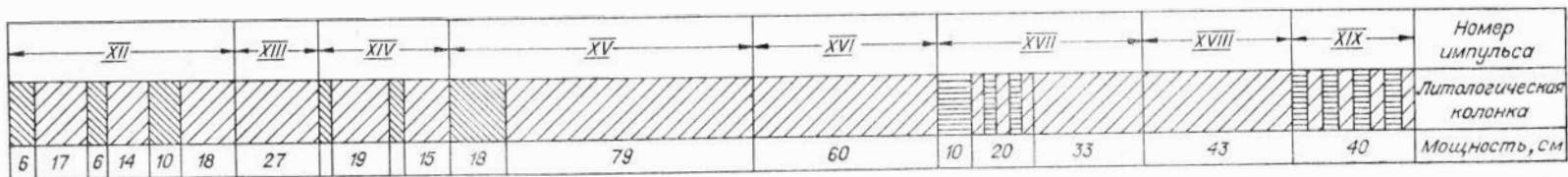
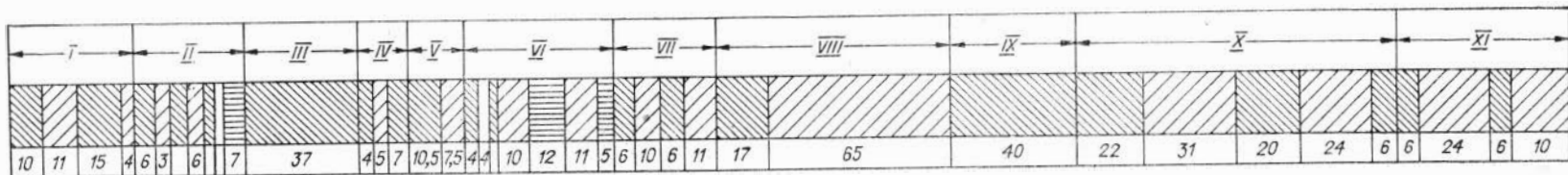
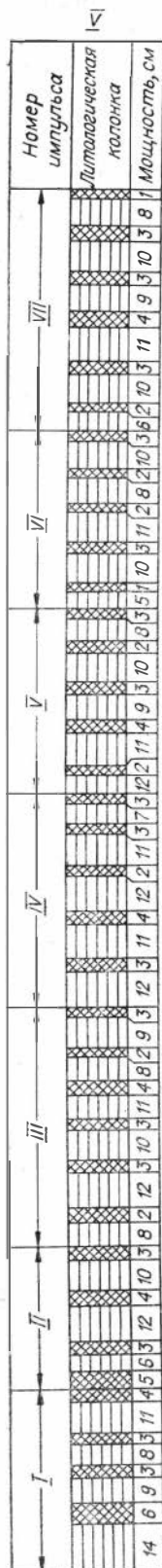


Рис. 3. Сезонная слоистость в соляных телах Кулябской зоны. Месторождения: I — Ходжа-Мумин, II — Кангурт, III — Танапчи, IV — Дарай-Намак, V — Аузикент. Цвет солей: 1 — серовато-зеленый, 2 — светло-зеленый, 3 — белый, 4 — серый, 5 — светлый розовато-фиолетовый, 6 — темный, коричневато-фиолетовый.



ном состоянии. В солях встречаются мелкие (1—3 мм) включения светлых зеленовато-серых глин. В самых низах слоев этой разности солей иногда отмечаются нитевидные (доли миллиметра) слоечки глин. В слойках серовато-зеленой соли, превышающих по мощности 30—40 см, часто едва намечаются слойки мощностью 5—8 см более светлой разности, чередующиеся с более темными.

Светло-зеленая соль сменяет в разрезе серовато-зеленую разность или, значительно реже, слагает самостоятельно целые сезонные пачки и импульситы. В последнем случае в этих солях иногда намечается слоистость, выраженная сменой светло-зеленых и почти белых разностей. Как правило, светло-зеленая соль заметно преобладает в сезонных пачках. Содержание нерастворимого остатка в этом типе солей изменяется от 0,18 до 1,95% на породе, составляя в среднем 1,12% (по 107 образцам). Представлен он глинистым материалом, тонко рассеянным в породе. Встречаются в галитах единичные мелкие глинистые включения. Соль средне-крупнокристаллическая, часто полупрозрачная, иногда молочно-белая, с отлично выраженной глазковой текстурой, которая образована за счет обильных включений разной величины кристалликов водяно-прозрачной (оптической) каменной соли.

Прозрачная (оптическая) бесцветная каменная соль встречается в виде выделений. В отдельных участках она преобладает в слойке, образуя так называемую «шпатовую» соль. Отчетливо выступает закономерность в распределении оптической соли: максимальные количества ее и одновременно наиболее крупные кристаллы обнаруживаются в светло-зеленой разности; заметно меньше включений в серовато-зеленой; чаще всего полностью исчезает она в белой и светлой розовато-фиолетовой каменной соли. Редко встречаются выделения оптической соли в темных коричневатых и розовато-фиолетовых галитах (до 5—10%). Очень обильны кристаллы водяно-прозрачной разности в серой соли Аузикента, где они составляют до 50% и более всей породы. В большинстве случаев выделения имеют уплощенно-овальную и округлую форму, часто ориентированы параллельно наслоению пород, в виде цепочек, образуя слоистость в солях. Часто кристаллы оптической соли имеют отлично выраженную кубическую форму с величиной ребра от 1 до 3—4 см. Последние характерны лишь для крупных слойков светло-зеленой разности. Нерастворимый остаток в водяно-прозрачной разности составляет 0,03—0,18%, в среднем 0,08% (по 12 образцам).

Белая соль, полупрозрачная, средне-крупнокристаллическая. Залегает в сезонной пачке выше светло-зеленой разности. В разрезе Аузикента она образует ритмичное чередование с серым галитом, являясь верхним элементом ритма. Эта разность часто встречается в разрезе

зе соляных тел в виде крупных многометровых неслоистых горизонтов. Отличается она высокой чистотой: содержание нерастворимого остатка колеблется от 0,17 до 1,47%, в среднем 0,77% на породу (по 63 образцам).

В соляных куполах Кангурт, Танапчи в ряде случаев вместо светло-зеленой разности в сезонных пачках наблюдается светлый розовато-фиолетовый галит. Он мелко-среднекристаллический, содержит редкие мелкие включения розовато-красных глин. Нерастворимый остаток, представленный такими же пелитами, в рассматриваемых солях изменяется в пределах от 1,01 до 2,97%, в среднем 1,76 (по 31 образцу).

Серая разность галита характерна лишь для Аузикента. В низах толщи она образует ритмичное переслаивание с белой солью, составляя нижний элемент сезонной пачки. Мощность слоев от 3—5 до 7 см. В средней части разреза выделяется 20-метровая пачка серой массивной соли с четко выраженной порфировидной структурой, образованной кристаллами оптической соли среди серой средне-крупнокристаллической разности. В этой пачке также намечается слоистость, выраженная чередованием более светлых и темных галитов. Содержание нерастворимого остатка, представленного светло-серым пелитовым материалом, в серой соли колеблется от 1,25 до 6,75%, составляя в среднем 2,46% (по 18 образцам) на породу.

Во всех соляных телах присутствует темная серовато-фиолетовая (или коричневатого-фиолетовая) разность. Положение ее в годовой пачке неясно. Чаще она ложится на светло-зеленую соль, но нередко залегает между серовато- и светло-зеленым галитом или в основании годовой пачки. В темноцветных пачках, залегающих в верхах соляных тел, годовые пачки, как правило, имеют трехчленное строение, верхним элементом которых является серовато-фиолетовый галит. Он заметно преобладает в годовой пачке: его мощность от 3—4 до 8—12 см, тогда как в нижних сезонных слоях — 1—4 см. Содержание нерастворимого остатка в этой разности каменной соли колеблется от 2,56 до 8,05%, в среднем составляя 3,89% на породу (по 37 образцам). Представлен нерастворимый остаток коричневатого-красным пелитовым материалом. В этих солях часты мелкие включения красноцветных и зеленовато-серых глин.

Строение сезонных (годовых) пачек и импульситов различно. В разрезах соляных толщ резко преобладают простые двучленные пачки мощностью от 2 до 85 см, с наиболее характерными средними величинами — 8—10 см. Количество годовых пачек в импульсите также различно. В большинстве случаев импульситы включают 2—3 годовые пачки. Но встречаются почти во всех соляных телах отдельные импульситы, содержащие до 12—15 годовых пачек. Многие из них сложены одной разностью, чаще это светло-зеленая или зеленовато-серая каменная соль, в которой иногда намечается едва различимая слоистость. Мощность импульситов от 26 до 120 см, чаще 40—65 см.

Анализируя строение и состав сезонной слоистости можно наметить генезис отдельных слоев соли, последовательность их выделения, определить, какому времени года они могут соответствовать. По-видимому, нижние слои годовой пачки (серовато-зеленая соль) являются продуктом весенней садки. Благодаря весенним дождям, в седиментационный солеродный бассейн поступал с пресными водами обильный пелитовый материал. Несомненно, в этот же период накапливалась серая каменная соль Аузикента. Эта разность значительно обогащена глинистым материалом. К летней садке следует относить светло-зеленые и, вероятно, светлые розовато-фиолетовые галиты. Осаждались они в жаркий сухой период года в условиях мелководного, хорошо прогреваемого бассейна, о чем свидетельствует обилие кристаллов оптической соли, для образования которых характерны подобные фациальные обстановки и значительное пересыщение раны [Яржемский, 1967; Страхов, 1962].

Завершающая годовую пачку белая соль накапливалась, скорее всего, в осенне-зимний холодный период, она почти не содержит примесей. В ней отсутствуют кристаллы оптической соли — индикаторы жаркого времени года, а подстилающие и перекрывающие их разности содержат обильные выделения водяно-прозрачных солей.

Сложнее с выяснением генезиса темных серовато- и коричневато-фиолетовых солей, залегающих в различных частях годовой пачки или образующих самостоятельные горизонты. Возможно, они накапливались в период тропических ливней, которые могли быть в различные времена года, различной продолжительности. Эти разности солей наиболее интенсивно обогащены глинистым материалом и встречаются во всех известных разрезах и часто на одном и тех же стратиграфических уровнях.

Каким же образом столь четкая слоистость появилась в соляных телах Кулябской зоны? Возникновение ее в результате саморастекания солей опровергается наличием доказанной сезонной слоистости и четкой ее ритмичностью. Предположение, что это первичная слоистость в солях, сохранившаяся в крупном блоке при диапировом внедрении верхнеюрской галогенной толщи, также несостоятельно по следующим соображениям. Как показали буровые работы, все кулябские соляные купола имеют грибовидную форму, ножка «гриба» которых (шток) имеет незначительный диаметр, несоизмеримый с общим периметром соляного тела. При этом отчетливая слоистость отмечается в «шляпке гриба», но не обнаруживается в штоке, а слоистая текстура прослеживается в пределах почти всего соляного тела, без следов подвижек и перемещений. Несостоятельной является и точка зрения о первичном накоплении солей в типично континентальных условиях в древнечетвертичное время. Этому противоречат чистота солей, отсутствие в толще каменной соли прослоев сульфатов и глин и большая мощность самих соляных тел (500—2000 м). Химический состав кулябских солей также не подтверждает континентальный их генезис.

Взгляды А. Р. Бурачека (1934) о диапировом внедрении верхнеюрских солей в третичное время, о размыве соляных тел и перераспределении галитов в озерных условиях в древнечетвертичное время, по-видимому, близки к истине. Однако некоторые факторы также трудно объяснить с позиций этой гипотезы. Во-первых, все соляные тела имеют грибовидную форму (со штоком) и одновременно обладают слоистым строением; во-вторых, они приурочены к тектоническим линиям нарушений и залегают в определенной структурной позиции (приурочены к крыльевым частям антиклинальных складок и их синклиналильным перегибам); в-третьих, пока не обнаружены разрушенные соляные купола, внедрившиеся в третичное время, и не известны бесштоковые вторичные соляные тела, образовавшиеся, по мнению А. С. Бурачека, в четвертичный период.

Объяснить все факты, изложенные выше, можно лишь с точки зрения гипотезы гидровулканизма, предложенной П. П. Иванчуком (1974), но в иной ее интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. — В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1932г. Вып. 4. Л.: Изд-во АН СССР, 1934, с. 49—58.
- Иванчук П. П. Роль гидровулканизма в формировании газоконденсатных и газонефтяных месторождений. М.: Недра, 1974. 172 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Фивег М. П. О длительности накопления соляных толщ. — В кн.: Материалы по петрографии районов соленакопления. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 341—350.
- Яржемский Я. Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск: Наука, 1967. 131 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ОРЕНБУРГСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В результате изучения авторами геологических условий строительства Оренбургского газохимического комплекса был получен новый фактический материал. Он позволяет уточнить строение толщи иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми, служащей покрывкой залежи Оренбургского газоконденсатного месторождения (ОГКМ) [Трофимова, Ефремов, 1977].

Галогенные отложения мощностью от 90 (скв. 586) до 1420 м (скв. 45) слагают пластовые и штокообразные тела. При пластовом залегании они состоят из ритмично чередующихся пластов каменной соли и ангидрита, а иногда (в ряде интервалов) и солей калийно-магниевого состава.

Изучением кернового материала наряду с анализом промыслово-геофизических данных установлено участие в формировании галогенной толщи разреза ОГКМ 8—11 циклов осадконакопления (рис. 1). При этом наращивание числа циклов происходит в направлении Предуральяского прогиба.

При расчленении верхней части разреза соленосных отложений (200—300 м) использовались данные кавернометрии (см. рис. 1). Наиболее надежное выделение пластов каменной соли по всему разрезу достигалось по диаграммам НГК, ГК и КС. Объективность выделения и сопоставления отложений каждого из циклов для исследуемой территории обеспечивается прослеживанием четырех реперов—аномалий на каротажных диаграммах ГК, устойчиво прослеживаемых во всем регионе юго-востока Русской платформы.

Первый (нижний) пласт каменной соли подвергался детальным исследованиям. В силу наибольшей мощности и однородности он рассматривается как основной объект строительства подземных хранилищ. Мощность его в среднем составляет около 370 м, но возрастает в пределах куполов до 1400 м и уменьшается практически до нуля в мульдах.

Каменная соль первого (нижнего) пласта Оренбургского месторождения и сопредельных территорий обладает следующими средними показателями физико-механических свойств: удельный вес — 2,19 т/м³, объемный вес — 2,11 т/м³, пористость — 4,7%, предел прочности при сжатии (одноосном) — 270 кг/см², предел прочности при срезе — 76 кг/см², коэффициент Пуассона — 0,3; модуль упругости — $1,5 \cdot 10^5$.

Изучение пород иренского горизонта в шлифах показало, что они представлены каменной солью от мелко- до крупнокристаллической. По крупным кристаллам развиваются мелкие кристаллики размером 0,02—0,08 мм. По трещинам спайности наблюдаются глинистые включения. Форма зерен изометричная. Зерна прозрачные, бесцветные, без видимых включений. В виде примеси отмечаются ангидрито-карбонатный материал, заполняющий поры между кристаллами соли, и редко глинистые примазки и прослойки.

Данные химического анализа практически чистой каменной соли I цикла показали, что содержание NaCl составляет 93,00—99,15%, а во II—IX циклах — 90,83—97,95%. Для каменной соли I цикла характерно содержание калия — 0,02—0,28%, магния — 0,01—3,6, бора — 0,04—0,007%. Цезий и рубидий отсутствуют. Наибольшее содержание калия наблюдалось в базальном ангидрите II цикла — 10,2% (скв. 4р, глубина 856 м).

Каменная соль по всему разрезу имеет запах сероводорода и иногда нефти. Люминесцентно-битуминологический анализ показал наличие

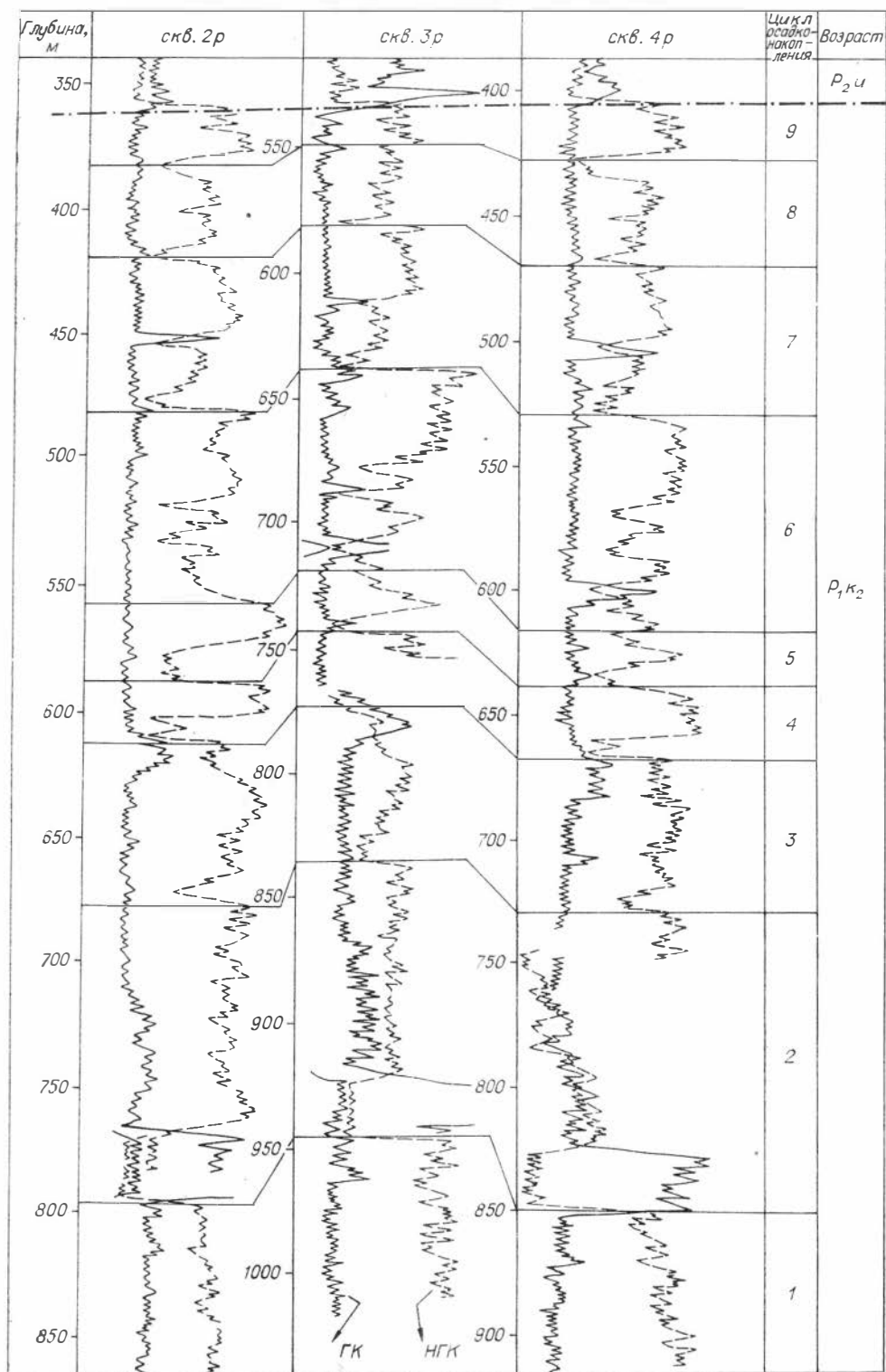


Рис. 1. Корреляционная схема для отложений иренского горизонта соленосной толщи ОГКМ.

в них легких фракций битумов преимущественно по трещинам и граням кристаллов.

Галогенная толща Оренбургского вала имеет довольно сложное строение (рис. 2). Она складает крупную антиклинальную складку, которая в общих чертах отражает подсолевую структуру [Китык, 1963]. Наиболее сложно построено южное крыло. Здесь прослеживается до 2—3 рядов соляных гряд, конформных простиранию вала по подсолевым отложениям (рис. 3). Частота следования гряд 3—5 км. Правда, на крайнем восточном фланге ОГКМ соляные поднятия имеют в основном простирания, характерные для Предуральяского прогиба.

Анализ структурных карт, карт мощности, космических фотоснимков (КФС) и геологических разрезов Оренбургского вала показал, что схематически процесс образования соляных структур изучаемой терри-

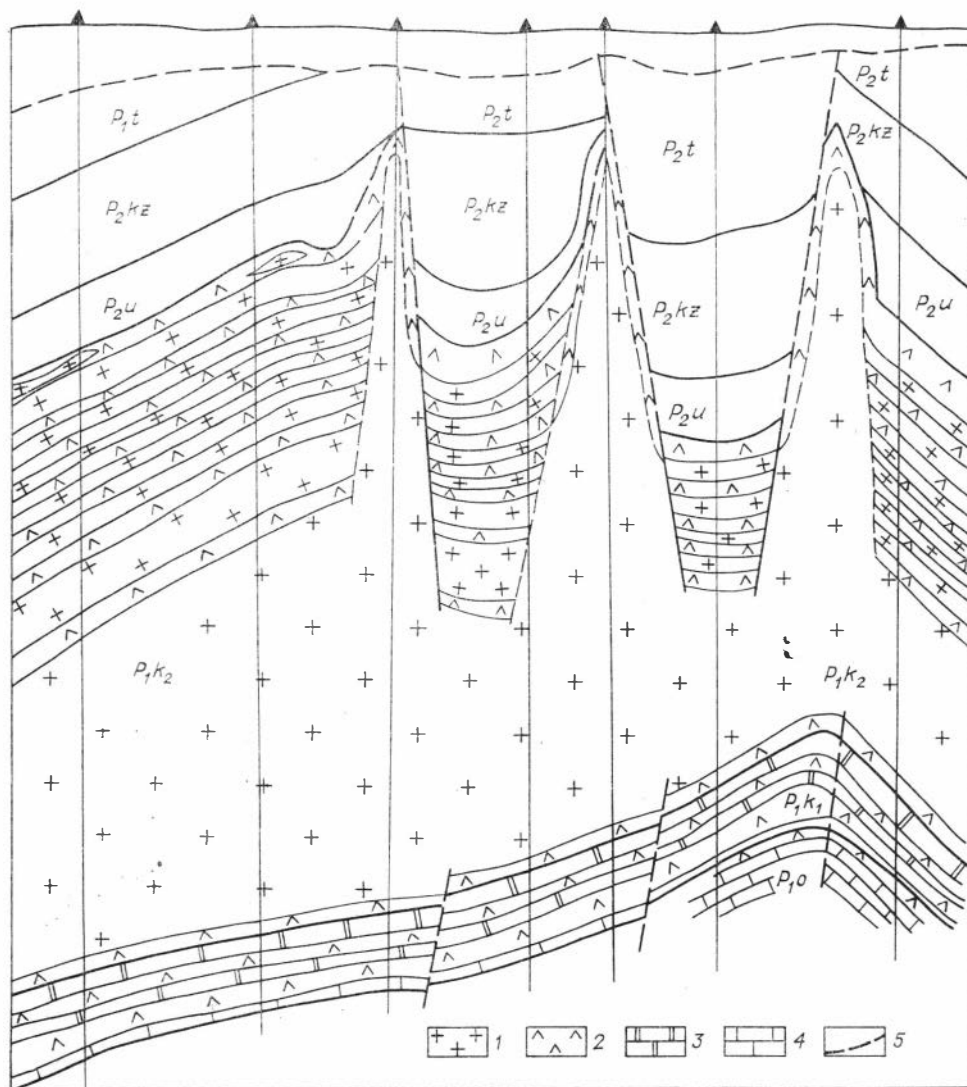


Рис. 2. Поперечный геологический профиль через центральный купол Оренбургского вала.

1 — каменная соль; 2 — ангидрит; 3 — доломит; 4 — известняк; 5 — линии нарушений.

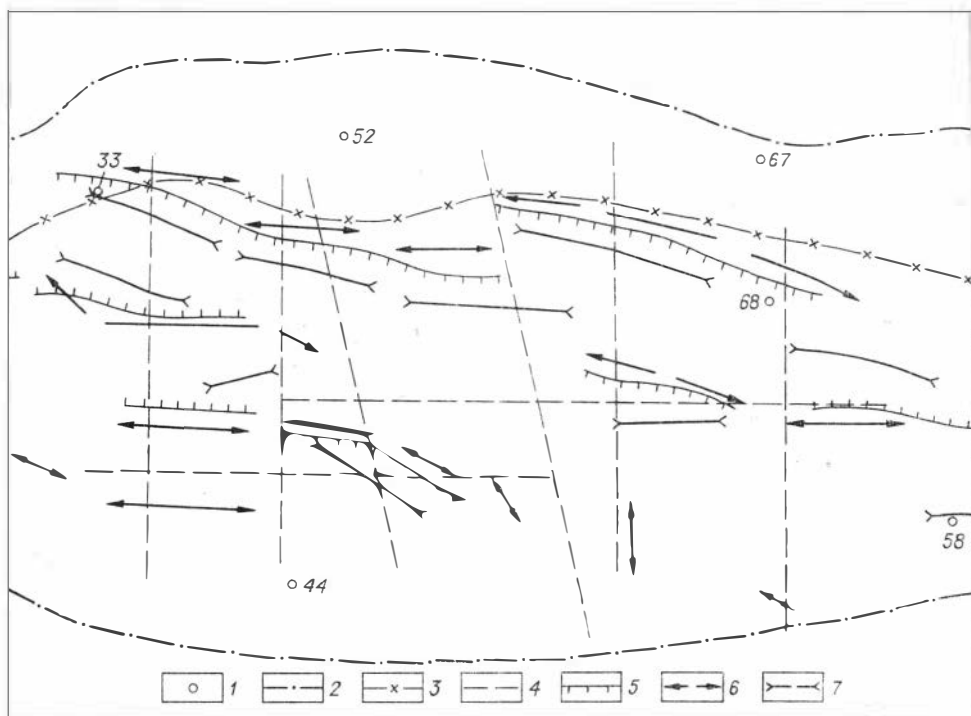


Рис. 3. Схема тектонических деформаций соляной толщи и подсолевого ложа центрального купола Оренбургского вала.

1 — разведочные скважины; 2 — контуры газоносности; 3 — ось вала; 4 — нарушения подсолевого ложа (по данным геолого-структурного анализа); 5 — нарушения солевмещающей толщи (по геофизическим данным); 6 — оси соляных поднятий; 7 — оси мульд проседания.

тории следующий. В результате блокового подъема Оренбургского вала каменная соль была подвергнута пластическим деформациям. Вышележащие более жесткие сульфатные отложения (ангидриты) верхней части иреньского горизонта, верхнепермские, а возможно, и мезозойские оказывали значительное сопротивление изгибу и растяжению при подъеме за счет перераспределения веса вышележащих пород, а также сопротивления ангидрита подъему. Максимальные напряжения были приурочены к зонам флексурных изгибов, т. е. к границам воздымающихся блоков подстилающих соль толщ. Здесь развивались поля напряжений сжатия, приводящих к сдавливанию и пережиманию соляных пластов. Разгрузка соляных массопотоков происходила, по-видимому, в зонах растяжения, приуроченных к висячим бортам сбросов и краям воздымающихся блоков.

Образование соляных структур относится к послемезозойскому времени. Об этом свидетельствуют резкое несоответствие между структурными планами палеозойского и кайнозойского структурных этажей, наличие мезозойских отложений лишь в мульдах проседания (хотя, как полагают многие исследователи, некогда они покрывали всю территорию юга Оренбургской области), горизонтальное залегание неоген-четвертичных отложений в мульдах проседания и местах незначительно затронутых соляной тектоникой. Вместе с тем следует подчеркнуть, что рост соляных куполов, возможно, продолжается и в настоящее время. В пользу этого говорят наблюдения, проведенные в карьере на Лихтинском соляном куполе: а) залегание неогенового песчано-гравийного пласта

с углом падения 45° к северу; б) наличие слабо выраженных трещин в перекрывающих отложениях; в) морфологическая выраженность в рельефе; г) наличие в куполах зон рыхлой соли.

Важная особенность соляной тектоники Оренбургского вала — достаточно тесное соответствие распределения зон ее максимального проявления плану тектонических деформаций подсолевого ложа (см. рис. 3). Для каждого из крупных тектонических блоков Центрального купола вала характерны существенные отличия как по числу соляных структур, так и по их амплитуде и морфологии. Южная граница Сводового блока четко маркируется положением оси северного ряда тектонопар гряда — мульда, основные элементы которых имеют здесь дуговые очертания. Центральная часть южного склона купола характеризуется в целом весьма слабым проявлением соляного тектогенеза. В то же время в блоках юго-западного и юго-восточного склонов купола выявляется до 3 самостоятельных рядов тектонопар, сопоставимых по амплитуде и протяженности соляным структурам южного борта Сводового блока. Кроме того, они имеют широтное простирание, а их положение контролируется зонами тектонических нарушений в подсолевых отложениях. Последние прослеживаются по линии скважин 506—520 и по линии 160 скважин ОГКМ.

Отмеченные особенности соляного тектогенеза были использованы при расчленении центральной части месторождения на геолого-промысловые зоны. Результаты такого районирования хорошо согласуются с эксплуатационными данными.

Таким образом, использование дистанционных методов изучения структуры осадочного чехла (дешифрирования КФС, методов морфометрии и геофизики) — методов выявления в солеродных бассейнах узлов тектонических напряжений разных порядков — открывает возможности резкого повышения эффективности поисков скоплений каменной соли, приуроченных к подобным зонам. Это важно для проведения поисков соляных структур, благоприятных для организации рассолопромыслов.

Структурно-поисковое значение в бортовой зоне Прикаспийской впадины имеют также примыкающие к сводам подсолевых валов (типа Оренбургского) мульды проседания в соляных толщах. Выявление и трассирование их должно стать одной из первостепенных задач геофизических методов, изучающих эффекты резкой деформации галогенных образований от перекрывающих их пород терригенного комплекса по плотностным характеристикам и электропроводности.

В целом полученные материалы хорошо увязываются с представлениями о движущих факторах соляного тектогенеза, развиваемых В. И. Кнытым (1963). Эта методическая основа позволяет переходить от данных о распределении соляных масс к решению обратной задачи — судить о системах деформаций подсолевого ложа. В частности, показатели соляного тектогенеза являются одними из информативных критериев тектонического районирования крупных подсолевых (типа Оренбургского вала) структур бортовой зоны Прикаспийской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Трофимова А. Н., Ефремов П. Е. Строение нижнепермской соленосной толщи платформенной части Оренбургской области в связи с поисками каменных солей. — В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 105—108.
- Кнытк В. И. Условия образования соляных структур. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 294 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АНГИДРИТОВЫХ ТОЛЩ ОКСКОГО НАДГОРИЗОНТА И ИХ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ ХЕМОГЕННЫХ ДОЛОМИТОВ КУЙБЫШЕВСКО-ОРЕНБУРГСКОГО ЗАВОЛЖЬЯ

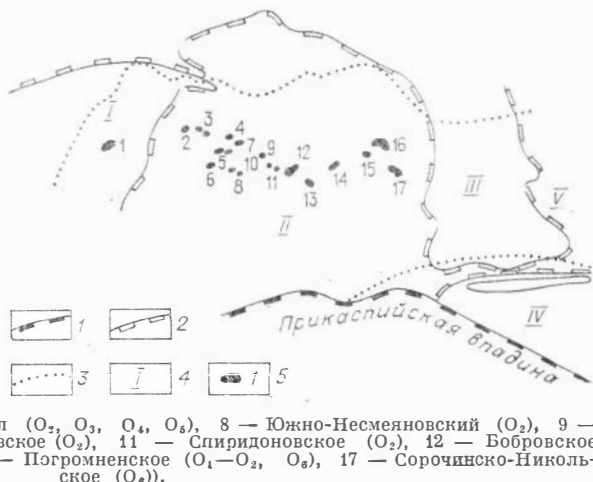
По имеющимся данным бурения в южных районах Куйбышевско-Оренбургского Заволжья в течение геологической истории зафиксировано существование по крайней мере пяти солеродных бассейнов: окского, серпуховского, верхнекаменноугольного, иреньского, верхнеказанского. В первых трех процесс соленакопления не пошел дальше садки ангидридов, а в двух других, кроме ангидрита, накапливались пласты каменной соли.

Предметом настоящих исследований является окский солеродный бассейн, существовавший в веневское время в центральной части Бузулукской впадины (рис. 1). Северная граница этого бассейна в плане отвечает юго-западному борту Камско-Кинельской системы прогибов, включая зону Бобровско-Покровского вала, и протягивается на юго-восток вплоть до Восточно-Оренбургского выступа. Южная граница выделяется условно, причем имеющиеся данные указывают на возможное продолжение этого бассейна в пределы Прикаспийской впадины. Осадконакопление в пределах этого бассейна происходило по отдельным ритмам в следующей последовательности: известняки — хемогенные доломиты — ангидриты. В центральной части бассейна, как правило, выделяется до 6 таких ритмов, а на бортовых участках их количество сокращается до 4, а иногда до 2. Это связано с тем, что в периоды затрудненной связи солеродного бассейна с открытым морем в начале каждого цикла накапливалось хемогенные доломиты, а затем ангидриты: слоистые в центральной части и массивные на бортах бассейна.

Хемогенные доломиты в пределах развитых здесь антиклинальных складок (Бариновско-Лебяжинского, Бобровско-Покровского и других валов) служат коллекторами нефти, а вышележащие ангидриты — крышкой для ловушек нефти и газа. Число продуктивных пластов соответствует количеству пачек ангидритов мощностью от 10 до 30 м. В пределах Куйбышевской области промышленная нефтеносность окских пластов

Рис. 1. Схема размещения залежей нефтей, приуроченных к окским отложениям.

Границы: 1 — крупнейших структурных элементов; 2 — положительных и отрицательных элементов (сводов, впадин); 3 — распространение «покровской пачки»; 4 — крупные структурные элементы (I — Жигулевско-Пугачевский свод, II — Бузулукская впадина, III — Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, IV — Соль-Илецкий выступ, V — Салмышская впадина); 5 — название месторождений, содержащих продуктивные пласты окского надгоризонта (1 — Покровское (O₁), 2 — Тверское (O₂), 3 — Бариновско-Лебяжинское (O₂), 4 — Утевское (O₁, O₂), 5 — Ветлянское (O₂), 6 — Южно-Зуевский купол (O₁), 7 — Западный Кулешовский купол (O₂, O₃, O₄, O₅), 8 — Южно-Несмеяновский (O₂), 9 — Герасимовское (O₂), 10 — Корнеевское (O₂), 11 — Спиридоновское (O₂), 12 — Бобровское (O₁), 13 — Курмазяевское (O₁), 14 — Погромненское (O₁-O₂, O₃), 17 — Сорочинско-Никольское (O₃)).



(от O_1 до O_4) установлена на 8 площадках, а в пределах Оренбургской области — на 7 (от O_1 до O_6).

Основным промышленным объектом является пласт O_2 , залегающий в верхней части окского надгоризонта, где покрывной залежи служит помимо ангидритов, карбонатно-глинистая толща тарусского горизонта (покровская пачка). Покровская пачка мощностью 10—40 м развита в восточной части Жигулевско-Пугачевского свода, в южной половине Бузулукской впадины и Восточно-Оренбургского сводового поднятия, т. е. занимает огромную территорию юга Куйбышевско-Оренбургского Заволжья. Литологически она сложена глинами, прослоями известковистыми до перехода в мергели (70—80%) и отдельными прослоями глинистых известняков (20—30%).

Отложению покровской пачки предшествовал неравномерный размыв верхней части сульфатно-карбонатных пород окского надгоризонта, приведший на ряде площадей к выпадению из разреза верхних продуктивных пластов O_1 и O_2 . Наибольшему размыву подвергались эти пласты на западе и северо-западе Бузулукской впадины.

По имеющимся данным глубокого разведочного бурения граница размыва пласта O_2 проходит на юго- и северо-западе Куйбышевской области и уходит далее в пределы Оренбургской области на Боровское, Погромненское, Покровское и Сорочинско-Никольское месторождения (рис. 2). Эта граница имеет заливообразный характер.

Внутри территории также выделяются отдельные обособленные зоны размыва в районе Кулешовской, Несмеяновской, Субботинской, Баженовской и Курской площадей.

Наличие неравномерного размыва было установлено в результате тщательной корреляции окских отложений, когда в качестве опорного горизонта использовалась не кровля окского надгоризонта (или так называемая «покровская пачка» тарусского горизонта), а региональный каротажный репер «тульская плита», подошва которой представляет собой кровлю

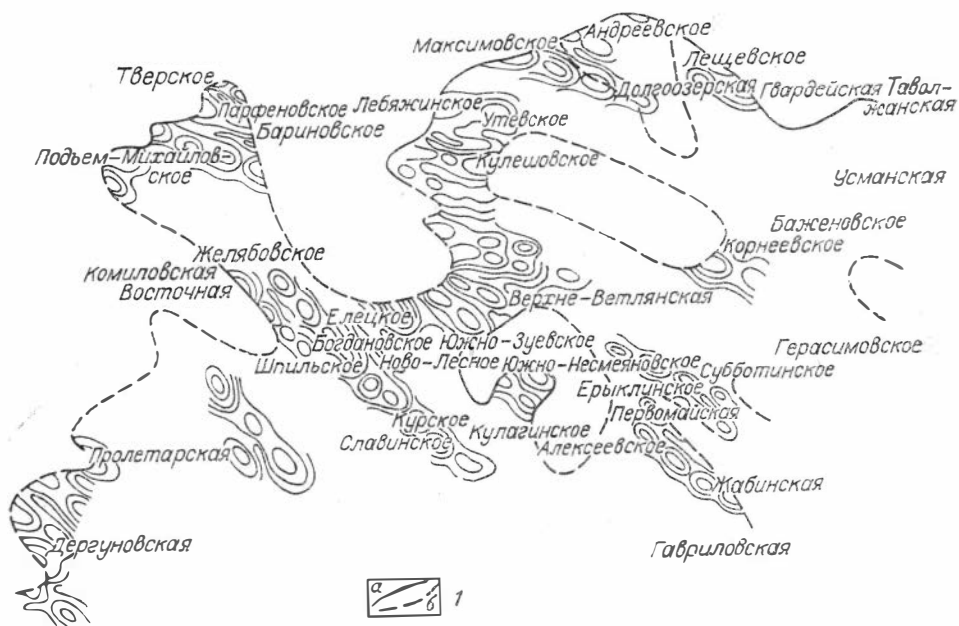


Рис. 2. Зоны размыва верхней части окского надгоризонта Южно-Куйбышевского района.

1 — линии размыва (а — установленные, б — предполагаемые).

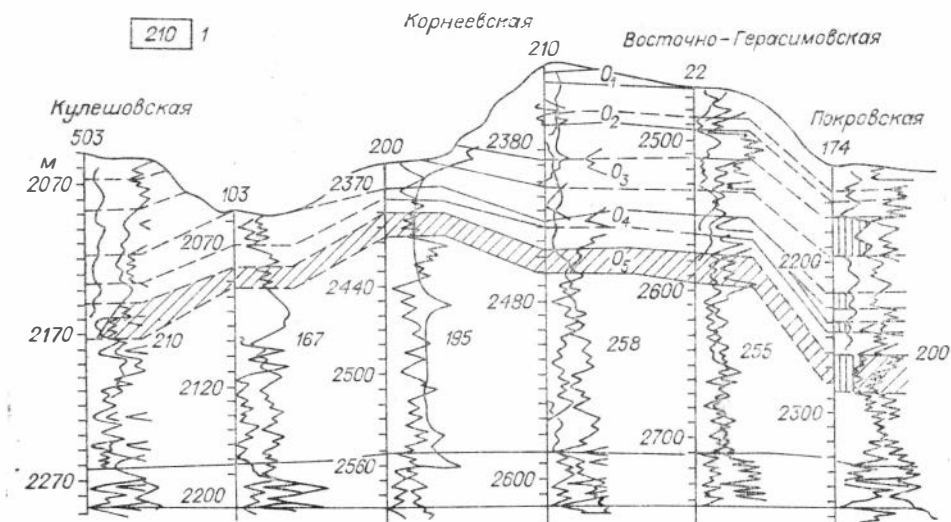


Рис. 3. Схема корреляции продуктивных пластов окского надгоризонта по линии скважин Кулешовской, Корнеевской, Восточно-Герасимовской и Покровской площадей.

1 — мощность карбонатной толщи, заключенной между окским надгоризонтом и тульским горизонтом.

бобриковского горизонта. Корреляция проводилась по многочисленным скважинам в региональном плане в различных направлениях с юга на север и с северо-запада на юго-восток рассматриваемой территории. В результате было установлено заметное колебание мощности осадков, заключенных между «тульской плитой» и кровлей окского надгоризонта амплитудой до 100 м (рис. 3).

Как правило, залежи пластов O_1 и O_2 связаны с четко выраженными структурами, картируемыми сейсморазведкой по отражающему горизонту Тр (покровская пачка тарусского горизонта). Эта отражающая граница является одной из наиболее надежных и хорошо прослеживающихся.

В ряде случаев залежи пластов O_1 и O_2 контролируются также рассмотренной выше зоной размыва верхней части окского надгоризонта. Примером могут служить залежи этих пластов на Корнеевском и Утевском месторождениях, где зона размыва образует ловушку в виде залива или «кармана».

Обнаружение таких залежей определяет перспективы поисков подобных ловушек вдоль всей зоны размыва, включая локальные участки размыва внутри рассматриваемой территории. Поэтому задача геологов и геофизиков — тщательный анализ всех имеющихся геофизических материалов и данных бурения с целью выявления наиболее перспективных участков для поисков залежей нефти как сводового, так и несводового типа.

В качестве первоочередных объектов для поисков залежей несводового типа могут быть рекомендованы следующие участки, расположенные вдоль региональной зоны размыва: а) Камиловский (район скв. 100, где отмечены нефтепроявления из окских отложений); б) Тверской (район скв. 33, где из пласта O_2 получен фонтан нефти); в) Лещевский (признаки нефти по керну из пласта O_2 отмечены в ряде скважин); г) Дергуновский (нефтепроявления наблюдались при бурении окских отложений в скв. 2 и 3); д) Пролетарский (пласт O_2 по данным промысловой геофизики оценивается как нефтенасыщенный).

Кроме того, пристальное внимание должно быть уделено районам раз-

вития повышенной мощности окского надгоризонта, где присутствуют все продуктивные пласты (от O_1 до O_6). Как правило, такие районы отличаются высоким гипсометрическим залеганием кровли окских отложений. Примером может служить территория площадью около 50 км², расположенная между Лебяжинским и Кулешовским месторождениями. Здесь залежи нефти в пластах O_2 , O_3 , O_4 , O_5 открыты на Западно-Кулешовском куполе.

Многопластовые залежи, приуроченные к продуктивным пластам окского надгоризонта, выявлены также в пределах Оренбургской области на Погромненской (пласты O_2 , O_3 , O_4), Пронькинской (пласты O_1 , O_2 , O_3 и O_4) и Покровской (пласты O_1 , O_2 , O_3 и O_6) площадях.

Нетрудно заметить, что многопластовые залежи тяготеют, во-первых, к южной бортовой зоне более древней Камско-Кинельской системы прогибов; во-вторых, к северной границе зоны размыва верхней части окского надгоризонта. По-видимому, в этом районе и в окское время отмечалось развитие биогермных сооружений, широко развивавшихся здесь в фаментурнейское время.

Подтверждением тому служит резкое увеличение мощности карбонатной толщи, заключенной между кровлями окских и тульских отложений, например, до 40 м в районе Парфеновской (скв. 43) и Утевской (скв. 4) площадей и до 90 м в районе Корнеевской (скв. 260), Восточно-Герасимовской (скв. 22) и Покровской (скв. 174) площадей (см. рис. 3).

Возможность развития здесь биогермов в окское время вполне вероятна, так как этот период геологического времени тесно связан с существованием на юге рассматриваемой территории солеродного бассейна. Однако процесс соленакопления в этом бассейне не пошел дальше садки ангидрита, а протекал по упрощенной схеме: известняк — хемогенный доломит — ангидрит. Причем в период существования сравнительно мелководного, но открытого морского бассейна происходила садка известняков, нередко органогенных с элементами биогермных сооружений на повышенных участках дна бассейна и его бортовых зонах. В период затрудненной связи этого бассейна с океаном наблюдалось осаждение хемогенных доломитов вплоть до выпадения в осадки массивных ангидритов в прибортовых зонах и слоистых ангидритов в центральной части бассейна. Существование окского солеродного бассейна в тарусское время завершилось после неравномерного размыва его дна и бортов накоплением глинисто-карбонатных отложений покровской пачки.

Представленная выше палеогеография развития окского солеродного бассейна позволяет более целенаправленно ориентировать поиски новых залежей в окских отложениях и определять их последовательность по степени перспективности следующим образом:

а) проведение детализационных сейсморазведочных работ МОГТ вдоль западного, северо-западного и северного бортов окского солеродного бассейна; поиск и разведка бурением многопластовых залежей в прибортовой зоне с одновременной разведкой залежей, связанных с неравномерным размывом верхней части окского надгоризонта;

б) проведение детализационных сейсморазведочных работ МОГТ вдоль намеченных ранее МОВ структурных валов, где не исключена возможность образования биогермных сооружений на неровностях дна существовавшего тогда мелководного морского бассейна окского времени; поиск и разведка глубоким бурением наиболее рельефных локальных структур и ловушек, связанных с размывами верхов окского надгоризонта внутри этого бассейна.

Осуществление намеченной программы позволит открыть значительное количество залежей нефти в окских отложениях, что будет способствовать развитию нефтедобывающей промышленности в южных районах Куйбышевской и Оренбургской областей.

Г. М. Толкачев, А. С. Зуева,
В. И. Копнин, Р. Н. Дозорцев

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО КОМПЛЕКСНОМУ ОСВОЕНИЮ НЕДР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

В центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба расположено месторождение калийно-магниевых и каменных солей — Верхнекамское. На площади месторождения в подсолевой толще открыты нефтегазовые залежи и сопровождающие их высокоминерализованные воды. Кроме того, для данного промышленного района в настоящее время одним из актуальных вопросов является утилизация промстоков предприятий калийной промышленности, решение которого возможно путем удаления их в глубокие подземные горизонты.

Крупнейшее в мире Верхнекамское месторождение калийных солей кунгурского возраста открыто в 1925 г, а в конце 1933 г. получена первая продукция на Соликамском калийном комбинате. Разведка калийных солей производится с помощью бурения скважин, размещаемых по профилям по квадратной сетке, и в зависимости от детальности разведки расстояние между скважинами изменяется от 1×1 до 4×4 км и более. К настоящему времени около 80% площади калийной залежи разведано детально, в северной части месторождения продолжается предварительная разведка. Калийная залежь занимает площадь 3,5 тыс. км², запасы ее составляют более 40% общесоюзных [Иванов, Воронова, 1975]. К 2000 г. на площади месторождения должны работать до 10 калийных заводов, по добыче калийной руды этот район в последующие годы будет занимать ведущее место в стране.

Разработка калийной залежи ведется шахтным способом камерной системой. При разработке около стволов разведочных скважин оставляются охранные целики до 150 м в диаметре.

Поиски нефти и газа сопровождаются бурением глубоких скважин, которые располагаются по профилям и вскрывают осадочную толщу на возможно доступную глубину (рис. 1).

Геологоразведочные работы на нефть и газ в Соликамской впадине начаты в 60-х годах текущего столетия бурением опорной скв. 1 около г. Березники. Здесь отмечены нефтепроявления по керну в карбонатных франско-фаменских, турнейских, башкирско-верейских и терригенных визейских отложениях. Последующими поисково-разведочными работами на площади калийного месторождения в районе Дуринского прогиба были открыты Бельское и Чашкинское месторождения нефти с залежами в артинских, башкирских, визейских и фаменских отложениях.

К настоящему времени региональными поисково-разведочными работами охвачена вся территория Соликамской впадины. Поисково-разведочные работы, проведенные вблизи контура калийного месторождения (Тунеговская, Яйвинская и другие площади), не были успешными в отношении открытия нефтегазовых месторождений. Более положительные результаты получены вдали от площади распространения калийных солей на северо-востоке и севере Соликамской впадины, где открыты Цепельское, Гежское, Кисловское, Чердынское, Верх-Сышапское и другие месторождения нефти и газа (рис. 2).

В процессе проведенных поисково-разведочных работ в пределах Соликамской впадины выявлена Камско-Кинельская система впадин [Шаронов, Винниковский, 1969], развитая по верхнедевонско-турнейским отложениям, с системой рифовых массивов как бортовых (Чердынский), так и внутривпадинных (Березниковский).

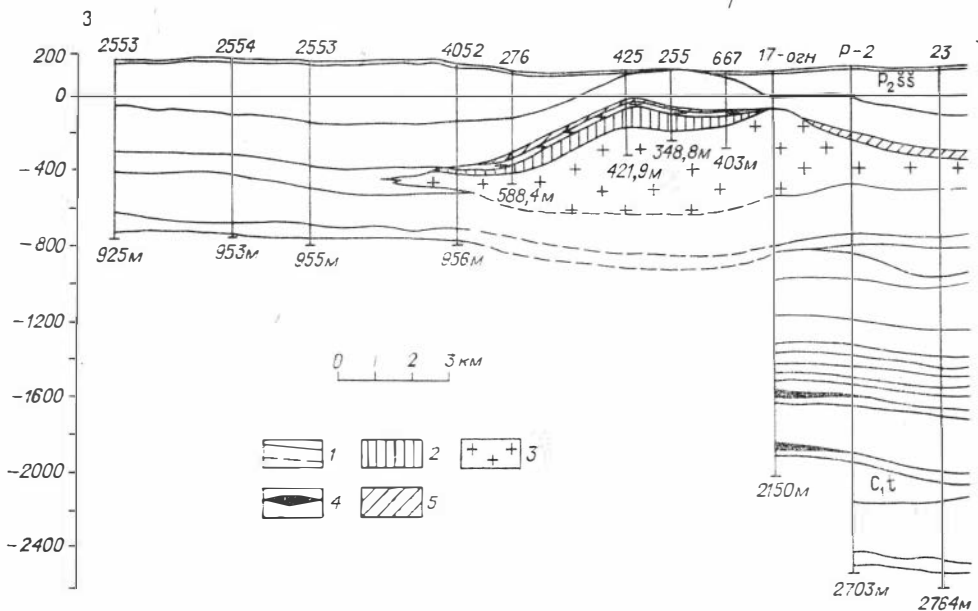


Рис. 1. Верхнекамское калийное месторождение. Геологический профиль через Дуринский прогиб (составлен А. С. Зуевым).

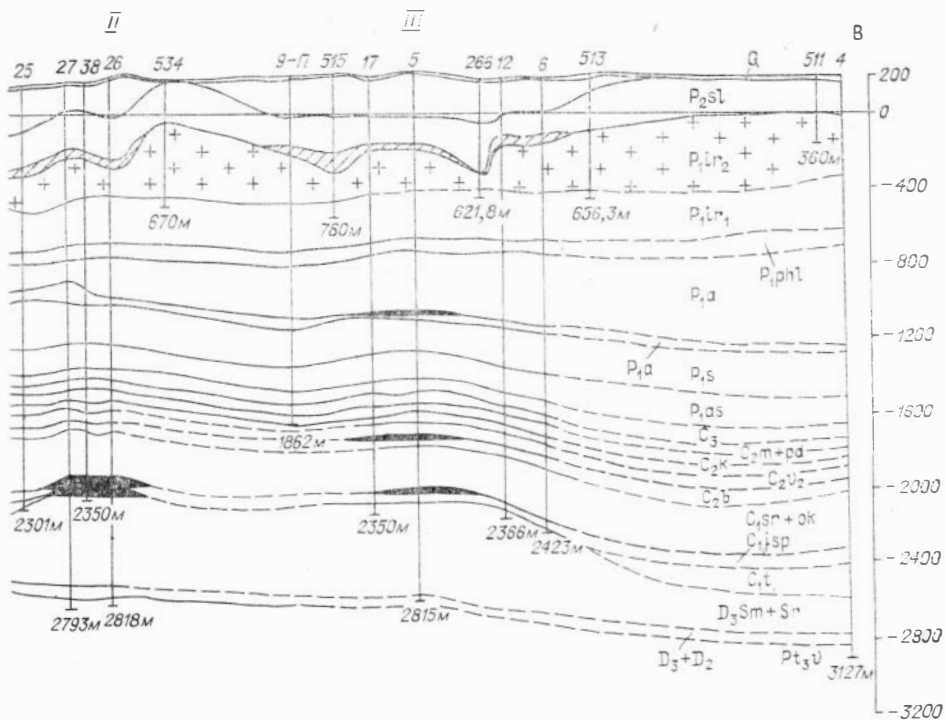
1 — стратиграфические границы; 2 — силвинито-карналлитовая зона; 3 — каменная соль; 4 — нефтяные залежи; 5 — переходная зона. Нефтяные месторождения: I — Юрчукское, II — Чашкинское, III — Бельское.

С рифовыми массивами Камско-Кинельской системы впадин связывают основные перспективы нефтегазоносности в Пермской области и направление поисково-разведочных работ.

На площади Верхнекамского месторождения калийных солей в настоящее время выявлены Березниковский рифовый массив, протягивающийся от Дуринского прогиба до Боровицкого, и Уньвинский, охватывающий юго-восточную часть месторождения.

Наличие промышленных нефтегазовых залежей в подсолевой толще центральной части Соликамской впадины под калийной залежью Верхнекамского месторождения дало основание поставить вопрос о комплексном освоении недр [Толкачев и др., 1975], а именно: о возможности совместной разведки и разработки калийной и нефтяных залежей [Толкачев, 1973, 1976].

Первые предварительные исследования, выполненные Пермским политехническим институтом в 1970—1971 гг., показали принципиальную техническую возможность комплексной разработки залежей калийных солей и нефти из недр одной территории, и впервые в мировой практике предложены схемы проведения совместных геологоразведочных работ [Толкачев, 1976; Толкачев и др., 1977]. Реализация выдвинутых технических решений возможна в две стадии: первая — проведение опытных работ — бурение опытных глубоких скважин на непромышленных участках калийной залежи с целью отработки технологии бурения и крепления скважин в интервалах залегания солей, а также изучение геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений, вторая — бурение глубоких скважин на наиболее перспективных на нефть и газ участках Верхнекамского месторождения и разработка технологии совместной эксплуатации залежи калийных солей и нефтяных месторождений. Для проведения опытных работ определено такое количество опытных глубоких скважин, по которым предстает возможным достоверно судить о правильности принятых технологических и технических реше-



ний по обеспечению надежности изоляции продуктивной соляной толщи от проникновения в нее флюидов из недр. Учитывая сложное строение соляной толщи (наличие сильвинито-карналлитового типа разреза, зон «защемления» и безрудных), оптимальное количество скважин для эксперимента 34. Скважины размещены на непромышленных участках залежи около стволов разведочных на калий скважин и равномерно по площади с целью выявления перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений [Толкачев и др., 1977].

В процессе проведения поисково-разведочных работ на территории Соликамской впадины расширился диапазон нефтегазоносности геологического разреза от средне-верхнедевонских терригенных до артинских карбонатных отложений. И в отношении поисков нефтяных залежей интересны участки не только рифовых массивов (Березниковского, Уньвинского), но и депрессионные зоны между ними.

Решение о начале проведения опытных работ принято на совместном совещании всесоюзного объединения «Союзкалий» и Госгортехнадзора СССР в апреле 1973 г., на котором был согласован вопрос о бурении 10 опытных глубоких нефтяных скважин (ОГН). В последующие годы разрешено дополнительно пробурить еще 5 скважин.

Опытные работы начаты в апреле 1976 г. бурением скв. 17-ОГН в западной части Дуринского прогиба. К настоящему времени пробурено 6 скважин. Опытными скважинами освещено геологическое строение Боровицкого прогиба, частично центрального и юго-восточного участков калийного месторождения. Опытные работы показали весьма положительные результаты как в отношении перспектив нефтегазоносности подсолевой толщи, так и по технологии бурения и крепления стволов скважин в сильвинито-карналлитовой части геологического разреза.

При бурении скв. 17-ОГН открыто новое месторождение — Юрчукское с нефтяными залежами в яснополянских терригенных и в башкирских карбонатных отложениях. Установлена промышленная нефтенос-

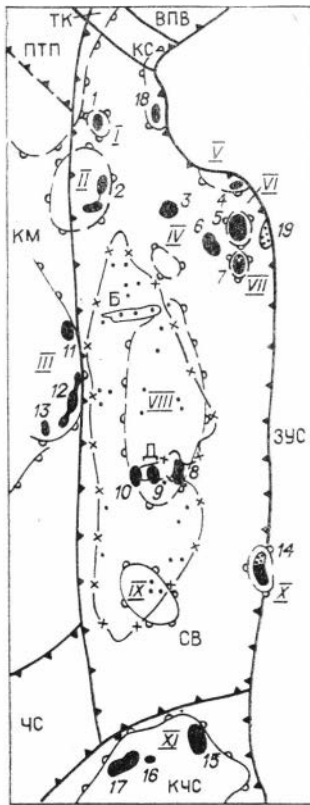


Рис. 2. Тектоническая схема Соликамской впадины (по материалам объединения «Пермнефть», треста «Пермнефтегеофизика»).

1 — границы впадины и других крупных структур; 2 — контур Верхнекамского месторождения калийных солей; 3 — границы Камско-Кинельской системы прогибов по фаненско-верхнефранским отложениям; 4 — месторождения (а — нефтяные, б — нефтегазовые, в — газовые: 1 — Верх-Сыпанское, 2 — Чердынское, 3 — Федорцевское, 4 — Песчанковское, 5 — Гежское, 6 — Кисловоое, 7 — Цепельское, 8 — Бельское, 9 — Чашкинское, 10 — Юрчукское, 11 — Родниковское, 12 — Касибское, 13 — Тазмерское, 14 — Ветосское, 15 — Ульяновское, 16 — Истовское, 17 — Ольховское, 18 — Исаневское, 19 — Сурсайское); 5 — скважины опытные глубокие нефтяные (ОГН). Рифогенные массивы: I — Лызовский, II — Чердынский, III — Касибский, IV — Немзинский, V — Песчанковский, VI — Гежский, VII — Цепельский, VIII — Березниковский, IX — Уньвинский, X — Ветосский, XI — Яринский. Крупные структуры: ТК — Тиманский кряж, ПТП — Претиманский прогиб, КМ — Камская моноклинал, ЧС — Чермозская седловина, ВПВ — Верхнепечорская впадина, КС — Колвинская седловина, СВ — Соликамская впадина, КЧС — Косьяинско-Чусовская седловина, ЗУС — Западно-Уральская зона складчатости. Мелкие структуры: Д — Дуринский прогиб, Б — Боровицкий прогиб.

ность яснополянских отложений в скв. 8-ОГН, расположенной в Боровицком прогибе (см. рис. 1, 2).

При бурении опытных глубоких скважин применен хлор-магниевый-фосфатный буровой раствор (ХМФБР), разработанный кафедрой бурения и эксплуатации нефтяных и газовых скважин Пермского политехнического института. Использование этого бурового раствора способствовало высокому выносу керна (%): каменной соли — 98—100, карналлита—89,5—100, сильвинита — 95,7—100, минимальному кавернообразованию (см. таблицу)

Из таблицы видно, что при бурении на растворе ХМФБР почти отсутствует выщелачивание солей, в том числе и калийно-магниевых (8-ОГН, 29-ОГН), коэффициент кавернозности составляет 1,018—1,082 (см. таблицу), в то время как в скважинах, пробуренных на растворе NaCl, коэффициент кавернозности составляет 1,37—1,42 (27-Д, 36-Д).

При креплении заколонного пространства промежуточных колонн, перекрывающих соляную толщу, использован разработанный на кафедре бурения политехнического института магниезиально-фосфатный тампонажный раствор (МФТР). Качество сцепления цементного камня этого тампонажного раствора с колонной и породами определялось акусти-

Зависимость коэффициента кавернозности соленосной толщи от типа бурового раствора (в среднем по интервалу)

№ скв.	Интервал, м	Мощность, м	Буровой раствор		Коэфф. кавернозности	Увеличение объема кольцевого пространства за промежуточной колонной
			тип	предельный удельный вес, г/см ³		
8-ОГН	380	148	ХМФБР	1,31—1,39	1,082	1,250
17-ОГН	684	368	ХМФБР	1,32—1,51	1,018	1,060
29-ОГН	845	380	ХМФБР	1,30—1,50	1,026	1,080
27-Д	707	270	Раствор NaCl	1,13	1,420	2,250
36-Д	330	289	То же	1,22	1,370	2,150

ческим цементомером (АКЦ-1). Результаты замеров, проведенных АКЦ-1 по скв. 29-ОГН и некоторым другим скважинам, показали хорошее сцепление цемента с колонной. Однако АКЦ-1 позволяет лишь косвенно судить о плотности контакта цементного камня с обсадной колонной и не дает однозначного ответа на вопрос о качестве сцепления его с породами. Для получения возможности визуальной оценки качества контактов в системе обсадная труба — цементный камень — порода и сравнения их с данными АКЦ-1 при применении МФТР осуществлено цементирование обсадной колонны в передовой скважине шахтного ствола № 4 Ново-Соликамского калийного завода. При проходке шахтного ствола представится возможность провести необходимые наблюдения и исследования.

Опытные работы по бурению глубоких скважин продолжают и должны осветить перспективы нефтегазоносности западных и северных участков Верхнекамского месторождения калийных солей; оценить надежность разработанных технико-технологических решений по бурению и креплению скважин в интервале соляной толщи.

Первые положительные результаты опытных работ позволяют ставить вопрос о необходимости завершения бурения 34 опытных скважин на непромышленных участках калийного месторождения с целью оценки перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений и получения данных для решения основных вопросов безопасного ведения буровых работ и разработки нефтяных залежей на территории Верхнекамского месторождения калийных солей.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов А. А., Воронова М. Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
- Толкачев Г. М. Комплексный подход.— Социалистическая индустрия, 1973, 21 авг.
- Толкачев Г. М. Некоторые направления научных исследований в связи с комплексным освоением Березниковско-Соликамского промышленного района Пермской области.— В кн.: Межвуз. сб., научн. тр., № 181. Пермь: РИО ППИ, 1976, с. 3—11.
- Толкачев Г. М., Вавер В. И., Зуева А. С. К вопросу комплексного использования недр Соликамской впадины.— В кн.: Геология, поиск и разведка месторождений горючих полезных ископаемых. Вып. 1. Пермь: РИО ППИ, 1975, с. 115—123.
- Толкачев Г. М., Зуева А. С., Дозорцев Р. Н., Колпин В. И., Сократов В. Г. К вопросу оценки перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений Верхнекамского калийного месторождения.— В кн.: Геология, поиск и разведка месторождений горючих полезных ископаемых. Пермь: РИО ППИ, 1977, с. 11—18.
- Шаронов Л. В., Винниковский С. А. О северном продолжении и перспективах нефтегазоносности Камско-Кинельской впадины в Пермской области.— Геология нефти и газа, 1969, № 3, с. 15—19.

Ю. Д. Николаев, С. Н. Сивков

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВАПОРИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ С ЗАЛЕЖАМИ НЕФТИ И ГАЗА

На территории Тимано-Печорской провинции эвапоритовые отложения представлены гипсами, ангидритами, солями (галитовыми и калийно-магниевыми) и приурочены к широкому стратиграфическому диапазону: от ордовика до верхней перми. Они распространены в пределах всех основных геоструктурных элементов провинции, но в зависимости от особенностей строения их влияние на размещение залежей нефти и газа различно.

В выделяемом в провинции ордовикско-нижнедевонском осадочном комплексе, представляющем нижний структурный этаж осадочного чехла, встречены ангидрито-доломитовые пачки в пределах Ижма-Печорской, Хорейверской и Косью-Роговской впадин и на Колвинском мегавалу. Выше по разрезу сульфатно-доломитовые отложения выделяются в верхнефранском подъярусе в пределах Ухта — Ижемского вала, где развита мощная 290-метровая толща переслаивающихся доломитов, мергелей и аргиллитов с прослоями ангидрита и гипса. В раннем фамене сульфаты не встречены. Позднефаменские сульфатно-доломитовые отложения известны на Пашнинской, Савиноборской, Мичаюской, Исаковской и Лузской площадях.

Для большинства указанных районов основными формами залегания ордовикско-девонских эвапоритовых пород являются включения, вкрапления, гнезда, линзы и маломощные пропластки преимущественно в карбонатных отложениях. Экранирующие свойства таких покрышек невелики, в связи с чем под ними редко встречаются скопления углеводородов; они могут играть роль только локальных экранов. Примером подобной покрышки нефтяной залежи служат прослойки сульфатов (в совокупности с глинисто-алевролитом-мергелистыми породами) нижнего силура на Средне-Макарихинской площади Хорейверской впадины.

В то же время при бурении по отложениям силурийского возраста скв. 3 на Кочемской площади Косью-Роговской впадины Предуральского прогиба в интервале глубин 5341—5629 м вскрыты солевые породы. В керне в интервале 5413,9—5422,2 м соли представлены галитом бесцветным, прозрачным от мелко- до крупнокристаллического, с включениями и тонкими глинисто-алевролитовыми прослоями. При бурении на глубине 5629 м произошел газовый выброс, что в совокупности с наличием мощной (около 300 м) солевой покрышки и в связи с региональной газоносностью силурийских отложений позволяет высоко оценить перспективы обнаружения залежей углеводородов в подсолевых отложениях Косью-Роговской впадины.

Среди отложений каменноугольной системы эвапориты встречены в разрезе серпуховского яруса. В серпуховское время на обширной северной и северо-восточной частях провинции сформировалась мощная толща доломитов и ангидритов с гипсами. Количество сульфатных слоев в этой толще колеблется от одного — трех до пяти — шести, а суммарная мощность от 20—30 до 165 м (рис. 1). Широкое площадное распространение покрышки и значительные мощности пластов ангидритов позволяют высоко оценить перспективы нефтегазоносности нижележащей части разреза. В настоящее время под ангидритами выявлены залежи на Усинском поднятии Колвинского мегавала и Южно-Шапкинском поднятии Шапкино-Юрьяхинского вала.

Наряду с этим встречаются структуры, на которых ловушки, экранированные ангидритами, оказались водоносными. На ряде площадей (Западно-Тэбукской, Пашнинской, Лемьюской), расположенных в краевой части бассейна седиментации, ангидриты представлены в форме маломощных включений и линз, т. е. отличаются ухудшенными экранирующими свойствами. При рассмотрении же причин непродуктивности разреза площадей с достаточно мощными пластами ангидритов (Ярейюской, Салюкинской и др.) необходимо обратить внимание на условия формирования структур. Большинство из них располагается в пределах платформенной территории провинции и относительно молоды (позднепермско-мезозойское время заложения), причем их образование обусловлено преимущественно приложением вертикальных сил. В этом случае бортовые части формирующихся складок испытывают растягивающие напряжения (структуры типа штампа). Несмотря на то, что ангидриты обладают некоторой пластичностью, она не всегда может компенсировать деформации

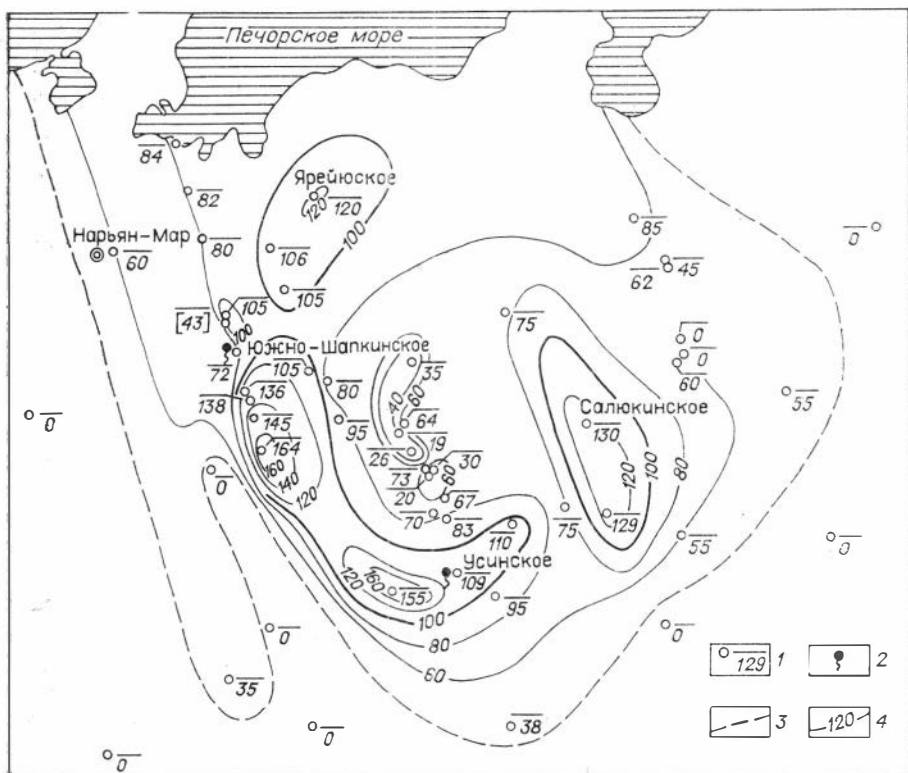


Рис. 1. Карта мощностей сульфатов серпуховского яруса северной и северо-восточной частей Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

1 — скважины и мощности сульфатов серпуховского яруса; 2 — нефтяные залежи; 3 — граница распространения сульфатов; 4 — изопахиты.

растяжения и возникновение трещиноватости. Крайнее проявление этого процесса — разрывы пластов. Паличие зон трещиноватости в ангидритах и разрывных нарушений приводит к раскрытию ловушек. Исходя из этого можно считать, что для платформенных районов Тимано-Печорской провинции наиболее благоприятными для поисков залежей под серпуховскими ангидритами являются копседиментационные структуры и сравнительно малоамплитудные постседиментационные антиклинальные складки.

Мощные (до 800 м) пласты солей и ангидритов, стратиграфически приуроченные к кунгурскому ярусу, встречаются только в пределах Верхнепечорской впадины Предуралья, где они экранируют ряд газовых и газоконденсатных залежей (рис. 2).

Кунгурский ярус представлен филипповским и иренским горизонтами. В составе филипповского горизонта в большинстве разрезов в Верхнепечорской впадине выделяются две пачки: нижняя — ангидритовая и верхняя — терригенная. Ангидритовая пачка мощностью от 7 до 50 м сложена голубовато-серыми ангидритами с прослоями песчано-глинистых пород. Минимальные мощности ее отмечаются в южных районах впадины. На Вуктыльской площади строение филипповского горизонта усложняется: здесь выделяются две ангидритовые пачки, разделенные прослоями аргиллитов; общая мощность горизонта составляет 60—70 м, а суммарная ангидритов — около 40 м.

Иренский горизонт в южной части Верхнепечорской впадины выражен двумя толщами: нижней — сульфатно-терригенной и верхней — солевой. В составе нижней толщи, в свою очередь, выделяются три карбонатно-сульфатные пачки, разделенные тремя пачками терригенных пород

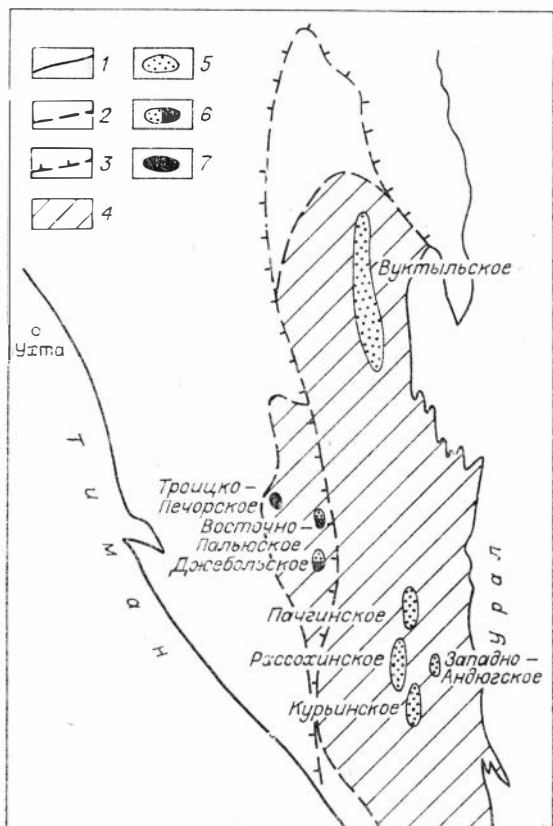


Рис. 2. Схема распространения кунгурской галогенно-сульфатной экранирующей толщи в южной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. 1—3 — границы: 1 — основных тектонических районов, 2 — распространения кунгурской галогенно-сульфатной толщи, 3 — Верхнепечорской впадины, 4 — площадь распространения кунгурской галогенно-сульфатной толщи; 5—7 — месторождения: 5 — газовые, 6 — нефтегазовые, 7 — нефтяные.

и сложенные голубовато-серыми ангидритами и мергелями, переслаивающимися между собой. Содержание ангидритов в пачках колеблется от 20 до 50—60%. Мощность сульфатно-терригенной толщи изменяется от 25 до 115 м в западных и от 280 до 450 м в восточных районах впадины, причем в восточном направлении происходит постоянное замещение карбонатных слоев терригенными. Соленосная 450-метровая толща делится на три пачки: подстилаю-

щие галитовые, калийно-магниевые, покровные галитовые соли.

Подстилающие галиты образуют довольно монолитную прозрачную пачку мощностью 120—180 м на западе района и до 400 м на востоке. Пачка калийно-магниевых солей слагается в основном карналлитом и сильвинитом (0,4—4,5 м) с большим количеством прослоев глин и галита, общая мощность ее составляет 10—52 м, максимальные отмечаются на левобережье р. Печоры. Мощность (до 400—450 м) соленосной толщи увеличивается в синклинальных структурах; в приосевых частях антиклинальных структур (Рассохинская, Пашчинская) она резко сокращается или же соли отсутствуют совсем (Курийнская складка). В северной половине Верхнепечорской впадины галитовые и калийно-магниевые соли также исчезают, возрастает процентное содержание терригенных пород. Количество сульфатов обычно варьирует в широких пределах: от редких линзобразных тел и гнезд в алеврито-глинистых породах до значительных их содержаний (до 100 м в сумме).

На Вуктыльской структуре, как и во всей северной половине Верхнепечорской впадины, различия между филипповским и иреньским горизонтами стираются и их выделение затруднено. Кунгурский ярус здесь представлен сложно перемежающимися в разрезе алеврито-глинисто-сульфатными породами, а общая мощность его колеблется от 300 до 800 м. К востоку от меридиана структуры в разрезе яруса постепенно увеличивается содержание более грубозернистых алеврито-песчаных пород. По направлению к Среднепечорскому поднятию сульфатные породы в кунгурском ярусе постепенно выклиниваются, и ярус здесь слагается терригенными породами.

В силу своего весьма высокого экранирующего потенциала и широко зонального распространения кунгурская сульфатная толща является коршим нефтегазопором, обеспечивающим как формирование, так и

хорошую сохранность газовых залежей. Это подтверждается и распределением залежей углеводородов в палеозойском разрезе Верхнепечорской впадины. На всех площадях, где имеются сульфаты, в перекрывающих верхнепермских отложениях залежи нефти и газа и сколько-нибудь существенные их проявления отсутствуют. В то же время на участках, где сульфаты выклиниваются (например, Андроновская структура и некоторые площади юго-восточной части Ижма-Печорской впадины), верхнепермские отложения содержат залежи углеводородов, в том числе и промышленного значения. В южной части Верхнепечорской впадины на Курьинском месторождении внутри кунгурской терригенно-галогенно-сульфатной толщи имеется небольшая газовая залежь, приуроченная к песчано-алевритовой пачке мощностью 62 м. От продуктивных верхнеартинских терригенных пород эта залежь отделена 29-метровой пачкой ангидритов. Проникновение углеводородов в песчано-терригенную пачку произошло, по-видимому, по трещинам или разлому, или же за счет боковой миграции.

Все основные газовые и газоконденсатные залежи Верхнепечорской впадины открыты под кунгурской сульфатно-галогенной толщей. Так, она экранирует газоконденсатную залежь на Вуктыльском месторождении (с этажом газоносности до 1370 м) и газовые залежи на Рассохинской (до 270 м), Курьинской (до 570 м) и Пачгинской структурах. Кроме того, о высоких экранирующих свойствах кунгурских эвапоритов говорит наличие газонефтепроявлений различной (вплоть до сильной) интенсивности практически во всех скважинах, вскрывших подсульфатную часть разреза.

Следует отметить, что условия экранирования эвапоритами скоплений углеводородов на территории Предуральяского прогиба существенно отличаются от платформенных. Это связано с тем, что структуры формировались под воздействием бокового сжатия со стороны Уральской геосинклинали и сульфатно-галогенные покрывки испытывали в пределах антиклинальных структур деформации сжатия, а не растяжения, что, несомненно, улучшало их нефтегазоудерживающие способности.

Наличие мощных эвапоритовых отложений сказалось в процессе формирования разреза и на геотермическом режиме. Даже для наиболее погруженных частей Верхнепечорской впадины (до глубины 6400 м) в зоне развития кунгурской сульфатно-галогенной покрывки геотермический градиент составляет $1,8-2,1^{\circ}\text{C}/100$ м. Разрез под эвапоритами охлажден, поэтому преобразование органического вещества происходит с замедлением. Например, на Вуктыльском газоконденсатном месторождении в скв. 20 отражающая способность витринита в масле (R_M^0) в керне, поднятом с глубины 3504 м (артинские отложения), составляет 0,91%, в воздухе (R_M^{α}) = 8,4%; в скв. 143 (2488 м, артинские отложения) $R_M^0 = 0,77\%$, $R_M^{\alpha} = 8,0\%$; в скв. 38 (4350 м, визейские отложения) $R_M^0 = 0,88\%$, $R_M^{\alpha} = 8,3\%$. В процессе осадконакопления артинские породы опускались, по предварительным расчетам на глубины около 5000 м, визейские — до 6000—6200 м. Эти глубины по зависимости отражательной способности витринита от максимальной глубины погружения пород Тимано-Печорской провинции, установленной Ю. В. Степановым (1972)*, соответствуют в целом по региону стадиям литогенеза $\text{MK}_3 - \text{AK}_2$. В приведенных же примерах по скважинам органическое вещество находится на более низких стадиях катагенеза ($\text{MK}_2 - \text{MK}_3$), что определяет образование наряду с газами скоплений нефти на больших глубинах. Этим объясняется наличие нефтяной залежи в аллохтонной части Вуктыльского месторождения

* Степанов Ю. В. Прогнозные карты для поисков технологических углей в Печорском бассейне. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сб. 7. Сыктывкар, Коми книжное изд-во, 1972, с. 5—14.

и целого ряда нефтепроявлений в автохтоне на глубинах свыше 5500 м при проводке сверхглубоких скважин.

Таким образом, экранирующие свойства эвапоритовых отложений Тимано-Печорской провинции, обладающих в целом хорошей удерживающей способностью для скоплений углеводородов, зависят от их форм залегания, мощности, условий формирования осадочного чехла и тесно связаны с тектоническими особенностями образования структур. Кроме того, наличие мощных пластов эвапоритов может оказывать замедляющее влияние на преобразование органики, способствуя образованию нефти на значительных глубинах.

В. К. Гавриш

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЕННЫХ ТОЛЩ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Днепровско-Донецкая впадина (ДДв) имеет в каменноугольных и вышележащих отложениях форму синеклизы, а по горизонтам девона и поверхности докембрийского фундамента — рифта или палеорифта [Гавриш, 1965, 1969, 1974а, б, 1977, 1978; Соллогуб и др., 1975]. Последний ограничен краевыми глубинными разломами сбросового (рифтогенного) типа [Гавриш, 1974а, б, 1978]. Северный из них именуется Барановичско-Астраханским (БА), а южный — Припятско-Маньчским (ПМ) [Гавриш, 1969]. Заложены эти разломы, видимо, в рифее, а развивались главным образом в позднем девоне. В последующие периоды, вплоть до современного момента, о чем свидетельствует дешифрирование аэрокосмических снимков, эти разломы проявлялись в виде системы разноамплитудных региональных разрывов или флексур. Если в позднем девоне амплитуда региональных разрывов достигала 1,5 км, способствуя излиянию магмы, то в последевонское время величина смещения крыльев и протяженность разрывов резко уменьшались иногда до полного исчезновения.

В заложении и развитии рассматриваемых разломов, как и Днепровско-Донецкого рифта (ДДр) в целом, основная роль принадлежала пульсационным процессам в мантии Земли [Усов, 1937; Обручев, 1940; Гавриш, 1969; Милановский, 1978].

Сложные палеотектонические условия развития ДДр и его краевых разломов способствовали продольному тектопическому районированию: обособлению в пределах ДДв ее южного и северного бортов, а также ДДр и его парных краевых разломов [Гавриш, 1977]. В поперечном тектоническом районировании отдельных структурных элементов (седловины, депрессии, блоки), кроме пульсирующих напряжений, основную роль играли докембрийские глубинные разломы близмеридиональной и северо-восточной ориентировки [Гавриш, 1969]. В ДДв выделяются Черниговская и Пселско-Ворсклянская седловины, осложненные Тыкичско-Гомельской, Новомиргородско-Щорсовской, Смеловско-Холмской, Криворожско-Комаричской и Верховцевско-Львовской близмеридиональными глубинными структурами и разломами, а также Лохвицкая и Карловская депрессии.

Палеотектонические условия развития региона и сетка разновозрастных и разноориентированных глубинных разломов также сыграли решающую роль в формировании (накоплении) соленосных толщ, имеющих в ДДв верхнефранский (воронежско-ливенский), верхнефаменский (елецко-лебединский) и нижнепермский (ассельско-сагмарский) возраст. Нижнепермская соль в ДДв способствовала формированию в

СССР газовых месторождений — Шебелинского и Западно-Крестищенского, а девонские соли в Припятском прогибе благоприятствовали концентрации скоплений нефти на Речицком, Осташковичском и других месторождениях Белоруссии. Поэтому познание закономерностей распространения и условий формирования соленосных толщ имеет не только научное, но и большое практическое значение.

Проведенное нами и другими исследователями сопоставление разрезов глубоких поисково-разведочных скважин показывает, что все три соленосные толщи в рассматриваемом регионе имеют ритмическое строение и часто клиноморфное распространение. Так, в разрезе Берестовецкой скв. 222 выделяется шесть, по терминологии Н. Ф. Балуховского (1966), мезоритмов мощностью от 250 до 655 м [Гавриш и др., 1974а]. Каждый ритм начинается пачкой известняков, иногда содержащих морскую фауну, доломитов и мергелей с прослоями ангидритов и каменной соли, которая преобладает в верхней части ритмов. Аналогичное строение имеют также нижнепермские мезоритмы [Гавриш, 1974а, б], которые вдоль ДДв имеют клиноморфное непрерывно-прерывистое распространение. Максимальную площадь покрывают известняки каменского и брянцевского мезоритмов, а минимальную — ефремовского и карфагенского, что, видимо, обусловлено максимальным и минимальным погружением региона, связанным с волнообразно-колебательными или пульсационными движениями.

Построенные автором совместно с Л. И. Рябчун многочисленными литофациальные, сейсмогеологические и палеогеологические профили, структурные и палеоструктурно-геологические карты, карты мощностей соленосных и вулканогенных толщ, а также схема размещения глубинных разломов, составленная с учетом дешифрирования аэрокосмических снимков, проведенного А. И. Недошovenko и Е. С. Петровой, показывают, что соленосные толщи развиты только в пределах ДДр и в формировании солеродных бассейнов существенную роль играли как продольные, так и поперечные глубинные разломы. Так, в пределах широкой (до 40 км) зоны краевых глубинных разломов, развивающихся в основном во время восходящих движений подкорового субстрата пульсационно и многократно, четко выделяются внутриразломные мульды, где мощность верхнефранкской соленосной толщи возрастает до 1873 м, вскрытой Берестовецкой скв. 222 на глубине 2450—4323 м.

В сторону бортов ДДв, а также Лоевско-Даничского, Брусиловско-Кошелевского и других приразломных выступов воронежско-ливенская соль замещается известняково-ангидритовыми породами, видимо, за счет выклинивания или размыва соли. Так, в сторону северного борта ДДв мощность соленосной толщи уменьшается от 1145 (Борковская скв. 10) до 321 м в Борковской скв. 9, причем пласты соли в последней совершенно отсутствуют [Гавриш, 1978]. По направлению к южной разломной паре, с которой совпадает Лоевско-Даничский приразломный выступ, мощность соленосных отложений на Грибоворуднянской площади уменьшается от 656 м в скв. 2 до 447 м в скв. 1 и до 148 м в скв. 3, а в скв. 5 соленосная толща полностью отсутствует. До нуля метров уменьшается мощность соленосных толщ девона также на Брусиловско-Кошелевском выступе [Гавриш, 1978].

Создается впечатление, что во время восходящих движений подкорового субстрата происходили подъем прибортовых и приразломных (со стороны центральной части рифта) участков зон краевых глубинных разломов и проседание их приосевых частей, где накапливалась соль. При погружении региона отлагались морские карбонатно-мергелистые породы, которые покрывали не только внутриразломные мульды, но и прибортовые и приразломные участки. Во внутриразломных мульдах увеличивается мощность елецко-лебежанской соленосной толщи. Так, в Максаковской скв. 4 в зоне БА разлома мощность этой толщи 250 м.

Все это дает основание предполагать, что краевые глубинные разломы, обладая автономной тектонической активностью, при восходящих пульсационных движениях подкорового вещества и растяжении земной коры способствовали проседанию отдельных блоков и формированию внутриразломных мульд или грабенов.

Однако прогибание это было менее интенсивным, чем проседание впутиразломных грабенов в задонское время, предшествовавшее садке елецко-лебедянской соли. Так, в пределах Калайдинцевского внутриразломного грабена скв. 413 вскрыла мощную (свыше 3300 м) толщу флишоидно-конгломератовидных образований с обломками плохо окатанных докембрийских пород задонского возраста и на глубине 5104 м не вышла из них. Калайдинцевский грабен напоминает глубокое щелеобразное проседание моделируемого вещества слева на сводовой модели астенолита [Луцицкий, Бондаренко, 1967] и подтверждает высказанное ранее [Гавриш, 1965, 1969] предположение о том, что развитие краевых разломов ДДр происходило главным образом при восходящих движениях подкорового субстрата в своде Воронежско-Украинского щита или субгеоантиклинали [Белоусов, 1954].

Формирование внутриразломных грабенов происходило в основном в середине задонско-елецкого времени при интенсивном воздымании свода Воронежско-Украинского щита, о чем свидетельствует наличие многочисленных плохо окатанных обломков пород докембрия. В конце елецкого времени существенного смещения по разрывам не было, и по обе стороны от нарушения маркирующие реперы хорошо коррелируются. Такое незначительное флексурообразное погружение крыльев внутриразломных мульд, видимо, происходило и во время садки елецко-лебедянской соли.

В обособлении внутриразломных мульд и садке или сохранении от размыва соли существенную роль играли не только парные продольные, но и поперечные (близмеридиональные и северо-восточные) глубинные разломы докембрийского заложения. Эти разломы в девонское время способствовали некоторому сбросо-сдвигу отдельных блоков или глыб докембрийского фундамента, что на фоне пульсирующих восходящих движений подкорового субстрата приводило к быстрому и многократному излиянию магмы вдоль зон, поперечных к простиранию ДДр разломов. Вдоль простирания северного Барановичско-Астраханского глубинного разлома, в зоне пересечения его с Брусиловско-Холмечским разломом близмеридиональной ориентировки, вблизи вулканического жерла (Ветхинская скв. 1) евлановско-ливенская эффузивно-пирокластическая толща возвышалась над дном солеродного бассейна на 600 м и более. Поперечные к простиранию ДДр глубинные разломы способствовали обособлению не только внутриразломных мульд, но и, видимо, создавали поперечные перемычки (бары), поскольку мощные магматические тела евлановско-ливенского и елецко-лебедянского возраста установлены многочисленными скважинами вкрест простирания ДДр. Например, к юго-востоку от Ветхинских скважин эти вулканогенные породы мощностью до 500—1290 м вскрыты Грибоворуднянскими скважинами 6 (834 м) и 7 (1290 м), Репкинской скв. 1 (688 м), Черниговской скв. 1 (550 м), Ведильцевской скв. 6 (1145 м), Пакульской скв. 218 (828 м) и другими почти на всей Черниговской седловине. Это позволяет предполагать, что в евлановское время вдоль поперечных глубинных разломов происходили мощные вулканические излияния, создававшие своеобразные бары, ограничивавшие связь Припятского солеродного бассейна с открытым морем и способствовавшие садке здесь ливенской соли. Аналогичные магматические перемычки, вероятно, существовали в зоне Тыкичско-Гомельского и Новомиргородско-Щорсовского близмеридиональных глубинных разломов, благоприятствовавших накоплению евлановско-ливенской соли в Грибоворуднянско-Репкинской и

Седневской внутриразломных мульдах. К началу задонского времени в зоне Тыкичко-Гомельского глубинного разлома поверхность вулканической толщи воронежско-ливенского возраста, вскрытой Грибоворуднянской скв. 6, возвышалась над дном Грибоворуднянско-Репкинской солеродной мульды почти на 500 м, а поверхность вулканогенного тела алатырско-ливенского возраста, пройденного Брусиловской скв. 2 на Новомиргородско-Щорсовском глубинном разломе, находилась почти на 800 м над дном Седневской солеродной мульды.

Имеющиеся данные дают основание предполагать, что вулканические излияния елецко-данковского времени и тектопические подвижки блоков вдоль поперечных глубинных разломов также играли немаловажную роль в накоплении верхнефаменской соли, о чем свидетельствуют увеличенные мощности этих эффузивов в Шарпиловской, Ладинских и других скважинах на Черниговской седловине и несогласное залегание данково-лебедянской соли на эффузивах между Шарпиловской и Васильевской скважинами.

Палеотектонические реконструкции и петрографическое изучение кернового материала показывают, что никакого парагенезиса соли и вулканитов в ДДв не существует и солевые рассолы [Созанский, 1973] из мантии по глубинным разломам, очевидно, не поступали, хотя и не исключено обогащение вод солеродных бассейнов элементами, поступающими из подкорового субстрата во время магматических излияний. Об этом свидетельствует прежде всего максимальное развитие в зонах поперечных глубинных разломов не соли, а эффузивных вулканических образований. Например, вблизи Тыкичко-Гомельского разлома Грибоворуднянской скв. 6 и Репкинской скв. 219 вскрыта сплошная толща воронежско-ливенских вулканитов мощностью соответственно 834 и 688 м, а каменная соль — вдали от разлома в Грибоворуднянско-Репкинской внутриразломной мульде. Если бы каменная соль в виде соляного рассола или пасты поступала из мантии по разлому, то максимальная мощность соли была бы вблизи разлома. Полностью выклинивается соль также в зоне северной разломо-пары, ограничивающей Днепровско-Донецкий рифт, и южной разломо-пары, к которой приурочены Брусиловско-Кошелевский и другие приразломные выступы.

Судя по разрезам Седневской скв. 212, Вышемировской скв. 3 и Исачковской скв. 7, можно предполагать, что садка соли происходила на эффузивах в Вышемировской скв. 3 [Корзун, Махнач, 1977], или эффузивы покрывали отложившиеся пласты соли, о чем свидетельствуют контактово-метаморфические породы вблизи диабазов, вскрытых Исачковской скв. 4 в интервале 3905—3908 м [Волошина, 1977], или соль покрывалась эффузивными образованиями и перекрывала их в районе Седневской скв. 213.

Близмеридиональные глубинные разломы, очевидно, способствовали садке соли в узких внутриразломных грабенах. В. К. Гавриш (1969, 1974а, б) писал, что к Криворожско-Комаричскому глубинному разлому приурочены узкие (до 8 км) щелеобразные грабены, выполненные протерозойскими образованиями, в районе Кривого Рога и рифейскими, в пределах Комаричского грабена, глубина которых достигает соответственно 8000 и 130 м. И. В. Галицкий (1977) доказывал, что к этому разлому приурочены узкие грабены, выполненные вулканитами семилукско-алатырского возраста, вскрытыми Белоцерковской скв. 231 и Новотроицкими. Анализ материалов бурения и построенных сейсмогеологических профилей [Гавриш, 1978] показывает, что Ведильцевской скв. 6 в интервале 2992—3662 м вскрыто до 670 м ливенской соли в узком грабене среди вулканогенных образований; этот грабен напоминает современную Данакильскую долину.

Палеотектоническое развитие ДДв в раннепермскую эпоху было менее интенсивным, чем в девонском периоде. Региональные разрывы,

осложняющие краевые и поперечные глубинные разломы, имели небольшие амплитуды и проявлялись в слоях осадочной толщи в виде флексур или валов, которые в той или иной мере влияли на ограничение доступа морской воды в соленосные бассейны. Мощности литофаций указывают на то, что отдельные ритмы осадконакопления имели различную площадь распространения. Отсутствие краматорской соленосной толщи на Донецкой, Орельско-Донецкой, Пселско-Ворсклянской седловинах [Гавриш, 1974а], осложненных поперечными глубинными разломами, дает основание предполагать, что эти участки занимали высокое гипсометрическое положение и во время садки пермской соли в более ранние ритмы осадконакопления играли роль перемычек или баров. Например, соленосные породы славянского мезоритма развиты в Лохвицкой депрессии и частично или полностью размыты на Качановской, Солоховско-Диканьской, Семенцовской и других площадях. После некоторого воздымания территории ДДв в карфагенском мезоритме произошло дальнейшее погружение региона и весьма широкое, вплоть до Черниговской седловины, распространение соленосных образований этого мезоритма. Такое ритмическое чередование вос- и нисходящих движений с максимальным погружением региона и накопления известняков S_3 с морской фауной швагерин в брянцевском мезоритме свидетельствует о том, что в раннепермскую эпоху накопление соленосных пород происходило девять раз [Гавриш, 1974а].

Литологический состав нижепермских соленосных образований подтверждает точку зрения Н. М. Страхова (1960) о том, что полное развитие галогенеза осуществлялось лишь в тех бассейнах, скорость прогибания дна которых на каждой стадии галогенеза опережала скорость синхронного осадконакопления. Например, в своде локальных поднятий, на мобильных поперечных глубинных структурах и в краевых частях нижепермского солеродного бассейна, где не было необходимой скорости прогибания дна, галогенез часто прекращался на карбонатной или сульфатной стадии. Существенную роль при этом играли также климатические условия и привнос в бассейн терригенного материала. Так, отсутствие в разрезе Октябрьской площади спиваковского и каменского пластов соли и замещение их глинами почти равной мощности с соленосными фациями Колмакской структуры дают основание предполагать, что терригенный материал в солеродный бассейн интенсивнее поступал с Украинского щита, чем с Воронежской антеклизы.

Область максимального накопления осадков в отдельные мезоциклы ранней перми не была постоянной как в поперечном, так и в продольном разрезе региона. В Карловской депрессии зона максимальных мощностей проходила по линии Полтава — Машевка — Верхнеланное — Кобзевка, т. е. располагалась ближе к южной приобортовой части. На поперечных седловинах она смещалась к северу, проходя на Орельско-Донецкой седловине по линии Мелехово — Алексеевка — Волвенково — Спиваковка, на Пселско-Ворсклянской по линии Солоха — Зеньково, а на Черниговской — по линии Кошелевка — Фастовцы.

Вдоль оси Доно-Днепровского прогиба область максимального накопления нижекартамышских осадков располагалась в Бахмутско-Волчанской депрессии. Во время осадконакопления позднекартамышского, славянского, каменского, карфагенского, подбрянцевского и брянцевского макоритмов она сместилась к западу, в район Алексеевской площади [Гавриш, 1974а, б].

ЛИТЕРАТУРА

- Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев: Наукова думка, 1966. 168 с.
Белоусов В. В. Основные черты геотектоники. М.: Гостоптехиздат, 1954. 601 с.
Волощина З. Г. Вулканогенные образования девона Центральной части Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наукова думка, 1977, с. 55—175.

- Гавриш В. К. Роль глубинных разломов в формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена).— Геол. журн., 1965, т. 25, вып. 6, с. 13—23.
- Гавриш В. К. Глубинные структуры и методика их изучения. Киев: Наукова думка, 1969. 270 с.
- Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев: Наукова думка, 1974а. 160 с.
- Гавриш В. К. Генезис глубинных разломов и миграция флюидов.— В кн.: 8 Jugoslovenski geolosiki Kongres. Ljubljana, 1974б, с. 70—71.
- Гавриш В. К. Тектоника Доно-Днепровского прогиба.— В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977, с. 83—90.
- Гавриш В. К. Роль глубинных разломов в миграции и аккумуляции нефти и газа. Киев: Наукова думка, 1978. 170 с.
- Гавриш В. К., Рябчун Л. И. Роль глубинных разломов в накоплении соленосных формаций Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наукова думка, 1974, с. 23—34.
- Галицкий И. В. Связь девонского вулканизма с тектоникой Днепровско-Донецкого авлакогена.— В кн.: Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наукова думка, 1977, с. 35—46.
- Корзун В. П., Махнач А. С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 162 с.
- Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Эксперименты по моделированию сводовых подтий байкальского типа.— Геотектоника, 1967, № 2, с. 3—20.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозе (проблемы пульсаций и расширения Земли).— Геотектоника, № 6, 1978, с. 3—16.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР. Серия геол., вып. 1, 1940, с. 12—30.
- Пистрак Р. М. О роли поперечных движений в истории развития Днепровско-Донецкой впадины.— Труды ВНИИГаз, вып. 14 (22), 1962, с. 43—61.
- Созанский В. И. Геология и генезис соленосных образований. Киев: Наукова думка, 1973. 200 с.
- Соллогуб В. Б., Чирвинская М. В., Чекунов А. В. Днепровско-Донецкий авлакоген — рифтовая система в теле Европейской платформы.— В кн.: Проблема рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 107—108.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Усов М. А. Тектоника Кузбасса.— В кн.: Международный XVII геол. конгресс. Тезисы докладов ОНТИ. М.—Л., 1937, с. 53.

Б. Д. Агеев

К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЭВАПОРИТОВ ЧУ-САРЫСУЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СВЯЗИ С ПОИСКОВЫМИ РАБОТАМИ НА НЕФТЬ И ГАЗ НА ЮГЕ КАЗАХСТАНА

В Чу-Сарысуйской депрессии, расположенной на территории Джезказганской, Чимкентской и Джамбульской областей Казахстана, объектом поисковых работ на нефть и газ являются отложения промежуточного структурного этажа: верхнего девона, нижнего карбона и перми.

Месторождение газа в отложениях верхнего девона открыто на нефтепоисковой площади (структура) Придорожная, а признаки газоносности — на структурах Южно-Придорожной, Орталык и Койтас. На структуре Орталык получен непромышленный газ из сланцев нижнего палеозоя — фундамента этой части депрессии. Во всех случаях покрывкой для продуктивных отложений служили эвапориты, площадь развития и мощность которых являются важнейшим признаком газоперспективности подсолевого комплекса. Возраст эвапоритов определен фамен-нижнетурнейским на основании спорово-пыльцевых комплексов и микрофауны.

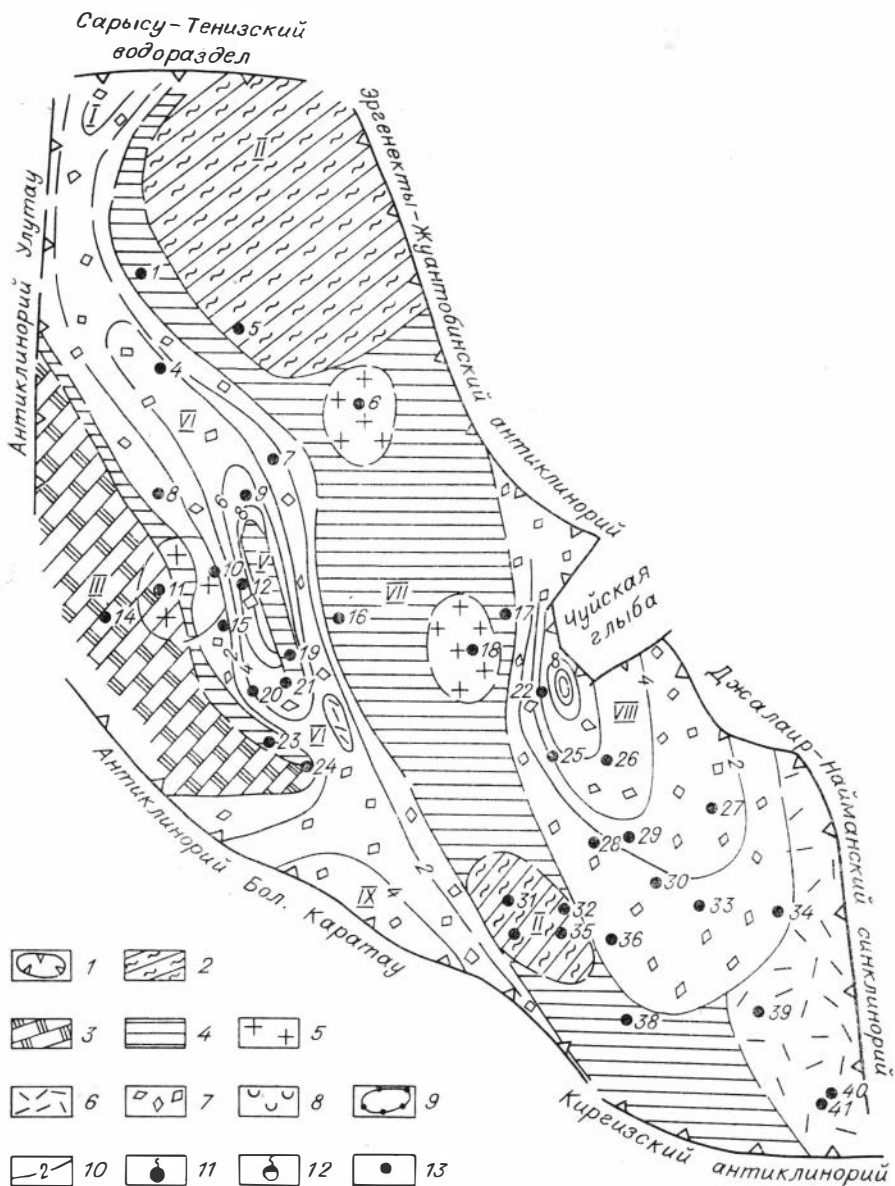


Рис. 1. Чу-Сарысу́йская депрессия. Схема распространения молассы среднего — верхнего девона.

1 — современные границы депрессии; 2 — сланцы протерозоя; 3 — мраморы протерозоя; 4 — сланцы нижнего палеозоя; 5 — интрузии кварцевых диоритов в нижнем палеозое; 6 — эффузивы Д₁₋₂; 7 — моласса Д₂₋₃; 8 — эвапориты Д_{3fm} — С_{1t}; 9 — границы фациальных комплексов по данным геофизических и геолого-съемочных работ; 10 — изопахиты отложений молассы и терригенного фанса в сотнях метров; 11 — месторождение газа; 12 — проявления газа; 13 — площадь, изученная бурением. Структурные элементы. Прогобы: I — Каракенгирский, IV — Восточно-Кокпансорский, VI — Центрально-Тастинский, VIII — Восточно-Бетпакдалинский, IX — Предкаратауский; поднятия: II — Муюнкумская глыба, III — Улутауская глыба, V — Тамгалинское, VII — Сарысу-Таласское. Локальные структуры: 1 — Кызыл-Как; 2 — Ракмет-Нура, Бурейнак; 3 — Табылги; 4 — Бестакры; 5 — Милибулак; 6 — Северный Каракоин; 7 — Северный Ортасинырлы; 8 — Тамгалытар; 9 — Оппак; 10 — Орталык; 11 — Центральная; 12 — Северо-Придорожная; 13 — Придорожная; 14 — Катынкамь; 15 — Южно-Придорожная; 16 — Уванас; 17 — Каменистая; 18 — Изыкыр; 19 — Тамгалынар; 20 — Найман; 21 — Арандинская; 22 — Койтас, Вестюбе; 23 — Истамгазы; 24 — Варс, Озерная; 25 — Чуйская, Жайляуколь; 26 — Колькудук; 27 — Малдыбай; 28 — Амангельды; 29 — Жаркум; 30 — Айракты; 31 — Жайльма; 32 — Тогускен; 33 — Джувалы; 34 — Караматау; 35 — Алимбет, Учарал; 36 — Кожекудук, Кумырлы; 37 — Акбий; 38 — Таласская; 39 — Акканколь; 40 — Курагаты; 41 — Луговская.

Фундамент депрессии гетерогенный, представленный дорифейскими глыбами-массивами Улутаусской и Муюнкумской, разделенными узкими линейно-вытянутыми в северо-западном направлении зонами каледонской складчатости.

Орогенный этап развития начинается в раннем девоне формированием в зонах каледонид двух крупных прогибов северо-западного простирания. На северо-востоке рядом с Джалаир-Найманским синклиналием образуется Восточно-Бетпакдалинский [Буш, Кирюхин, 1976] предгорный прогиб, в котором накапливается мощная эффузивно-молассовая формация. Юго-западная его граница установлена нами бурением по присутствию эффузивов (мощностью более 198 м) в разрезе площадей Малдыбай, Акканколь, Караматау (рис. 1) и отсутствию их на площадях Талаская, Каменистая, Изыкыр (см. таблицу).

Второй прогиб, выделенный нами как Центрально-Тастинский, возникает в центральной части каледонид между Улутаусской и Муюнкумской глыбами. Пространственно к нему тяготеют эффузивы, выявленные [Кунин, 1974] интерпретацией магнитных аномалий. На севере этот прогиб через Каракенгирский соединился с Жаксыконским, находившемся в районе современного Сарысу-Тенизского поднятия [Геология СССР, кн. 2, 1972]. На юге он переходил в Предкаратаусский прогиб.

В среднем—верхнем девоне на территории выделенных прогибов в условиях резко расчлененного рельефа формируется моласса, представленная по данным изучения керпа многочисленных скважин (см. рис. 1) конгломератами порфиритов, гнейсов (мраморов в западной части Центрально-Тастинского прогиба) с подчиненными прослоями песчаников. Максимальная мощность молассы установлена в Восточно-Бетпакдалинском прогибе на площади Койтас (5000 м). В Центрально-Тастинском прогибе максимальная (неполная) мощность установлена на площади Восточно-Придорожная (1093 м). На подстилающих вулканогенах и сланцах она залегает с резким угловым несогласием. Моласса среднего—верхнего девона — наиболее раннее образование промежуточного осадочного чехла депрессии — является возрастным аналогом Жаксыконской серии, выделенной [Геология СССР, кн. 1, 1972] на Сарысу-Тенизском водоразделе Центрального Казахстана и Тюлькубашской свиты Бол. Каратау.

К концу франского времени формируется кора выветривания, следы которой установлены бурением на площадях Сев. Ортасиырлы и Кумырлы (см. таблицу).

В фамене на северо-западе района возникло море, где в Каракенгирском прогибе формировались карбонаты (рис. 2). На территории остальных прогибов по данным бурения отлагались озерно-континентальные красноцветные отложения. Они представлены кварц-полевошпатовыми песчаниками, сцементированными гидрослюдами и гидроокислами железа. Максимальные мощности соответствуют осевым частям среднедевонских прогибов. В западных частях прогибов отмечено налегание красноцветов фамена на нижний палеозой (Изыкыр, Каменистая, Орталык), что указывает на смещение прогибов в юго-западном направлении.

В конце фамена происходит ингрессия Каракенгирского моря в девонские прогибы. В условиях закрытых морских заливов в Восточно-Бетпакдалинском и Центрально-Тастинском прогибах при продолжающемся интенсивном прогибании дна создаются условия для формирования соленосной формации.

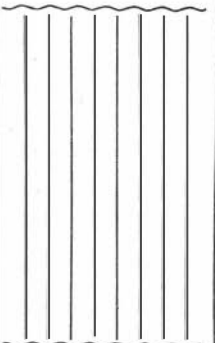
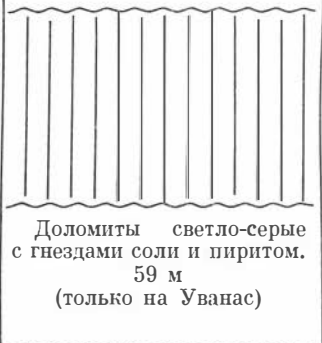
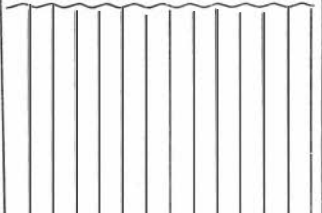
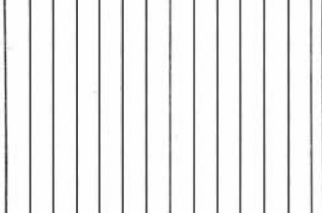
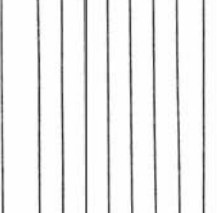
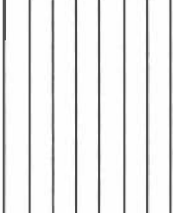

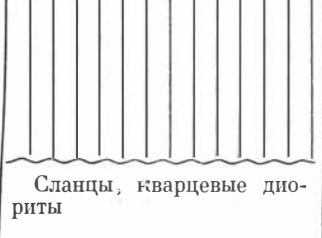
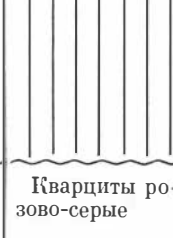
В Восточно-Бетпакдалинском прогибе (см. таблицу) разрез начинается с доломитов (Каменистая, Изыкыр) или постепенным переходом через пачку пестроцветных аргиллитов, в которых увеличивается содержание соли (Койтас, Тантай) в цементе и появляются ее гнезда и прослои.

Выше залегают каменные соли с крайне незначительным количеством


Группа	Система	Тектонические элементы и нефтепо-				
		Улутаусская глыба	Восточно-Кокпансорский прогиб			
		Центральная	Орталык	Тамгалытар	Придорожная, Южн. и Сев. Придорожная	
Средний палеозой	Каменноугольная	Нижний	Известняки, ангидриты, аргиллиты	Известняки, ангидриты, аргиллиты	Известняки, ангидриты, аргиллиты	Известняки, ангидриты, аргиллиты
			Д ₃ fm — С ₁ tk			Каменная соль с прослоями ангидритов, песчаников, доломитов, известняков (в основании). <i>Archaesphaera crassa</i> Lip., <i>A. minima</i> Sul., <i>Bisphaera minima</i> Lip., <i>B. elegans</i> Viss., <i>B. Lip.</i> , <i>Earlandia minima</i> Bir., <i>Parathurammia suleimanovi</i> Lip., <i>P. ex. gr. dogmaral</i> Sul., <i>P. tuberculata</i> Lip., <i>Eotuberitina reitlingerae</i> M. MacI., <i>Paracaligella antropovi</i> Lip., <i>Archaesphaera. sp.</i> До 748 м
			Д ₃ fm		Песчаники, коричневые, цемент железисто-карбонатный 34 м	Песчаники бурые, светло-серые кварц-полевошпатовые, цемент сульфатно-галогенно-железистый До 180 м
			Д ₂₋₃ fr	Конгломерат порфиритов, сланцев, кремней ●—12 м	Конгломерат известняков красно-коричневых 30 м	Конгломераты сланцев, порфиритов, кварцевых диоритов. Прослойки песчаников, гравелитов До 145 м
PZ ₁		Д ₁₋₂	Мрамор, кварцевые диориты	Сланцы, кварцевые диориты	Сланцы хлорит-серпичитовые	Сланцы хлорит-серпичитовые

отложений Чу-Сарысуйской депрессии

исковые площади (структуры)

Центрально-Тастинский прогиб	Сарыу-Таласское поднятие	Восточно-Бетпақдалинский прогиб	
Сев. Ортасынрылы, Оппак, Наймаң, Бестақыр	Уванас, Сев. Карақоңғ	Изықыр	Каменистая
Известняки, ар- гиллиты, ангид- риты	Известняки, ар- гиллиты, ан- гидриты. <i>Hymenozonotriletes</i> sp. <i>Acanthotriletes proispinus</i> Kedo, <i>Stenozonotriletes lim- bosus</i> Ischenko, <i>S. facilis</i> Is- chenko, <i>Zonotriletes punctu- losus</i> Lub., <i>Trigvitrites spi- nosus</i> . Kazanke, <i>Leotriletes</i> <i>falsus</i> Ischenko, <i>Lucospora</i> <i>brevijuga</i> Kazanke, <i>Cycado- filitriletes</i> sp.	Песчаники, ан- гидриты, извест- няки Алевролиты пестроцветные, каменная соль 45 м Известняки, ар- гиллиты, ангид- риты 60 м	Известняки, ар- гиллиты Алевролиты пестроцветные, ангидриты 200 м Известняки, ар- гиллиты, ангид- риты 130 м
	 Доломиты светло-серые с гнездами соли и пиритом. 59 м (только на Уванас)	Каменная соль с редкими про- слоями ангидри- тов и аргиллитов. В подошве зеле- новато-серые до- ломиты 295 м	Каменная соль. Прослой ар- гиллитов, ангид- ритов. В основа- нии — серые до- ломиты >1620 м
Песчаники се- рые, коричневые, гравелиты, цемент карбонатно-гало- генно-железистый до 152 м		Песчаники, ар- гиллиты, гравели- ты коричневые 157 м	Алевролиты, ар- гиллиты 330 м
Конгломераты гнейсов, норфи- ритов, туфов. В кровле кора вы- ветривания >1093 м			
 Песчаники-квар- циты	 Сланцы, кварцевые дио- риты	Гранодиориты	 Кварциты ро- зово-серые

Группа	Система	Отдел	Тектонические элементы и нефтеносные площади (структуры)				
			Восточно-Бетпакадалинский прогиб				
			Койтас, Бестюбе	Чуйская, Жайляуколь	Малдыбай	Караматау	Акканколь
Средний палеозой	Каменистая	Нижний	Известняки, аргиллиты, ангидриты. <i>Eotuberitina reitlinger</i> M. Macl. <i>Eorlandia elegans</i> (Raus. et Reitl.) <i>Parathuramina</i> aff <i>suleimanovi</i> Lip., <i>Archaeosphaera minima</i> Sul.		Песчаники, известняки, ангидриты	Песчаники, известняки, ангидриты	Песчаники, известняки, ангидриты
			Аргиллиты, известняки, каменная соль. <i>Archaeosphaera minima</i> Sul., <i>Parathuramina</i> ex. gr. <i>suleimanovi</i> Lip., <i>Diplosphaerina maljavkini</i> (Mikh.) 90—100 м	Аргиллиты пестроцветные, песчаники, ангидриты 80—100 м			
			Мергели, известняки, аргиллиты. <i>Archaeosphaera minima</i> Sul., <i>Parathuramina</i> sp., <i>Parachaeetes</i> sp. (P. ex. gr. <i>palaeozoicum</i> Masl.), <i>Eorlandia elegans</i> (Raus.) et Reitl.) 75—80 м				
Девонская	Д ₃ fm	Д ₃ fm — C ₁ ks	Каменная соль серая, коричневая с прослоями ангидритов, аргиллитов и одиночных известняков. <i>Archaeosphaera minima</i> Sul., <i>Bisphaera malevkensis</i> Bir., <i>Hymenozonotriletes lepidophytus</i> Kedo., <i>H. l.</i> var. <i>macroreticulatus</i> Kedo, <i>H. rugosus</i> Naum., <i>Archaeozonotriletes notatus</i> Naum., <i>A. micromanifestus</i> Naum., <i>Retusotriletes setaceus</i> Kedo., <i>R. communus.</i> , N., <i>Lophotriletes rotundus</i> N., <i>L. normalis</i> N., <i>Trachytriletes famenensis</i> N., <i>T. solidus</i> N., <i>Stenozonotriletes indivisis</i> N., <i>Leotriletes plicatus</i> (Waltz.) N., <i>L. pusillus</i> N., <i>Dictiotriletes famenensis</i> N., <i>Zonomonoletes glaber</i> Kedo и др. 303—1500 м				
			Песчаники, алевролиты, аргиллиты коричневые, сверху пестроцветные. Цемент сульфатно-железисто-карбонатный и галитовый до 530 м	Песчаники, алевролиты коричневые. Цемент железисто-сульфатно-карбонатный 387 м	Песчаники, аргиллиты коричневые пестроцветные 28 м		

Группа	Система	Отдел	Тектонические элементы и нефтепоисковые площади (структуры)				
			Восточно-Бетпакадалинский прогиб				
			Койтас, Бестюбе	Чуйская, Жай-ляуколь	Малдыбай	Караматау	Акканколь
PZ ₁	Девонская	D _{2-3fr}	Конгломераты липаритов, андезитовых порфиритов, сланцев. Песчаники, гравелиты. Цемент железистый, серицитокarbonатный до 5000 м	Конгломераты порфиритов 251 м	Конгломераты кварцевых порфиров 30 м		
		D ₁₋₂	?	Вариолиты, диабазовые порфириты >123 м	Кварцевые порфиры >72 м	Андезиты >198	
			?	?	?	?	

тонких прослоев ангидритов и аргиллитов, составляющих доли процента от состава разреза. Мощность этой части разреза почти 1500 м. Средний состав соли по данным многочисленных анализов характеризуется содержанием (мг-экв): бром — 0,2, хлор — 1649, ион сульфат — 20, ион гидрокарбонат — 2, калий — 0,2, натрий — 1648, магний — 2, кальций — 23, бор — менее 0,0001 г/100 г. Водородный показатель 6,9. Нерастворимый остаток содержит (в среднем, %) SiO₂ — 51, Al₂O₃ — 12, Fe₂O₃ — 3, FeO — 0,8, TiO₂ — 0,5, Mn — 0,07, P₂O₅ — 0,1, CaO — 10, MgO — 3, K₂O — 3, Na₂O — 1,5, SO₃ — 1—6.

В верхней части разреза появляются среди солей сначала одиночные прослои известняков мощностью до 2 м, в которых определена микрофауна Кассинского горизонта (C_{1t1}), затем алевролиты, мощные пласты (до 12 м) ангидритов и известняков с гнездами каменной соли. Завершается разрез пестроцветной пачкой алевролитов с прослоями солей (Койтас-Изыкыр), замещающихся в прибортовых частях прогиба (Чуйская, Жайляуколь) пластами ангидритов. Мощность верхней части разреза, характеризующейся значительным содержанием несоляных пород, достигает 180 м. Установленная площадь эвапоритов в Восточно-Бетпакадалинском прогибе 8000 км².

В Центрально-Тастинском прогибе разрез начинается с известняков, в которых определена микрофауна Кассинского горизонта (Придорожная). На площади Северо-Придорожная эвапориты залегают на сланцах нижнего палеозоя, что указывает на продолжающиеся смещения прогибов в юго-западном направлении и трансгрессивность залегания солей, на возможность которого указывали В. Крумбейн и Н. М. Страхов (1962). Соленосная формация в этом прогибе представлена в низах переслаиванием солей и доломитов, сменяющихся солями с прослоями песчаников, аргиллитов, ангидритов. Содержание несоляных пород значительно. Мощность эвапоритов достигает 748 м, установленная площадь их развития составляет 1900 км².

Главной областью осадконакопления, по-видимому, являлся Восточно-Бетпакадалинский прогиб, характеризующийся значительными мощностью и площадью развития эвапоритов. В Центрально-Тастинском прогибе условия были менее благоприятными, что прирело к формированию соленосной формации сложного (по классификации А. А. Иванова, 1977)

или полициклического типа, тогда как соленосная формация Восточно-Бетпакдалинского прогиба может быть отнесена к простому типу.

На наступление Каракенгирского моря (с северо-запада) указывает присутствие известняков в основании эвапоритов в Центральнo-Тастинском прогибе и их отсутствие в Восточно-Бетпакдалинском прогибе, где соли залегают на доломитах или красноцветах.

Блоковые подвижки превращали в отдельные периоды прогибы в закрытые морские заливы, кратковременное сообщение которых с Каракенгирским эпиконтинентальным морем осуществлялось через шельфы сѳурации в северных частях Центральнo-Тастинского и Восточно-Бетпакдалинского прогибов, где установлено развитие эвапоритов (Рахмет-Нура, Бурейнак, Табылги). Повторяющиеся ингрессии приводили к кратковременному установлению морского режима и формированию среди эвапоритов известняков с фауной нижнего турне, отмеченных в Восточно-Бетпакдалинском прогибе на площади Койтас (см. таблицу).

К концу нижнего турне начинается интенсивное опускание Восточно-Бетпакдалинского прогиба с формированием прибрежно-морских, лагунных и морских фаций. Кратковременно вновь создаются условия закрытого бассейна, и в центральной части прогиба формируется соленосная пачка мощностью 80—100 м (Койтас, Тантай, Изыкыр). Завершается нижний турне трансгрессией моря, захватившей в верхнем турне Восточно-Кокпансорский прогиб, Сарысу-Таласское поднятие, а к среднему вize территорию всей депрессии.

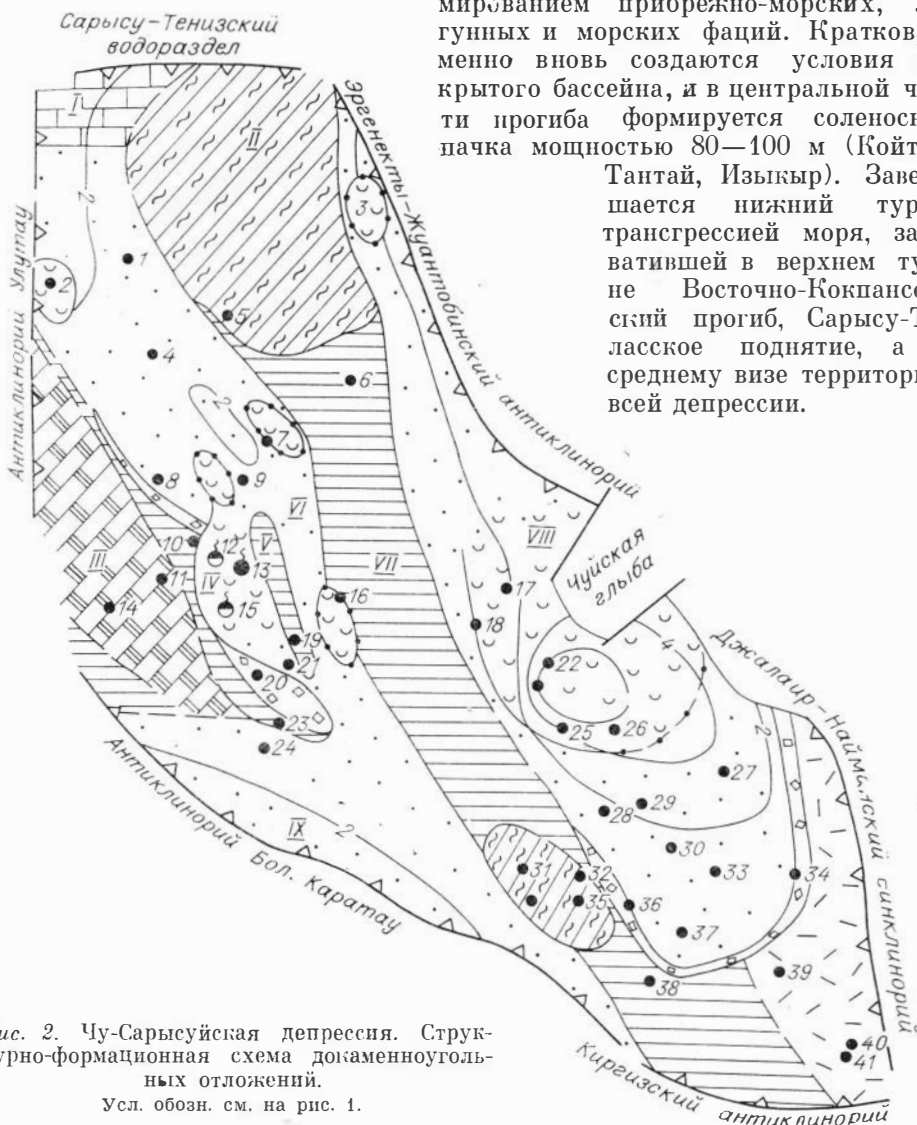


Рис. 2. Чу-Сарысуйская депрессия. Структурно-формационная схема докаменноугольных отложений.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

Соленосная формация фамена — нижнего турне по классификации В. Крумбейна, учитывающей стратиграфо-литолого-фациальные соотношения между эвапоритами и вмещающими толщами, относится к третьему типу (подстигается красноцветами и перекрывается морскими карбонатными отложениями), ранее отмеченному только в одном Саскачеванском бассейне. Предыдущие исследователи [Ли, 1975; Буш, Кирюхин, 1976; и др.] рассматривали соленосную формацию верхнего девона — нижнего карбона как прибрежно-лагунную и предполагали ее широкое развитие в пределах депрессии севернее линии структур Опак-Бестюбе.

Проведенный анализ последних данных бурения и геофизических работ показывает, что эвапориты формировались в морских заливах с затрудненным водообменом, образовавшихся в результате ингрессии Каракенгирского эпиконтинентального моря в прогибы в фамене. В связи с этим район поисковых работ на подсолевой комплекс конкретизируется и сужается до границ развития терригенного фамена в девонских прогибах и шельфах сутурации. При этом необходимо учитывать смещение соленосной формации в юго-западном направлении относительно подстилающих отложений фамена.

Первоочередными районами, где следует провести сейсморазведку методом ОГТ для выявления структур и постановки бурения на верхний девон — нижний палеозой, являются Центральнo-Тастинский прогиб и примыкающий к нему с севера шельф сутурации, а также Восточно-Бетпакдалинский прогиб в северной части, в районе структур Каменистая — Табылги.

ЛИТЕРАТУРА

- Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М.: Недра, 1976. 203 с.
Геология СССР. Т. XX. М.: Недра, 1972. Кн. 1, с. 380; Кн. 2, с. 258.
Иванов А. А. Основные типы соленосных формаций. — В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 21.
Куцун И. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. — Труды ВНИГНИ, 1974, вып. 147, с. 99.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Ф. С. Ульмасвай

СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

К соленосным формациям мы относим отложения, включающие пласты каменной соли, калийных солей, гипсов и ангидритов. В стратиграфическом разрезе соленосные формации отделяются друг от друга значительными по времени перерывами в накоплении солей или угловыми несогласиями. На поверхности Земли разновозрастные формации обычно выполняют отдельные надпорядковые структуры (синеклизы, авлакогены, краевые прогибы).

На Сибирской платформе известны два уровня развития соленосных отложений: нижне- и среднепалеозойский. Нижнепалеозойский уровень включает в себя отложения кембрия и ордовика. Каменная соль содержится лишь в кембрийских отложениях, вверх по разрезу ее роль постепенно снижается и относительно возрастает роль сульфатов (рис. 1). В ордовике развиты лишь сульфаты. Нижняя граница комплекса соленосных отложений проходит в подошве кембрия — кровле венда в южных и юго-западных районах Ангаро-Ленского прогиба. В более северных районах пласты

Система	Отдел	I	II	III	IV	V	VI
Курбан	1	∇ ∇ ∇					∇ ∇ ∇
	3	+ +					∇ ∇ ∇ ∇ ∇ ∇
Девон	2	+ +	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇			
	1	+ + +	+ + +	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇		
Силур	2	∇ ∇ ∇		∇ ∇ ∇			
	1	∇ ∇ ∇		∇ ∇ ∇			
Ордовик	3	∇ ∇ ∇			∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇
	2	∇ ∇ ∇			∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇
	1	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇	∇ ∇ ∇
Кембрий	3				+ +		
	2				+ + +		
	1				+ + +	+ + +	

1 2 3

Рис. 1. Распространение соленосных отложений в осадочном чехле Сибирской платформы.

I — северо-запад платформы; II — бассейн рек Подкаменная и Нижней Тунгусок; III — бассейн рек Мойеро-Котуй; IV — Ангаро-Ленский прогиб; V — Перезовская впадина; VI — бассейн р. Вилюй. 1—3 — нижний, средний и верхний отделы систем; 1 — соль, 2 — гипс и ангидрит, 3 — изверженные породы.

горизонты соленосного комплекса — нижнекембрийские отложения Ангаро-Ленского прогиба и отложения, непосредственно подстилающие соленосную толщу.

В среднем палеозое толщи солей обычно подстилаются и перекрываются сульфатонасыщенными отложениями. Наиболее древний возраст — нижний силур — соленосные отложения имеют в Нюйской и Березовской впадинах и в бассейне р. Вилюй [Бобров, 1964]. По стратиграфическому положению, по тяготению к Ангаро-Ленскому прогибу, эти отложения можно рассматривать так же, как завершающие члены предыдущего нижнепалеозойского соленосного комплекса. На северо-западе платформы нижние — сульфатонасыщенные — горизонты имеют верхнесилурийский возраст. Непосредственно выше, уже в нижних горизонтах девона, появляются пласты каменной соли. Они распространены и в эйфельских, и фаменских отложениях. В Хатангском и Кемпендяйском прогибах нижние — сульфатонасыщенные — горизонты разреза не вскрыты. Соли имеют соответственно эйфельский и фаменский возраст. Верхняя граница соленосного разреза проходит в кровле гипсоносных отложений виле, развитых в Норильском районе, Хатангском, Кютюпгдинском и Кемпендяйском прогибах [Ульмасвай, 1978]. Таким образом, среднепалеозойский комплекс соленосных отложений распространен в северной части Тунгусской синеклизы, в прогибах, обрамляющих платформу с севера и внедряющихся в нее с востока.

Значение соленосных формаций для нефтегазоносности определяется многими факторами. Известно, что соли являются наилучшими покрытиями для нефти и газа. Благодаря плохой проницаемости они могут сохранить от разрушения значительные скопления нефти и газа. В Советском

соли занимают все более высокое стратиграфическое положение при одновременном уменьшении их объемов [Жарков, 1974]. Верхняя граница соленосного комплекса проводится по исчезновению из разреза сульфатов. В южных районах Ангаро-Ленского прогиба она совпадает с кровлей ордовика, в центральных районах Тунгусской синеклизы — с низами среднего ордовика. На западном склоне Анабарского поднятия и в Норильском районе накопление эвапоритов продолжалось до конца ордовика — начала силура. Таким образом, нижнепалеозойские соленосные отложения распространены в пределах краевого прогиба — там раньше всего началось их накопление и там они имеют наибольшую мощность, в центральных районах платформы, где они представлены сульфатонасыщенными разрезами, имеют наименьшую мощность, наименьшую длительность формирования и сравнительно молодой возраст и распространяются за пределы северо-западного края платформы (рис. 2).

Промышленно нефтегазопосыными являются лишь наиболее древние

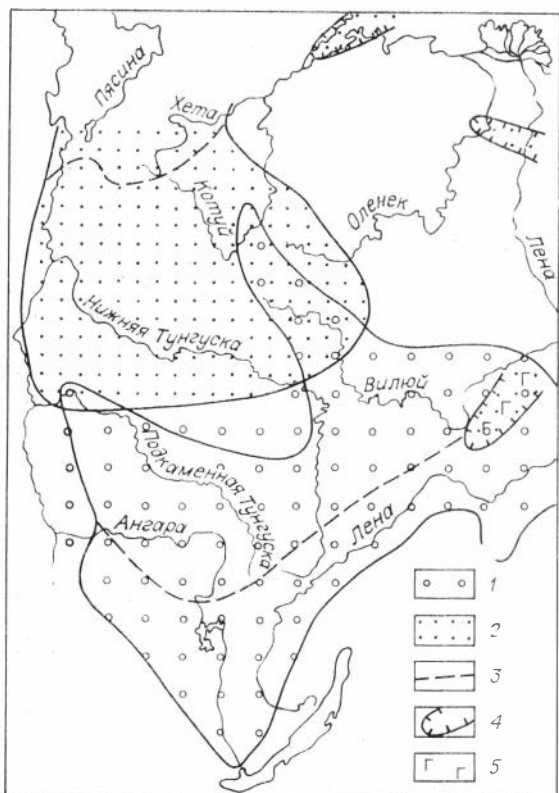


Рис. 2. Схема распространения соленосных формаций на Сибирской платформе. 1—2 — соленосные формации: 1 — нижнепалеозойская, 2 — среднепалеозойская; границы: 3 — краевых и внутриплатформенных, 4 — внутриплатформенных прогибов; 5 — изверженные породы.

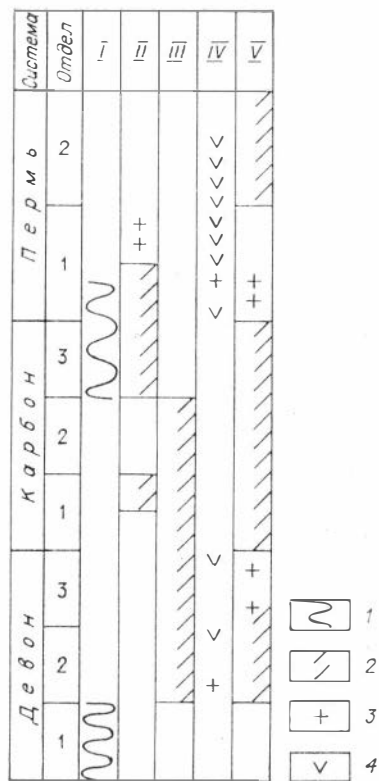


Рис. 3. Распространение соленосных отложений в осадочном чехле Русской плиты.

I — Уральская геосинклиналь; II — Предуральский прогиб; III — Волго-Уральская нефтегазоносная провинция; IV — Московская синеклиза; V — Днепровско-Донецко-Припятская впадина. 1 — 3 — нижний, средний и верхний отделы систем: 1 — эпохи интенсивных тектонических движений в Уральской геосинклинали; 2 — нефтегазоносность; 3 — соль; 4 — гипс и ангидрит.

Союзе в подсолевых отложениях открыты такие месторождения нефти и газа, как Оренбургское, Вуктыльское, Уртабулакское, Речицкое, Осташковичское, Западно-Крестищевское и др. Гилсы и ангидриты, обычно входящие в состав соленосных отложений, значительно более хрупки по сравнению с солью и не являются такими надежными экранами, однако и они экранируют месторождения нефти и газа. Другая сторона взаимосвязи соленосных и нефтегазоносных отложений — частый парагенез соленосных отложений с битуминозными и рифогенными породами. Присутствие битуминозных отложений обеспечивает приток подвижных углеводородов, а рифогенные отложения обычно являются хорошими коллекторами.

Другой фактор, связывающий соленосность и нефтегазоносность формаций, заключается в общих историко-геологических причинах их возникновения. Солеродные бассейны приурочены к зонам устойчивого и длительного прогибания, являющимся одновременно весьма благоприятными для нефтегазообразования. Общность тектонических, палеогеографических и климатических факторов обуславливает парагенез соленосных и нефтегазоносных отложений. Это хорошо видно на примере других древних платформ: Восточно-Европейской и Северо-Американской.

На Восточно-Европейской платформе соленосные отложения известны в девоне и перми (рис. 3). В девоне они залегают в толще живетских и верхнедевонских отложений, распространены в Московской синеклизе и Днепровско-Донецко-Припятской впадине. Учитывая пространственное и стратиграфическое распространение соленосных отложений, могут быть выделены живетская и фаменская формации в Московской синеклизе и девонская формация в Днепровско-Донецко-Припятской впадине. Характерный признак последней — ассоциация с изверженными породами: базальтами и туфами. Месторождения нефти и газа обнаружены лишь в соленосной формации Днепровско-Донецко-Припятского прогиба. Обращает на себя внимание, что именно девон был периодом активного тектонического развития названного прогиба. Это отражается и в значительных мощностях соленосной формации, и в ассоциации ее с изверженными породами — базальтами и туфами. В то же время соленосная формация Московской синеклизы, развивавшаяся в спокойном тектоническом режиме, вдали от областей активного тектогенеза, скопления нефти и газа не содержит.

Другая соленосная формация — пермская. Соли, в том числе калийные, распространены главным образом в отложениях кунгурского возраста. Вверх и вниз по разрезу они сменяются гипс- и ангидритсодержащими породами. Кроме того, соли известны в отложениях ассельского и сакмарского возраста в Днепровско-Донецко-Припятской впадине, сакмарского возраста в Московской и Мезенской впадинах, уфимского возраста — на западе Предуральяского краевого прогиба и казанского яруса — в Прикаспийской впадине. Во всех случаях соли в разрезе и по простиранию тесно ассоциируют с гипсами и ангидритами. Так же, как и в девонских отложениях, соленосные отложения перми по принадлежности к разнородным тектоническим элементам могут быть разделены на формацию стабильных участков платформы (соленосная формация Московской синеклизы), формацию активного борта платформы, тесно связанную в своем образовании с историей прилегающей геосинклинали (соленосная формация восточного борта платформы), и соленосную формацию внутриплатформенной Днепровско-Донецко-Припятской впадины. В пермских формациях, как и в девонских, наблюдается связь нефтегазоносности с соленосными отложениями. Месторождения нефти и газа известны лишь в соленосных формациях, формировавшихся в активно развивавшихся тектонических структурах (Предуральском прогибе, Прикаспийской синеклизе, Днепровско-Донецко-Припятской впадине). В стабильных областях (Московская синеклиза) в пермской соленосной формации месторождений углеводородов не обнаружено.

Таким образом, на примере Восточно-Европейской платформы намечается следующая связь соленосных формаций и продуктивных отложений: месторождения нефти и газа контролируются теми соленосными формациями, которые возникали в активно развивающихся тектонических структурах, соленосные формации стабильных областей месторождений не содержат.

Аналогичная картина отмечается и в Северной Америке — совпадение эпох интенсивного соленакпления с этапами интенсивной перестройки тектонического плана [Жарков, 1978; Успенская, Таусон, 1972]. В Западно-Канадской нефтегазоносной провинции соленакпление происходило в позднем кембрии, в начале среднего девона и в триасе. Досреднедевонские отложения содержат крупнейшие залежи нефти. Интересно, что толщи солей и ангидритов делят толщу осадочных пород провинции на отдельные комплексы, совпадающие по стратиграфическим объемам с крупными тектоническими циклами (докембрийский, кембро-ордовикский, силурийско-девонский, верхнедевонско-миссисипский и мезозойский). В нефтегазоносных провинциях Мидконтинента соленосные толщи имеют-

ся лишь в пермских отложениях, где они контролируют нефтегазоносность нижней перми и пенсильвания. К ним приурочены, в частности, такие месторождения-гиганты, как Хьюгтон и Папхендл. На юго-востоке Северной Америки соленосные отложения распространены в Мичиганской и Илинойской синеклизах и в Преаппалачском прогибе. Соли распространены в верхнем силуре и нижнем девоне. Основные продуктивные горизонты залегают в среднем ордовике, среднем силуре и в надсолевых карбонатных отложениях девона.

Таким образом, на Северо-Американской платформе отмечается та же закономерность, что и на Русской плите: образование мощных соленосных толщ происходило в периоды интенсивной тектонической перестройки отдельных районов платформы, вызванной одновременными тектоническими движениями в прилегающей геосинклинали. Образовавшиеся соленосные толщи делят разрез на отдельные нефтегазоносные комплексы (под-, меж-, надсолевые).

В нижнепалеозойском комплексе соленосных отложений Сибирской платформы необходимо выделить две формации: активпой окраины платформы (пригеосинклинальную) и внутриплатформенную. Пригеосинклинальную формацию слагают соленосные отложения Предбайкальского краевого и Ангаро-Ленского перикратонного прогибов. Характер соотношения в них соленосных и нефтегазоносных отложений сходен с соотношением соответствующих отложений в Предуральском краево прогибе, перикратонном прогибе Великих равнин и плиты Мидконтинента Северо-Американской платформы. Для этой группы соленосных формаций характерно совпадение времени формирования соленосных отложений с этапами интенсивных тектонических движений в прилегающей геосинклинали. Основные продуктивные горизонты в такого рода формациях залегают под соленосными отложениями и часто экранируются ими. Основное отличие нефтегазоносности сибирской нижнепалеозойской соленосной формации окраинных частей платформы от продуктивных соленосных формаций Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ заключается в том, что на Сибирской платформе известные месторождения и проявления углеводородов заключены в меж- и подсолевых толщах относительно малого стратиграфического объема (ярус, часть яруса) и соответственно малой мощности. Это определяет сравнительно малый объем продуцированных ими углеводородов и соответственно небольшой объем углеводородов, уловленных соляными покрывками.

Внутриплатформенная нижнепалеозойская соленосная формация прилегает к склону Анабарского щита и Енисейского кряжа. Она полностью располагается на стабильных участках платформы и по этому признаку сходна с девонской соленосной формацией Московской синеклизы, в которой, как известно, несмотря на благоприятные для нефтегазоносности условия и длительные поиски, месторождения нефти и газа не обнаружены.

Аналогично в среднепалеозойских соленосных отложениях можно выделить соленосные формации активных внутриплатформенных прогибов (Кемпендяйский и Кютюндинский), окраин платформы (Норильский район, в определенной степени к этому же типу формаций могут быть отнесены соленосные отложения Хатангского прогиба) и формации стабильных участков платформы (Тунгусская синеклиза). В среднепалеозойских формациях еще не выявлены месторождения нефти и газа. Однако тектоническая принадлежность этих формаций указывает на возможную их продуктивность. Сочетание солей с эффузивными породами в Кемпендяйской впадине, выполнение ими сравнительно узкой, авлакогеноподобной структуры указывает на сходство этого района Сибирской платформы с Днепровско-Донецко-Припятской впадиной. Исходя из этой аналогии, в Кемпендяйской впадине и прилегающих районах продуктивными могут

быть два комплекса отложений, разделенных толщей солей. Продуктивность надсолевых отложений может быть связана с генерацией углеводородов толщей пермо-карбона и экранирующим влиянием глинистых пород перми и триаса. Продуктивность подсолевых отложений может быть связана с генерацией углеводородов среднепалеозойскими и более древними отложениями и экранирующим влиянием соляной толщи. Вероятно, таково же тектоническое положение и значение для нефтегазоносности девонской соли Хатагского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. — В кн.: Стрoение и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1964. 228 с.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Жарков М. А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Ульмасвай Ф. С. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Сибирской платформы. Экспресс-инф. ВНИМС. Сер.: Общая и регион. геол., № 6, М., 1978, с. 14—25.
- Успенская Н. Ю., Таусон Н. Н. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М.: Недра, 1972. 295 с.

**С. Л. Арутюнов, А. С. Ильин,
Н. И. Комарова, В. П. Корчагин, Г. Я. Шутов**

ЦИКЛИЧНОСТЬ ГАЛОГЕННО-КАРБОНАТНОГО СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА КЕМБРИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ ПОРОВО-КАВЕРНОЗНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Осадочная толща нижнего кембрия на юге Сибирской платформы формировалась в условиях периодических изменений знака тектонических движений блоков земной коры. Эти изменения фиксируются в разрезах глубоких скважин по данным изучения литологии и физических параметров пластов и отражаются в закономерной смене по вертикали разрезов различных литологических разностей пород, характере изменения мощностей осадочных горизонтов и наличии перерывов в седиментации.

Галогенно-карбонатный комплекс кембрия (см. рис. 1 в статье Н. И. Комаровой и А. С. Ильина настоящего сборника) по особенностям вещественного состава и строению слоев подразделяется на два подкомплекса: нижний — преимущественно карбонатный и верхний — соленосный. Разрез нижнего подкомплекса начинается с сульфатно-карбонатных пород среднемотской подсвиты, несогласно перекрывающих сульфатно-карбонатно-терригенные отложения нижнемотской подсвиты. В основании залегает преображенский горизонт, с которым связаны промышленные скопления углеводородов на севере Иркутской области. Он представлен перекристаллизованными хомогенными и органомными доломитами с межгранулярными порами и кавернами. Верхи разреза обогащаются глинистыми и песчано-глинистыми разностями, которые и завершают нижний среднемотский цикл.

Следующий цикл представлен сульфатно-глинистыми доломитами верхнемотской подсвиты, переходящими в хомогенные и комковато-сгустковые органомные доломиты низов устькутского горизонта верхней части подсвиты. Пустотное пространство карбонатных разностей представляет собой межгранулярные поры, поры выщелачивания и трещины, с которыми связаны резервуары залежей углеводородов. В кровле подсви-

ты (и горизонта), отделяясь от нижнего пласта-коллектора ангидритизированными и глинистыми доломитами, залегает верхний пласт с аналогичной емкостной характеристикой, венчающий верхнемотеский цикл.

В низах нижнеусольской подсвиты (осинский горизонт и подосинская часть усольской свиты) залегает пачка карбонатно-галогенных пород, которая на северо-востоке замещается на карбонатную с наличием пород-коллекторов. Последние представлены порово-трещинными доломитами. Выше подосинской пачки расположен осинский горизонт, сложенный в нижней части доломитами ангидритизированными, в верхней — хемогенными и органогенными карбонатными разностями. На севере региона в нижней части отмечаются известняки, а верхние слои горизонта местами отсутствуют в результате широко развитых процессов палеокарста. Продуктивные интервалы верхов осинского горизонта, завершающего нижнеусольский цикл, связаны с кавернами и порами выщелачивания и трещиноватостью.

Таким образом, в нижнем галогенно-карбонатном подкомплексе выделяются три цикла — среднемотеский, верхнемотеский и нижнеусольский. В трансгрессивной части первого цикла залегает преображенский продуктивный горизонт; в кровле цикла пласты-коллекторы пока не установлены. Во втором цикле положение, аналогичное преобразенскому, занимает нижний пласт устькучского продуктивного горизонта; породы-коллекторы верхов горизонта расположены в конце цикла. В верхнем нижнеусольском цикле также симметрично (относительно пород, сформированных в фазу максимальной трансгрессии, в данном случае — известняки и доломиты нижней части осинского горизонта) расположены пласты-коллекторы подосинской пачки, представленные только в разрезах юго-западной Якутии, и верхов осинского горизонта, развитые регионально.

Для отложений нижнего подкомплекса характерно отсутствие начально трансгрессивного и регрессивного элементов циклов. Трансгрессия, как правило, наступала более или менее резко. Регрессия проявляется наиболее полно в среднемотеском цикле, где карбонатная толща постепенно обогащается терригенными примесями. В прочих случаях цикл завершается выведением пород трансгрессивной фазы в зону химического и частично физического выветривания.

Карбонатно-сульфатно-галогенная толща верхней части усольской свиты начинает трансгрессивную серию осадков верхнего подкомплекса. Она сложена переслаивающейся каменной солью и ангидритизированными глинистыми доломитами. Аналогичными породами представлена и самая нижняя часть нижнебельской подсвиты. В кровле усольской и подошве бельской свит выделяются два горизонта, характеризующиеся развитием пород-коллекторов (балыхтинский и христофоровский). Емкость коллекторов составляют поры и каверны выщелачивания комковато-сгустковых, органогенных (христофоровский горизонт), обломочных и хемогенных карбонатных разностей (более известковистых вверх по разрезу).

Нижне-среднебельский цикл, расположенный выше верхнеусольского, сложен преимущественно карбонатными породами с прослоями каменной соли в основании. В среднебельской подсвите все большую роль играют известняковые разности; вверх по разрезу уменьшается количество сульфатных прослоев. В кровле среднебельской подсвиты выделяется атовский горизонт. Емкость его сформирована за счет образования пор и каверн выщелачивания в зернистых, комковатых, органогенных доломитах и известняках. Наиболее кавернозна верхняя часть горизонта.

Верхнебельско-булайский цикл представлен переслаиванием каменной соли и глинистых ангидритизированных доломитов верхнебельской подсвиты и доломитами с примесью сульфатных, а в нижней части разреза терригенных пород булайской свиты. Булайские доломиты в верхней части прослоями водорослевые. Здесь выделяется биркинский горизонт сла-

бо глинистых, иногда кавернозных доломитов и реже известняков. Каверны и поры соединены трещинами и сформированы за счет выщелачивания.

Перекрывают биркинский горизонт породы нижнеангарского цикла, представленные в нижней части чередующимися прослоями каменных солей, ангидритов, аргиллитов, доломитов и карбонатных брекчий, в верхней — ангидритизированными и водорослевыми доломитами с прослоями каменной соли и известняков. Верхняя часть цикла выделяется под названием бильчирского горизонта с наличием в нем пород-коллекторов. Емкость их образована порами и кавернами выщелачивания.

Породы бильчирского горизонта перекрываются каменными солями, ангидрито-доломитами и карбонатными брекчиями нижней части верхнеангарской подсвиты. Выше залегают доломиты, доломито-ангидриты, реже известняки, иногда водорослевые, с прослоями каменных солей, аргиллитов и песчаников верхов ангарской и низов литвинцевской свит. Эта часть разреза выделяется как келорский горизонт. Здесь в карбонатных разностях развиты поры и каверны выщелачивания, характеризующие конечную, регрессивную часть верхнеангарского цикла.

Из приведенного описания видно, что осадочным образованиям верхнего подкомплекса также свойственно циклическое строение. Для пяти выделенных циклов в той или иной мере характерно присутствие начально трансгрессивных элементов цикла. Регрессивные части, как и в нижнем подкомплексе, не выражены, исключая, быть может, верхний цикл, где намечается закономерное обогащение разреза песчано-глинистым материалом. В трансгрессивных частях разреза залегают чаще соленосные слои; только ниже-среднебельский цикл начинается с доломитов и известняков. Завершают циклы водорослевые доломиты и известняки, как правило, окарстованные. В отличие от отложений нижнего подкомплекса породы-коллекторы верхнего подкомплекса приурочены только к завершениям циклов, характеризуя регрессивный элемент каждого цикла.

Общие закономерности развития и типичные характеристики коллекторов галогенно-карбонатного комплекса кембрия позволяют считать, что формирование их связано с пульсационными тектоническими воздыманиями морского дна, периодическими осушениями бассейнов преимущественно карбонатной седиментации на отдельных участках региона и широким проявлением процессов палеокарста, поверхностного гипергенеза, выщелачивания и выветривания. Разрезу комплекса свойственно наличие пород-коллекторов в регрессивных частях седиментационных циклов. Для отложений нижнего подкомплекса характерно наличие пород-коллекторов также в основаниях циклов. Однако в обоих случаях емкость коллектора составляют пустоты выщелачивания. Дальнейшее детальное изучение цикличности высоких порядков имеет большое практическое значение.

Весьма показательна площадная зональность преимущественного развития пластов-коллекторов в нижнем и верхнем подкомплексах. Емкостные свойства преображенского, устькутского и осинского горизонтов улучшаются в пределах унаследованно развивающихся с венда зон палеоподнятий Ангаро-Апабарской антеклизы, в частности на Непском чалеосводе. Ярко проявляющиеся трансгрессии и регрессии способствовали формированию органогенных пород и проявлению процессов палеокарста. Во впадинах морская седиментация была более непрерывной, в связи с чем отсутствовали условия для образования вторичных пор и каверн. На основании указанной закономерности следует предполагать наличие коллекторов в отложениях нижнего подкомплекса в пределах Камовского свода, зон поднятий склонов Алданского и Апабарского кристаллических массивов, Ангаро-Окинское палеоподнятия.

Породы-коллекторы верхнего подкомплекса наиболее широко развиты в зоне древней Прибайкальской депрессии. Вероятно, формирование в разрезе подкомплекса зон проявления палеокарста происходило при инверсиях, проявившихся в конце раннего кембрия в связи с начавшимся непрерывно-прерывистым процессом воздымания Байкало-Патомского эпиплатформенного орогена. Осушение моря в пределах отдельных блоков приводило к формированию пустот в благоприятных для выщелачивания литологических разностях пород верхнего галогенно-карбонатного подкомплекса. Подобные процессы, вероятно, были свойственны зонам палеовпадин Предпатомского прогиба, а также Присаянской и Приенисейской депрессий.

Н. И. Комарова, А. С. Ильин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА В КЕМБРИЙСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Закономерности распространения пород-коллекторов в пределах южной части Сибирской платформы обусловлены процессами седиментации, постседиментационными преобразованиями пород, эрозионной деятельностью, трапповым магматизмом, разрывной тектоникой. Седиментация галогенно-карбонатной толщи происходила в разных фациальных обстановках, последовательно сменявших друг друга в вертикальном разрезе и по площади, на что указывает разнообразие генетических типов карбонатных, сульфатно-карбонатных, галогенных пород, слагающих эту толщу. В ее разрезе выделено одиннадцать перспективных на нефть и газ горизонтов (рис. 1), с которыми связаны нефтегазопроявления и промышленные скопления этих полезных ископаемых. Наиболее изучены осинский и христофоровский горизонты.

Осинский горизонт — карбонатный или сульфатно-карбонатный пласт — подстилается и перекрывается пачками каменной соли, в пределах рассматриваемой территории имеет региональное распространение. Мощность его изменяется от 26 до 92 м, глубина залегания кровли от поверхности колеблется в пределах 1268—2530 м. В строении горизонта участвуют различные генетические типы известняков, доломитов, сульфатно-карбонатных пород. Это разнообразие типов пород свидетельствует о том, что отложение их происходило в разных фациальных зонах (рис. 2), которые распространены в соответствии с палеоструктурным планом. В пределах рассматриваемой территории на время накопления отложений усольской свиты обособилось пять крупных палеоструктурных элементов: Непско-Ботуобинский палеосвод, Саяно-Енисейская депрессия, Тулунский выступ, зона умеренных погружений, Прибайкальская впадина.

Прибайкальская впадина занимала южную часть Иркутского амфитеатра. Аккумуляция осадков осинского горизонта в ней происходила в трех фациальных обстановках (выделено три типа разреза). Первая зона — прибрежно-морская, она протягивается узкой полосой в окраинной части впадины (Присаянье, Прибайкалье). Здесь отлагались седиментационные глинистые доломиты, алевролиты, мергели. Мощность их 26—30 м. Второй тип разреза характеризуется преобладающим развитием доломитов. В средней части доломиты афанитовые и микрозернистые, глинистые, засоленные, переслаивающиеся с ангидритами и ангидрито-

доломитами. В нижней части разреза доломиты почти не содержат глинистой примеси, перекристаллизованы. Рассматриваемые отложения накапливались во второй фацальной зоне, которая распространена севернее первой и занимает внутреннее поле амфитеатра (мелководный эпиконтинентальный бассейн с повышенной и высокой соленостью). Дно бассейна во время накопления осадков осинского горизонта представляло выровненную поверхность, обусловившую относительную выдержанность их литологических признаков и мощности (45—50 м) на больших пространствах. И только в пределах территории, включающей Божеханскую, Космическую и Иркутскую разведочные площадки, мощность горизонта увеличивается до 60—90 м. В разрезе появляются органогенные известняки и доломиты. Судя по характеру пород, седиментация осадков происходила в фацальной зоне (третьей) с соленостью вод бассейна, приближающейся к нормально-морской, благоприятной для расселения и жизнедеятельности организмов. Третья зона является переходной между первой, где

шло накопление пород со значительной терригенной примесью, и второй — внутренней с повышенной и высокой соленостью, характеризующейся садкой ангидрита и галита. Рассматриваемую третью фацальную зону можно считать оптимальной экологической зоной, в пределах которой на локальных поднятиях могли создаваться благоприятные условия для аккумуляции известняков и развития организмов, способных создавать органогенные постройки.

Палеотектоническая зона умеренных погружений располагалась к северу и северо-востоку от Прибайкальской впадины. Разрез осинского горизонта отличается здесь резко меняющейся мощностью (27—92 м) и сложностью литологического состава, определяемых условиями седиментации, постседиментационными процессами, эрозивной деятельностью, трапповым магматизмом, разрывной тектоникой. Осадконакопление происходило в обстановке мелководного морского бассейна с общей тенденцией к воздыманию (четвертая фацальная зона). Соленость воды менялась от нормально-морской до сильно соленой, при которой происходила садка галита. По условиям седиментации горизонт расчленяется на три пачки. Нижняя пачка хемогенных, сравнительно глубоководных известняков отлагалась в бассейне с нормально-морской соленостью воды. Средняя пачка объединяет биоморфные карбонатные



Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез нижне- и среднекембрийских отложений юга Сибирской платформы.

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — доломитизированные известняки; 4 — биогенные доломиты и известняки; 5 — глинистые доломиты; 6 — ангидритизированные доломиты и известняки; 7 — каменная соль; 8 — ангидриты; 9 — брекчии; 10 — песчаники.

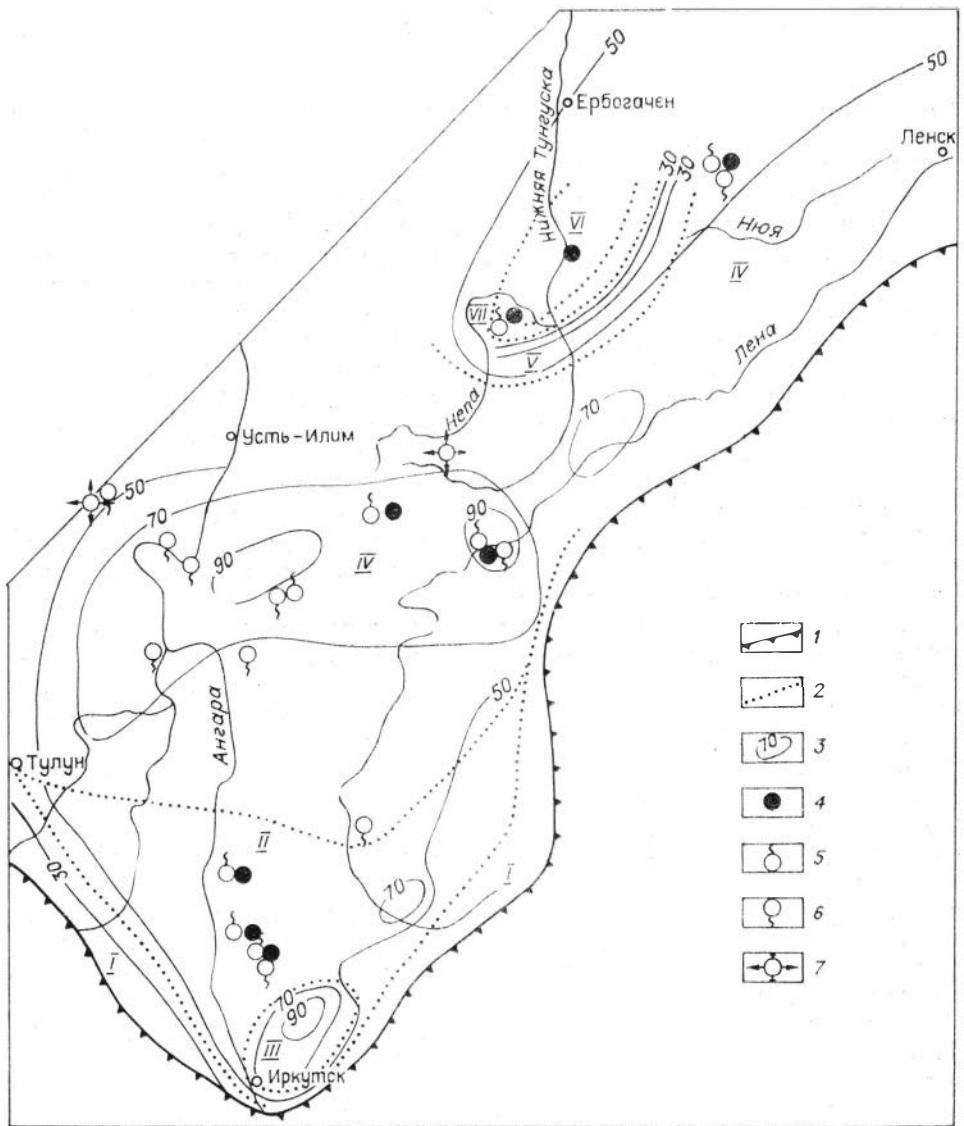


Рис. 2. Схематическая карта литофаций, мощностей и проявлений осинского горизонта. 1 — границы сплошного распространения отложений кембрия; 2 — границы литофациальных зон; 3 — линии равных мощностей; 4 — притоки нефти; 5 — притоки газа; 6 — притоки воды; 7 — поглощения промышленной жидкости.

Литофациальные зоны, характеризующие участки мелководного морского бассейна: I — прибрежно-морские (терригенно-карбонатные породы); II — с повышенной и высокой соленостью (хемогенные доломиты, сульфатно-карбонатные породы); III — с нормально-морской соленостью, переходные между участками с повышенной и высокой соленостью и прибрежно-морскими (переслаивание органогенных и хемогенных известняков и доломитов); IV — с нормально-морской и реже высокой соленостью (органогенные и хемогенные известняки, реже доломиты); V — с нормально-морской соленостью (хемогенные и органогенные известняки); VI — сводовой отмели с повышенной соленостью (хемогенные доломиты); VII — развития биогермных пород.

породы (водорослевые, микрофитолитовые, строматолитовые, комковато-сгустковые известняки, реже доломиты). Отмечаются прослои доломитовых пород, являющихся продуктом метасоматического замещения известняков. К моменту накопления осадков этой пачки в связи с некоторым воздыманием морского дна уменьшилась глубина бассейна, повысилась температура воды, в результате чего стало возможным массовое развитие известьвыделяющих организмов. Органогенные породы образуют пластовые тела — биостромы, реже биогермы. Обломочные образования и кавернозность по-

род, отмечаемые на многих участках территории в верхней части рассматриваемой пачки, свидетельствуют о крайне мелководном характере седиментации, кратковременном осушении больших участков морского дна и надводном размыве осадков после отложения этой части разреза. Верхняя пачка представлена хомогенными доломитами с прослоями ангидрито-доломитов, ангидритов и каменной соли. Во время накопления осадков этой пачки фаціальная обстановка, благоприятная для развития породообразующихся водорослей, микрофитолитов, сменилась на условия мелководного полузамкнутого и замкнутого бассейна с высокой соленостью.

В пределах Непско-Ботубинского палеосвода выделяются три типа разреза осинского горизонта: сводовый, бортового склона и периклиналиный. На периклиналиных окончаниях палеосвода разрез горизонта в общих чертах сходен с разрезом четвертой фаціальной зоны. По направлению к своду, на бортовом склоне его, разрез меняется. Хомогенные доломитовые и сульфатные породы верхней пачки замещаются известняками. Закономерно уменьшается мощность горизонта от 50 до 27 м (пятая фаціальная зона). На сводовой части Непско-Ботубинского палеоподнятия разрез горизонта представлен монотонной пачкой (мощностью до 50 м) слабо глинистых, перекристаллизованных прослоями органогенных доломитов, пористых и кавернозных. В верхней части отмечаются прослои ангидритов (шестая фаціальная зона).

На границе пятой и шестой резко различных одновозрастных фаціальных зон — зоны развития нормально-морских органогенных и хомогенных известняков и зоны распространения доломитов с прослоями ангидритов, отлагавшихся в полузамкнутом бассейне повышенной солености — скв. 145 Даниловской разведочной площади вскрыт разрез осинского горизонта, представленный строматолитовыми известняками, иногда доломитизированными. Породы характеризуются волнисто-слоистой, приотлитвиозогнутой текстурой, содержат инкрустационные корки, сильно выщелочены, имеют ноздревато-ячейчатый облик, прослоями брекчированы и трещиноваты. Эти породы слагают, по всей вероятности, биогермную постройку, которая, судя по резкому отличию пород по обе стороны от нее, развивалась как риф, приуроченный к бортовому уступу (седьмая фаціальная зона). Логично предположить, что подобные постройки можно встретить в зоне бортового уступа, опоясывающего Непский свод.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории выделяется семь фаціальных зон, где накапливались различные генетические типы карбонатных осадков осинского горизонта. Из них наиболее благоприятными для формирования коллекторов являются биогенные известняки пятой и седьмой фаціальных зон, особенно те, которые развивались на локальных приподнятых участках и образовывали органогенные постройки рифогенного типа, а также слабо глинистые хомогенные и органогенные перекристаллизованные доломиты шестой фаціальной зоны.

Первичные особенности вышеназванных пород способствовали проявлению постседиментационных процессов — карста, эпигенетической доломитизации, трещинообразования — главных факторов формирования емкостных и фильтрационных свойств коллекторов. Под влиянием карстового процесса сформированы коллекторы палеокарстового типа со сложной структурой пустотного пространства (порово-каверновые, каверно-поровые, трещинно-каверново-поровые и т. д.). В результате эпигенетической доломитизации закарстованных известняков и элювиально-делювиальных продуктов их карстования в разрезе горизонта образовались линзовидные прослои доломитов замещения и обломочных доломитов мощностью 5—25 м. Пустотное пространство пород представлено порами и кавернами выщелачивания и межгранулярными порами.

Рассматриваемые отложения обладали очень высокими коллекторскими свойствами до засолонения. Последующие интенсивно проявившиеся

ся процессы вторичного минералообразования, особенно засоления, резко ухудшили коллекторские свойства выщелоченных и доломитизированных пород, нередко превратив их в непроницаемые и лишённые ёмкости разновидности.

В пределах четвертой фациальной зоны широким распространением пользуются мраморизованные известняки, формирование которых связано с термическим воздействием интрузии траппов. Мощность известняков 5—70 м. Параметры коллекторских свойств этих пород очень низкие. Улучшение коллекторских свойств хомогенных доломитов второй фациальной зоны связано с тектонической трещиноватостью. Повышенная удельная плотность тектонических трещин отмечена в породах на Непско-Ботубинском палеосводе.

Для перспективных горизонтов бельской и булайской свит (христофоровский, атовский, биркинский) в общем плане сохраняются закономерности распространения фаций, характерные для осинского горизонта. При накоплении осадков ангарской и литвинцевской свит (бильчирский, келорский и др.) рельеф дна бассейна седиментации становится более сложным, что отразилось в пестроте фаций. Остановимся подробнее на характеристике христофоровского горизонта, который выделяется в нижней части нижнебельской подсвиты и прослеживается на всех площадях юга Сибирской платформы. Мощность горизонта изменяется от 43 до 75 м. Наибольшие ее значения отмечаются в Прибайкальской впадине и на восточном борту Саяно-Енисейской депрессии, увеличиваясь в направлении его погружения (рис. 3). Небольшие мощности фиксируются в районах, приближенных к обрамлению платформы, на Божеханском, Жигаловском и Миндейско-Литвинцевском валах и в пределах Непско-Ботубинского палеосвода. Глубина залегания его кровли также меняется в довольно широких пределах: от 750 (Присаянье) — 950 (Прибайкалье, Непско-Ботубинский палеосвод) до 2830 м (восточный борт Саяно-Енисейской депрессии). Наибольшие мощности и глубины залегания горизонта наблюдаются в палеопрогибах и палеовпадинах.

Христофоровский горизонт представлен в основном доломитами и известняками с прослоями ангидрито-доломитов, доломито-ангидритов, ангидритов и каменной соли. Отмечаются различные генетические и структурные типы и разновидности доломитов и известняков. Характерно их частое переслаивание с преобладанием во многих разрезах афанитово-микрозернистых глинистых доломитов. В меньшей степени распространены мелко-микрозернистые, сгустково-комковато-пятнистые доломиты и доломиты замещения. Среди известняков преобладают сгустково-комковато-пятнистые, микрозернистые и микрофитолитовые разновидности. На Преображенской площади (скв. 139) наблюдаются прослои строматолитовых известняков и доломитов мощностью до 5 м. Таким образом, внутреннее строение христофоровского горизонта, характеризующегося разнообразным составом, обусловлено довольно изменчивой палеогеографической и физико-химической обстановкой на фоне общих процессов усиления или уменьшения эвапоритовой седиментации.

Горизонт фациально изменчив. В Присаянье он в основном сложен доломитами с прослоями каменной соли (первая фациальная зона), известняков (вторая фациальная зона), ангидрито-доломитов, доломито-ангидритов и редко ангидритов. Отмечается примесь терригенного материала, прослои алевролитов, мергелей, аргиллитов, реже песчаников и карбонатных брекчий. В Прибайкалье развиты преимущественно известняки с прослоями доломитов (третья фациальная зона). Вглубь платформы в северо-западном направлении количество прослоев известняков уменьшается (четвертая, седьмая и восьмая фациальные зоны) до полного исчезновения (шестая и девятая фациальные зоны). В разрезе наблюдаются в небольшом объеме доломито-ангидриты и ангидрито-доломиты. В сторо-

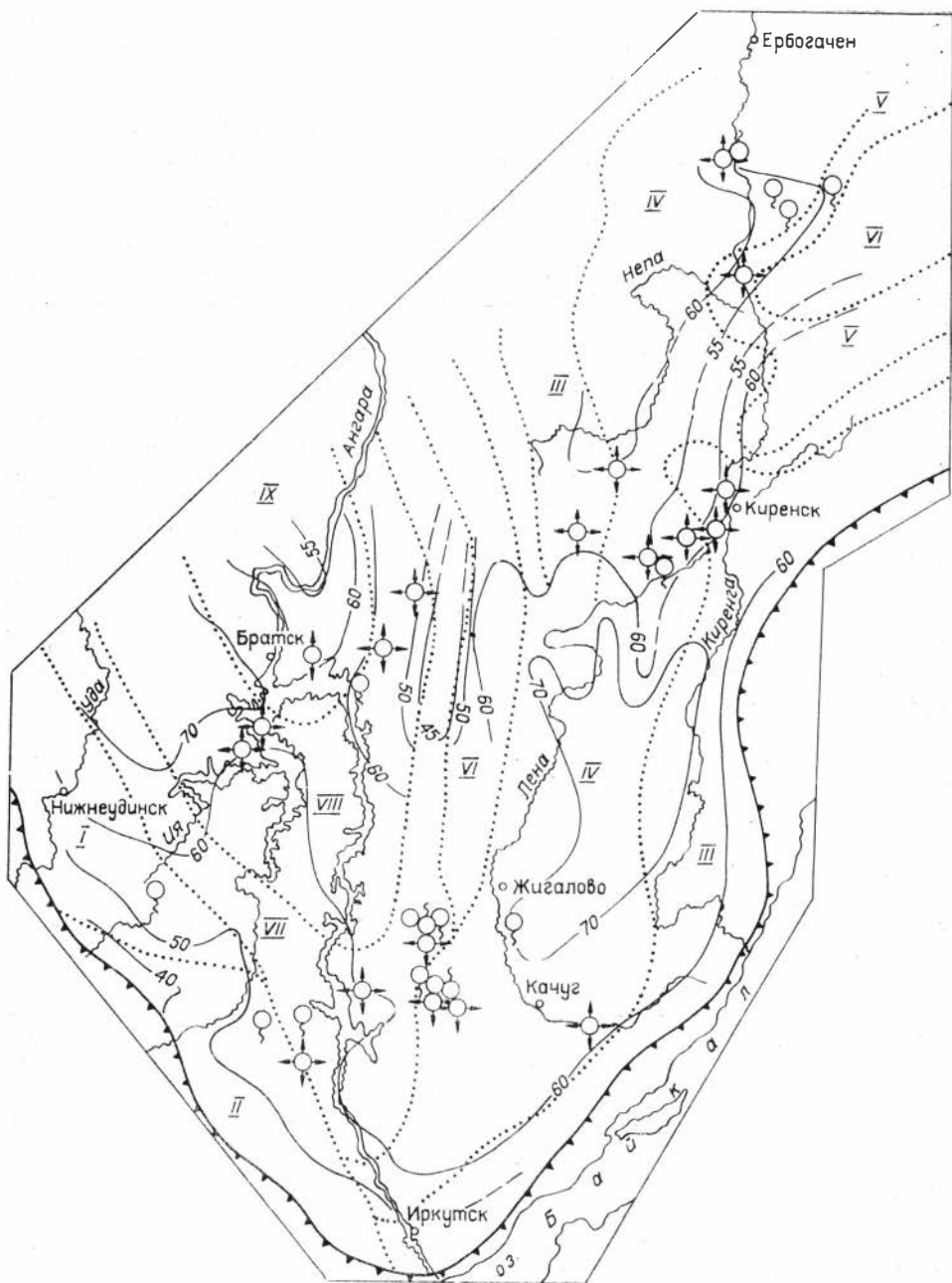


Рис. 3. Схематическая карта литофаций, мощностей и проявлений христофоровского горизонта.

Литофациальные зоны, характеризующие участки мелководного морского бассейна: I — прибрежные с повышенной и иногда высокой соленостью (садка галита); II — прибрежные со слабо повышенной соленостью, периодами снижавшейся до нормальной; III — с нормальной соленостью, периодически повышавшейся до слабо повышенной; IV — со слабо повышенной соленостью, периодически снижавшейся до нормальной; V — со слабо повышенной соленостью, иногда снижавшейся до нормальной; VI — с повышенной соленостью; VII — со слабо повышенной, временами повышенной и высокой соленостью (садка ангидрита), периодами понижавшейся до нормальной; VIII — с повышенной, периодами высокой соленостью (садка галита), временами понижавшейся до нормальной; IX — с повышенной, периодами высокой соленостью (садка галита).
 Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

ну Саяно-Енисейской депрессии увеличивается засоление. К северу от Усть-Кута отмечается вторая зона известняков с прослоями доломитов (третья фациальная зона). В направлении Непско-Ботуобинского палеосвода количество известняков вновь уменьшается, и в разрезе христофоровского горизонта преобладают доломиты. Отмечаются прослои ангидритов-доломитов и доломито-ангидритов.

Формирование и распространение карбонатных коллекторов христофоровского и вышележащих перспективных на нефть и газ горизонтов так же, как и осинского, связаны с условиями седиментации и постседиментационными процессами, которые обусловлены и контролируются палеогеографическими, палео- и неотектоническими факторами и зависят от гидродинамического режима и химизма подземных вод. Накопление карбонатных осадков христофоровского горизонта происходило в эвапоритовом морском бассейне. Основное влияние на распределение генетических типов осадков оказывали физико-химические процессы осадконакопления в различных участках бассейна. В Присаянье располагалась прибрежная зона, в пределах которой в карбонатных осадках встречается примесь, а также прослои терригенного материала. В Прибайкалье преимущественно наблюдаются участки с нормальной и повышенной соленостью. Наиболее быстро погружающиеся участки фиксируются в Прибайкалье и в районе восточной части Саяно-Енисейской депрессии. В погруженных участках в периоды наибольшего погружения накапливались глинистые карбонатные осадки с низкими первичными коллекторскими свойствами. Повышенное засоление, отрицательно повлиявшее на коллекторские свойства пород, отмечается в центральных и северо-западных районах рассматриваемой территории в сторону Саяно-Енисейской депрессии. В пределах Непско-Ботуобинского палеосвода и его погружений, на приподнятых участках отдельных валов древнего заложения (Божеханском, Жигаловском, Миндейско-Литвинцевском, Усть-Кутском, Марковском), а также на локальных поднятиях создавались благоприятные условия для роста органогенных построек типа биогерм, биостром, которые могли разделять отдельные палеовпадины.

Существенную роль в образовании емкости играли процессы выщелачивания как в стадию диагенеза, так и в катагенезе и гипергенезе. В условиях мелководного бассейна при колебательных тектонических движениях имело место периодическое осушение отдельных приподнятых его участков (Непско-Ботуобинский палеосвод, валы, выступы, отдельные поднятия), о чем свидетельствуют перерывы в осадконакоплении, размывы отложений, трещины усыхания. При опускании территории преимущественно происходило запечатывание пор и каверн в стадию регрессивного катагенеза в зоне затрудненной циркуляции и застойных вод. В последующую стадию регионального регрессивного катагенеза, связанного с общим подъемом территории юга Сибирской платформы в послесилурийское время, меняется состав пластовых вод, снижается их концентрация, увеличивается скорость движения, возникают разрывные нарушения, нередко за счет соляной тектоники развивается трещиноватость. Все это способствовало интенсивному выщелачиванию и развитию глубинного карста (гипокарста) в участках с остаточной открытой пористостью и в зонах тектонических нарушений. Процессы выщелачивания продолжались в последующие периоды и, видимо, проявляются в настоящее время.

Повышенные коллекторские свойства карбонатных пород христофоровского и вышележащих перспективных горизонтов отмечаются в пределах Непского свода и его юго-западного изученного погружения (зоны Непских дислокаций и Марковско-Ичерская), зоны Верхне-Ангарских дислокаций, Жигаловского вала, Верхне-Ленской структурной зоны, юго-восточной части зоны пологих структур Присаянья (по верхнему струк-

турному этажу), т. е. там, где отмечается совокупность тех или иных факторов, благоприятных для формирования коллекторов.

Таким образом, карбонатные породы с улучшенными коллекторскими свойствами следует ожидать на гипсометрически приподнятых участках, где создаются условия для роста органогенных построек рифогенного типа, седиментации карбонатных осадков, лишенных терригенной примеси, проявления карста, эпигенетической доломитизации и трещинообразования, благоприятных для формирования коллекторов.

Л. Д. Виноградов, Р. С. Сахибгареев, Н. А. Кицис

КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗАПЕЧАТЫВАНИЕ ГАЛИТОМ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

В некоторых нефтегазоносных бассейнах (НГБ), где развиты соленосные толщи, залежи нефти и газа часто запечатаны в подошве аутигенным галитом. Такие залежи установлены в Припятской впадине, в Иркутском амфитеатре, во впадине Чу-Сарысу, в пределах распространения пермского солеродного бассейна Западной Европы и в других районах. В приконтурных частях этих залежей, независимо от состава, структуры и каркаса пород-коллекторов, каменная соль выполняет поровое пространство и трещины, изолируя скопления углеводородов и нарушая гидродинамическую связь нефтяных и газовых скоплений с природными резервуарами.

Изолированность залежей в подошве обуславливает ряд их специфических особенностей. Такие залежи часто являются висячими с наклонными подошвами и могут не контролироваться современным структурным планом продуктивных горизонтов. Многие запечатанные залежи обладают аномальными пластовыми давлениями и характеризуются упругим режимом, либо режимом растворенного газа, а при их эксплуатации пластовые давления быстро падают. Эти черты выделяют подобные залежи в самостоятельную категорию, требующую применения особых приемов их поисков, разведки и эксплуатации. В настоящее время во всестороннем изучении катагенетически запечатанных залежей сделаны только первые шаги [Wilson, 1977; Виноградов, 1977, 1978, 1979].

Запечатанность залежей солью как в карбонатных, так и в терригенных коллекторах отмечалась многими исследователями. В карбонатных коллекторах это явление впервые было установлено Ю. И. Марьенко и В. Г. Постниковым (1967) для залежей нефти Марковского месторождения, приуроченных к осинскому межсолевому горизонту усольской свиты нижнего кембрия. В продуктивном пласте, представленном доломитизированными известняками и вторичными доломитами, за контуром скоплений углеводородов (УВ) почти все пустоты различного генезиса и морфологии выполнены аутигенной каменной солью.

Залежи, запечатанные галитом, выпавшим в зоне водонефтяного контакта (ВНК), зафиксированы также в карбонатных межсолевых горизонтах (франский ярус) и подсолевых (фаменский ярус) Осташковичского и Вишняковского месторождений Припятского прогиба [Сахибгареев, 1974, 1977; Гурьянов, Сахибгареев, 1976].

В терригенных породах залежи, изолированные галитом в сочетании с другими эпигенетическими минералами, отмечены в подсолевых коллекторах нижнемотской подсвиты Иркутского амфитеатра (Марковская и Ярактинская площади) и межсолевым нижнепермском горизонте месторождения Айракты впадины Чу-Сарысу [Виноградов, 1978, 1979].

Анализ строения таких залежей показал, что на ряде площадей непроницаемая прослойка образуется только в пределах ВНК. Например, непроницаемая оторочка зафиксирована в залежи нефти IV пачки задонского межсолевого горизонта Осташковичского месторождения Белоруссии. Изучение шлифов пород-коллекторов позволило установить, что в приконтурной части залежи поры и каверны в различной степени заполнены галитом. Количественное содержание новообразований галита во многом зависит от степени насыщения пород водой и нефтью. В пределах залежи в нефтенасыщенных породах (разрезы скв. 9, 20, 85) галит отсутствует (во всяком случае, в заметных количествах он не был подмечен), тогда как в зоне ВНК он выполняет основную часть пор и каверн и тесно ассоциирует с продуктами окисления нефти в виде твердого битума, образуя практически непроницаемый прослой. Новообразования галита нередко замещают кристаллы кальцита и вторичного доломита. В чисто водонасыщенной зоне с удалением от ВНК (в частности, в скв. 20 на расстоянии 3—6 м) резко уменьшается количество вторичного галита, где он заполняет около 30% объема пор, а в кавернах практически отсутствует. Мощность зоны запечатывания галитом (непроницаемого прослоя) варьирует от 4—6 до 30 м и более.

Аналогичная картина наблюдается для Вишанской подсолевой залежи Припятской впадины и для некоторых залежей, приуроченных к межсолевому главному доломиту цехштейна II (верхняя пермь) Западной Европы [Березаев и др., 1975].

В других регионах галитизация в сочетании с иными эпигенетическими процессами обуславливает региональную потерю емкостных и фильтрационных свойств природных резервуаров. Эти процессы не оказывают влияния на породы в пределах залежей, так как углеводороды консервируют коллектор. Вторичное региональное засоление и превращение пород в практически непроницаемые различны широко развиты в подсолевой мотской свите, в межсолевом осинском горизонте Иркутского амфитеатра и в межсолевом нижнепермском пласте впадины Чу-Сарысу. Например, в пределах Марковской, Касаткинской, Криволукской и Шотаповской площадей Иркутского амфитеатра в парфеновском горизонте, представленном однотипными фациально выдержанными мелко-среднезернистыми кварцевыми песчаниками, породы в пределах залежей сохраняют пористость 10—12%, в то время как за контуром нефтегазоносности за счет вторичных процессов, в том числе и галитизации, песчаники превратились в непроницаемые; в скважинах при испытании практически не получают притоков воды.

Региональное засоление межсолевого и подсолевых карбонатных и терригенных комплексов Иркутского амфитеатра, впервые в 1965 г. отмеченное на Марковской площади для терригенных пород В. С. Муляком и Ф. Н. Яковенко, сейчас фиксируется практически на всех нефтепоисковых площадях в пределах распространения раннекембрийского бассейна соленакпления [Марьенко, Постников, 1967; Фукс и др., 1969; Марьенко, Тюменцев, 1973; Комарова, 1975; Стетюха, 1974; Калачева, Кнорринг, 1974; Самсонов и др., 1977; Буддо, Шашип, 1977].

Содержание аутигенного галита в подсолевых доломитах изменяется от долей до 40—50% [Марьенко, Тюменцев, 1973]. В частности, на Марковской площади в осинском горизонте за контуром нефтегазоносности почти все емкостное пространство в основном выполнено галитом, в меньшей степени кальцитом и ангидритом. Открытая пористость засоленных пород составляет 1—4%, проницаемость колеблется от 0 до 2—10 мД. В образцах, отмытых от галита, открытая пористость увеличивается до 10—40%, проницаемость до 463—12666 мД [Комарова, 1975].

Содержание аутигенного галита в парфеновском терригенном горизонте той же площади на некоторых участках достигает 15—20% [Самсо-

нов и др., 1977]. После промывки засоленных кернов из ярактинской пачки одноименного месторождения пористость песчаников, цементированных галитом, возросла до 12—15%, а проницаемость увеличилась до 50—1000 мД.

Вторичное засоление коллекторов, не связанное с приконтактовыми зонами, распространено в Припятской впадине на Октябрьской, Северо-Домановичской, Барсуковской, Тишковской, Березинской и других площадях [Кудельский, Обморышев, 1971; Бескопильный и др., 1975; Жоголо, 1977]. Пористость пород после растворения соли и экстракции окисленного битума в некоторых образцах возрастает с 2,1—3,5 до 11,1—11,9% [Сараева, 1978].

Региональное засоление отмечено во впадине Чу-Сарысу, где на площади Айракты в песчаниках перми цементом служит галитово-сульфатный материал пойкилитового типа цементации. Проницаемость таких песчаников не превышает 0,2 мД [Кушербаев, 1978].

Поскольку вторичное засоление коллекторов, а вместе с тем запечатывание залежи нефти и газа галитом отмечается исключительно в нефтегазоносных бассейнах, где распространены соленосные толщи, то вряд ли приходится сомневаться в том, что источником галита являются эвапориты. Миграция хлора и натрия в подстилающие или перекрывающие продуктивные комплексы пород могла осуществляться в виде межкристалльных рассолов, выделяемых при катагенетической перекристаллизации галита; в виде вторичных рассолов, образованных при выщелачивании легко растворимых солей из засоленных пород; путем диффузии.

Присутствие в разрезе НГБ мощных соленосных толщ обуславливает формирование в меж- и подсолевых продуктивных комплексах пород высокоминерализованных рассолов, представляющих собой метаморфизованную рапу, опустившуюся из соленосных толщ [Валяшко, 1963], и рассолов выщелачивания в надсолевых отложениях.

Известно, что в периоды активизации тектонических движений при увеличении пластовых давлений и температуры происходит перекристаллизация галита, выражающаяся в увеличении размера и упорядочении расположения кристаллов. Укрупнение кристаллов приводит к сокращению пористости каменной соли и выжиманию остаточной рапы. На Сибирской платформе, возможно, этот процесс происходил неоднократно, о чем свидетельствует почти полная перекристаллизация каменной соли, которая имеет разнозернистую, преимущественно крупнозернистую, структуру с размерами зерен более 1 см. Процессы перекристаллизации протекали неравномерно [Басков, 1976].

В эти периоды каменная соль обладает максимальной пластичностью, аномально-высокими внутрипоровыми давлениями, что приводит к явлениям гидроразрыва [Балуховский, 1966, 1971] и способствует проникновению высококонцентрированных рассолов в зоны меньших давлений — подстилающие и перекрывающие продуктивные горизонты.

Существенное значение для миграции натрия и хлора имеют процессы диффузии. Влияние диффузионных процессов отчетливо фиксируется по степени минерализации приконтурных вод на самых ранних этапах разрушения Осташковичской и Давыдовской залежей в задонских межсолевых отложениях Припятской впадины [Сахибгареев, 1977]. На юге Давыдовской площади в зоне конседиментационного разлома, где продуктивный горизонт имел непосредственный контакт с эвапоритами, общая минерализация элизонных вод в коллекторе достигала минерализации крепких рассолов. Галит выпадал достаточно быстро, породы залечивались галитом и теряли свои высокие коллекторские свойства. С удалением от конседиментационных разломов, на севере Давыдовской площади, где пласт-коллектор отделен от соленосных отложений толщей мергелей и известковистых глин общей мощностью 16—20 м, минерализация элизон-

ных вод, судя по вторичным породам в зоне ВНК, была заметна ниже. Но все же приконтурные воды были высокоминерализованными. На расположенном рядом Осташковичском месторождении, где продуктивный горизонт от солей отделен 15—30-метровой толщей карбонатно-глинистых отложений доманиковского типа, по характеру вторичных изменений в зоне ВНК имеются признаки разрушения залежи под воздействием менее минерализованных вод. Низкая диффузионная проницаемость таких отложений, видимо, обязана высокой битуминозности. Таким образом, различную степень минерализации вод можно объяснить неодинаковой скоростью диффузии ионов на этих трех соседних участках.

Изучение механизма формирования непроницаемых оторочек катагенетически запечатанных залежей в меж- и подсолевых горизонтах на Осташковичском и Вишняковском месторождениях Припятского прогиба показало, что выпадение галита из рассолов на контакте нефть — вода осуществляется уже на ранних этапах существования залежей. Оно происходит не только вследствие увеличения общей минерализации рассолов, но и за счет снижения самой точки садки галита, вызванной уменьшением концентрации сульфатов. Уменьшение содержания этого компонента в зоне ВНК обусловлено окислением нефти кислородом сульфатов. В результате на контакте нефть—вода формируется оторочка сильно окисленной сернистой нефти с новообразованиями галита [Сахибгареев, 1974].

Региональная галитизация коллекторов характерна для этапов вздымания или длительного стояния нефтегазоносных бассейнов. При прекращении или значительном замедлении прогибаний продолжающиеся катагенетические изменения пород вызывают постепенное их уплотнение и соответственно увеличение их теплопроводности и падение теплоемкости. Изменение этих параметров (при постоянстве или уменьшении теплового потока) обуславливает постепенное выстуживание осадочного чехла.

Теплопроводность высокоминерализованных рассолов в пластовых условиях характеризуется величинами 1,4—1,7 кал/(см·град·с), а галита 12,75—17,2 кал/(см·град·с) [Справочник... 1969; Стерленко, 1973]. В связи с этим выпадение галита и редуцирование порового пространства приводит к дальнейшему возрастанию теплопроводности пород и падению температуры.

Современная температура пород парфеновского горизонта Марковской площади Иркутского амфитеатра 40°C. По данным И. И. Аммосова и др. (1975), изучавших катагенетическую превращенность битуминитов, температура этого горизонта уменьшилась более чем на 60°C. К настоящему времени породы Припятской впадины остыли приблизительно на 35—80° [Гречишников, Бескопыльный, 1976].

Падение температуры сопровождалось сокращением в объеме пород и особенно флюидов, что вызывало региональное уменьшение величин пластовых давлений. По данным В. И. Красинцевой (1968), растворимость NaCl при падении температуры на 40°C уменьшается на 10,7%, а при уменьшении давления на 1000 кг/см² в 2,95 раза.

Таким образом, в процессе падения температуры и давлений сокращалась растворимость галита и происходило выпадение его в ассоциации с другими минералами в осадок, заполняя поровое пространство.

Образование залежей запечатанного типа не случайное, а закономерное явление эволюции залежей, которые в своем развитии проходят две стадии [Виноградов, 1978, 1979]. На первой стадии в ловушках пластовых гидродинамических систем происходит формирование залежей, которые обычно свободно сообщаются с природными резервуарами, могут пополняться дополнительными объемами углеводородов, подпираются пластовыми водами, имеют горизонтальные газо- или нефтеводяные контакты, характеризуются замкнутым контуром стратонизогипса экрана, водонапорным режимом и контролируются структурным планом продуктивного

горизонта. Расформирование ловушки на этом этапе приводит к расформированию залежей.

В дальнейшем в ходе геологической истории (вторая стадия) залежи в подошве samozапечатываются. В первую очередь резко ухудшение коллекторских свойств происходит в пределах узких зон газо- или нефтеводяного контакта, а затем этот процесс, постепенно прогрессируя, охватывает почти весь объем природного резервуара. В связи с консервирующими свойствами углеводородов в пределах залежей сохраняются удовлетворительные емкостно-фильтрационные свойства пород.

Если форма ловушек, в которых произошло формирование и запечатывание залежей, не претерпела в дальнейшем существенных изменений, скопления углеводородов будут контролироваться современным структурным планом продуктивного горизонта, а их поиск может осуществляться традиционными методами.

Достаточно часто тектонические движения, происходившие после запечатывания залежей, приводят к частичному или полному расформированию их первоначальных экранов. Но и в этом случае скопления углеводородов будут продолжать находиться в пределах прежних ловушек, и в современном структурном плане они располагаются на периклиналях, моноклиналиях и в синклиналиях, характеризуются наклонными контактами и незамкнутыми ловушками, аномально-низкими или высокими пластовыми давлениями, упругим режимом, либо режимом растворенного газа. Горизонтальные контакты и замкнутые ловушки для этих скоплений углеводородов существовали в палеоструктурном плане (рис. 1).

Примером запечатанной залежи на нерасформированном поднятии может служить скопление УВ в парфеновском горизонте Братской площади Иркутского амфитеатра. Формирование залежи, судя по преобладающим точечным (тангенциальным) контактам между зернами в пределах зон цементации древних прогрессивных ВНК, происходило в раннем кембрии в термобарических условиях начала или середины мезокатагенеза.

Наличие частично пиритизированного твердого битума, интенсивные коррозионные процессы в зоне разуплотнения и регенерации зерен кварца за счет переотложения кремнезема, геохимически мобилизованного продуктами окисления УВ, свидетельствуют об относительно низкой минерализации пластовых вод.

Когда-то ловушка была заполнена УВ примерно на 30 м ниже современного контакта их с водой. В разрушенной части залежи имеются признаки наложения аутигенеза, связанного с регрессивными древними ВНК, на аутигенез прогрессивных ВНК. Характерно, что в зонах стабилизации

первых вначале происходит частичное, довольно неравномерное выпадение кальцита, а затем, по мере приближения к современному контакту УВ с водой, доломита и ангидрита. Все эти минералы имеют островной характер цементации. Они цементируют обломочные зерна с признаками битума на их поверхности, несущие либо характер прерывистых пленочных образований (чаще всего сохранившихся в углублениях на поверхности зерен), либо сорбированного пигмента на пленках железистого хлорита. При этом доминируют точечные контакты между обломочными зернами, что указывает на уход УВ из разрушенной части залежи в термобарических условиях умеренного катагенеза. Временной промежуток самого разрушения отмечается повышением минерализации подошвенных вод. Да это и понятно, достаточно сказать, что продуктивный терриген-

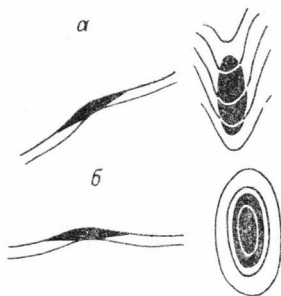


Рис. 1. Положение катагенетически запечатанной залежи в палео- и современном структурном плане.

а — современный структурный, б — палеоструктурный.

ный комплекс вверх по разрезу сменяется карбонатными, а затем сульфатно-галогенными отложениями. Минерализация подошвенных вод, видимо, превосходила уровень садки ангидрита. Вблизи зон стабилизации древних ВНК предполагается садка галита. В последующем в каменноугольно-триасовое время в период тектонической активизации и проявления траппового магматизма, т. е. повышенной тепловой активности, резко ухудшались коллекторские свойства водонасыщенных пород в условиях глубинного катагенеза за счет перераспределения кремнезема обломочных зерен.

Примером катагенетически запечатанных залежей на расформированных поднятиях являются скопления УВ в Приленском районе и на Парфеновской площади Иркутского амфитеатра.

В Приленском районе в пределах Марковского месторождения и на прилегающих территориях (100×40 км) в парфеновском горизонте нижнего кембрия обнаружено, помимо Марковской залежи, пять разрозненных скоплений нефти и газа на Касаткинской, Потаповской и Криволукской площадях. Все скопления углеводородов расположены на пологой моноклинали и не контролируются структурным фактором и фаціальными изменениями пород. Эти залежи удерживаются на моноклинали непроницаемыми песчаниками, которые потеряли свои коллекторские свойства в процессе катагенеза (рис. 2).

Для выяснения истории формирования залежей произведены палеотектонические реконструкции. К концу мотского и осинского времени кровля парфеновского горизонта была изогнута в пологую крупную брахантиклинальную структуру длиной 90 и шириной 30 км с амплитудой 40 м.

Поднятие существовало, по-видимому, и позже, т. е. на протяжении раннего палеозоя, и являлось ловушкой крупного скопления углеводородов. К концу раннего палеозоя прогибание этой территории прекратилось, что обусловило постепенное остывание осадочного чехла и окончание процесса нефтегазообразования. Выстуживание осадочного чехла сопровождалось регрессивным катагенезом песчаников и вторичной цементацией пород. Основными цементирующими аутигенными минералами являются кальцит, доломит, ангидрит, галит, кварц.

В результате уплотнения и вторичной цементации водонасыщенные песчаники потеряли свои коллекторские свойства и, таким образом, залежь оказалась запечатанной непроницаемыми породами. Тектонические движения, происходившие в позднем палеозое и мезокайнозое, расформировали крупную положительную структуру и превратили ее в моноклинали. Однако реликты древней раннепалеозойской залежи продолжают существовать до сих пор и являются объектом поиска.

Подобная картина наблюдается и на Парфеновской площади. Это скопление газа, по-видимому, также является реликтом более крупной древней нефтегазовой залежи и удерживается на моноклинали вторично зацементированными непроницаемыми песчаниками (рис. 3).

Углеводороды в залежах запечатанного типа изолированы от воздействия пластовых вод, от микробиологического разрушения и находятся в благоприятных условиях сохранности. Несмотря на то, что эти скопления вследствие той же изолированности, не пополняются новыми объемами углеводородов, залежи или их реликты могут сохраняться в породах в течение продолжительного времени.

Методика поиска катагенетически запечатанных залежей на расформированных палеоловушках включает определение вероятного времени их запечатывания и восстановление к этому времени палеоструктуры продуктивного горизонта. Анализ палеоструктуры производят с помощью переинтерпретации данных сейсморазведки.

Поиск залежей запечатанного типа на периклиналях, моноклиналях

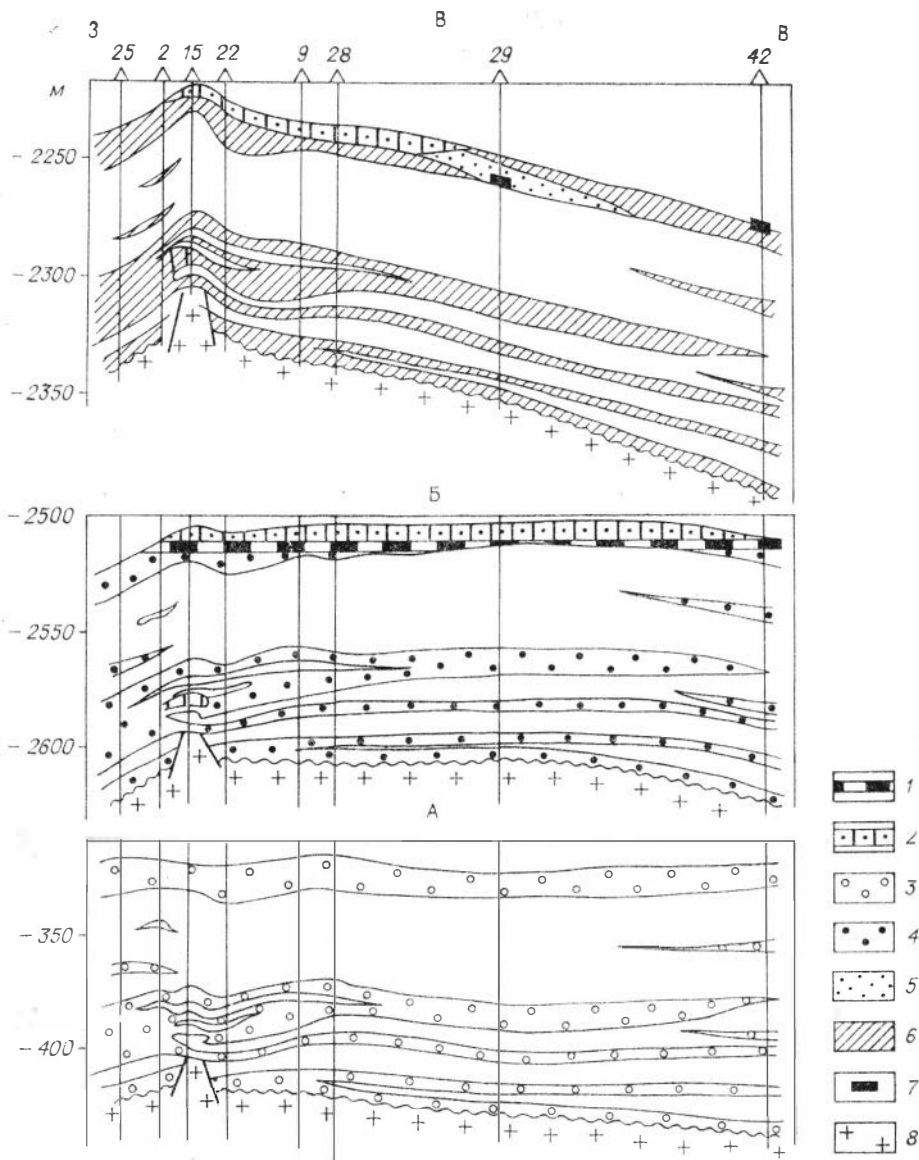


Рис. 2. Формирование катагенетически запечатанной залежи в парфеновском горизонте Марковской площади.

А — палеотектонический профиль нижнемелотской подсытки к началу осинского времени, Б — в среднем палеозое (в период запечатывания), В — современный период; 1 — нефтенасыщенные и 2 — газонасыщенные песчаники; пористость или палеопористость песчаников и алевролитов: 3 — от 20 до 40%, 4 — от 15 до 20%, 5 — от 5—7 до 15%, 6 — от 0 до 5—7%; 7 — песчаники с повышенным содержанием (до 20%) органического вещества в цементе; 8 — породы фундамента.

и в синклиналях является принципиально новым, еще слабо разработанным направлением нефтяной геологии. Целенаправленные работы по поиску и доразведке катагенетически запечатанных залежей стали проводиться в самые последние годы пока только в некоторых районах Советского Союза, Соединенных Штатов Америки, Канады, Алжира. Нет сомнения, что в Иркутском амфитеатре, Припятской впадине и других районах, где широко развито вторичное засоление коллектора, катагенетически запечатанные залежи, задегающие в современном структурном плане на моноклипалях, переклиналиях и в синклиналях, представляют дополнительный резерв для увеличения прироста запасов нефти и газа.

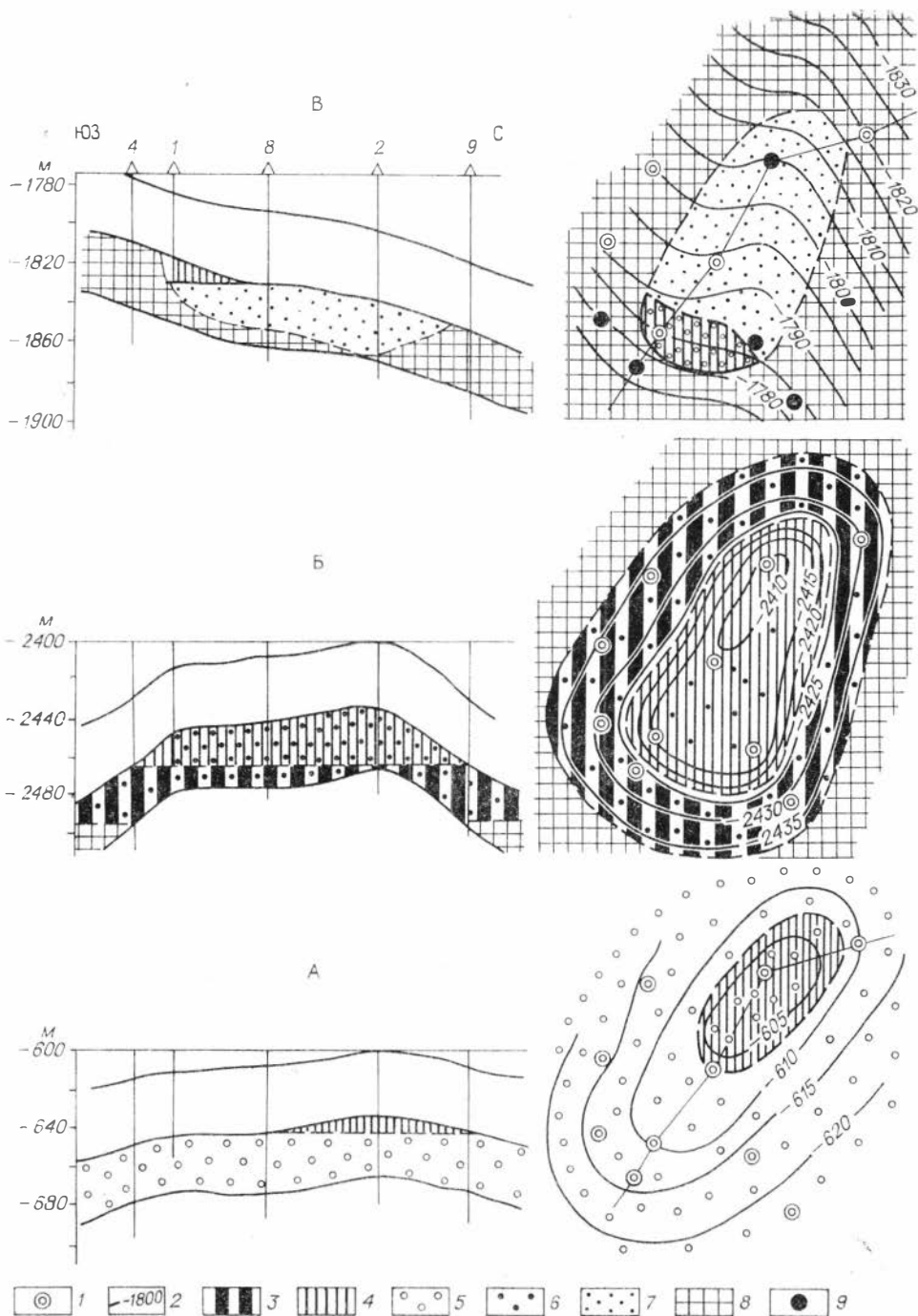


Рис. 3. Формирование катагенетически запечатанной залежки в парфеновском горизонте Парфеновской площади.

А — к концу осинского времени; Б — в среднем палеозое (в период запечатывания); В — современный период; 1 — глубокие скважины; 2 — страто- или палеостратоизогипсы кровли нижнемогской подсыты; 3 — нефтенасыщенные песчанники; 4 — газонасыщенные песчанники; 5 — пористость или палеопористость песчанников и алевролитов: 5 — от 20 до 40%, 6 — от 15 до 20%, 7 — от 5—7 до 15%, 8 — от 0 до 5—7%; 9 — скважины, в которых при описании зерна парфеновского горизонта отмечены битумпроисшествия.

- Аммосов И. И., Бабашкин Г. В., Шаркова Л. С. Битуминиты нижнего кембрия Восточной Сибири как возможный показатель стадий катагенеза осадочных пород.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975, с. 28—40.
- Балуховский И. Ф. Влияние начального метаморфизма (катагенеза) на формирование соляных диагиров.— В кн.: Особенности образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1966, с. 49—57.
- Балуховский И. Ф. Влияние внутренней энергии каменной соли на тектогенез.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1971, с. 110—111.
- Басков Е. А. Главные черты распространения и формирования основных типов подземных рассолов Сибирской платформы.— В кн.: Подземные рассолы СССР. Л., 1976, с. 61—75.
- Березаев А. И., Постников В. Г., Сахибгареев Р. С. Некоторые особенности осадконакопления карбонатных отложений в связи с формированием их емкости (на примере Речицкого месторождения).— В кн.: Исследования в области нефтепромысловой геологии. М., 1976, с. 34—42.
- Бескониальный В. И., Макаревич В. И., Москвич В. А. Строение и нефтегазоносность погруженных крыльев региональных разломов Припятской впадины.— В кн.: Вопросы нефтяной геологии, Минск, БелНИГРИ, 1975, с. 45—60.
- Буддо Л. А., Шалин С. Г. Катагенетические изменения терригенных пород-коллекторов докембрия северо-востока Иркутского амфитеатра.— В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977, с. 172—175.
- Валишко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Наука, 1963, с. 253—277.
- Виноградов Л. Д. Некоторые закономерности формирования и размещения залежей в промытых пресными водами терригенных толщах.— В кн.: Происхождение нефти и газа и закономерности размещения залежей. Львов, 1977, с. 99—100.
- Виноградов Л. Д. Состояние изучения вопроса о формировании залежей нефти и газа запечатанного типа и задачи их поисков. М., ВНИМС, 1978. 52 с.
- Виноградов Л. Д. Формирование залежей нефти и газа запечатанного типа и методы их поиска. М., ВНИИТИ, 1979. 92 с.
- Гречишников А. И., Бескониальный В. И. Эволюция геотермического поля Припятского бассейна в связи с нефтеносностью.— Докл. АН БССР, 1976, т. 20, № 2, с. 161—164.
- Гурьянов Г. И., Сахибгареев Р. С. Новообразования галита на контакте нефть — вода задонской залежи Осташковичского месторождения.— Докл. АН БССР, 1976, т. 20, № 2, с. 158—160.
- Жогло В. Г. О причинах засоления пород-коллекторов продуктивных горизонтов Припятской впадины.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Новочеркасск, 1977, с. 91—97.
- Калачева В. И., Кляринг Л. Д. Исследование влияния постседиментационных процессов на коллекторские свойства карбонатных пород методом факторного анализа.— Труды ВНИГРИ, 1974, вып. 351, с. 59—68.
- Комарова Н. И. Этапы карстообразования в карбонатных породах осипского горизонта Марковского месторождения.— В кн.: Гидрогеология и карстоведение. Вып. 6. Пермь, 1975, с. 133—134.
- Краеницева В. В. Гидрогеохимия хлора и брома. М.: Наука, 1968. 196 с.
- Кудельский А. В., Обморошев К. М. Палеогеохимические условия формирования коллекторов в межколывных нефтеносных отложениях Речицко-Вишанской структурной зоны.— Докл. АН БССР, 1971, т. 15, № 11, с. 1028—1030.
- Кушербаев А. М. Характеристика пород-коллекторов Айрактинского газового месторождения.— Труды ВНИГРИ, 1978, вып. 207, с. 84—90.
- Марченко Ю. И., Постников В. Г. Причины аномально-высокого пластового давления в залежи нефти осипского горизонта на Марковском месторождении.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1967, № 10, с. 10—12.
- Марченко Ю. И., Тюменцев В. Л. Типы перекристаллизации карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра в связи с их возможной нефтегазоносностью.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 3, с. 66—75.
- Самсонов В. В., Рыбьяков Б. А., Буддо Л. А., Одинова Т. В. Эпигенетическая цементация терригенных коллекторов и особенности распространения битумов на южном склоне Непского свода.— Геология нефти и газа, 1977, № 2, с. 18—25.
- Сараева Г. Д. Оценка емкости порово-кавернозных карбонатных пород с различным минеральным заполнением пустот.— Труды ВНИГРИ, 1978, вып. 207, с. 91—98.
- Сахибгареев Р. С. Геохимические особенности вынадения галита на контакте нефть — вода на примере нефтяных месторождений Припятского прогиба.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 721—722.

- Сахибгареев Р. С. Раннее формирование углеводородных скоплений в межсолевом комплексе верхнего девона Приицетской впадины, как критерий сохранения коллекторов на больших глубинах.— В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977, с. 94—97.
- Справочник физических констант горючих пород. М.: Мир, 1969. 543 с.
- Стерленко З. В. Влияние веществ, заполняющих поры, на тепловые свойства песчанников.— Геология нефти и газа, 1973, № 4, с. 68—70.
- Стетюха С. К. Литологические особенности и коллекторские свойства пород осинского горизонта северо-востока Иркутского амфитеатра.— В кн.: Методы изучения коллекторов нефти и газа и их покрышек. Л., ВЛНГРИ, 1974, с. 174—181.
- Фукс Б. А., Видинев Л. П., Железнов Б. Д. Вскрытие и опробование продуктивных пластов на Марковском месторождении.— В кн.: Геология и нефтегазоносность юга Сибирской платформы. М.: Недра, 1969, с. 41—52.
- Wilson H. H. «Frozen — in» hydrocarbon accumulations of diagenetic traps — exploration targets.— Bull. Amer. Petrol. Geol., 1977, vol. 61, N 4, p. 483—491.

А. И. Поливанова

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЗАПАСОВ МЕТАНА И СЕРОВОДОРОДА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СОЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Роль соляных толщ как самого высококачественного природного экрана, обуславливающего сохранность залежей углеводородов в течение длительного времени, известна достаточно хорошо. Однако значение этих толщ не исчерпывается их экраняющими свойствами. Проведенные нами исследования свидетельствуют, что соленосные отложения оказывают большое влияние и на сам процесс генерации углеводородов в подстилающих соль породах. И правда, влияние это не прямое, а косвенное. Не соленосные толщи непосредственно, а рассолы солеродных бассейнов, в которых эти толщи образуются, обуславливают особенности генерации углеводородов, в первую очередь генерации газа, в подсолевом комплексе. Соленосные же толщи фиксируют существовавшие в прошлом на поверхности Земли солеродные бассейны, тяжелые рассолы которых, гравитационно опускаясь в подстилающие отложения [Валяшко и др., 1963; Поливанова, 1977б], создавали специфические условия преобразования органического вещества (ОВ) [Поливанова, 1977а]. Специфика эта заключается в том, что под солями, в связи с резким и быстрым увеличением минерализации вод в результате опускания рассолов солеродных бассейнов, бактериальные процессы подавляются, причем на относительно ранней стадии захоронения пород. Вследствие этого длительность биогенного этапа в подсолевом комплексе резко сокращается по сравнению с бессолевыми бассейнами. В последних бактериальная жизнедеятельность, ограничиваемая лишь температурным барьером на глубинах в среднем около 2000 м, приводит к генерации огромных объемов биохимических газов, причем они чаще всего рассеиваются в атмосферу. Масштабы же образования газов термокаталитического происхождения в этих бассейнах сравнительно невелики, так как основное количество ОВ расходуется на биогенном этапе. В подсолевых отложениях, наоборот, практически весь газ является термокаталитическим, так как бактериальные процессы здесь подавлены. Преобразованию подвергается почти все захороненное ОВ, законсервированное опустившимися рассолами солеродных бассейнов. Предварительная консервация обуславливает крупные масштабы генерации в подсолевом комплексе именно термокаталитического метана, а наличие такой покрышки, как соль, определяет крупные масштабы его накопления.

С бассейнами соленакпления связано почти 60% мировых запасов газа и только 40% приурочено к бассейнам, в которых соленосные породы отсутствуют, причем основная часть их сосредоточена на севере Западной Сибири. Если же исключить эти экстремальные величины, то окажется, что с бассейнами соленакпления будет связано более 88% мировых запасов. Примерно такая цифра (~90%) и установлена для огромной территории зарубежных стран, где очень крупные запасы газа в бессолевых бассейнах пока не выявлены.

Весьма характерно распределение запасов газа по глубинам. На территории СССР наибольшие запасы газа залегают на относительно малых глубинах в бассейнах, где солей нет. С ними связано примерно 62% запасов, а к более глубоким горизонтам приурочено лишь 8%. В бассейнах же соленакпления запасы газа в СССР на глубинах до 2000 м такие же, как и в более глубоких зонах (примерно по 15%).

Что касается зарубежных стран, то на их территории в бассейнах, характеризующихся присутствием соленосных пород, к глубинам более 2000 м приурочено 77% всех учтенных запасов, а выше количество их составляет лишь 19%. В бассейнах же, где солей нет, общие запасы хотя и не велики (4,1%), но на глубинах ниже 2000 м они тоже значительно больше, чем в вышележающей толще.

Приведенные данные о размещении мировых запасов газа свидетельствуют, что, несмотря на существующие различия в составе и количестве исходного органического вещества газопроизводящих пород, несмотря на особенности распространения коллекторов, покрышек (помимо соли), благоприятных структур и т. д., основное газонакопление приурочено к бассейнам, характеризующимся распространением соленосных пород. Другой зоной концентрации крупных объемов газа является верхняя часть осадочной толщи глубиной 2000 м в бессолевых бассейнах.

Одной из причин, определяющих наличие крупных запасов газа в бассейнах соленакпления, безусловно, является высокая экранирующая способность соленосных отложений. Однако оказалось, что под соляной крышкой сосредоточена только половина запасов, связанных с этими бассейнами (31% мировых запасов). Почти такое же количество газа приурочено к около- и надсолевой зонам (~28%), где соляная крышка отсутствует. В формировании зон крупномасштабного газонакопления в бассейнах, характеризующихся распространением соленосных пород, играет роль не только или, может быть, даже не столько экранирующая способность соляных толщ, сколько особые условия, приводящие к образованию под солями крупных объемов газа.

В том, что это так, мы убедились, рассмотрев вопрос о генезисе метана — основного компонента природных газов. В качестве основного генетического показателя был принят изотопный состав углерода. Оценивая возможное влияние изотопного состава углерода исходного ОВ и изотопные эффекты, возникающие в процессе миграции, мы вслед за Ф. А. Алексеевым (1974) считаем, что роль этих факторов слишком мала, чтобы сгладить генетические различия.

Метан установленного биохимического генезиса (метан болот, современных осадков, четвертичных отложений и т. д.) характеризуется очень высоким содержанием легких изотопов углерода ($\delta C^{13} = -52 \div -97\text{‰}$) [Алексеев и др., 1973]. Термокаталитический же метан значительно «тяжелее». Правда, Э. М. Галимов (1973) показал, что в начальную стадию термокатализа при температуре 25°C образуется довольно «легкий» метан ($\delta C^{13} \approx -50\text{‰}$). Однако количество углеводородного газа, который генерируется органическим веществом при такой температуре (без участия бактерий), слишком мало, и он не может играть существенную роль в формировании изотопного состава углерода метана крупных газовых скоп-

Характеристика метана углеводородных залежей на территории СССР

Глубина, м	C ¹³ , ‰				Генезис CH ₄ *	Запасы, %
	Газовые	Газо нефтяные	Газоконденсатные	Итого по глубинам		
<i>Подсолевая, околосолевая, внутрисолевая зоны</i>						
<1000	-34,1 ÷ -46,0	-37,5 ÷ -45,4	-35,7 ÷ -40,1	-34,1 ÷ -46,0	TR	TR=25
1000—2000	-32,2 ÷ -43,3	-37,0 ÷ -44,7	-30,3 ÷ -45,8	-30,3 ÷ -45,8	TR	CM=1
1000—2000 **	-47,0 ÷ -55,3	-43,4 ÷ -50,8	—	-43,4 ÷ -55,3	CM	
2000—3000	-35,8 ÷ -42,2	-35,8 ÷ -37,5	-32,1 ÷ -42,7	-32,1 ÷ -42,7	TR	
>3000	-37,7	-26,4	—	-26,4 ÷ -37,7	TR	
Итого по залежам ***	-32,2 ÷ -46,0	-26,4 ÷ -45,4	-30,3 ÷ -45,8	-26,4 ÷ -46,0		
<i>Надсолевая зона</i>						
<1000	—	-43,3 ÷ -64,8	—	-43,3 ÷ -64,8	CM ÷ BX	TR=5
1000—2000	—	—	—	—	—	CM ÷ BX <1
2000—3000	—	—	-32,8 ÷ -37,0	-32,8 ÷ -37,0	TR	
Итого по залежам		-43,3 ÷ -64,8	-32,8 ÷ -37,0	-32,8 ÷ -64,8		
<i>Бессолевые бассейны</i>						
<1000	-53,6 ÷ -74,8	-55,6 ÷ -72,4	—	-53,6 ÷ -74,8	BX	BX=59
1000—2000	-53,9 ÷ -73,7	—	—	-53,9 ÷ -73,7	BX	TR=8
1000—2000	—	-33,0 ÷ -50,9	-41,9 ÷ -45,5	-33,0 ÷ -50,9	CM ÷ TR	CM ÷ TR=2
2000—3000	—	-35,4 ÷ -40,4	-39,0 ÷ -46,0	-35,4 ÷ -46,0	TR	
>3000	—	-33,0 ÷ -44,2	—	-33,0 ÷ -44,2	TR	
Итого по залежам	-53,6 ÷ -74,8	-33,0 ÷ -72,4	-39,0 ÷ -46,0	-33,0 ÷ -74,8		
В том числе						
<2000 ****	-53,6 ÷ -74,8	-55,6 ÷ -72,4	—	-53,6 ÷ -74,8	BX	BX=59
>2000	—	-33,0 ÷ -44,2	-39,0 ÷ -46,0	-33,0 ÷ -46,0	TR	TR=8

* Генезис CH₄: TR — термokatалитический, BX — биохимический, CM — смешанный.
 ** Только в околосолевой зоне.
 *** Без смешанного метана.
 **** Без смешанного и миграционного метана.

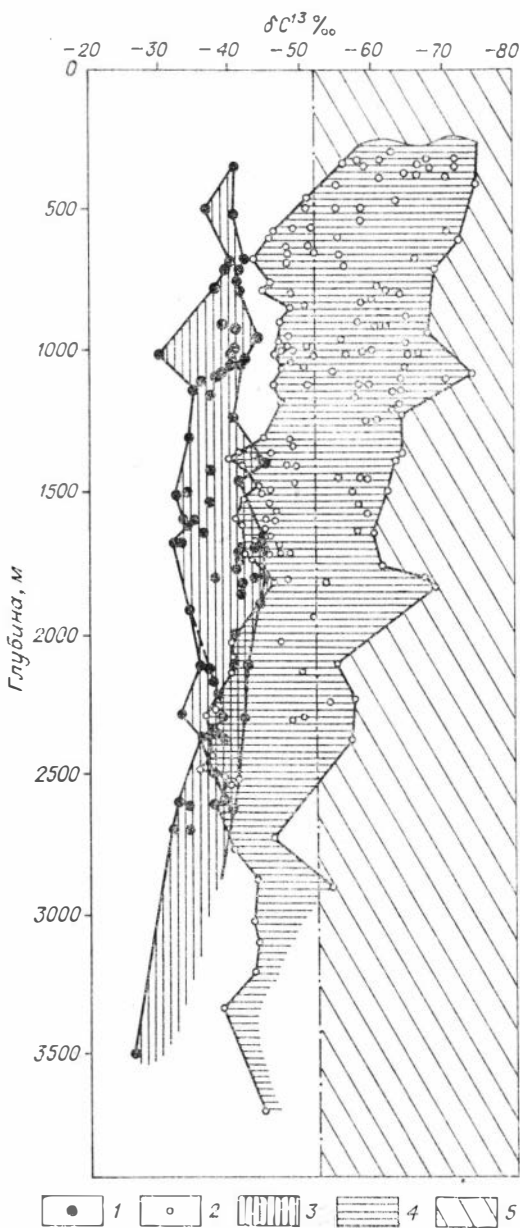


Рис. 1. Изменение изотопного состава углерода метана углеводородных залежей в зависимости от распространения соленосных отложений.

1 — значения δ (C^{13}) метана в подсолоевой и околосолоевой зонах; 2 — значения δC^{13} метана в бессоловых бассейнах; 3—5 — области изменения изотопного состава углерода метана: 3 — в подсолоевой и околосолоевой зонах, 4 — в бессоловых бассейнах, 5 — установившегося биохимического генезиса (метан болот, современных осадков, четвертичных отложений и др.).

лений. С увеличением же температуры изотопный состав углерода термокаталитического метана утяжеляется [Галимов, 1973].

Учитывая все вышесказанное, мы приняли, что при $\delta C^{13} < -55\text{‰}$ метан имеет заведомо биохимическое, а при $\delta C^{13} > -45\text{‰}$ — заведомо термокаталитическое происхождение (образовался при температуре более $70-80^\circ\text{C}$). Для смешанного метана были взяты промежуточные значения δC^{13} ($-45 \div -55\text{‰}$).

Имея в виду такое генетическое значение изотопного состава углерода метана, мы обобщили изотопные данные некоторых исследователей, увязав их с размещением запасов газа и с распространением соленосных отложений (см. таблицу, рис. 1).

Данные таблицы свидетельствуют, что основные запасы метана углеводородных залежей очень четко делятся на две группы: метан изотопно легкий, т. е. биохимический

($\delta C^{13} = -55 \div -75\text{‰}$), запасы которого в СССР значительны (около 59% общего количества газа), и метан изотопно тяжелый, термокаталитический ($\delta C^{13} = -26 \div -47\text{‰}$), запасы которого равны примерно 38% общесоюзных. Резко подчиненное значение имеет метан смешанного изотопного состава ($\sim 3\%$ запасов).

Практически весь биохимический метан сосредоточен на глубинах до 2000 м в бассейнах, где соленосных пород нет. Более глубокое захоронение изотопно легкого метана известно только в Восточном Предкавказье, причем запасы его ничтожны. Распределение же запасов термокаталитического метана следующее: его основное количество ($\sim 19\%$) приурочено к подсоловым отложениям; примерно 7% размещается в околосолоевой зоне (совместно со смешанным метаном, запасы которого здесь не превышают 1%); около 5% составляют запасы надсолоевого газа; 8%

приходится на долю бессолевого бассейнов, причем сосредоточены эти запасы в основном на глубинах более 2000 м (лишь иногда миграция приводит к его внедрению в биохимическую зону, где появляется метан либо смешанного состава, либо даже типично термокаталитический, с общими запасами немногим более 2%).

Таким образом, в СССР весь газ в бассейнах соленакпления имеет термокаталитическое происхождение. В бессолевых же бассейнах преимущественно биохимический, причем сосредоточен на глубинах до 2000 м. Доля залегающего глубже термокаталитического метана в этих бассейнах очень невелика.

Нам представляется, что эти заколомерности, установленные на огромной территории Советского Союза, можно распространить и на остальные нефтегазоносные области мира. Разница заключается лишь в том, что в СССР запасы биохимического газа пока преобладают над запасами газа термокаталитического. На зарубежной же территории, наоборот, главное значение имеет газ термокаталитического происхождения, поскольку основные запасы сосредоточены в бассейнах соленакпления*

Следует сказать, что аналогичная картина была бы характерна и для СССР при исключении из подсчета экстремальных запасов биохимического метана Западной Сибири. Такое исключение подчеркивает, что на большей части нашей планеты основное газоаккумуляция связано с метаном термокаталитического происхождения, образующимся в таких бассейнах, где распространены соленосные отложения. Вместе с тем сам факт существования огромных скоплений биохимического метана свидетельствует о том, что бактериальные процессы могут играть очень большую роль в формировании газоносных зон. Приуроченность же основных запасов газа биохимического происхождения к бассейнам, где соленосные отложения отсутствуют, сосредоточение их на глубинах до 2000 м и отсутствие биохимического метана в нижележащих отложениях, а также отсутствие его независимо от глубины под солями — все это приводит к выводу, что биохимический метан углеводородных залежей генерируется в результате длительного бактериального преобразования захороненного органического вещества мощной (до 2000 м) толщи пород, а не является следствием захоронения биохимического метана приповерхностной зоны. Экстремальность же больших запасов биохимического метана является указанием на плохие условия сохранности, что вполне понятно, если учесть относительно небольшие глубины его образования и длительность последующей истории существования.

Генерация огромных объемов метана в бессолевых бассейнах на биогенном этапе должна сопровождаться и расходом больших количеств захороненного ОВ. В зону катагенеза в этом случае попадает только его остаток, не использованный бактериями. Несмотря на то, что с увеличением глубины погружения пород термокаталитическое преобразование ОВ все больше идет по линии генерации газа, масштабы образования термокаталитического метана в бессолевых бассейнах глубже 2000 м относительно невелики. Основное количество ОВ, способного продуцировать метан, расходуется здесь на биогенном этапе. Наглядным подтверждением такой точки зрения является современное распределение запасов газа. Это не позволяет высоко оценить перспективы газоносности больших глубин бессолевых бассейнов. Правда, масштабы генерации термокаталитического метана в них могут и возрасти, если длительность биогенного этапа сократится. В бессолевых бассейнах это возможно либо в результате резкого увеличения температуры, т. е. при очень быстром и значительном погружении пород, либо вследствие ее резкого понижения при оледенениях. Можно допустить, что и термометаморфизм угольных пластов способен привести к образованию значительных объемов термокаталитического метана независимо от распространения солей. Однако все эти воз-

возможности, очевидно, реализуются не очень часто, так как суммарные запасы газа в бессолевых бассейнах или очень малы (зарубежные страны), или представлены в основном биохимическим метаном (СССР).

Под солями же благодаря гравитационному опусканию рассолов соленодных бассейнов биогенные процессы подавляются за счет резкого увеличения минерализации подземных вод, причем на относительно ранней стадии захоронения ОВ, так как рассолы проникают в подсолевые отложения довольно быстро (в начальный период существования соленодного бассейна). В связи со значительным сокращением длительности биогенного этапа под солями в зону катагенеза попадает все или почти все захороненное ОВ, что определяет крупные масштабы газообразования. Следствием этого становится заполнение ловушек в подсолевом комплексе, миграция газа из-под соли и образование околосолевой, а иногда и надсолевой газоносных зон.

Конечно, нельзя предположить образование крупных объемов газа под солями при очень небольшой мощности подсолевых отложений или при их низкой генерирующей способности. Однако, как свидетельствуют приведенные данные, в большинстве случаев подсолевые отложения являются мощным генератором газа. Наличие же одновременно такой покрывки, как соль, способствует формированию крупных зон газонакопления в бассейнах, характеризующихся распротанением соленосных пород.

Не менее характерна роль соленосных толщ в образовании и размещении основных запасов сероводорода. Более 90% его общесоюзных запасов приурочено к подсолевым отложениям, и только около 10% находится за пределами распространения соленосных пород.

Многие рассматривают такую связь как результат генетического родства сероводорода и галогенных толщ, считая сульфаты единственным (или основным) источником сероводорода. Нет сомнения, конечно, что редукция сульфатов может привести к его образованию. Однако в этом случае генерация H_2S (особенно его крупных объемов) лимитируется рядом граничных условий. С этих позиций вопрос о происхождении основных запасов сероводорода, т. е. запасов, сосредоточенных под солями, решен быть не может. Есть ли различия в условиях образования подсолевого сероводорода, который генерируется в районах отсутствия соленосных пород? В настоящее время довольно широко распространено мнение, что никакой разницы нет, поскольку весь H_2S имеет преимущественно бактериальное происхождение. Так ли это?

Образование сероводорода в результате бактериальной редукции сульфатов давно и хорошо известно. Процесс этот широко распространен везде, где имеются условия для развития бактерий, присутствуют сульфаты и есть органическое вещество. Установлено, что при этом происходит значительное облегчение изотопного состава серы сероводорода по сравнению с серой сульфатов вмещающих пород — в среднем а 20‰, и только в том случае, когда количество сульфатов очень ограничено, изотопное облегчение серы H_2S не наблюдается. Естественно, что масштабы образования такого «тяжелого» бактериального H_2S должны быть невелики.

Однако, обобщив данные целого ряда исследователей по изотопному составу серы сероводорода и увязав их с распространением соленосных пород (рис. 2), мы убедились, что изотопно легкий, т. е. бактериальный, сероводород присутствует только за границей распространения соленосных отложений (10% запасов). Под солями же, где сосредоточено 90% общесоюзных запасов сероводорода, изотопный состав его серы близок к сере сульфатов. Так, на Оренбургском месторождении изотопное облегчение серы H_2S не превышает 2—8‰ [Павкина и др., 1971] при значительном содержании сульфатов в водах (~1 г/л). Еще более показательны данные по Амударьинской синеклизе. Здесь, в подсолевых отложениях, при содержании сульфатов в водах до 3 г/л, изотопное облегчение серы H_2S

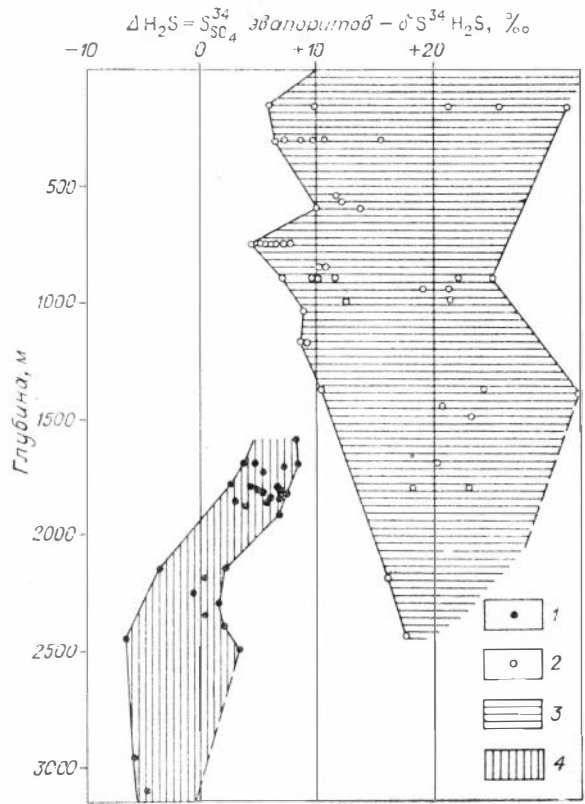
Рис. 2. Изотопное облегчение серы H_2S относительно серы SO_4 вмещающих пород в зависимости от распространения соленосных отложений.

1 — значения ΔH_2S в подсолево́й зоне; 2 — значения ΔH_2S за пределами распространения соленосных пород; 3 — область изменения ΔH_2S в подсолево́й и околосолево́й зонах (термокаталитический сероводород); 4 — область изменения ΔH_2S в бессолевых бассейнах (бактериальный сероводород).

не только очень мало, но даже в ряде случаев установлен ее более тяжелый изотопный состав, чем серы эвапоритов. В то же время за границей распространения соленосных пород сероводородная сера существенно «облегчена» [Папкина и др., 1977].

Нам представляется, что незначительное облегчение изотопного состава серы сероводорода под солями при его огромных запасах и высоком содержании сульфатов в водах делает невозможным предположение об образовании подсолево́го сероводорода в результате бактериальной редукции сульфатов. Многими микробиологами установлено отсутствие под солями микрофлоры. Отсутствие же или, вернее, небольшое количество здесь бактериального сероводорода свидетельствует о том, что подавление биохимических процессов в подсолево́м комплексе произошло на относительно ранней стадии захоронения пород [Поливанова, 1975].

Таким образом, изотопные данные свидетельствуют, что в подсолево́ых отложениях основное газообразование протекает под воздействием преимущественно термокаталитических процессов. Однако если генерацию метана обычно уверенно связывают с преобразованием захороненного органического вещества, то в отношении сероводорода такая возможность часто не принимается в расчет, и даже, признавая его термокаталитическое происхождение, говорят только о термической редукции сульфатов [Амурский и др., 1977]. Для такого предположения достаточных оснований, как нам кажется, нет. Вероятно, следует говорить об отрицании такой возможности применительно к основным запасам сероводородсодержащих газов. Так, Фи́ли и Ку́лп [Feely, Kulp, 1957] на основании экспериментальных исследований пишут, что термическая редукция сульфатов при температуре $100^\circ C$ практически невозможна. По данным То́ланд [Toland, 1960], она становится заметной только при температуре $350^\circ C$, маловероятной для большинства нефтегазоносных бассейнов. Кроме этого, термическая редукция, как и бактериальная, сопровождается, по данным Харрисона и То́да, существенным облегчением изотопного состава серы образующегося сероводорода (до 25‰) [Harrison, Thode, 1957]. А как мы показали ранее, для основных его запасов «облегчение» это очень невелико. И наконец, при термической редукции сульфатов, как и при бактериальной, сероводород образуется независимо от основных объемов метана,



и миграция его в свободном состоянии затруднена в связи с высокой растворимостью.

Отвергая возможность генерации подсолевого сероводорода в результате редукции сульфатов как бактериальной, так и термической, мы приходим к мысли о том, что сероводород, как и метан, образуется в результате термокаталитического преобразования захороненного ОВ. При этом масштабы образования обоих газов очень велики, так как под солями термокаталитическому преобразованию подвергается все или почти все захороненное ОВ, законсервированное до этого рассолами. Однако мы не должны забывать, что содержание H_2S , выделяющегося в процессе термометаморфизма ОВ, всего в 10 раз меньше количества образующегося метана [Успенский, 1954]. И правильно считают А. К. Каримов и др. (1975), что вызывает вопрос не присутствие сероводорода в залежах газа. Это вполне понятно при термокаталитическом преобразовании захороненного ОВ. Необходимо, наоборот, объяснить отсутствие сероводорода в газе. В большинстве случаев это бывает обусловлено его связыванием железом, широко распространенным главным образом в терригенных отложениях. В карбонатах же железа обычно намного меньше, и поэтому расход сероводорода на его восстановление невелик. В связи с этим именно к карбонатам и приурочены залежи сероводородсодержащих газов [Козлов, 1950].

Одновременное образование основных объемов сероводорода и метана, а также относительно небольшая растворимость последнего в воде делают возможной струйную миграцию единого газового потока, содержащего как метан, так и сероводород. Последний в этом случае, несмотря на свою высокую растворимость, приобретает способность миграции с общим потоком газа. Если же сероводород образуется независимо от основного количества метана, как это и происходит при редукции сульфатов, то он прежде всего растворяется в воде и может попасть в газовую залежь только после предельного насыщения пластовых вод. Однако в большинстве случаев такое насыщение не достигается и мало вероятно образование огромных запасов подсолевого сероводорода за счет его выделения из воды.

По нашему мнению, формирование выявленных в настоящее время основных запасов сероводородсодержащих газов можно объяснить только струйной миграцией газа, генерирующегося при термокаталитическом преобразовании мало измененного органического вещества подсолевых пород.

Первые высказывания о происхождении сероводорода в результате разрушения сероорганических соединений появились в 1967 г. в СССР [Анисимов, Лопатин, 1967] и в США [Shovv, 1967]. В дальнейшем эти идеи развивали Л. А. Анисимов, А. И. Поливанова, А. К. Каримов, М. С. Гуревич, Г. А. Беленицкая, А. В. Кудельский, К. И. Лукашев и др.

Обращает на себя внимание, что температура, при которой происходит разрушение сероорганических соединений с выделением H_2S , относительно невелика. Порог термостабильности этих соединений колеблется от 40 до 300°C и зависит как от их состава, так и от состава вмещающих пород [Оболенцев, Бойкова, 1973]. Меньше всего он тогда, когда последние представлены известняками. В этом случае выделение сероводорода начинается при температуре 40—140°C, которая и характерна для большинства нефтегазопосных бассейнов.

Учитывая тяжелый изотопный состав серы подсолевого сероводорода, можно предположить, что при термокаталитическом разрушении сероорганических соединений происходит изотопное фракционирование серы. В результате этого образующийся сероводород изотопно утяжеляется и соответственно сера остаточных сероорганических соединений становится более «легкой». Возможно, что изотопное фракционирование заметнее при высокой температуре, поскольку именно для Амударьинской сипеклизмы, где зафиксирована высокая температура (до 100—150°C), наряду

с очень «тяжелой» серой H_2S отмечается значительное изотопное «облегчение» серы нефтей [Смахтина, 1975].

Возможность изотопного утяжеления серы сероводорода, образующегося при разрушении сероорганических соединений, подтверждается экспериментом В. Орра [Orr, 1974] по термическому разрушению сырой нефти. Установлено, что при превращении 13% серы нефти в сероводород, сера последнего становится примерно на 1‰ «тяжелее», чем сера исходной нефти. Количественная сторона этого процесса, безусловно, нуждается в дальнейшем уточнении, однако эксперимент все же показал принципиальную возможность изотопного утяжеления серы H_2S , образующегося при термическом разрушении сероорганических соединений.

Итак, мы привели обоснование наших выводов о характере размещения и происхождении основных запасов метана и сероводорода в зависимости от распространения соленосных отложений, сформулированных в начале статьи. В заключение следует подчеркнуть роль подсолевых отложений. Они являются в подавляющем большинстве случаев мощным генератором как метана, так и сероводорода, образующихся в результате термокаталитического преобразования захороненного органического вещества, метаморфизация которого под солями протекает в специфической обстановке благодаря предварительной консервации опускающимися рассолами солеродных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Ф. А. О зональности нефтегазообразования в земной коре по данным изотопных исследований.— В кн.: Ядерная геология. М.: ОНТИ, 1974, с. 11—26.
- Алексеев Ф. А., Готтих Р. П., Лебедев В. С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 382 с.
- Амурский Г. И., Жабров И. П., Гончаров Э. С., Соловьев Н. П. Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов.— Сов. геология, 1977, № 5, с. 56—68.
- Анцисимов Л. А., Лопатин Н. В. К вопросу о генезисе H_2S в нефтях и газах юга Волго-Уральской области.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1967, № 4, с. 25—28.
- Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова Н. К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых средах в связи с вертикальной гидрхимической зональностью.— Геохимия, 1963, № 3, с. 312—328.
- Галимов Э. М. Изотопия углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Каримов А. К., Брауде А. Н., Хуршудова Е. С. К вопросу генезиса сероводорода природных газов.— Геохимия и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1975, № 6, с. 14—19.
- Козлов А. Л. Проблема геохимии природных газов. М.: ГОНТИ, 1950. 167 с.
- Оболенцев Р. Д., Бойкова А. А. Сероорганические соединения Урало-Поволжья и Сибири. М.: Недра, 1973. 264 с.
- Панкина Р. Г., Максимов С. П., Шпильман И. А., Шутов Г. Я. О генезисе сероводорода Оренбургского газоконденсатного месторождения.— Геология нефти и газа, 1971, № 1, с. 11—19.
- Панкина Р. Г., Смахтина А. М., Мехтиева В. Л. Особенности распределения сероводорода и его изотопный состав в газах некоторых нефтегазоносных территорий.— Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1977, № 2, с. 10—15.
- Поливанова А. И. Изменение изотопного состава серы сероводорода и нефтей в зависимости от распространения соленосных отложений.— В кн.: Микроэлементы и прогнозирование нефтегазоносности. Минск: Наука и техника, 1975, с. 121—124.
- Поливанова А. И. Связь между соленаккумуляцией и газообразованием.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Новосибирск: Наука, 1977а, с. 287—292.
- Поливанова А. И. Рассолы солеродных бассейнов и подземные рассолы районов соленаккумуляции.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Новосибирск: Наука, 1977б, с. 186—192.
- Смахтина А. М. Типы нефтей северной части Амударьинской синеклизы по данным их химического анализа и изотопного состава серы и углерода.— В кн.: Стабильные изотопы углерода, водорода и серы в свете проблемы генезиса нефти и газа. М., ВНИИИ, 1975, с. 68—80.

- Успенский В. А.** Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1954, № 6, с. 94—101.
- Feely H. W., Kupf J. L.** Origin of Gulf Coast salt dome sulphur deposits.— *Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1957, vol. 41, N 8, p. 1802—1853.
- Harrison A. G., Thode H. G.** The kinetic isotope Effect in the chemical Reduction of Sulfate.— *Trans. Faraday Soc.*, 1957, vol. 53, N 420, pt. 12, p. 648.
- Orr. W.** Changes in Sulphur Content and isotopic Ratios of Sulphur during Petroleum Maturation — Study of Big Horn Basin Paleozoic Oils.— *Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1974, vol. 58, N 11, p. 2295—2318.
- Show E. W.** Compaction accumulated sour gas in western Canada.— *Oil week*, 1967, vol. 18, N 43, p. 41—49.
- Tholand W. G.** Oxidation of organic Compounds with aqueous Sulfate.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 1960, vol. 82, p. 1103—1109.

А. Н. Гусева, Л. А. Файнгерш

ВЛИЯНИЕ ЭВАПОРИТОВ НА НАКОПЛЕНИЕ ГЕТЕРОАТОМНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В НЕФТЯХ И ГАЗАХ

Из 124 осадочных бассейнов с установленной нефтегазоносностью, известных на земном шаре за пределами границ СССР, в разрезе осадочного чехла в более 40 развиты эвапоритовые отложения (каменная и калийные соли, гипсы, ангидриты и т. д.). Именно к этим нефтегазоносным бассейнам приурочены скопления нефтей и газов, в составе которых фиксируются повышенные содержания неуглеводородных гетероатомных соединений. К их числу относятся сернистые соединения и порфириновые комплексы некоторых металлов в нефтях, сероводород, азот, гелий и ртуть в природных газах.

Связь повышенного содержания серы в нефтях с совместным присутствием карбонатных и эвапоритовых пород в разрезе в настоящее время является общепризнанной. Эта связь, установленная впервые В. А. Успенским и О. А. Радченко (1947), подтверждена громадным фактическим материалом открытых в последние годы нефтяных месторождений. Скопления высокосернистых нефтей (с содержанием серы свыше 1%) известны в 16 нефтегазоносных бассейнах (НГБ), возраст нефтяных залежей варьирует от ордовика и силура (нефтегазоносный бассейн Биг Хорн, США) до неогена (НГБ Персидского залива, бассейны Скалистых гор в США, НГБ Маракайбо, Суэцкого залива). В настоящее время вполне очевидно, что в условиях литосферы в качестве агентов, осерняющих органическое вещество, могут рассматриваться элементарная сера и сероводород. Основным источником этих соединений в верхней части земной коры являются сульфаты эвапоритов, а основным процессом их образования — восстановление сульфатов анаэробными микроорганизмами или при термохимических реакциях. Восстановление сульфатов идет чрезвычайно интенсивно уже на стадии раннего диагенеза, создавая иногда сероводородное заражение, препятствующее разрушению захороненного в осадках органического вещества. В больших количествах, превышающих иногда содержание органического вещества, образуется и элементарная сера. Ее возникновение может быть результатом окисления сероводорода свободным кислородом или реакций редукции окислов металлов с переменной валентностью. Редукция сульфатов может происходить и в уже сформированных нефтяных залежах, попавших в процессе геологической истории в условия криптогипергенной геохимической зоны.

В отношении исходного материала, способного образовывать характерные для нефтей сернистые соединения, известно пока очень немного. Особенно это касается низкомолекулярных тиолов, тиофанов и сульфидов.

дов. Экспериментально доказано, что многие гетероатомные соединения могут замещать свои гетероатомы на серу [Byramjee, Bestougeff, 1966], что циклогексаны дегидрируются серой до аренов, которые, в свою очередь, конденсируются с образованием ряда высокомолекулярных соединений, и т. д. Известно также, что ни сера, ни сероводород не взаимодействуют с алканами. Все эти реально доказанные процессы требуют определенной энергии активации и не могут, по-видимому, идти в низкотемпературных зонах. В связи с этим накопление осерняющих агентов и сам процесс осернения природных органических соединений могут быть разорваны во времени. В принципе процессы осернения могут происходить и в рассеянном в породе органическом веществе, и в нефти, находящейся в скоплении. Вполне вероятно, что значительная масса сернистых соединений, особенно низкомолекулярных, образуется еще в условиях рассеяния и затем аккумулируется вместе с углеводородами. В ряде случаев приходится признавать и вторичное осернение, поскольку только оно может объяснить некоторые закономерности в соотношении отдельных компонентов нефти [Гусева и др., 1968].

При формировании сернистых нефтей за счет уже образовавшихся в породе сернистых соединений следовало бы, вероятно, ожидать, что в скоплениях должны перейти низкомолекулярные наиболее миграционно способные сернистые соединения. Во то же время часто приходится наблюдать обратную картину — внедрение серы в самую высокомолекулярную часть нефтяных компонентов, содержащую гетероатомные компоненты, что приводит к увеличению асфальтеновой фракции. Одновременно увеличивается доля ароматических структур в среднемoleкулярной части, вероятно, за счет дегидрирования гексаметиленов и перехода моноаренов в полициклические структуры при конденсации. Это вызывает относительное увеличение алифатических компонентов среди низкомолекулярных углеводородов. Чем больше содержит исходная система гетероатомов, тем легче будет протекать процесс осернения. Накоплению гетероатомов способствует пребывание нефти в условиях зоны гипергенеза. Если в недрах в пределах катагенной зоны встречаются нефти, состав которых типичен для осерненных нефтей гипергенного облика, есть основания предполагать, что осернение таких нефтей обязано воздействию осерняющих агентов, накопившихся на ранних этапах геологической истории, когда залежь находилась в условиях зоны гипергенеза. Накопление сероорганических соединений в нефтях может идти в течение всей геохимической истории нефти, начиная с периода раннего диагенеза и седиментогенеза [Ивлев и др., 1973]. Высокое содержание серы в органическом веществе, однако, не всегда наследуется генетически связанными с этим органическим веществом нефтями. В качестве примера можно привести нефти майкопских отложений Северного Кавказа, органическое вещество этих отложений содержит свыше 10% сернистых соединений, в то время как нефти содержат серу в количествах, не превышающих 0,3—0,4%. Таким образом, независимо от времени осернения последнее происходит за счет реакций с продуктами микробальной редукции сульфатов интенсивнее при высоких температурах и при соблюдении ряда необходимых условий. Важнейшими из них являются присутствие в нефти значительных количеств гетероатомных соединений, способных осерняться, и наличие благоприятных термодинамических условий, когда могут протекать реакции, приводящие к внедрению сероорганических соединений в нефть. Не исключено, что образование меркаптанов, термодинамически возможное только за счет реакции присоединения сероводорода к непредельным углеводородам, происходит в зоне, где последние образуются при деструкции органических молекул, заключенных в породах (или в нефтях) при одновременном паличии сероводорода. Появление низкомолекулярных непредельных углеводородов в газовой фазе пород отмечается примерно при температу-

рах не ниже 50°C [Основы..., 1967; Роль осадочных..., 1976]. В связи с тем, что образование осерняющих агентов и реакции внедрения сероорганических соединений в нефть требуют принципиально различных термодинамических условий (низкие температуры в первом случае и высокие — во втором), процесс накопления сернистых компонентов в нефтях можно рассматривать как прерывисто-непрерывный, в котором различные этапы могут быть отделены друг от друга значительными временными перерывами [Goussewa, Fainguerch, 1973].

Процессы вторичного постдиагенетического внедрения серы в нефть сопровождаются появлением ванадиевых порфиринов, сосредоточенных, как и сера, в основном в асфальто-смолистой части нефти. Источником порфиринов являются серобактерии, развитие которых способствует сероводородная атмосфера [Радченко, Шешина, 1955], что позволяет установить связь между процессами порфиринизации и осернения. Процессы связаны между собой не функционально, а парагенетически, вследствие чего закономерная связь между содержанием в нефти ванадиевых порфиринов и серы отсутствует. Никелевые порфирины, как и порфириновые комплексы других микроэлементов, приуроченные к масляной фракции нефти, генетически связаны с исходным органическим веществом, и их накопление в нефти происходит безотносительно к присутствию в разрезе эвапоритов. Для нефтей, испытавших воздействие процессов вторичного осернения, содержание ванадия, как правило, преобладает над содержанием никеля. В качестве примера таких нефтей можно привести нефти триасовых отложений Паннонского НГБ (месторождение Надльендбел), триасовые залежи Сицилийского НГБ (Джела), неогеновые отложения НГБ Суэцкого залива (Рас Гариб, Карим и др.), меловые залежи НГБ Персидского залива (Магва, Ахмади, Айн Зала, Бай Гассан, Румейла, Кирус и др.), каменноугольные отложения НГБ Биг Хорн (Гросс Крик, Гамильтон, Доум и др.). В разрезе всех перечисленных бассейнов развиты эвапориты в продуктивных отложениях.

Высокие содержания серы в нефтях, как правило, сопровождаются повышенными содержаниями сероводорода в газах. Однако такой параллелизм наблюдается далеко не всегда. Например, высокосернистые нефти Адриатического (месторождения Пистиччи и др.), некоторые нефти Ферганского бассейнов сопровождаются газами с низкой концентрацией сероводорода [Гусева, Файнгерш, 1970; Старобинец, 1966]. В ряде районов СССР, по данным Л. А. Анисимова (1976), также отмечается отсутствие сероводорода в газах, растворенных в высокосернистых нефтях (месторождение Арлан в Башкирии), и повышенное содержание сероводорода (до 20%) в попутных газах низкосернистых нефтей (Кленовское месторождение в Волгоградской области). Автор полагает, что в природе соблюдается баланс между серой нефтей и сероводородом попутных газов, содержание которого определяется условиями залегания нефтей и термостабильностью сероорганических соединений нефтей и битумов.

Высокие содержания сероводорода отмечаются в составе свободных газов целого ряда месторождений, расположенных в районах развития эвапоритовых отложений. К таким районам относятся Аквитанский НГБ во Франции (содержание H_2S в газе месторождения Лак достигает 16%), Центрально-Европейский НГБ (месторождения Бухорст, Баренбург и др. с содержанием H_2S до 15%), Западно-Канадский НГБ (Форт Сент Джон, H_2S до 18%), НГБ Биг Хорн (Элк Бейсин, H_2S 17,8%), НГБ Грин Ривер (Брейди Саут, H_2S до 30,1%). В СССР газы с высоким содержанием сероводорода распространены в Амударьинской синеклизе и в Оренбургском месторождении. Л. А. Анисимов (1976) констатирует широко известный факт о том, что высокие концентрации сероводорода в газах приурочены к сульфатно-карбонатным комплексам отложений. Главными механизмами образования сероводорода являются: низкотемпературное восстановление сульфатов микро-

организмами, термическое разложение сероорганических соединений и термохимическое восстановление сульфатов. Наибольшее количество сероводорода продуцируется в результате термохимического восстановления сульфатов [Огг, 1975], в связи с этим, кроме присутствия в разрезе гидрхимических отложений, необходимым условием образования скоплений высокосернистых газов являются высокие пластовые температуры. Действительно, все скопления высокосернистых газов ассоциируются с высокотемпературными участками разреза.

В качестве примера, иллюстрирующего отмеченные закономерности формирования залежей газа с повышенными концентрациями сероводорода, можно привести месторождения Лак и Мейон Сен Фо во Франции. По данным В. А. Грипенко и Г. П. Вдовыкина (1966), изучавших изотопный состав серы в сероводороде и сульфатах вмещающих пород на месторождении Лак, происхождение сероводорода связано с редукцией сульфатов верхнеюрских и нижнемеловых продуктивных горизонтов, содержащих газовую залежь. Изотопный состав серы в обоих случаях идентичен, что подтверждает предположение В. Орра [Огг, 1975] о том, что термохимическое восстановление сульфатов с образованием сероводорода не влечет за собой фракционирования изотопов серы. Пластовые температуры в районе Лак — Мейон Сен Фо меняются от 130 до 160°C. На месторождении Мейон Сен Фо, состоящем из трех блоков (Мейон, Пон д'Ас, Руссе), низкое содержание сероводорода отмечено лишь в блоке Руссе, где перекрывающими залежь являются не нижнемеловые ангидриты, а верхнемеловые флишевые отложения без прослоев эвапоритов. Кроме отмеченных закономерностей, экспериментально установлено, что карбонатные породы катализируют реакции взаимодействия нефтяных углеводородов с элементарной серой и резко ускоряют процессы разложения высокомолекулярных сероорганических соединений [Валитов, Валитов, 1978]. Все эти процессы способствуют образованию катагенетического сероводорода. На необходимость сочетания в разрезе сульфатно-галогенных и карбонатных толщ для генерации сероводорода указывает также Г. И. Амурский и др. (1976, 1978), анализируя пространственное размещение сероводородных газов, подобные же представления высказываются Э. Е. Лондон (1974). Сульфатно-галогенные отложения, перекрывающие продуктивные карбонатные отложения, кроме всего, предохраняют газовую залежь от рассеивания.

Газы в скоплениях, приуроченных к нефтегазоносным бассейнам, в разрезе осадочного чехла которых развиты эвапоритовые отложения, как правило, оказываются обогащенными кроме сероводорода и другими углеводородными соединениями. Так, залежи высокоазотных газов известны в 20 НГБ. Почти все высокоазотные газы обогащены гелием, значительно реже встречается парастерезис азота, гелия и ртути. Влияние соленосных отложений на накопление в газах азота и гелия представляется двояким. Формирование скоплений жидких или газообразных полезных ископаемых, способных к миграции, обеспечивается совпадением во времени и пространстве условий, благоприятных для их генерации, аккумуляции и консервации. Для накопления высоких содержаний азота и гелия — газов, обладающих высокими скоростями диффузии, определяющую роль начинают играть условия сохранения (консервации). Пластичная соль — идеальный природный экран, практически непроницаемый даже для гелия, проникающая способность которого чрезвычайно велика. В связи с этим почти все известные в мире скопления высокогелиеносных газов приурочены к ловушкам, крышкой для которых служат соленосные отложения. Кроме этого, соленосные породы играют важную роль как фактор, способствующий аккумуляции азота и гелия, — выделению этих компонентов из водорастворенного в свободное состояние при нарушении равновесия мигрирующего газонасыщенного раствора с окружающей средой. Подобные равновесия могут нарушаться при резком увеличении минерализации пластовых вод, вызванном присутствием в разрезе соли.

Накопление газов в свободной фазе контролируется их растворимостью в пластовых водах, выделение ингредиентов газовой смеси из раствора возможно при образовании насыщенного (по данному компоненту) раствора. В первую очередь из водорастворенного состояния в свободное выделяются наименее растворимые компоненты, к числу которых относятся азот и гелий. Таким образом, накопление отдельных составляющих природных газов в залежи контролируется масштабами генерации, обеспечивающими образование насыщенных растворов, условиями аккумуляции, которые связаны с растворимостью газов в воде, и, наконец, условиями консервации. Условия генерации гетероатомных компонентов, в данном случае азота и гелия, не связаны непосредственно с присутствием эвапоритов. Условия аккумуляции могут быть оценены по значениям констант фазовых равновесий, представляющих один из способов выражения растворимости газов в воде. Расчеты растворимости основаны на использовании закона Генри и применимы только к растворенным в воде под давлением неполярным малорастворимым газам [Намиот, Бондарева, 1963]. Проведенные расчеты констант фазовых равновесий [Гусева, Файнгерш, 1973; Афонский и др., 1973] показали, что при увеличении минерализации пластовых вод вплоть до образования насыщенных растворов растворимость азота и гелия снижается в 3—4 раза за счет действия высаливающего эффекта Сеченова. Одинаковый механизм накопления высоких концентраций азота и гелия в природных газах, обусловленный сходством физико-химических характеристик этих газов (низкая растворимость в воде, высокая диффузионная способность), является, по-видимому, причиной столь часто наблюдаемого в природе парастерезиса этих газов и их связи с наличием в разрезе эвапоритовых образований.

В последние годы получены, правда, пока немногочисленные данные о концентрации ртути в газах нефтяных и газовых месторождений. К районам развития ртутьносных газов относится в первую очередь Центрально-Европейский нефтегазовый бассейн, где высокие концентрации ртути установлены на месторождении Гронинген (Нидерланды), на некоторых месторождениях ФРГ, в районе Зальцведель-Пекензен в ГДР [Озерова, 1975]. Ассоциация киновари с веществами нефтяного ряда обусловлена необходимостью генерации сероводорода. Источником сульфидной серы являются толщи осадочных сульфатов, генерация сероводорода происходит в результате восстановления серы гипсов и ангидритов. В щелочных растворах, даже несмотря на высокие концентрации сульфидной серы, при высоких температурах (100—200°C) киноварь неустойчива и восстанавливается до самородного состояния (Ходаковский и др., 1975). Пластовые воды пермских отложений Центрально-Европейского ПГБ, с которыми ассоциируются высокие содержания самородной ртути, представляют собой практически насыщенные солевые растворы хлоридного типа, генетически связанные с эвапоритами [Kammel e. a., 1978]. Таким образом, ртуть, как азот и гелий, генетически не связана с нефтяными и газовыми скоплениями, а ее совместное нахождение с этими полезными ископаемыми объясняется общностью условий аккумуляции и консервации, обеспечиваемой присутствием в разрезе соленосных формаций.

Краткий приведенный выше обзор фактических данных, характеризующих вещественный состав нефтей и газов, сконцентрированных в древних солеродных бассейнах, показывает, что присутствие в разрезе осадочного чехла эвапоритовых образований влечет за собой накопление неуглеводородных гетероатомных соединений в составе углеводородных флюидов. В некоторых случаях (сера, сероводород, ванадий) неуглеводородные компоненты генетически связаны с нефтью и газом, и совместное нахождение объясняется общностью условий генерации, поскольку, как было показано, в реакциях образования серпистых соединений необходимым условием является участие органических молекул. Совместное присутствие

в скоплениях углеводородных газов, с одной стороны, азота и гелия — с другой, не является в буквальном смысле слова парагенетическим, т. е. обусловленным, единством генерации. Ведущую роль в накоплении этих компонентов в залежах природных газов играют особенности постдиagenетических процессов — аккумуляции и консервации. Связь скоплений углеводородов с ртутью также обусловлена возможностью сохранения ртути в газовой залежи в газообразном состоянии. Газовое скопление в этом случае предохраняет ртуть, весьма склонную к диффузному рассеиванию, от диффузии и сорбции породами. Совместное присутствие в залежах углеводородов азота, гелия и ртути является следствием не парагенезиса, а парастерезиса.

ЛИТЕРАТУРА

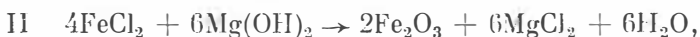
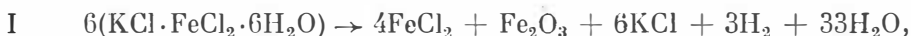
- Амурский Г. И., Гончаров Э. С., Соловьев Н. Н. Закономерности пространственного размещения и критерии отдельных поисков залежей бессернистого и сероводородсодержащего газа. — В кн.: Принципы районирования газоносных территорий Восточной Туркмении и Западного Узбекистана. М., ВНИИЭгазпром, 1976, с. 25—72.
- Амурский Г. И., Гончаров Э. С., Соловьев Н. Н. Закономерности размещения и условия формирования залежей сероводородсодержащих газов. — Сов. геология, № 7, 1978, с. 3—16.
- Аниепмов Л. А. Геохимия сероводорода и формирование залежей высокосернистых газов. М.: Недра, 1976. 160 с.
- Афонский М. И., Думнов Е. Д., Файнгерш Л. А. Формирование залежей гелиеопосных газов в Чу-Сарысуйской впадине Южного Казахстана. — Сов. геология, № 10, 1973, с. 140—144.
- Валитов Н. Б., Валитов Р. Б. Роль карбонатных пород в формировании сернистых нефтей и катагенного сероводорода. — Геохимия, № 6, 1978, с. 950—955.
- Гусева А. Н., Файнгерш Л. А., Чахмахчев В. А. Изменение состава нефтей при обогащении серой. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 6, 1968, с. 114—118.
- Гусева А. Н., Файнгерш Л. А. О древнем гипергенезе нефтей. — Нефтегазовая геология и геофизика, № 6, 1970, с. 39—42.
- Гусева А. Н., Файнгерш Л. А. Об условиях накопления азота в природных газах (на примере Чу-Сарысуйского и Центрально-Европейского нефтегазоносных бассейнов). — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 2, с. 466—468.
- Гриненко В. А., Вдовыкин Г. П. Изотопный состав серы из газонефтяного месторождения Лак. — Геохимия, 1966, № 3, с. 41—44.
- Ивлев А. А., Панкина Р. Г., Гальперн Г. Д. Термодинамика реакций осернения нефтей. — Геология нефти и газа, 1973, № 2, с. 22—27.
- Лондон Э. Е. Некоторые особенности формирования состава сероводородсодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях. — Геол. и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1974, № 11, с. 6—12.
- Намиот А. Ю., Бондарева М. М. Растворимость газов в воде под давлением. М.: Гостоптехиздат, 1963. 147 с.
- Озерова И. А. Ртуть в газовых месторождениях Центральной Европы. — Сов. геология, 1975, № 6, с. 72—79.
- Основы прямых геохимических методов поисков нефтяных и газовых месторождений/Под ред. Ф. А. Алексеева. М.: ОНТИ, 1967. 526 с.
- Радченко О. А., Шешина Л. С. К вопросу о геохимии порфиринов нефтей. — В кн.: Геологический сборник № 1. М.: Гостоптехиздат, 1955, с. 53—61.
- Роль осадочных пород в распределении рассеянных углеводородных газов/Под ред. И. С. Старобинца. М.: Недра, 1976. 142 с.
- Старобинец И. С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии. М.: Недра, 1966. 292 с.
- Успенский В. А., Радченко О. А. К вопросу генезиса типов нефтей. М.: Гостоптехиздат, 1947. 110 с.
- Ходаковский И. Л., Полова М. Я., Озерова И. А. О роли сульфидных комплексов в переносе ртути гидротермальными растворами. — Геохимия, 1975, № 3, с. 360—370.
- Byramjee R., Bestougeff M. Transformations physiques et chimiques des petroles en liaison avec les conditions geologiques. — Adv. in org. geochem. Proc. 3 Int. Conf. London, 1966, p. 129—151.
- Gousseva A., Fainguerch I. La formation des petroles soufres dans les zones de l'hypergenese ancienne. — Adv. in org. geochem., 6 Congr. Int., Paris, 1973, p. 741—746.
- Kaschnel T., Muller E., Krossner L. Sind HgPb₂ und (Hg, Pb), gebildet aus natürlichen Begleitkomponenten des Erdgase der Lagerstätten der Altmark. — Mineral. Z. angew. Geol., H. 24, N 2, 1978, s. 90—96.
- Orr W. Geologic and geochemical controls on the distribution of hydrogen sulfide in natural gas. — Adv. in org. geochem., 1975, Madrid, p. 571—597.

ВОДОРОД В СОСТАВЕ ГАЗОВ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ И СУЛЬФАТОВ

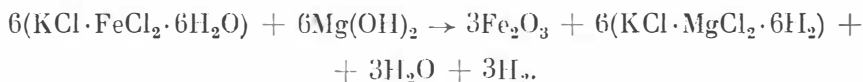
Приуроченность месторождений нефти и газа к соленосным бассейнам неоднократно обсуждалась в литературе. Однако соленосные отложения рассматривались либо как региональные покрывки, создающие благоприятные условия для скопления нефти и газа, а развитие соленосных бассейнов — как благоприятный фактор нефтегазообразования, либо (в лучшем случае) обсуждалась сингенетичность битумов и солей.

Мы разбираем вопросы более тесной (генетической) связи процессов преобразования солей в диагенезе и эпигенезе с процессами нефтегазообразования. Обсуждение поставленных вопросов ведется с привлечением новых данных о генерации водорода в литогенезе, так как теоретические и экспериментальные данные показывают, что синтез углеводородов возможен только при тех физико-химических условиях, при которых вода метастабильна и имеет тенденцию разлагаться с выделением водорода [Молчанов и др., 1969].

Ассоциация водорода с калийными солями общезвестна: некоторые калийные шахты отнесены к категории взрывоопасных из-за возможных взрывов водорода. По поводу генезиса водорода, присутствующего в калийных солях, имеется ряд высказываний. Наиболее известны представления о радиохимическом происхождении водорода [Савченко, 1958; Борщевский, 1964], менее — о чисто химическом его образовании. И. Прехт полагал, что водород образовался вследствие окисления двухвалентного железа, первоначально входившего в состав дуагизита, а затем (в диагенезе) окислившись до Fe_2O_3 , наличием которого объясняется красная и желтая окраска карналлита и сильвина. К. Джонсон описал последовательные стадии гидролиза и окисления сложных солей.



или суммарно



Предложения И. Прехта и К. Джонсона [Braitsch, 1962] как будто опровергаются опытами С. Эрдмана, который нагревал FeCl_2 с водой и карналлитом и не обнаружил при этом выделения водорода [Савченко, 1958]. О. Брайч [Braitsch, 1962] ставит под сомнение возможность гидролиза солей Fe^{2+} под действием $\text{Mg}(\text{OH})_2$ на том основании, что гидрат окиси магния в месторождениях соли не встречается.

Нами проведено экспериментальное исследование возможности генерации водорода при окислении двухвалентного железа, входящего в состав солей и других минеральных веществ. Результаты проведенных опытов представлены в табл. 1.

Как показали опыты, генерация водорода имеет место при взаимодействии солей закисного железа с водой, но только в щелочной среде ($\text{pH} > 8,2$). Кипячение FeCl_2 и нагревание на песчаной бане FeSO_4 не сопровождаются генерацией водорода, если pH среды менее 8. Нагревание до температуры выделения кристаллизационной воды не сопровождается выделением водорода, если кристаллогидрат представлен солью слабого основания и сильной кислоты (например, $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$). Однако

Генерация водорода при кипячении и нагревании химических веществ и минералов, богатых двухвалентным железом

Реагирующее вещество	Кол-во H_2 , об. %	Примечание
<i>Выделение водорода при кипячении</i>		
$FeCl_2 + H_2O$	Нет	
$CaCO_3$ в 5% растворе $FeCl_2$	»	Образуется $FeCO_3$
$CaCO_3$ в 5% растворе $FeCl_2$ (избыт.)	»	То же
$CaCO_3$ (избыт.) в 5% растворе $FeCl_2$	»	»
$FeCl_2 + NaOH$	0,05	pH=14
$FeCl_2 + NaOH$	0,076	pH=12
$Fe_3O_4 + NaOH$	0,05	pH=14
$FeCl_2 + NaOH$	0,1	pH=10
$FeO + H_2O + CaCO_3$	0,251	pH=8,2
$FeO + H_2O + HCl$	0,377	pH=6,8
<i>Нагревание в вакуумированной пробирке</i>		
$FeSO_4 + aq$	Нет	
$Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$	»	
$Fe_2O_4 + CaCO_3 + aq$	»	
$FeO + aq$	0,141	
$FeO + Al_2(SO_4)_3 \cdot 18H_2O$	Нет	Пары воды
$FeO + Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,17	
$FeO + NaOH + aq$	1,78	
$FeCl_2 + NaOH + aq$	9,25	
$FeSO_4 + Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$	0,276	
Геденбергит + $Al_2(SO_4)_3 \cdot 18H_2O$	Нет	Пары воды
Геденбергит + $Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$	0,83	
Геденбергит + $CaCO_3 + aq$	0,115	
Оливин + $Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$	0,115	
Бютит + $Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$	0,188	

выделение водорода имеет место, если кристаллогидрат представлен щелочью (например, $Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$).

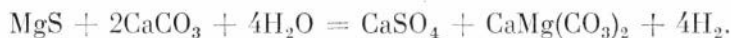
Проведенные опыты позволяют связывать генерацию водорода и происхождение красной окраски калийных солей в один процесс окисления солей двухвалентного железа в диагенезе. Необходимые условия для протекания данного процесса — слабощелочная среда. Необходимая предпосылка — совместное осаждение калийных солей и солей железа, что предопределяется их растворимостью. Известно, что растворимость солей двухвалентного железа близка к растворимости KCl и значительно выше, чем $NaCl$, поэтому соли Fe^{2+} осаждаются только совместно с калийными солями. Из природных хлоридов железа известны следующие: лавренцит — $FeCl_2$; риннеит — $3KCl \cdot NaCl \cdot FeCl_2$; дуаглазит — $2KCl \cdot FeCl_2 \cdot 2H_2O$; хлорманкалит — $4KCl \cdot FeCl_2$. Любая из этих солей при окислении в соответствующих условиях (т. е. без доступа кислорода и в щелочных растворах) способна генерировать водород, который, естественно, будет приурочен к слоям калийных солей даже при их очень тонком переслаивании с галитом.

Отметим, что вопрос о генерации водорода в связи с образованием сульфатов никогда ранее в литературе не поднимался. Нами он поднят на основе экспериментальных данных, которые показывают, что окисление сульфидной серы до сульфатной может сопровождаться генерацией водорода. Из литературных данных известны случаи присутствия водорода в

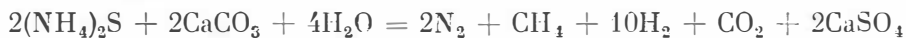
сульфатных отложениях. Например, Р. П. Панькин и Н. М. Сворень (1975) обратили внимание на присутствие водорода в газах пород и руд Язовского месторождения самородной серы. Авторы цитируемой работы отмечают, что водород обнаружен в гипсах, ангидритах и известняках осадочного месторождения самородной серы, причем относительное количество водорода не зависит от глубины отбора образцов. Кроме того, температура гомогенизации газовой-жидких включений и условия залегания водородсодержащих отложений исключают возможность поступления водорода извне (в том числе и глубинного водорода), заставляя предполагать его выделение (образование) в постседиментационных процессах.

Образование гипса и ангидрита в их ассоциации с карбонатными осадочными породами можно представить следующими схемами: 1) садка сульфатов и карбонатов кальция из растворов; 2) замещение карбоната кальция сульфатом под действием сернокислых вод; 3) замещение в энигенезе карбоната под действием термальных вод, несущих сульфидную серу. Все названные процессы приводят к образованию гипсо-карбонатных толщ, но только последний может сопровождаться образованием свободного водорода. Видимо, присутствие водорода в сульфатах следует рассматривать как признак их образования в энигенезе (по третьей схеме).

Экспериментальные исследования показывают, что при совместном измелении сульфидов железа с карбонатами наблюдается выделение водорода и образование метана. Это дает основание предполагать возможность генерации водорода в процессе образования сульфатов при окислении сульфидов в водной среде без доступа кислорода по схеме



Если сульфидные гидротермы несут сульфид (или полисульфид) аммония, то окисление их во взаимодействии с карбонатом приведет к образованию всех газовых компонентов, отмеченных наблюдениями на Язовском месторождении серы, т. е. азота, метана, углекислоты и водорода, например, по уравнениям:



или



Рассмотрим имеющиеся наблюдения, которые можно привлечь как подтверждение протекания данного процесса в природе. Во-первых, присутствие сульфида аммония в гидротермах установлено, в частности, в кальдере Узон (Камчатка), и его поступление в толщу осадочных пород вполне возможно. Во-вторых, в 1972 г. вышла в свет обстоятельная сводка газопроявлений, связанных с гидротермами («Распределение газов в термальных водах СССР»). В ней выделена зона сульфидно-углекисло-метановых вод со следующей геохимической характеристикой: Eh от -314 до -368 мВ, pH от 5,3 до 5,6, T от $97,5$ до 179°C . С этими водами ассоциирует свободный водород. Аналогичные сульфидно-углекисло-метано-азотные воды Ферганской впадины характеризуются близкими показателями: Eh от -20 до -320 мВ, pH от 6,5 до 8,2, T от 10 до 75°C . Авторами сводки усматривается генетическая связь указанных вод (и, надо полагать, сопутствующих им газов) с сульфатными породами.

В-третьих, нами проведена экспериментальная проверка предположений о генерации водорода и образовании углеводородов в процессе окисления сульфидов во взаимодействии с карбонатами. Для опытов были взяты твердая углекислота («сухой лед»), сода, кальцит, магнезит — в качестве доноров углерода и сульфиды железа (FeS и пирит) — в качестве восстановителей. Результаты опытов представлены в табл. 2.

Результаты опытов по восстановлению и гидрированию карбонатного углерода (время измельчения 45 мин, время выдержки 7 сут)

№ опытов	Загрузка барабанов	Состав газов, об. %				
		H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₁₁ H ₂₂
181н	CO ₂ +H ₂ O+Fe	69,0	0,1	Сл.	0,0	0,0
197ч	CO ₂ +H ₂ O+Fe	88,0	0,0	0,3	0,25	0,0
198ч	CO ₂ +H ₂ O+Fe	94			Следы	
284ч	NaHCO ₃ +FeS+H ₂ O	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0
285ч	NaHCO ₃ +FeS ₂ +H ₂ O	46,5	0,76	0,015	Сл.	0,031
286ч	MgCO ₃ +FeS+H ₂ O	55,0	0,0	0,0	0,0	0,0
287ч	MgCO ₃ +FeS ₂ +H ₂ O	32,7	0,7	0,08	Сл.	0,5
288ч	CaCO ₃ +FeS+H ₂ O	58,0	0,0	0,0	0,0	0,0
289ч	CaCO ₃ +FeS ₂ +H ₂ O	37,0	1,05	0,13	Сл.	0,67
290ч	Na ₂ CO ₃ +FeS+H ₂ O	21,3	0,0	0,0	0,0	0,0
291ч	Na ₂ CO ₃ +FeS ₂ +H ₂ O	25,0	0,0	0,0	0,0	0,24
296ч	Na ₂ CO ₃ в насыщенном р-ре H ₂ S	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0
297ч	MgCO ₃ в насыщенном р-ре H ₂ S	18,8	0,24		Следы	

Экспериментальные данные показывают, что окисление сульфидов во взаимодействии с карбонатами в водной среде при комнатной температуре и атмосферном давлении сопровождается генерацией водорода и образованием углеводородных газов, причем последние фиксируются только в опытах, где восстановительный процесс обусловлен окислением пирита; если в качестве восстановителя используется товарное сернистое железо, то углеводороды не образуются. Фильтраты после измельчения и выдержки отчетливо люминесцируют, что свидетельствует об образовании жидких битуминозных веществ.

Геологические материалы и проведенные экспериментальные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Диагенетическое преобразование калийных солей может сопровождаться генерацией водорода, которая обусловлена окислением солей двухвалентного железа, отлагавшихся совместно с хлоридами калия; генерация водорода в диагенезе создает благоприятные физико-химические условия для синтеза углеводородов.

2. Красная окраска калийных солей, обусловленная присутствием окислов железа, и водород в составе газов калийных солей — следствие одного химического процесса.

3. Водород в составе сульфатных отложений может быть продуктом окисления сульфидной серы, постунавшей вместе с гидротермами в осадочные карбонатные толщи.

4. Окисление сульфидной серы протекает ступенчато (S²⁻ → S⁰ → S⁴⁺ → S⁶⁺), и в определенных условиях могут сложиться парагенетические ассоциации самородной серы, сульфатов и карбонатов, что свойственно некоторым месторождениям серы.

5. Окисление сульфидов во взаимодействии с карбонатами сопровождается образованием углеводородных газов, что объясняет известную ассоциацию газовых месторождений в соленосных бассейнах и приуроченность азотно-метано-углекислых газов и водорода к зонам сульфидных гидротерм.

6. Проведенные опыты дают основание рассматривать карбонаты как донор углерода в процессе образования углеводородов.

7. Исследование генерации водорода при окислении сульфидной серы, сопровождающееся образованием битумоидов, позволяет рассматривать известную ассоциацию карбонаты — сульфаты — сера — сернистые нефти как парагенетическую, обусловленную преобразованием осадочных карбонатных пород в эпигенезе под действием сульфидных гидротерм.

ЛИТЕРАТУРА

- Борщевский Ю. Л. О природе красной окраски калийных солей. — *Геохимия*, 1964, № 3, с. 289—290.
- Молчанов В. И., Павлов А. Л., Гонцов А. А. Экспериментальное исследование природных процессов образования углеводородов. — *Докл. АН СССР*, 1969, т. 189, № 2, с. 397—399.
- Паньків Р. П., Сворень П. М. О составе рассеянных газов в рудах и породах Язовского месторождения серы. — В кн.: *Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования*. Львов: изд. ЛГУ, 1975, с. 89—91.
- Савченко В. П. Об образовании свободного водорода в земной коре, обусловленном восстановительным действием продуктов радиоактивного превращения изотопов. — *Геохимия*, 1958, № 1, с. 14—21.
- Braitsch O. Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Berlin — Göttingen — Heidelberg: Springer-Verlag, 1962. 231 s.

Н. А. Калинин, Ю. Г. Наместников,
В. М. Ротенфельд, Л. А. Файнгерш

СВЯЗЬ СОЛЕНОСНОСТИ И АЗОТОСНОСТИ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ

*(на примере палеозойских отложений
Средней Европы)*

Высокая азотоносность — отличительная черта газов палеозойских отложений Средней Европы, входящих в состав обширного Центрально-Европейского нефтегазоносного бассейна, протягивающегося от восточного побережья Великобритании через акваторию Северного моря до западных границ СССР. Основными газоносными отложениями бассейна являются нижнепермские (ротлигендес), содержание азота в которых часто превышает 90% (западно-германский сектор Северного моря, некоторые районы ГДР). Вопросы направленных поисков безазотных газов для указанных районов играют чрезвычайно важную роль при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Анализу причин возникновения газовых залежей с повышенным содержанием азота посвящены высказывания многочисленных исследователей, часто противоречивые, а иногда и исключаящие друг друга. Практически все попытки объяснить высокую азотоносность природных газов в большинстве публикаций сводятся к поискам источников генерации повышенных количеств азота. Так, по мнению П. Кента и П. Уолмсли [Kent, Walmsley, 1970], подавляющая часть азота в газах Североморской впадины имеет вулканогенное происхождение и генетически связана с вулканическими породами основного состава — спиллитами, порфиритами, слагающими нижнюю часть ротлигендеса, входящую в состав отенского яруса. В противоположность изложенному Ф. Г. Гурари и П. Карнковски [Gurari, Karnkowski, 1972] категорически отрицают возможность вулканогенного образования азота в связи с отсутствием корреляционной связи между его содержанием в газе и областями распространения вулка-

нических пород. По мнению этих авторов, азот имеет исключительно биогенную природу. С. П. Максимов и др. (1975) высказывают соображения о невозможности атмосферного и биохимического (по нитратной теории Байера) генезиса больших количеств азота на исследуемой территории. Авторы полагают, что подавляющая часть азота имеет глубинное происхождение, поскольку максимальные концентрации его приурочены к зонам тектонических нарушений. Часть азота связывается авторами с процессами катагенетических преобразований углей и органического вещества отложений каменноугольного возраста. Последнее, по Ф. Г. Гурари и П. Карнковски, маловероятно, поскольку независимо от характера подстилающих отложений высокие концентрации азота фиксируются в ротлигенесе повсеместно, даже в районах отсутствия угленосного верхнего карбона. К выводу о том, что не существует генетической связи между азотом природных газов Средней Европы с углями верхнего карбона, пришли К. Бокховен и Х. Тиувен [Bokhoven, Theeuven, 1966] на основании изучения изотопных соотношений азота в газах, углях и продуктах коксования углей. Подобную же точку зрения о невозможности генерации азота за счет глубокого метаморфизма углесных прослоев высказывают Е. Мюллер и др. [Müller e. a., 1973], опираясь на данные о содержании азота в углях разных марок. Так, угли длиннопламенных стадий катагенеза содержат 1,48% азота, в антраците его всего 1,05%. Ф. Мей и др. [May e. a., 1978] на основании изучения геохимических и изотопно-геохимических соотношений в природных газах нижнепермских отложений ГДР и ПНР полагают, что на современный состав газов существенно влияли процессы смешения углеводородов с азотом глубинного происхождения.

Приведенный краткий анализ различных точек зрения на природу происхождения азота на рассматриваемой территории показывает, что вопрос этот чрезвычайно сложен и далек от однозначного решения. Можно предположить, что подавляющая часть азота имеет биохимический генезис [Гусева, Файнгерш, 1973; Файнгерш, 1978], а высокие концентрации его в газовых скоплениях обусловлены не столько особенностями генезиса, сколько в основном особенностями аккумуляции — накопления в свободном состоянии и высокой герметичностью содержащих газ ловушек. Близкую точку зрения высказали П. А. Еременко и др. (1972), по мнению которых накопление больших количеств молекулярного азота определяется не источником, а кинетикой его выделения и условиями миграции. Основным фактором, способствующим переводу связанного азота в молекулярное состояние, является воздействие повышенной радиоактивности и высоких температур. Влияние температур на мобилизацию связанного азота впервые описал Л. Влоцк [Wlotzka, 1964].

Благоприятные условия для накопления и сохранения высоких концентраций азота в залежах обеспечиваются присутствием в разрезе мощных толщ соленосных отложений. Именно в связи с этим области развития скоплений высокоазотных газов в мире, как правило, ассоциируются с древними солеродными бассейнами. Рассматриваемый в настоящей работе Центрально-Европейский нефтегазоносный бассейн характеризуется развитием в разрезе нескольких соленосных толщ нижнепермского, верхнепермского и нижнетриасового возраста. Наиболее мощная и обширная по площади распространения — соленосная толща верхней перми (цехштейна), которая, по всей вероятности, и несет основную ответственность за накопление высоких концентраций азота в газах подсолевых отложений — нижнепермских на всем протяжении бассейна и нижнетриасовых в западной его части, где распространены соленосные отложения нижнего триаса.

Формирование газовых месторождений представляет собой процесс выделения газов из водного раствора в свободное состояние в гидродинамической ловушке, обеспечивающей последующее сохранение скоплений

Растворимость различных газов в воде (Намиот, Бондарева, 1963]

Давление (ат), температура	Константы фазовых равновесий					
	N ₂	Ar	He	CO ₂	H ₂ S	CH ₄
100, 20°C	880	440	960	30	4,1	483
200, 60°C	640		410	35	6,3	456
300, 80°C	455	270	260	31	6,0	371
400, 100°C	370			27	4,9	270

от диффузионного рассеивания. При таком механизме формирования газовых залежей дифференциация скоплений по составу может быть основана на различии физико-химических параметров индивидуальных газов, в частности азота и газообразных углеводородов. Азот по сравнению с углеводородами обладает значи-

тельно меньшей растворимостью в воде и более высокой диффузионной способностью. Выделение отдельных компонентов мигрирующей газовой смеси из водного раствора контролируется взаимоотношением парциальных упругостей газов в растворе и свободной фазе. Парциальная упругость, в свою очередь, связана обратной зависимостью с растворимостью в воде. Таким образом, чем ниже растворимость газа в воде в конкретных геологических условиях, тем выше его парциальная упругость и тем более благоприятны условия для накопления этого газа в залежи. Азот является одним из наименее растворимых в воде компонентов природных газов (см. таблицу).

В связи с низкой растворимостью азот наиболее легко выделяется из раствора в свободное состояние. Растворимость газа в недрах контролируется пластовыми давлениями, температурами и минерализацией пластовых вод. Все три параметра испытывают активное влияние соленосных отложений, которые приводят к формированию аномальных геобарического, геотермического и гидрохимического полей. Эти аномалии проявляются в следующем. Присутствие в разрезе пластичных соленосных пород обуславливает избыточные аномально-высокие пластовые давления в под- и межсолевых отложениях. Часто пластовые давления под соленосными толщами превышают гидростатические более чем в 2 раза, достигая иногда уровней геостатических давлений [Thomeer, 1961; Wojarski e. a., 1977; Müller, Papendieck, 1975]. Влияние соли на геотермическое поле объясняется ее высокой теплопроводностью, в связи с чем температуры в подсолевых отложениях, как правило, оказываются более низкими, чем температуры на соответствующих глубинах в районах отсутствия соленосных пород. Для Центрально-Европейского бассейна, в частности для западной его части — Североморской сипеклизы, влияние соли на распределение геотермического градиента показано М. Харпером [Harper, 1971] и К.-Д. Корнелиусом [Cornelius, 1975]. Наиболее активно влияние соли сказывается на формировании гидрохимической обстановки в под- и межсолевых горизонтах, резко увеличивая минерализацию пластовых вод, приводя к формированию насыщенных рассолов с содержанием солей от 300 до 400 г/л [Kisman, 1972; Müller, Nebel, 1978] хлоркальциевого типа с преобладанием среди солей хлоридов натрия и кальция (до 99%). Таким образом, условия аккумуляции азота, т. е. его способность к выделению из водорастворимого в свободное состояние в бассейнах древнего соленакпления непосредственно контролируется соленосными отложениями. Для оценки растворимости азота в воде выбран метод расчета констант фазовых равновесий, разработанный А. Ю. Намиотом и М. М. Бондаревой (1963). В формулу расчета констант фазовых равновесий входят значения пластовых давлений, температур и минерализаций пластовых вод. Эти данные, а также данные по составу газов заимствованы из справочника «Нефти и газы месторождений зарубежных стран», «Справочника по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран» и др.

Справедливость выказанного соображения о связи накопления высоких концентраций азота с его растворимостью в воде подтверждается анализом соотношения концентраций азота в газах нижнепермских скоплений и величин констант фазовых равновесий (рис. 1). Из рис. 1 видно, что содержание азота и его растворимость в воде связаны достаточно четкой прямой зависимостью (коэффициент ранговой корреляции Спирмена, рас-

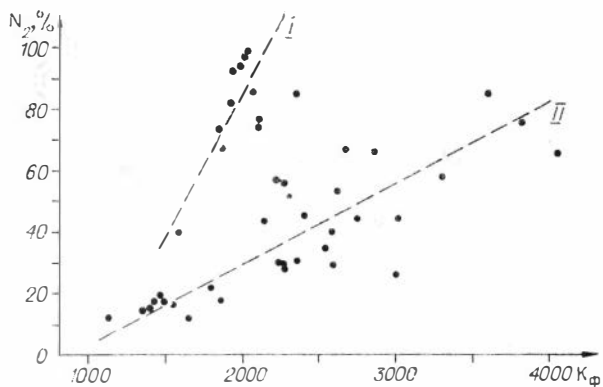


Рис. 1. Связь содержания N_2 с константами фазового равновесия.

считанный по 43 парам данных, превышает 0,6, т. е. зависимость является вполне корректной). При соблюдении общей тенденции увеличения содержания азота в газах со снижением его растворимости в воде (увеличением констант фазовых равновесий) на графике четко обособляются два поля точек, описываемых кривыми I и II. Для кривой I характерен более крутой наклон к оси абсцисс, т. е. в геологических условиях, в которых находятся газовые залежи, отраженные точками, группирующимися вокруг этой кривой, рост концентраций азота обеспечивается меньшим градиентом снижения растворимости, чем для точек, сконцентрированных вокруг кривой II. Подобная разница углов наклона кривых может быть объяснена различием в условиях герметичности ловушек, содержащих газовые скопления. Кривая I отражает лучшие условия консервации, практически исключающие диффузию азота, который, как это неоднократно отмечалось в литературе, обладает высокой диффузионной способностью и требует для накопления высоких концентраций особо жестких условий сохранности. Действительно, в верхнем поле точек (вокруг кривой I) расположены в основном точки, соответствующие залежкам газа с мощностью соленосной покрышки цехштейна более 1 км. Соответственно концентрации азота здесь, как правило, превышают 75%. Это районы северной части ГДР (северо-восточный Мекленбург, юго-восточный Бранденбург и Лаузитц), где распространены газы типа N_2 [Максимов и др., 1975]. Содержание азота несколько снижается в районах Альтмарка и в западной части Мекленбургского прогиба, где встречены газы типа $N_2 - CH_4$ (по классификации упомянутых авторов) с содержанием азота 50—75%. В этих районах мощности соленосных пород цехштейна уменьшаются до 0,2—0,3 км, местами соль полностью выклинивается. К западу на территории ФРГ, Нидерландов и в южной части акватории Северного моря, где мощности верхнепермской соли сокращены сравнительно с восточной частью бассейна, содержание азота в газах снижается, составляя 1,3% на месторождении Лемап (британский сектор Северного моря), расположенном вблизи регионального выклинивания соленосной толщи. В пределах Североморской синеклизы содержание азота увеличивается в направлении к центральной части акватории Северного моря, где мощности соленосного цехштейна превышают 1 км и широко развивается соляной диапиризм. Именно в этих районах Североморского шельфа при бурении поисково-разведочных скважин в секторе ФРГ получены притоки газа с содержанием азота от 60 до 90%.

На территории восточной части Центрально-Европейского бассейна распределение азота по площади газоносности нижнепермского комплекса

также связано с характером изменения мощностей соленосных отложений цехштейна. Область развития залежей газа, содержащих азот в количествах, превышающих 70% (месторождения Чеклин, Сеньковице, Баби-мост, Жаково и др.) [Karinkowski, 1971], охватывает юго-восточную периклиналь Вольштынского палеоподнятия и Зеленогурский прогиб. Этим тектоническим элементам соответствует область распространения максимальных мощностей соли серий штассфурт и верра. В восточной части Зеленогурского прогиба, где мощность соли уменьшается, содержание азота в газах снижается до 25—40%. В описываемом случае азотоносность газов находится, вероятно, в прямой зависимости от качества покрышки, т. е. чем выше герметичность ловушки (чем больше мощность непроницаемой соленосной покрышки), тем меньше потери азота за счет диффузии. На северо-восток от области распространения газов с повышенным содержанием азота, в районе сочленения Вольштынского палеоподнятия с Мекленбургско-Меховской системой прогибов, открыта группа газовых месторождений с низким содержанием азота, не превышающим 25%. В данном случае снижение концентраций азота не может быть объяснено ухудшением условий сохранности залежей, ибо мощности соли в рассматриваемом районе превышают 0,5 км. Однако средние глубины залегания газовых месторождений здесь превышают 3 км, давления меняются от 300 до 400 ат, температуры, как правило, выше 100°C, минерализация пластовых вод не поднимается выше 280 г/л. В более южных районах ПНР глубины залегания газовых скоплений в редких случаях достигают 2 км, пластовые давления — 250 ат, пластовые температуры — 50—70°C, минерализация вод — 280—300 г/л. Снижение азотоносности на северо-восточном погружении Вольштынского палеоподнятия, таким образом, может быть объяснено улучшением растворимости азота за счет воздействия более жестких термодинамических условий и снижения минерализации вод. Важную роль в увеличении растворимости азота в данном случае играет пластовая температура, поскольку 100°C является рубежом, меняющим характер воздействия температуры на растворимость азота в воде. До этого рубежа увеличение температуры снижает растворимость, по достижении 100°C дальнейшее увеличение температуры увеличивает растворимость азота в воде. Влияние пластовых условий на аккумуляцию азота иллюстрируется номограммой, построенной в координатах минерализация пластовых вод —

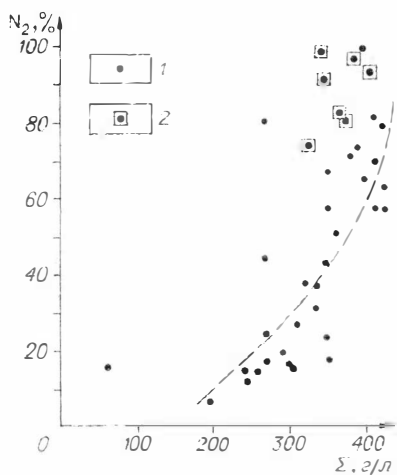


Рис. 2. Связь содержания N_2 с минерализацией пластовых вод. 1 — залежи; 2 — залежи, в которых мощность соленосной покрышки превышает 1 км.

пластовые давления [Файнгерш, 1978]. На номограмме со значениями пластовых температур 100°C связан перелом хода изолиний содержания азота с субпараллельной оси абсцисс (минерализация пластовых вод) на субпараллельной оси ординат (пластовые давления). Такое изменение дает основания для вывода о том, что в области больших глубин залегания (высокие пластовые давления и температуры) определяющую роль в накоплении азота начинает играть минерализация пластовых вод. Чем выше содержание солей в воде, тем резче сказывается влияние высаливающего эффекта Сеченова, особенно четко проявляющегося и наиболее хорошо изученного в случае растворов, насыщенных хлоридами натрия и кальция. Видимо, различный уровень минерализации вод ротлигендеса в ГДР и ПНР (в первом случае содержание солей в воде превышает 350 г/л, во втором —

составляет около 300 г/л) является одной из основных причин различной азотоносности нижнепермских газов на этих территориях. График (рис. 2), отражающий связь концентраций азота с минерализацией пластовых вод, подтверждает это заключение и свидетельствует о прямой зависимости содержания азота от минерализации вод. Точки, отклоняющиеся от этой зависимости, принадлежат газовым залежам, перекрытым толщей соленосных отложений мощностью свыше 0,5 км. Последнее, мощность непроницаемой соленосной покрышки, представляет собой также одну из важнейших причин, обуславливающих высокую азотоносность природных газов. Учитывая, что минерализация пластовых вод также непосредственно связана с характером распространения и мощностью соли, можно утверждать, что именно присутствие в разрезе осадочного чехла соленосных пород контролирует азотоносность газов.

Применительно к территории Центрально-Европейского нефтегазопосного бассейна в качестве районов сосредоточения в нижнепермских отложениях газовых скоплений с невысоким содержанием азота можно выделить Английскую впадину (южная часть британского и голландского секторов Северного моря), Гронингенский вал, Восточно-Нидерландскую и Северо-Западногерманскую впадины, поднятие Альтмарка, западную часть Мекленбургского прогиба, северо-восточные склоны Вольштынского палеоподнятия (район месторождений Бук, Буковец, Храплево и др.), центральную часть Зеленогурского прогиба. Перечисленные районы характеризуются наименее благоприятными условиями для аккумуляции (сравнительно низкие минерализации вод) и сохранения азота (сравнительно низкие мощности и иногда тектоническая нарушенность соленосных отложений).

ЛИТЕРАТУРА

- Гусева А. Н., Файнгерш Л. А. Об условиях накопления азота в природных газах (на примере Центрально-Европейского и Чу-Сарысуйского нефтегазоносных бассейнов). — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 2, с. 466—468.
- Еремешко Н. А., Вольнец В. Ф., Левшунова С. П. О происхождении азота в газах некоторых южных районов СССР. — Геология нефти и газа, 1972, № 7, с. 64—68.
- Максимов С. П., Мюллер Е., Ботнева Т. А. и др. О происхождении высокоазотных залежей газа. — Сов. геология, 1975, № 1, с. 111—116.
- Памлот А. Ю., Бондарева М. М. Растворимость газов в воде под давлением. М.: Гостоптехиздат, 1963. 147 с.
- Нефти и газы месторождений зарубежных стран. Справочник/Под ред. В. И. Высоцкого. М.: Недра, 1977. 327 с.
- Справочник по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран/Под ред. В. И. Высоцкого. М.: Недра, 1976. 600 с.
- Файнгерш Л. А. Некоторые закономерности формирования зон газонакопления с высоким содержанием азота. — Труды ЗапСибНИГНИ, 1978, вып. 137, с. 46—49.
- Bojarski L., Pasdro J., Sobol K. Anomalne ciśnienia złożowe na nisku Polskim Przegląd geologiczny. — Kwartalnik geologiczny, 1977, № 6, s. 312—316.
- Bokhoven C., Theeuven H. Determination of the abundance of carbon and nitrogen isotopes in Dutch coals and natural gases. — Nature (London), 1966, N 5052, p. 927—929.
- Cornelius C. D. Geothermal Aspects of Hydrocarbon Exploration in the North Sea. — Norg. Geol. Unders., 1975, vol. 29, N 316, p. 1—27.
- Harper M. Approximate geothermal gradients in the North Sea. — Nature, 1971, vol. 230, N 5291, p. 235—236.
- Gurari F. G., Karnkowski P. Skład chemiczny złoż gasu ziemnego, występujących w utworach permu na obszarze zachodniej i wschodniej Europy. — Nafta, N 10, 1972, s. 435—437.
- Karnkowski P. Perspektywy odkrycia złoż ropy naftowej i gasu w południowo — zachodniej Polsce. — Przegląd geologiczny, 1971, N 9, s. 175—179.
- Kent P., Walmsley P. North Sea progress. — Bul. of American Assoc. of Petroleum Geol., 1970, vol. 54, N 1, p. 168—181.
- Kicman V. Solanki dolomitu glownego w rejtane Wolina. — Nafta, 1972, N 8, s. 351—352.
- May F., Müller E., Schütze H., Glogoczowsky J. Geochemische und isotopengeochemische Merkmale der Herkunft von Erdgasen in Permi der DDR und VR Polen. — Pr. Vyzk. ustavu geol. inz., 1978, t 35, N 1B, s. 389—400.

- Müller E., Goldbecher K., Botnewa T. Zur geochemische und Genese Stickstoffreicher Erdgase der Mitteleuropäischen Senke.— Zeitschrift für angewandte Geologie, 1973, N 19, s. 494—498.
- Müller E., Nebel B. Zur Bedeutung isotopengeochemischer Untersuchungen des D, O¹⁸ und S in Tiefenwassern.— Pr. Vyzk. ustavu inž. 1978, t. 35, N 1B, s. 463—470.
- Müller E., Papendieck G. Zur Verteilung, Genese und Dynamik von Tiefenwassern unter besonderer Berücksichtigung des Zechsteins.— Zeitschrift für angewandte Geologie, N 3, 1975, s. 167—196.
- Thomeer J. Ursachen und Bohrtechnische Auswirkung von Abnormalhohen Lagerstättendruckten mit besonderer Berücksichtigung des norddeutschen Zechsteins.— Erdöl und Kohle, 1961, N 5, s. 254—256.
- Wlotzka J. Untersuchung zur Geochemie des Stickstoffs.— Geochim. et Cosmochim. Acta 24, 1964, s. 105—154.

К.-Х. Элерт, Х.-Ю. Кнабе

ГАЗОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОРОДАХ ЦЕХШТЕЙНА 2 И 3 (ГДР)

Газы из пород цехштейновых отложений известны очень давно. В соляных шахтах и горных выработках калийных рудников неоднократно происходили газовые выбросы, а также возникали пожары от воспламенения газов и углеводородов [Gimm, 1968]. Несмотря на многочисленные газопроявления, зафиксированные в осадочных толщах цехштейнового возраста, до сих пор остается невыясненным вопрос, какое количество газов и других углеводородов содержится в цехштейновых осадочных породах.

Первые данные о содержании углеводородов в калийном пласте Стасфурт (К 2) были опубликованы в статье К. Элерта и В. Фроинда [Elert, Freund, 1969], посвященной генезису калийного месторождения. В ней приводились новые данные о составе и количестве газов в породах цехштейна 2 и 3. Дополнительно к этим сведениям получены материалы при изучении калиеносных районов Южного Гарца и бассейна рек Заале — Упструт (рис. 1). Здесь был опробован по шахтным выработкам разрез цехштейновых отложений между породами главного доломита серии Стасфурт (Ca2d) внизу и каменной соли серии Лейне (Na3) вверху (табл. 1). Опробованный разрез характеризует всю последовательность осадков эвапоритовой седиментации от карбонатных пород к сульфатным и хлоридным.

Для более ясного изложения результатов выполненных исследований необходимо пояснить следующие положения: все стратиграфические подразделения рассматриваются в соответствии с общепринятой номенклатурой [Richter — Bernburg, 1953]; главный доломит (Ca2d) отвечает карбонатным породам цехштейна согласно номенклатуре, принятой нефтяниками [Ziegenhardt e. a., 1978]; серая соляная глина доломитистая (T3d) и самая нижняя часть главного ангидрита (A3a) соответствуют плитчатому доломиту (Ca3d) в прибрежных участках цехштейнового бассейна; цикл 3 цехштейна начинается серой соляной глиной глинисто-песчанистой, а ангидритовая часть серии Лейне является регрессивной фазой цехштейна 2, завершающей эвапоритовый цикл после накопления терригенных, карбонатных, сульфатных и хлоридных пород серии Стасфурт [Jung, 1968].

Анализ газов проводился по методу сухой дегазации в атмосфере инертного газа (Ar) с последующей газохроматографией. Все результаты, приведенные в статье, даны в средних значениях.

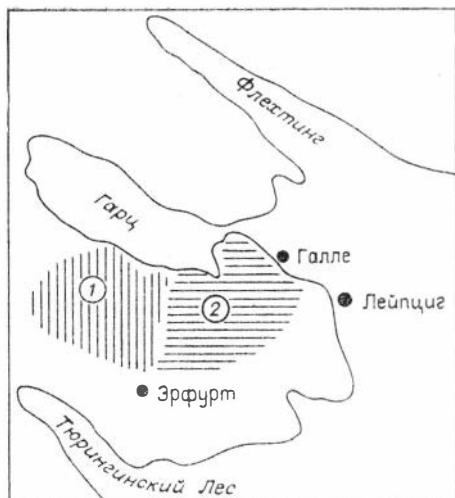


Рис. 1. Обзорная схема района исследований.
1, 2 — бассейны: 1 — Южного Гарца, 2 — Заале Унструт.

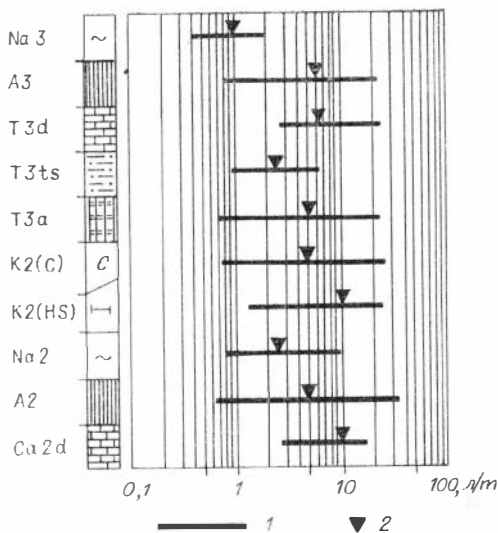


Рис. 2. Вариация содержания газов.
1 — вариация; 2 — среднее значение.

В исследуемых породах были обнаружены газы: азот, водород, двуокись углерода, метан, этан, пропан, ΣC_4 (изобутан, бутан), ΣC_5 (изопентан, пентан, циклопентан), ΣC_6 (2,2-диметилбутан, 2-метилпентан, 3-метилпентан, гексан).

Можно сделать следующие выводы относительно изменений в содержании газов по разрезу изученных отложений цехштейна (рис. 2, табл. 2): 1) содержание газа в отложениях цехштейна 2 снижается при прослеживании от пород главного доломита (Ca2d) к базальному ангидриту (A2) и к каменной соли Стасфурт (Na2) соответственно от 10 л/т до 5 и до 3 л/т; 2) в калийном пласте Стасфурт (K2) среднее содержание газа в карналитовой породе составляет 5, а в хартзальце — 11 л/т; 3) в отложениях цехштейна 3 отмечаются следующие содержания газа: в серой соляной

Таблица 1

Схема стратиграфического подразделения цехштейновых отложений циклов 2 и 3 района Южного Гарца [Gimm, 1968; Jung, 1968]

Стратиграфические подразделения	Мощность, м	Стратиграфические единицы и состав
<i>Цехштейн 3</i>		
Na3	40—100	Каменная соль Лейне
A3	20—50	Главный ангидрит
T3d	—	Серая соляная глина, доломитистая
T3ts	5—40	Серая соляная глина, глинисто-песчаная
T3a	—	Серая соляная глина, ангидритистая
<i>Цехштейн 2</i>		
K2	15—35	Калийный пласт Стасфурт
Na2	15—100	Каменная соль Стасфурт
A2	2—30	Базальный ангидрит
Ca2d	15—60	Главный доломит

Состав газов из цехштейновых отложений района Южного Гарца, л/т

Стратиграфические подразделения	Состав газа									
	Сумма	H ₂	CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄	C ₅	C ₆
Na3	1,1	0	0	1,0	0,02	0,007	0,01	0,01	0,009	0,002
A3	6,1	0,01	0,7	3,6	1,1	0,2	0,35	0,11	0,04	0,008
T3d	6,8	0,09	1,5	3,2	1,4	0,14	0,11	0,2	0,08	0,03
T3ts	2,6	0,22	0,3	2,0	0,04	0,007	0,009	0,011	0,006	0
T3a	5,3	0,31	0	4,9	0,05	0,025	0,016	0,008	0	0
K2, K	5,1	0,5	0	3,7	0,9	0,02	0,006	0,005	0,002	0
K2, X	10,9	0	0	10,0	0,9	0,03	0,007	0,005	0,003	0
Na2	2,9	0	0	2,9	0,01	0,001	0,001	0,001	0	0
A2	5,3	0,06	0,8	3,7	0,3	0,37	0,04	0,045	0,02	0,003
Ca2d	10,0	0,07	5,4	1,3	1,0	0,49	0,74	0,68	0,3	0,04

Примечание. Здесь и далее в табл. К — карналлитовая порода, X — хартзалыц.

глине ангидритистой (Т3а) содержание газа такое же, как в карналлитовых породах калийного пласта Стасфурт; в серой соляной глине глинисто-песчаной (Т3ts) количество газа снижается до 2,5 л/т; в серой соляной глине доломитистой (Т3d) и в нижней части главного ангидрита (А3α) повышается до 7—8 л/т; в верхней части главного ангидрита (А3) снижается до 3 л/т, а в каменной соли Лейне (Na3) — до 1 л/т.

Таким образом, можно отметить, что самые высокие содержания газов фиксируются в главном доломите серии Стасфурт (Ca2d), в хартзалыцевых породах калийного пласта Стасфурт (K2), а также в верхней части серой соляной глины и нижней части главного ангидрита серии Лейне (Т3d — А3α). В пластах каменной соли отмечается минимальное количество газа. В целом содержание газа снижается при прослеживании от карбонатных пород к каменной соли как цикла Стасфурт, так и Лейне.

Выводы по характеру изменений состава газов по разрезу отложений цехштейна 2 и 3 можно сформулировать следующим образом (табл. 3):

Таблица 3

Состав газов из цехштейновых отложений района Южного Гарца, об. %

Стратиграфические подразделения	Состав газа									
	Сумма	H ₂	CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄	C ₅	C ₆
Na3	100	0	0	94,5	1,9	0,6	1,0	1,0	0,8	0,2
A3	100	0,2	11,5	58,8	18,0	3,3	5,7	1,8	0,7	0,001
T3d	100	1,3	22,3	47,5	20,6	2,1	1,6	2,9	1,2	0,4
T3ts	100	8,4	13,0	75,9	1,4	0,3	0,3	0,4	0,2	0
T3a	100	5,8	0	92,5	0,9	0,5	0,3	0,1	0	0
K2, K	100	9,7	0	70,5	18,3	0,4	0,1	0,1	0,04	0
K2, X	100	0	0	91,4	8,2	0,3	0,06	0,05	0,03	0
Na2	100	0	0	99,6	0,4	0,02	0,02	0,02	0	0
A2	100	1,1	15,3	68,4	6,2	6,9	0,8	0,8	0,4	0,06
Ca2d	100	0,7	54,0	13,0	10,1	4,8	7,5	6,9	2,6	0,4

а) содержание азота возрастает при прослеживании от карбонатных пород к ангидритам и к каменной соли в каждом цикле эвапоритовой седиментации. В противоположность этому содержание CO_2 снизу вверх по разрезу серий Стасфурт и Лейне уменьшается; б) максимальное количество метана (как в абсолютном содержании, так и в пропорции от общего объема) наблюдается в карбонатных и сульфатных породах, а также в калийных солях. Минимальные содержания метана фиксируются в каменной соли; в) аналогичным образом изменяется процентное содержание тяжелых углеводородов. В серии Стасфурт сумма тяжелых углеводородов меняется так: Ca2d — 22%, A2 — 9, Na2 — менее 0,02%. В серии Лейне эта сумма снижается от пород A3 до Na3 соответственно с 12 до 4%. Подобно ведет себя сумма изомеров C_5 и C_6 : в породах Ca 2d их объем 3%, в A2 — 0,5%, в Na2 эти изомеры отсутствуют; г) водород содержится преимущественно в породах главного доломита и базального ангидрита серии Стасфурт, в серой соляной глине и главном ангидрите серии Лейне, а также в карналлитовых породах калийного пласта Стасфурт. Абсолютное содержание водорода в карбонатных и сульфатных пластах колеблется от 0,01 до 0,1 л/т; в карналлитовых породах оно достигает самых максимальных средних значений — 0,5 л/т. В хартзальцевых породах водород отсутствует.

Выводы по составу газов в различных типах пород таковы: а) в хлоридных породах из каменной соли Стасфурт и Лейне (Na2, Na3) и пласта калийных солей Стасфурт (K2) явно преобладает азот. На втором месте стоит метан. Содержание тяжелых углеводородов крайне низко. В неизменных хлоридных породах отсутствует CO_2 ; б) в карбонатных и сульфатных породах в большом количестве содержатся тяжелые углеводороды вплоть до изомеров пентана, присутствуют изомеры гексана. Характерно также присутствие CO_2 .

Рассматривая распределение по различным стратиграфическим подразделениям содержания углеводородов (рис. 3), можно заметить, что в хлоридных породах преобладает метан, а содержание высокомолекулярных водородов быстро снижается при появлении этапа. Пропан, этан и бутан совместно с изомерами пентана и гексана в карбонатных породах составляют 10—30% содержания всех углеводородов.

Различие в пропорциональных соотношениях газов в изученных породах отчетливее всего обнаруживается при сравнении компонентов газа в пересчете на постоянно присутствующий азот (табл. 4). Это сравнение четко подтверждает хорошо фиксируемое преобладание азота в хлоридных породах, а также совершенно иной газовый состав карбонатных горизонтов. Карбонатные породы серии Стасфурт (Ca2d) резко отличаются от пород остальных горизонтов по содержанию CO_2 и углеводородов. Сульфатные породы по своему пропорциональному содержанию газов находятся между карбонатными и хлоридными.

В целом можно сказать, что в исследованном районе все породы содержат какое-то количество газов. Содержание и состав газов изменяются в зависимости от состава пород,

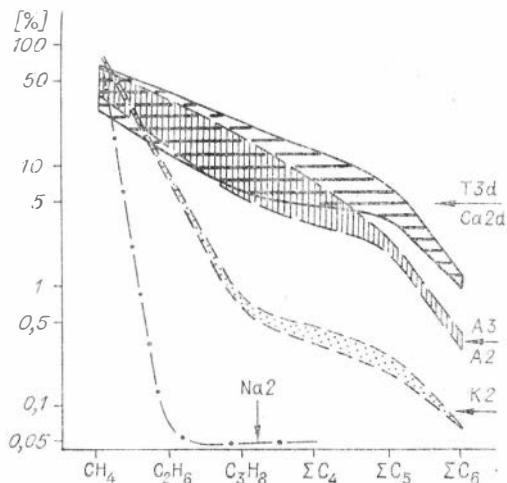


Рис. 3. Распределение углеводородов (сумма углеводородов — 100%).

Соотношение компонентов газа в пересчете на постоянно присутствующий азот

Стратиграфические подразделения	H ₂	CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂₋₄	C ₅₋₆
Na3	0	0	1	0,02	0,02	0,01
Na2	0	0	1	0,01	0	0
K2, K	0,1	0	1	0,2	0,01	0,001
K2, X	0	0	1	0,1	0,01	0,001
A3	0,01	0,2	1	0,3	0,2	0,01
A2	0,02	0,2	1	0,1	0,1	0,01
T3d	0,3	0,5	1	0,4	0,1	0,03
Ca2d	0,05	4,2	1	0,8	1,5	0,3

что подтверждается повторением вышеотмеченных закономерностей в двух циклах цехштейна.

Проведем анализ условий образования различных газов на основе литературных данных [May, Müller, 1978; Müller e. a., 1973] с учетом полученных нами материалов.

Постоянное присутствие азота можно объяснить поступлением его в осадки из пермской атмосферы во время седиментации и образованием в результате биогенных процессов. Некоторое количество азота могло образоваться при углефикации органики в глубокозалегающих слоях и приноситься из недр Земли при дегазации мантии. Участие последних двух процессов в образовании азота пока еще не подтверждено. В породах главного доломита серии Стасфурт (Ca2d) азот, возможно, имеет биогенное происхождение, на что указывает присутствие среди карбонатных отложений водорослей и остатков раковин [Deubel, 1954]. Биогенное образование азота в калийном пласте Стасфурт (K2) связывается с жизнедеятельностью бактерий [Bien, Schwartz, 1965]; на ту же природу азота указывают ископаемые железобактерии, обнаруженные при электронномикроскопическом изучении карналлитовых пород. Косвенным подтверждением микробиологической деятельности может служить наличие аммиака и нитрита в карналлитовых породах калийного пласта Стасфурт [Biltz, Marcus, 1909]. Первые исследования изотопного состава азота показали, что он мог поступить в осадки из пермской атмосферы [Stiehl e. a., 1978].

Все углеводороды, по-видимому, имеют биогенное образование. В породах главного доломита серии Стасфурт (Ca2d) это подтверждается присутствием ранее отмеченных горизонтов с водорослями и остатками раковин [Deubel, 1954], а также результатами последних микропалеонтологических исследований [Langer, 1976]. Наиболее обоснованные выводы о происхождении углеводородов можно сделать, как известно, на основе анализа отношения нормального бутана к изобутану [Резников, 1969], которое зависит от различных миграционных свойств изомеров. В исследованных породах это отношение изменяется от 0,5 (когда мигрирующие составные части отсутствуют) до 8 (когда мигрирующие части присутствуют). Средние значения достигают 2—3, что свидетельствует о заметном присутствии в составе газов аллохтонных углеводородов. Большая же часть углеводородов автохтонная и генетически связана с теми породами, в которых они присутствуют.

Двуокись углерода также имеет биогенное происхождение. Она встречается либо совместно с водородом, либо без него [May, Müller, 1978]. Биогенная порода двуокиси углерода подтверждается ее связью с карбо-

натными породами. Другим подтверждающим обстоятельством может служить постоянно отличающаяся связь двуокиси углерода с метаном, нередко даже с повышенным его содержанием.

Вопрос образования водорода остается в настоящее время невыясненным. Водород может освобождаться трибохимическим путем при температурах $> 500^{\circ}\text{C}$ при трении влажного материала о стенки металлических сосудов. Этот процесс обычно не происходит при температурах дегазации $> 300^{\circ}\text{C}$ и при продолжительности измельчения около 10 мин. Следует учитывать также возможность присутствия водорода в породе. Вопрос о влиянии биогенных процессов на образование водорода при соленакоплении в настоящее время не исследован.

По современным данным, газы, включенные в породы цехштейна в калийных районах Южного Гарца и Унструт, следует рассматривать как смесь биогенных компонентов и составных частей пермской атмосферы. Изменение биогенных процессов, отражающееся в снижении содержания тяжелых углеводородов при прослеживании снизу вверх по разрезу циклов цехштейна, происходило параллельно с прогрессивной концентрацией рассолов при испарении.

Повторенные через год анализы пробы сильвинитов и каменной соли не дали каких-либо различий в содержании газов. Следовательно, включенные в породы газы прочно связаны с кристаллической решеткой и (или) с изолированными микропорами. Их подвижность в геологических условиях вызвана механической нагрузкой, а также перекристаллизацией при тектонических воздействиях и действием аллохтонных метаморфических растворов. Вулканические или магматические влияния в зоне исследования не известны.

Уже давно без доказательств было сделано предположение о связи между процессами замещения в калийном пласте Стасфурт (K2) и содержанием в нем газов, так как в горных выработках хартзальцы из зон замещения оказались обогащенными газом [Вагг, 1960]. Считалось, что газы поступали из более глубоких горизонтов цехштейна вместе с восходящими водами, связанными с мигрирующими углеводородами. Влияние восходящих растворов фиксируется изменением окраски пород с красной на серую в зонах разубоживания, что вызвано преобразованием окисных соединений железа с закисными [Döhner e. a., 1968; Richter, 1962; Storck, 1954]. Одновременно с этим может происходить потеря легко подвижного водорода, в наибольшей степени проявляющаяся при образовании хартзальца из карналлитовой породы.

За счет процессов замещения в калийном пласте Стасфурт (K2) может образоваться до 25 л/т газов. Они заполняют поры и гнезда в сильвинитах и в переходных зонах между карналлитовыми породами и хартзальцем. Повышенная концентрация газов способствует более быстрому насыщению растворов MgCl_2 и осаждению KCl ; растворимость газов снижается при повышении концентрации растворов [Czolbe, 1976].

Согласно имеющимся данным, процессы, связанные с зонами замещения, образованными при циркуляции восходящих метаморфических растворов, не могут привести к накоплению такого количества газов, которое привело бы к выбросам. Для того чтобы произошли выбросы, необходимо поступление дополнительных порций газов, возможно, другого происхождения. Важно отметить, что в изученных горизонтах цехштейновых отложений имеются автохтонные газы, привнесенные по тектоническим разломам.

В отличие от существующих точек зрения скопления углеводородных газов в цехштейновых отложениях серии Стасфурт и Лейне связаны своим образованием не только с нефтематеринскими карбонатными породами главного доломита серии Стасфурт (Ca_2d). Какое-то количество газов (возможно, значительное) могло поступать из карбонатных отложений серии

Лейне (ТЗd) и ангидритов той же серии (АЗ). Доказательством этого служат спорадически наблюдаемые небольшие проявления нефти из ангидритов серии Лейне (АЗ) в районе Унструт, сопровождающиеся углеводородными газами (до изомеров гексана) и высококонцентрированными рассолами хлоркальциевого типа. Поступление этих газов и рассолов из карбонатных отложений серии Стасфурт (Са2d) невозможно, потому что они должны были бы пройти мощнейшую толщу каменной соли серии Стасфурт (Na2), достигающую более 300 м. По-видимому, газ и рассолы происходят из нефтематеринских карбонатных пород доломита (ТЗd) и залегающего выше главного ангидрита (АЗ).

Авторами рассмотрены особенности распространения газов в породах цехштейна районов Южного Гарца и Заале — Унструт. Выяснен характер распределения газов по разрезу от главного доломита серии Стасфурт (Са2d) до каменной соли серии Лейне (Na3). Исследования выполнены по методу сухой дегазации в атмосфере инертного газа (аргона) с последующим газохроматографическим анализом.

Самые высокие содержания газа от 8 до 11 л/т приурочены к породам главного доломита серии Стасфурт (Са2d), хартзальцу калийного пласта Стасфурт (К2) и главному ангидриту серии Лейне (АЗ). Средние значения газа от 5 до 7 л/т фиксируются в базальном ангидрите серии Стасфурт (А2), в карналлитовых породах калийного пласта Стасфурт (К2), а также в ангидритовых породах и серой соляной глине серии Лейне (Т3а, Т3d). Горизонты каменной соли серий Стасфурт и Лейне (Na2, Na3) бедны газом — 1,5—3,5 л/т. Содержание газа уменьшается при прослеживании вверх по разрезу от карбонатных пород к сульфатным и к каменной соли.

Состав газов зависит от состава пород. Азот встречается во всех породах изученных горизонтов; его содержание уменьшается в тех частях разреза, где присутствуют углеводороды. СО₂ связан преимущественно с карбонатными горизонтами, а в соляных пластах, имеющих хлоридный состав пород, СО₂ отсутствует. Водород преимущественно связан с карбонатными и сульфатными горизонтами, а также с карналлитовыми породами калийного пласта Стасфурт (К2), где содержание водорода достигает максимума. Тяжелые углеводороды местами приурочены к хлоридным породам, однако повышенные их количества отмечаются в карбонатных горизонтах.

Генезис водорода остается неясным. Остальные газы можно считать образованными при смешении биогенных газов и газов из пермской атмосферы. Автохтонные газы, возможно, поступали при тектонических процессах совместно с восходящими метаморфическими растворами.

ЛИТЕРАТУРА

- Резников А. П. О геохимическом значении соотношения концентраций нормального бутана и изобутана в нефтяных газах.— Геология нефти и газа, 1969, № 13, с. 43—47.
- Baar A. Über die fazielle Entwicklung der Kalilagerstätte des Stassfurtflözes.— N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 1960, Bd 111, S. 111—135.
- Bien E., Schwartz W. Geomikrobiologische Untersuchungen VI. Über das Vorkommen konservierter toter und lebender Bakterienzellen in Salzgesteinen.— Z. allgem. Mikrobiologie, 1965, N 5, S. 185—205.
- Biltz W., Marcus E. Über das Vorkommen von Ammoniak und Nitrat in den Kalisalzagerstätten.— Z. anorg. Chemie, 1909, N 62, S. 183—202.
- Czolbe P. Der Sättigungsdruck von Gasen in Tiefenwässern als wesentliches erdölgeologisches Kriterium.— Z. angew. Geologie, 1976, N 22, S. 458—465.
- Deubel F. Betrachtungen über das Auftreten von Erdöl und Erdgas im Zechstein des Thüringer Beckens.— Geologie, 1954, N 3, S. 804—831.
- Dohner C., Elert K.-H., Koch K., Motzing R. Gegenüberstellung unterschiedlicher Umbildungsprozesse im Kaliflöz «Stassfurt» der DDR.— Report XXIIIrd Sess. Internat. Geol. Congr., Praha, 1968, N 8, S. 269—281.

- Elert K.-H., Freund W. Untersuchungen zum Auftreten von feindispers verteilten Kohlenwasserstoffgasen im Kaliflöz «Stassfurt». — Bergakademie, 1969, Bd 21, S. 584—589.
- Gimm W. Kali- und Steinsalzbergbau. 1. Aufschluss und Abbau von Kali- und Steinsalzlagerstätten. — VEB Deutscher Verl. f. Grundstoffindustrie, Leipzig, 1968.
- Jung W. Abschnitt «Zechstein» in «Grundriss der Geologie der DDR». — Akademie — Verl. Berlin, 1968, Bd 1, S. 219—237.
- Langer M. Ergebnisse lithologischer Untersuchungen an Zechstein — Neuaufschlüssen im Zentralteil der Norddeutsche — Polnischen Senke und ihre geologische Interpretation bezüglich der Entwicklungstendenzen des Zechsteins. — Beitrag zur Tagung «100 Jahre Barrentheotie», Erfurt, 1976.
- May F., Müller E. P. Geochemische Kriterien zur Diagnostik von Gasen unterschiedlicher Herkunft. — Beitrag zur Tagung «Sedimentgeochemie und Hydrogeochemie», Greifswald, 1978.
- Müller E. P., Goldbecher K., Botniewa T. A. Zur Geochemie und Genese stickstoffreicher Erdgase (am Beispiel der permischen Erdgase der Mitteleuropäischen Senke). — Z. angew. Geologie, 1973, N 19, S. 494—499.
- Richter A. Die Rotfärbung in den Salzen der deutschen Zechsteinlagerstätten. — Chemie der Erde, 1962, N 22, S. 508—546.
- Richter — Bernburg G. Die stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — Z. dtsh. Geol. Ges., 1953. Bd 105, S. 843—854.
- Stiehl G., Wand U., Drechsler M., Mühle K. Die Isotopenvariation des Stickstoffs in natürlichen Gasen und ihr Aussagewert. — Beitrag zur Tagung «gase im Salinar», Erfurt, 1978.
- Storck U. Die Entstehung der Vertaubungen und des Hartsalzes im Zusammenhang mit regelmäßigen Begleiterscheinungen auf dem Kaliwerk Königshall — Hindenburg. — Kali und Steinsalz, 1954, N 1, S. 24—33.
- Ziegenhardt W., Rockel W., Griesbach H. Paläomorphologie und Erdöl — Erdgas — Lagerstättenbildung im Stassfurtkarbonat Thüringens. — Z. angew. Geologie, 1978, N 24, S. 353—362.

В. Н. Аполлонов

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЗОТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Разработка пластов калийных солей часто сопровождается газовыделениями и внезапными выбросами пород, представляющими серьезную опасность для горняков [Медведев, Полянина, 1974]. Поэтому исследование состава и генезиса газа соляных месторождений является весьма актуальным и проводится интенсивно как в Советском Союзе, так и за рубежом.

Рассмотрим основные характеристики газов калийных месторождений. Газы подразделяются на свободные (заполняющие трещины и пустоты) и связанные, или микровключенные (содержащиеся в замкнутых порах зерен минералов и межзеренных границ). Главные компоненты как свободных, так и связанных газов — азот, водород, углеводороды с преобладанием метана и углекислота. Специфичным для газов калийных месторождений является высокое содержание азота и водорода. В связи с тем, что различными авторами применялись разные методы отбора проб и анализа, результаты по количеству и составу газов часто недостаточно сопоставимы.

Содержание микровключенных газов в сильвине намного выше, чем в галите и карналлите. Газы в сильвине и карналлите находятся под высоким давлением. В лангбейните Предкарпатских месторождений отмечаются включения газа с высоким внутренним давлением [Ковалевич, 1978]. Количество и состав газа в этом минерале не исследованы. В составе микровключенных газов преобладает азот — свыше 50%, обычно 80—90%. Другие газы (водород, углекислота, углеводороды) имеют под-

чиненное значение. Высоким содержанием водорода (до 30—40%) отличается карналлит Верхнекамского месторождения.

Свободные газы содержат по сравнению с микровключенными повышенное количество углеводородов, водорода и углекислоты. Доля азота свижается до 40—50%. Для некоторых месторождений характерна специализация по углекислому газу (бассейны Верра и Фульда) или углеводородам (Индер). Свободные газы находятся под давлением в десятки атмосфер.

Наиболее детально изучена газоносность пород Верхнекамского месторождения [Морачевский, Черепенников, 1939; Морачевский и др., 1937; Несмелова, 1959; Фивег, 1973]. Оно отличается простым минеральным составом, слабой дислоцированностью пород и незначительным развитием галопелитов. Здесь четко проявлены следующие закономерности газоносности пород: 1) преобладание азота в микровключенных газах. Возрастание роли водорода в карналлите (рис. 1); 2) количество микровключенных газов наиболее велико в сильвините и повышается от 10—20 в пластах красных сильвинитов до 100 мл/кг и более в пестрых сильвинитах (рис. 2). В галите и карналлите объем газа в десятки раз меньше; 3) в составе свободных газов по сравнению с микровключенными возрастает количество углеводородов и водорода, причем содержание водорода повышается от сильвинитовых пластов к карналлитовым. Азот составляет 40—60% (рис. 3); 4) газонасыщенность пород возрастает от пластов красных сильвинитов к пестрым сильвинитам и пластам карналлита.

Отдельные вопросы происхождения компонентов газов калийных месторождений до сих пор остаются дискуссионными. З. Н. Несмелова (1959) справедливо критиковала первоначальную теорию [Морачевский, 1938], согласно которой микровключенные газы захватывались в момент кристаллизации из рапы, а затем высвобождались во время тектонических процессов. Она доказала, что газы не атмосферного происхождения. Свободные газы связывались с биохимическими процессами в преролох глинистых пород. Причиной высокого содержания газов в сильвините, по ее мнению, является радиационное воздействие изотопа K^{40} на органическое вещество, заключенное в кристаллах сильвина. В. М. Ковалевич (1978), отмечая аномально-высокое содержание газовых включений в сильвините многих калийных месторождений, считает, что благодаря своим индивидуальным (?) особенностям этот минерал в период катагенеза захватывает и герметизирует прилипшие к граням пузырьки газа. Источником газа являются растворы, выделяющиеся из пород при литификации.

Свободные сульфидные газы проникли из подстилающих газоносных пород по тектоническим нарушениям.

Причиной высокого содержания водорода в газах некоторые исследователи [Савченко, 1958; Борщевский, 1964; Вовк, 1978] считают радиолиз

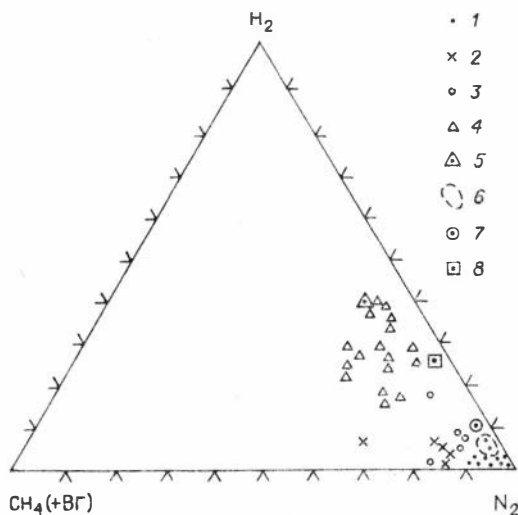


Рис. 1. Состав микровключенных газов.

1 — пестрый сильвинит, 2 — полосчатый сильвинит, 3 — красный сильвинит, 4 — карналлит (Верхнекамское месторождение, по Ю. В. Морачевскому, 1938); 5 — карналлит, 6 — пестрый сильвинит, 7 — сильвинит Кр. П (Верхнекамское месторождение, по З. Н. Несмеловой, 1959); 8 — сильвинит месторождения Стебник и Калуж, среднее, по В. М. Ковалевичу, 1978).

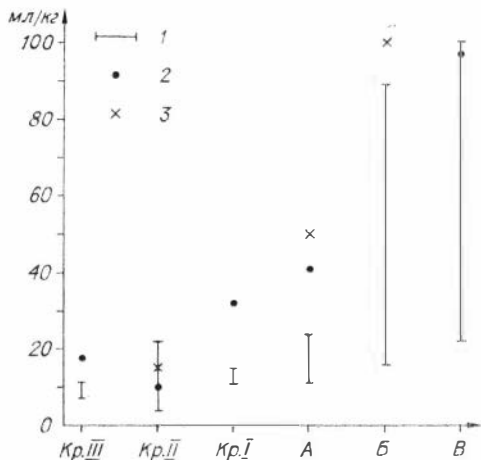


Рис. 2. Изменение содержания микро-включенного азота в пластах Верхнекамского месторождения.

Пересчет результатов. 1 — по Ю. В. Морачевскому, А. А. Черепенникову, 1939; 2 — по Ю. В. Морачевскому и др., 1937; 3 — по З. И. Несмеловой, 1959.

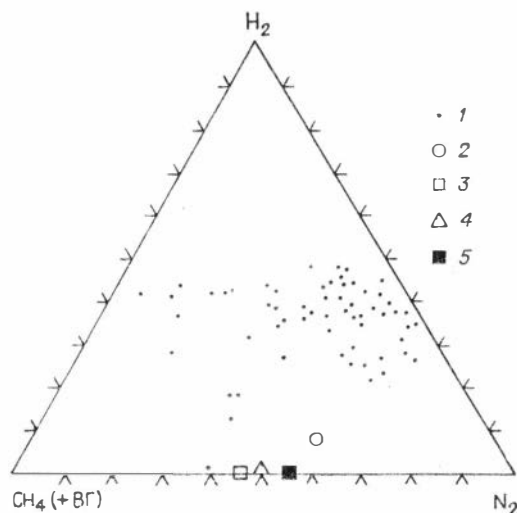


Рис. 3. Состав свободных газов Верхнекамского месторождения.

По М. И. Фивегу (1973): 1 — в карналлитах; по З. И. Несмеловой (1959): 2 — в карналлитах, 3 — силвинит пестрый Б, 4 — силвинит полосчатый А, 5 — силвинит Кр. II

воды, содержащейся в минералах, под действием радиации изотопа K^{40} . Однако точный расчет количеств водорода и кислорода в реакции радиолитического распада воды минералов при учете высокой химической активности этих элементов вряд ли корректен.

Существенно углекислые или углеводородные газы (свободные) наблюдаются в калийных месторождениях, подвергнутых термальному метаморфизму или непосредственно связанных с нефтегазовыми месторождениями [Медведев, Полянина, 1974].

Перечисленные гипотезы не могут объяснить отмеченных выше закономерностей газоносности пород Верхнекамского месторождения. Нами при исследовании калийных минералов Верхнекамского месторождения было выявлено [Аполлонов, 1976], что силвин и карналлит постоянно содержат в виде изоморфной примеси ион аммония. Причем количество хлористого аммония закономерно возрастает от пласта Кр. III (0,01%) к пестрому силвиниту пласта Б (0,15%). В карналлите содержание NH_4Cl достигает 0,5%. В дальнейшем примесь аммония была обнаружена в этих минералах на Индерском, Стебникском и Старобинском месторождениях.

Содержание азота в органических остатках составляет около 1,5% в углистых частицах (обычное для рассеянного ОВ [Радченко, Успенский, 1974]) и около 2% в битуме. Учитывая низкое содержание углистых частиц ($C_{орг} \approx 2,5\%$) и битумов (0,05—0,2%) в галоцелитах и сравнительно небольшую суммарную мощность этих пород, можно сделать вывод, что подавляющая часть связанного азота содержится в калийных минералах в виде иона аммония. Следует учесть также возможность замещения калия в алюмосиликатах на ион аммония [Багмут и др., 1975; Архипенко и др., 1977]. Методом ИК-спектроскопии в силвине четко выявляется примесь аммония (рис. 4), а примесь органических соединений не обнаруживается.

Сопоставление особенностей распределения примеси аммония с количеством и составом микровключенных и свободных газов в пластах Верхнекамского месторождения позволяет сделать вывод, что наиболее вероятный источник азота в газах — аммоний калийных минералов. Причиной, приведшей к высвобождению азота, явилось в основном радиационное

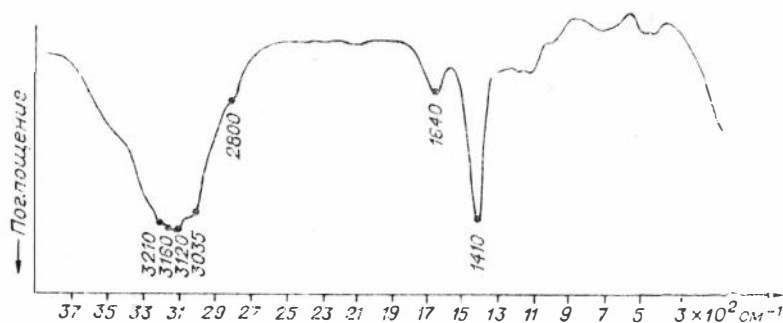
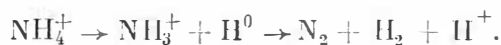


Рис. 4. ИК-спектр пластинки молочно-белого сильвина Верхнекамского месторождения. Полосы 3120, 3035, 2800, 1410 см^{-1} соответствуют полосам поглощения иона аммония [Накамото, 1966].

воздействие изотопа K^{40} . Учитывая то, что образование дефектов при радиационном повреждении твердого тела, содержащего различные примеси, связано с большим количеством реакций (ионизация, образование свободных радикалов и междоузельных ионов, электронно-дырочных центров, продуктов распада и т. д.) и последующей рекомбинацией возникших дефектов, мы не приводим конкретных уравнений. Общая схема может быть составлена в следующем виде:



Возможность образования свободных радикалов NH_3^+ при воздействии облучения на аммонийсодержащие минералы доказана экспериментально [Багмут и др., 1975]. Теоретически в результате распада аммонийных ионов должен образовываться газ с соотношением $\text{N}_2 : \text{H}_2 = 1 : 3$. При полном разложении 1 кг минерала, содержащего 0,1% (1 г) аммония, должно выделиться около 0,7 л N_2 и 2 л H_2 .

Дальнейшая судьба продуктов реакции определяется физико-химическими свойствами этих элементов. Азот, как очень инертный элемент и имеющий относительно крупную молекулу N_2 , скапливается на искажениях кристаллической решетки минералов, образуя газовые включения. Водород же расходуется при окислительно-восстановительных реакциях или путем диффузии покидает зерна минералов. Этим можно объяснить низкое содержание водорода в микровключенных газах сильвина. Причиной относительно высокого отношения $\text{N}_2 : \text{H}_2$ и малых количеств микровключенных газов в карналлите может быть интенсивная дислоцированность карналлитовых пластов и способность его к перекристаллизации [Минералы, 1963], в результате чего микровключенные газы переходят в разряд свободных. Нельзя отрицать, конечно, полигенность азота и других газов в месторождениях калийных солей.

Несколько слов об источнике самого иона аммония в калийных минералах. Возможны следующие источники поступления его в соленосный бассейн: 1) морская вода; 2) аммиак атмосферы [Казанский, 1976]; 3) разлагающиеся азотсодержащие органические соединения, часть азота которых могла переходить в аммонийную форму.

В сгущающейся рале постепенно накапливается ион аммония параллельно с другими микроэлементами (В, Вг, Rb и т. д.). Благодаря тому, что радиус иона аммония близок к радиусу иона калия (1,43 и 1,33 Å соответственно), аммоний концентрируется преимущественно в калиевых минералах. Состав и количество микровключенных газов определяются исходным содержанием аммония, возрастом месторождения и физико-химическими свойствами минерала.

ЛИТЕРАТУРА

- Аполлонов В. Н. Аммоний в сильвине Верхнекамского месторождения.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3, с. 709—710.
- Архипенко Д. К., Солотчина Э. П., Гусев Г. М., Гулецкая Э. С., Сухаренко А. В., Фоминых И. М. Химия и рентгенография ковдорского вермикулита при обменной реакции с поном аммония.— В кн.: Физико-химические методы анализа минералов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 29—32.
- Багмут Н. И., Беспалько Н. А., Брик А. Б., Матиш И. В., Федотов Ю. В. ЭПР ион-радикала NH_3^{+1} в полевых шпатах.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1568—1571.
- Борщевский Ю. А. О природе красной окраски калийных солей.— Геохимия, 1964, № 3, с. 89—90.
- Вовк И. Ф. О природе водорода в месторождениях калийных солей.— Геохимия, 1978, № 1, с. 122—127.
- Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Ковалевич В. М. Физико-химические условия формирования солей Стеблянского калийного месторождения. Киев: Наукова думка, 1978. 98 с.
- Медведев И. И., Полянина Г. Д. Газовыделение на калийных рудниках. М.: Недра, 1974. 164 с.
- Минералы. Справочник. Т. 2. Вып. 1. Галогениды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 295 с.
- Морачевский Ю. В. Газы ископаемых солей.— Бюл. Ин-та геолургии, 1938, вып. 3, с. 14—19.
- Морачевский Ю. В., Черепенников А. А. Газоносность соляной толщи Верхнекамских отложений.— Труды ВИГ, 1939, вып. 17, с. 32—33.
- Морачевский Ю. В., Самарцева А. Г., Черепенников А. А. Газоносность толщи калиевых солей Верхнекамского месторождения.— Калий, 1937, № 7, с. 23—28.
- Пакамото К. Инфракрасные спектры неорганических и координационных соединений. М.: Мир, 1966. 411 с.
- Несмелова З. Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника.— В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии районов соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1959, с. 206—243.
- Радченко О. А., Успенский В. А. О химико-вещественном составе сапропелевого органического вещества.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 150—159.
- Савченко В. П. Об образовании свободного водорода в земной коре, обусловленном восстановительным действием продуктов радиоактивного превращения изотопов.— Геохимия, 1958, № 1, с. 14—21.
- Фивег М. П. О работах ВИГ по изучению газов карналлитовых пород Соликамского рудника.— Труды ВНИИГ, 1973, вып. 64, с. 63—72.

В. В. Трубочанилов, В. Ф. Волюнец

ОБРАЗОВАНИЕ МОЛЕКУЛЯРНОГО АЗОТА В СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Генезис молекулярного азота в соленосных образованиях земной коры имеет принципиальное значение для реконструкций химического и изотопного состава древнейших атмосфер Земли.

Соленосные отложения в нефтяной геологии рассматриваются преимущественно как экранирующие элементы на пути миграции газофлюидов в земной коре, тогда как особенности условий их осадконакопления и постседиментационных преобразований с позиций органической геохимии не находят должного отражения в печати и только в некоторых работах этим вопросам было уделено внимание [Несмелова, 1959; Борщевский, 1966; Калинко, 1973; Dietrich, 1973; Капченко, 1974; Freyer, 1978; и др.].

К числу недостаточно выясненных вопросов относится вопрос, связанный с нахождением заметных количеств молекулярного азота под галогенными формациями Восточно-Европейской платформы, а также в микровключенных газах соляных минералов.

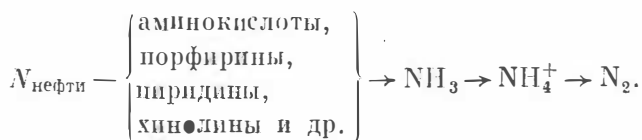
Характерно, что повышенные содержания свободного азота присущи нефтегазоносным бассейнам с докембрийским фундаментом: Волго-Ураль-

ский, Западно-Канадский и др. [Высоцкий, 1979] и обусловлены как процессами деструкции рассеянного органического вещества (РОВ) сапропелевого типа, так и биохимическим уничтожением начально крупных скоплений нефти и газа.

Принципиальная схема формирования азотных залежей и источников молекулярного азота наиболее наглядно представлена С. П. Максимовым и др. (1975), которые отводят соленосным отложениям роль региональной покрывки. Видимо, нельзя исключать влияния самих соленосных образований в поставлении свободного азота, растворенного в рассолах и проникающего в нижележащие коллекторы под действием гравитационных сил, а также в результате гидравлического разрыва пород [Прозорович, Скрынник, 1978]. Что же касается влияния атмосферного азота, якобы проникающего с инфльтрационными водами, и мантийного азота, то в настоящее время этот вопрос носит дискуссионный характер, и для регионов разного геологического строения принимаются те или иные допущения в определении его генезиса.

Одно из примечательных обстоятельств — увеличение содержания свободного азота в природных газах для девонских, каменноугольных и пермских отложений [Соколов, 1971]. В палеозойской истории Земли отмечается два типа климатов: аридный и гумидный, оказавшие значительное влияние на развитие органического мира, а соответственно и на интенсивность процессов фиксации атмосферного азота. Естественно, что наибольшее количество связанного азота будет приходиться на РОВ осадков и на древесные остатки высшей растительности, достигавшей обильного развития в теплом гумидном климате* каменноугольного периода и претерпевшей диа- и катагенетические преобразования в ходе прогрессивного литогенеза.

В связи с тем, что происходит накопление гетероэлементов (S, O, N) в нерастворимом керогене осадочных пород с глубиной, а выделение свободного азота при термоллизе керогена и образцов каменного угля начинается при температуре более 600°C, то основными механизмами, высвобождающими азот, будут радиационные превращения ОВ под действием урана, тория и калия-40, а также реакции биохимического окисления скоплений нефти, протекавших по схеме:



Особенно наглядно это выражено в нефтяных районах Волго-Урала и там, где широко развиты в разрезе осадочного чехла калиеносные, фосфорито- и ураноносные отложения [Еременко и др., 1973]. Реакционноактивные компоненты распада ОВ и органических соединений нефти: углекислый газ и сероводород интенсивно расходуются на минеральные новообразования, а инертные компоненты (азот и другие) образуют скопления под соленосными отложениями. Основными источниками азота в миграторах соляных пород будут атмосферный азот, захваченный при кристаллизации солей, ион аммония и азот органических соединений (аминокислоты и др.), находящиеся в рапе солеродного бассейна.

Выяснение вопроса о количестве захваченного атмосферного азота во время садки солей пуждается в тонких химических экспериментах. Не находит своего объяснения факт обогащения эвалоритов молекулярным

* Климатические условия играют существенную роль на интенсивность процессов фиксации азота, регулирующего прирост растительной массы, а поэтому на холодных и плохо проветриваемых почвах растения страдают от недостатка азота и остаются низкорослыми [Мархер, 1978].

азотом, когда отношение $N_2/Ar_{\text{возд}}$ возрастает до 120—200 [Freyer, 1978] против 30, соответствующего растворению атмосферных газов в концентрированных растворах солей, тогда как Э. П. Несмелова (1959) показывает отсутствие воздушного азота на основании содержания преимущественно аргона-40 в микровключенных газах.

Вопрос о содержании органического вещества в галогенных формациях приобретает все более актуальное значение не только для объяснения происхождения газов и учета органической составляющей при переработке калийных руд, но и имеет принципиальное значение для понимания процессов радиолитизации ОВ в природе, протекающих с участием калия-40. Н. М. Страхов писал (1962, с. 495): «к сожалению, вплоть до настоящего времени исследователи не обращали внимания на эту сторону дела и вовсе не производили определенной $C_{\text{орг}}$ в галогенных отложениях». Несмотря на то, что имеются некоторые данные о содержании РОВ в галогенных формациях, все они лишь констатируют наличие битумоидов, приводя их количественную сторону на основе люминесцентно-битуминологического анализа. Л. Н. Капченко и др. (1973, с. 75) приводят качественную характеристику ОВ: «по данным ИК-спектроскопии (Е. А. Глебовская) эти битумоиды по сравнению с явно вторичными характеризуются повышенным содержанием кислородных групп и ароматических структур и по совокупности всех признаков являются остаточными».

Р. Дитрих [Dietrich, 1973] провел детальные исследования органической составляющей соленосных пород и определил в ее составе норферины, аминокислоты и другие компоненты.

В литературе неоднократно отмечалось, с одной стороны, что степень катагенетического преобразования пород под соленосными отложениями намного выше, чем для пород, не перекрываемых ими [Кулибакина, 1978], а тепло, излучающееся от соляных пластов, приводит к раннему диагнезу ОВ [Рашид, 1979], а с другой — что соленосные отложения, обладая большей теплопроводностью, уменьшают степень катагенетических преобразований подстилающих отложений [Светлакова, 1978].

Исходный тип органического вещества является наиболее чутким подкатором условий осадконакопления, а степень преобразова-

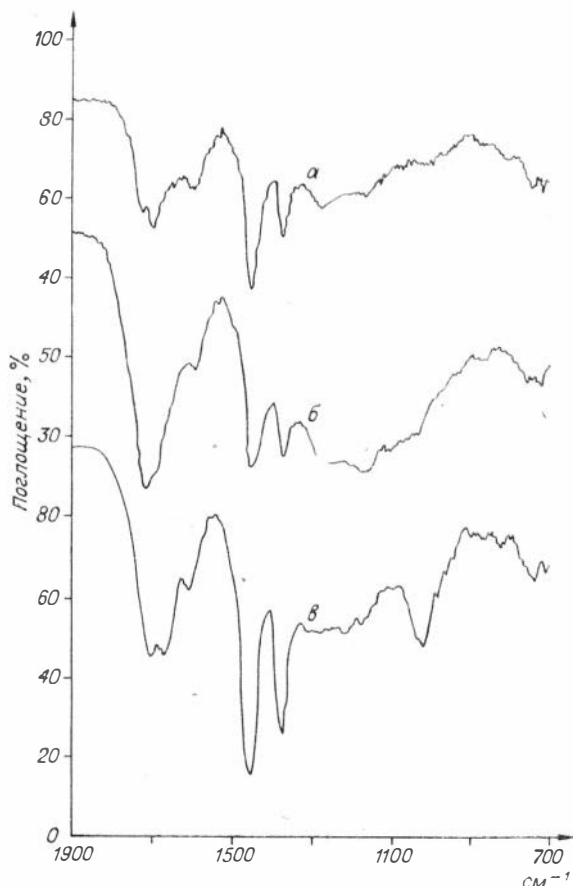
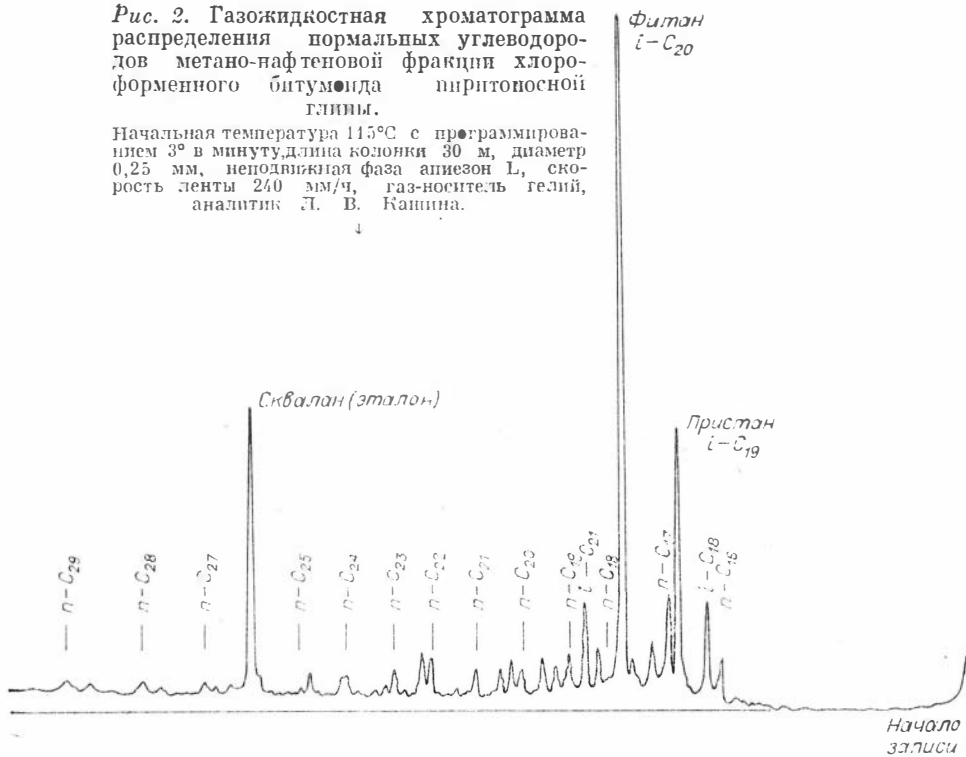


Рис. 1. ИК-спектры ХВ соленосных отложений.

а — глинистый прослой п. Б—В; б — молочного-белый силевит п. Г; в — пиритносная глина подстилающей каменной соли. Условия записи: прибор ИКС-22, толщина слоя 0,07 мм, аналитик Э. В. Иванова.

Рис. 2. Газожидкостная хроматограмма распределения нормальных углеводородов метано-нафтеновой фракции хлороформенного битумоида пиритосной глины.

Начальная температура 115°C с программированием 3° в минуту, длина колонки 30 м, диаметр 0,25 мм, неподвижная фаза апиезон Л, скорость ленты 240 мм/ч, газ-носитель гелий, аналитик Л. В. Кашина.



ности ОВ отражает термобарические условия постседиментационных изменений пород.

Весьма интересен вопрос о тех преобразованиях, которые происходят непосредственно в соляной толще. Наиболее удачный объект в этом отношении — Верхнекамское месторождение калийных солей, представляющее собой уникальный седиментационный бассейн, где ритмично чередующиеся соленосные отложения прослеживаются на несколько десятков километров. Для установления исходного типа и степени преобразования ОВ в галогенных породах данного месторождения исследователи не предпринимали попыток, и только А. А. Иваиов и др. (1963, с. 110) показали, что «высокие содержания метана и тяжелых углеводородов в газах полукоксования указывают на возможность отнесения обуглившейся древесины к паровично-жирной марке угля, хотя по элементарному анализу она относится к газовой».

В связи с этим была предпринята попытка изучения РОВ в калийных солях и глинистых прослоях и извлечены хлороформенные битумоиды (ХБ) методом холодной экстракции. Содержание ХБ варьирует в весьма широких пределах от одного (пиритосная глина) до 0,000 п (красные сильвиниты) весовых процентов и имеется тенденция увеличения ХБ в ряду красные сильвиниты — полосчатые — пестрые; отмечается повышенное содержание свободной серы в битумоидах. На рис. 1 представлены наиболее типичные ИК-спектры ХБ, позволившие констатировать наличие в составе битумоидов органических соединений с функциональными группами: $—C=C$, $—C=C—$, $—C—C—$ ($n \geq 4$).

Если сравнить полученные спектры с эталонными [Глебовская, 1971], то можно сделать предположение, что ХБ пиритосной глины по своему характеру тяготеют к классу собственно сапропелитов, а ХБ глинистого слоя пластов В—В и пестрого сильвинита пласта В очень близки соответственно к сапропелево-гумитовому и гумито-сапропелевому исходному типу ОВ, а степень их преобразованности соответствует интервалу длин-

нопламенной — газовой стадии, что некоторым образом согласуется с данными по обуглевшейся древесине [Иванов, 1963]. Исходным типом РОВ пиритоносной глины был собственно сапропелевый класс, на что указывают содержание ХБ, достигающее одного процента, а также приведенная хроматограмма распределения нормальных углеводов (рис. 2), где отношение пристана к фитану намного меньше единицы (0,34), что характерно для условий морского осадконакопления с обильным развитием фитопланктона.

Повышенная степень преобразованности РОВ на глубинах до 550 м обусловлена радиационными превращениями калия-40 с выделением дополнительного количества тепла, благоприятствующего процессам его созревания.

В разрезе отрабатываемых горизонтов Верхнекамского месторождения красные сильвиниты с зернистой структурой (пласты Кр. III, Кр. II, Кр. I, А¹) сменяются полосчатыми с зернистой структурой (появляются зерна молочно-белых сильвинитов) и далее происходит резкая смена полосчатых сильвинитов пестрыми с массивной структурой с финальными замещениями карналлитов от белого до сургучно-красного цвета (пласт Б).

Содержание красящих веществ (окислов и гидроокислов железа) закономерно убывает вверх по разрезу в ряду красные сильвиниты — полосчатые — пестрые, исключение составляют карналлиты. В пестрых сильвинитах на гранях молочно-белого сильвина в некоторых случаях наблюдаются кристаллы пирита [Вахрамеева, 1964], в этом же направлении происходит увеличение содержания ХБ, аммония [Аполлонов, 1976] и общей газонасыщенности [Несмелова, 1959], причем для красных сильвинитов состав микровключенных газов азотный, с появлением сероводорода в полосчатых и пестрых и водорода в карналлитах.

Таким образом, отчетливо намечаются окислительные условия (благоприятные для разрушения органических соединений азота) для красных сильвинитов и восстановительные (повышенные содержания сероводорода и аммония) для пестрых, обусловленные неодинаковым содержанием ОВ в рапе солеродного бассейна в период кристаллизации солей и его постседиментационными преобразованиями с участием калия-40, ведущими к образованию газов азотного состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Аполлонов В. И. Аммоний в сильвине Верхнекамского месторождения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3, с. 709—710.
- Борщевский Ю. А. Геохимическое значение радиационно-химических эффектов радиоактивности К⁴⁰ на примере калийных солей. Автореф. канд. дис. М., 1966. 22 с.
- Вахрамеева В. А. О микровключенном сероводороде в соляных породах Верхнекамского месторождения. — В кн.: Материалы по геологии районов соленаккопления. М.: Недра, 1964, с. 151—155.
- Высоцкий И. В. Геология природного газа. М.: Недра, 1979. 392 с.
- Глебовская Е. А. Применение инфракрасной спектрометрии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971. 140 с.
- Еременко Н. А., Вольнец В. Ф., Максимов С. П. и др. О происхождении азота в газах некоторых южных районов СССР. — Геология нефти и газа, 1972, № 7, с. 64—68.
- Иванов А. А., Шешуков Н. Г., Сапрыкин Ф. Я. Древесные остатки в ископаемых соляных залежах. — Сов. геология, 1963, № 8, с. 107—111.
- Калинко М. К. Соленаккопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. М.: Недра, 1973. 132 с.
- Кашченко Л. Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л.: Недра, 1974. 184 с.

- Капченко Л. Н., Рогозина Е. А., Соколова Н. Я. Микровключенные газы в солях Индерского соляного купола (Прикаспий).— Геология нефти и газа, 1973, № 5, с. 71—75.
- Кулибалина И. Б. О сдвиге главной зоны газообразования в бассейнах соленакпления.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1978, № 3, с. 141—143.
- Лархер В. Экология растений. М.: Мир, 1978. 382 с.
- Максимов С. П., Мюллер Е., Ботнева Т. А., Гольдбехер К., Зорькин Л. М., Панкина Р. Г. О происхождении высокоазотных залежей газа.— Сов. геология, 1975, № 4, с. 411—416.
- Несмелова З. Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника.— В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии районов соленакпления. М.: Госхимиздат, 1959, с. 206—243.
- Прозорович Г. Э., Скрынник З. Б. Внедрение вод из галогенных толщ в нижележащие коллекторы под высоким давлением и с гидравлическим разрывом пород.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1978, № 11, с. 143—147.
- Ранид М. А. Влияние соляного купола на диагенез органического вещества (северо-восточная часть Ньюфаундлендской банки, Канада). Реферативный журнал. Геология, 5К41, 1979, с. 7—8.
- Светлакова Э. А., Дальин И. Б. Роль соленосной формации в катагенетическом превращении рассеянного органического вещества.— Геология нефти и газа, 1978, № 4, с. 71—75.
- Соколов В. А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 336 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Dietrich R. Untersuchung organischer Komponenten aus Salzgesteinen des deutschen Zechsteins. Thesis, RWTH, Aachen, 1973. 135 p.
- Freyer H. D. Degradation products of organic matter in evaporites containing trapped atmospheric gases.— Chemical Geology, 1978, vol. 23, N 4, p. 293—309.

З. Н. Несмелова, С. Д. Гемп

ВЕРОЯТНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СОЛЯНЫХ ПОРОД КАЛИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

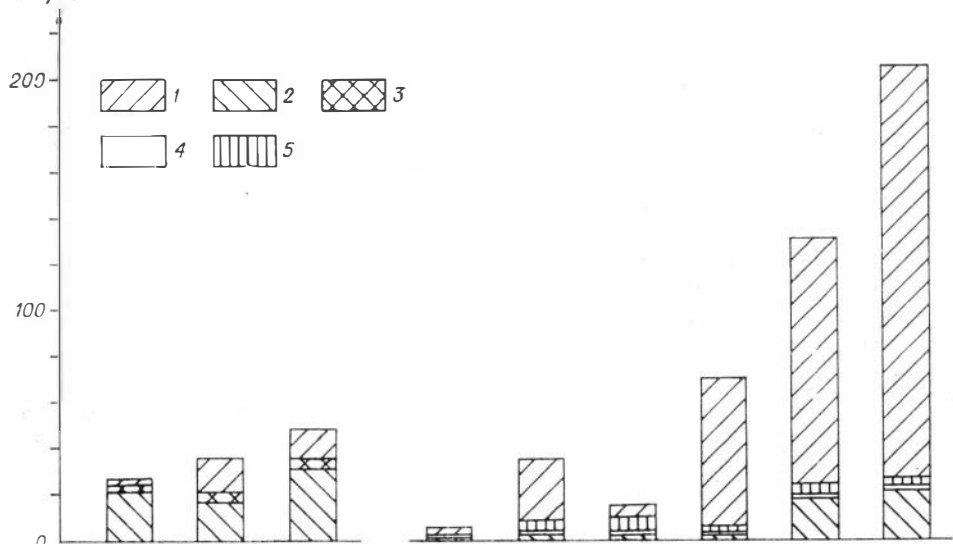
Газы солей калиеносных отложений характеризуются рядом специфических особенностей, по которым они существенно отличаются от большинства газов осадочных образований. Изучение газовой составляющей соляных пород калийных месторождений может оказать существенную помощь в познании вопросов солеобразования и соленакпления. Изолированность этих газов от окружающих пород дает основание считать, что они содержат сведения о реликтах минералообразующих сред, являющихся важной информацией о физико-химических условиях формирования соляных пород, а также об интенсивности и характере наложенных постседиментационных процессов.

Газы соляных пород и, в частности, газы калийно-магниевого солей в настоящее время достаточно хорошо изучены. Установлен их химический состав. Изучены изотопы углерода метана, изотопный состав аргона и гелия; имеются сведения об изотопном составе азота. Эти данные позволяют построить вероятную модель формирования химического и изотопного состава газов соляных пород калийных месторождений в связи с процессами соленакпления и последующего (постседиментационного) метаморфизма этих отложений.

По характеру распределения газов в соляных породах принято различать диффузно рассеянные (связанные) и свободно выделяющиеся газы [Морачевский и др., 1939; Несмелова, 1959, 1961; Oelsner, 1961]. В геохимическом отношении диффузно рассеянные газы представляют наибольший интерес, так как они самым тесным образом связаны с соляными отложениями, а форма их нахождения в породе исключает воздействие на их состав миграционных флюидов. Распределение диффузно рассеянных га-

мл/кг

а



б

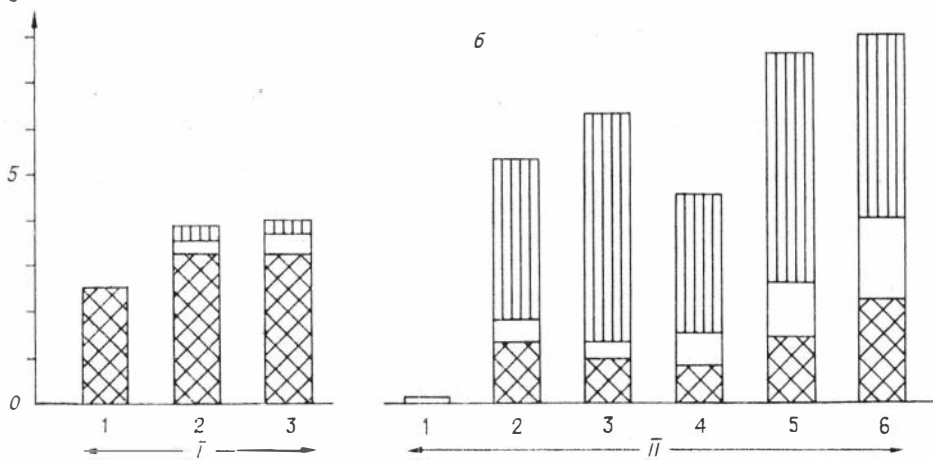


График газосодержания калийных пород.

а — общее газосодержание; б — содержание горючих.

Месторождения: I — Старобинское, II — Верхнекамское; породы: 1 — каменная соль, 2 — красный сильвинит, 3 — карналлит, 4 — полосчатый сильвинит, 5 — пестрый сильвинит, 6 — молочно-белый сильвин; компоненты газа: 1 — азот, 2 — двуокись углерода, 3 — метан, 4 — гомологи метана, 5 — водород.

зов в соляных породах крайне неравномерное. Например, на Верхнекамском месторождении наибольшим газосодержанием характеризуются пестрые сильвиниты, а в них — молочно-белый сильвинит [Несмелова, 1959, 1961]. Меньшей газонасыщенностью обладают красные сильвиниты и карналлитовые породы. Минимальное газосодержание характерно для каменной соли. Газонасыщенность сильвина, нередко, почти на два порядка выше, чем галита, одной и той же сильвинитовой породы (см. рисунок).

Газы калийных месторождений, расположенных в различных регионах и относящихся к различным возрастным формациям, характеризуются некоторыми общими геохимическими чертами, важнейшими из которых являются высокое содержание водорода, редко встречающегося в газах осадочной толщи, и высокие концентрации азота невоздушного происхождения. Наряду с этим для газов калийных месторождений отдельно взятых регионов характерны свои специфические черты.

Уже первое изучение газов калийных солей Старобинского месторождения, проведенное газовой лабораторией ВНИГРИ [Черепенников, Рогозина, 1964], показало, что газы данного месторождения характеризуются повышенными концентрациями двуокиси углерода и гелия.

В настоящее время на Старобинском месторождении разрабатываются II и III калийные горизонты, залегающие на глубинах соответственно 368—817 и 458—1240 м. Горизонт II (мощностью 2,5—4,4 м) сложен только сильвинитами, а горизонт III (мощностью от 5—14 до 25—28 м) подразделяется на три пласта. Верхний (забалансовый) и нижний (промышленный) пласты представлены сильвинитами, а средний — глинисто-карналлитовыми породами. Выбросы свободных газов в процессе эксплуатации месторождения имели место лишь в пределах горизонта III (Пермяков, Проскураков, 1972). Газопроявления, однако, зафиксированы на обоих горизонтах.

Характерной особенностью свободно выделяющихся газов III калийного горизонта является его азотный состав (от 91 до 93%) при невысокой концентрации метана (не более 6%). Газы II горизонта характеризуются резко повышенными содержаниями метана (порядка 60%) и гелия (до 0,7% и выше, против 0,095% для III горизонта). Содержание тяжелых углеводородов в газах II горизонта несколько выше 2%, против 1—2% для III горизонта. Примесь водорода в свободно выделяющихся газах этих горизонтов незначительна (0,4—0,5%) (табл. 1).

Характерной особенностью азотных газов Старобинского месторождения является отсутствие корреляции их с гелием, которая, как правило, наблюдается для большинства природных газов осадочного чехла [Роджерс, 1935; Якуцени, 1968]. Метановые газы с меньшими концентрациями азота (II горизонт) обогащены гелием в большей степени, чем преимущественно азотные газы III горизонта (см. табл. 1).

Состав связанных газов, выделенных из пород II и III калийных горизонтов, различается не столь резко. Тем не менее в них отмечается относительная обогащенность газов III горизонта азотом, а II горизонта — гелием. Отличительная особенность диффузно рассеянных газов данного месторождения — высокое содержание в них двуокиси углерода (от 48 до 68%) и резкое преобладание метана над тяжелыми углеводородами (см. табл. 1). Повышенные концентрации CO_2 в связанных газах вообще характерны для всех разновидностей соленосных отложений данного региона [Довогокупец и др., 1972].

Свободно выделяющиеся газы Верхнекамского калийного месторождения характеризуются главным образом метаново-азотным составом.

Таблица 1

Компонентный состав газов продуктивных горизонтов Старобинского месторождения

Горизонт	Колич. анализов	Состав газа, об. %									
		CO_2	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	$\frac{\text{C}_4\text{H}_{10}}{i/n}$	C_2H_{12}	H_2	N_2	Ar	He
<i>Свободно выделяющиеся газы</i>											
II	5	0,20	61,34	2,60	0,27	$\frac{0,08}{0,01}$	0,00	0,30	33,9	0,533	0,724
III	20	0,30	4,30	0,90	0,20	$\frac{0,035}{0,054}$	0,00	0,40	93,4	0,336	0,100
<i>Диффузно рассеянные (связанные) газы</i>											
II	17	68,20	9,38	0,06	0,02	$\frac{0,007}{0,077}$	0,0	0,20	22,1	—	0,073
III	21	48,54	9,38	0,23	0,14	$\frac{0,077}{0,137}$	$\frac{0,087}{0,045}$	0,77	40,6	—	0,020

Содержание метана в них колеблется от 31,4 до 37,2%, а азота — от 45,4 до 57,5%. Газам Верхнекамского месторождения свойственна определенная зональность в их распределении по стратиграфическому разрезу. Верхние карналлитовые горизонты месторождения, как правило, обогащены водородом, а углеводородная составляющая характеризуется более высокими содержаниями метана. Газы нижних (сильвинитовых) горизонтов содержат повышенное количество тяжелых углеводородов, концентрация которых достигает 14,6% [Несмелова, 1959, 1961]. Другая характерная черта газов данного месторождения, отличающая их от газов Старобинского месторождения, — резко пониженные концентрации гелия (не более 0,009%).

Отмеченная выше зональность в распределении по разрезу свободно выделяющихся газов характерна также и для связанных газов. Диффузно рассеянные газы карналлитовых пород резко обогащены водородом (до 25%), а их углеводородная составляющая содержит более высокие концентрации метана. В целом углеводородная составляющая газов данного месторождения характеризуется по сравнению с газами Старобинского месторождения резко пониженными содержаниями метана и представлена в значительной своей части тяжелыми углеводородами (см. табл. 2, рисунок). Для связанных газов всего калиеносного разреза Верхнекамского месторождения характерны более низкие (не более 35%) содержания двуокси углерода, а также относительно низкие концентрации гелия, чем они существенно отличаются от газов Старобинского месторождения.

В ряде экспериментальных работ [Герлинг и др., 1949; Несмелова, 1961; Несмелова, Травникова, 1973] было показано, что азот газов калийных солей Верхнекамского месторождения не сопровождается воздушными компонентами (Ar^{36} , Ne), аргон этих газов имеет радиогенную природу и относится также и к газам соляных пород Старобинского месторождения. Следовательно, азот, составляющий основную массу газа калиеносных отложений, не может быть отнесен к воздушному.

Радиационно-химическая природа водорода газов калийных месторождений неоднократно рассматривалась в литературе [Несмелова, 1961; Несмелова, Травникова, 1973]. Указанную природу, по всей вероятности, имеет лишь часть водорода этих газов, другая же является метаморфогенной.

Гелий — постоянная составная часть газов древних соленосных отложений. Его радиогенная природа доказывается величиной отношения He^3/He^4 , которая для газов Солигорского рудника оказалась на три порядка ниже чем в воздухе. Величина этого отношения в газах калийных солей колеблется в пределах $0,5-0,6 \cdot 10^{-3}$, приближаясь к отношению, характерному для радиоактивных минералов [Каменский и др., 1971]. Галогенные отложения характеризуются, однако, крайне низкими содержаниями радиоактивных элементов (U, Th, Ra) α -излучателей [Зыков, Лупинович, 1969; Мишин, 1971]. Из расчетов Борна [Несмелова, Травникова, 1973] следует, что радий, находящийся в морской воде, не может привести к значительным концентрациям гелия в солях. Уже отмечалось, что содержание гелия в газах калийных залежей различных месторождений колеблется в очень широких пределах. Все это, казалось бы, дает основание сделать заключение о его постседиментационной природе. Допустить, однако, формирование газов калийных горизонтов Старобинского месторождения за счет какого-либо другого источника весьма затруднительно, так как они имеют резко различный состав (см. табл. 1), что свидетельствует об их полной изоляции друг от друга.

Одним из авторов настоящей работы [Несмелова, Травникова, 1973] уже высказывалось предположение, что гелий газов соляных пород мог быть сформирован за счет распада радия, находящегося в равновесии с

Типичный состав связанных газов соляных пород калийных месторождений, об. %

Состав газа	Каменная соль				Сильвинит				Карналлит			
	Старобинское	Верхнекамское	Зюдгарц*	Верра*	Старобинское	Верхнекамское**	Зюдгарц	Верра	Старобинское	Верхнекамское	Зюдгарц	Верра
CO ₂	83,31	23,3	1,46	87,7	48,04	32,30	4,2	84,1	64,18	34,87	1,0	87,7
CH ₄	9,60	5,1	12,65	—	9,38	0,221	27,5	4,3	6,76	0,390	27,4	4,6
C ₂ H ₆	0,050	—	2,27	—	0,23	0,17	} 20,0	} 4,3	0,40	0,065	} 28,1	} 2,4
C ₃ H ₈	0,01	—	0,83	—	0,14	0,041			0,40	0,026		
C ₄ H ₁₀	0,0	—	—	—	0,077	0,011			0,068	0,011		
					0,137	0,032			0,108	0,021		
C ₅ H ₁₂	0,0	—	—	—	0,087	0,012			0,0	0,026		
					0,045	0,0	0,001					
N ₂	7,79	66,5	64,36	9,4	41,07	61,23	42,5	7,3	27,83	63,81	39,9	2,9
H ₂	0,22	5,0	0,73	2,9	0,77	5,95	3,3	—	0,67	0,78	1,2	2,4
He	0,010	—	—	—	0,020	0,032	—	—	0,080	0,002	—	—

* Анализы приведены по данным П. Мюллера и В. Хеймела [Muller, Heimel, 1956].

** Дан анализ газа пестрого сильвинита.

ураном. Если учесть, что все щелочноземельные элементы, в том числе и радий, образуют с хлором хорошо растворимые соединения, а также то, что формирование соленосных отложений Старобинского месторождения происходило в пределах активно развивающейся внутриконтинентальной рифтовой структуры на фоне интенсивного подкорового вулканизма (в эксгалационно-седиментационном солеродном бассейне [Гемп, 1979]), то станет очевидным, что в пределах позднедевонского солеродного бассейна имелись необходимые условия для накопления в рассолах этого бассейна повышенного количества радия, который мог сокристаллизоваться с калийными солями.

Существование весьма благоприятных условий для накопления радия в пределах данного бассейна подтверждается тем, что «ил дна океана значительно более богат радием, чем первичные месторождения этого элемента» [Некрасов, 1953, с. 639]. Ввиду относительно малого периода полураспада радия (1950 лет) последний подвергся в солях полному распаду ($\text{Ra}^{226} \rightarrow \text{Pb}^{206} + \text{He}^4$). Следы этого распада в настоящее время можно наблюдать в виде гелия и свинца, содержащихся во многих соленосных толщах в повышенных количествах [Moore, 1971].

Низкие содержания гелия (тысячные доли процента) в газах калийных солей Верхнекамского месторождения становятся понятными, если допустить, что соли данного бассейна в основной своей массе были сформированы за счет продуктов разрушения более древних солей, т. е. относятся к категории десцендентно-седиментационных формаций [Гемп, 1979]. Действительно, при формировании соленосных отложений за счет продуктов разрушения соленосных пород, в которых радий успел уже полностью распасться, будут формироваться отложения, практически не содержащие этого элемента, вследствие чего газы этих отложений будут содержать необычайно низкие для данной геологической формации концентрации гелия.

Азотную составляющую газов калийных залежей нередко принято рассматривать или в качестве продуктов биогенного характера [Морачевский и др., 1939], или как следствие радиационно-химических превращений органического вещества [Борщевский, 1966].

Четкая приуроченность подавляющего большинства газопроявлений к карналлитовым породам, либо горизонтам, содержащим в своем составе последние, значительно низкая газонасыщенность чисто сильвинитовых горизонтов, а также крайне низкое газосодержание каменной соли (независимо от того содержит она в своем составе терригенные прослои, обогащенные органическим веществом, или нет) свидетельствуют в пользу того, что повышенное и высокое содержание соленосных образований является характерной чертой, присущей карналлитовым породам. Наиболее отчетливо она проявляется не в чистых карналлитах, а в карналлитах, подвергшихся постседиментационной перекристаллизации.

Из всех существующих точек зрения на природу пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения, наиболее убедительно объясняющей целый ряд самых разнообразных фактов, относящихся к данной разновидности солей, является точка зрения Ю. В. Морачевского и др. (1939) о метаморфогенной их природе, согласно которой они возникли в результате метаморфизма и перекристаллизации карналлитов, протекавших в присутствии рассолов. Данный процесс, по всей вероятности, происходил на заключительных этапах формирования Уральских складчатых сооружений, когда отголоски этих региональных тектонических перестроений затронули также и территорию Верхнекамской впадины.

Известно, что при формировании карналлитов совместно с ними сокристаллизуется аммонийный карналлит ($\text{NH}_4\text{Cl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и кремезит-минерал, в котором калий частично замещен на NH_4^+ [Справочник..., 1975; Геологический словарь, 1973]. В то же время соли аммония являют-

ся нестойкими соединениями, легко разлагающимися при нагревании [Некрасов, 1953, с. 340]. Кроме того, возможны следующие реакции взаимодействия окислов и гидроокислов радиогенного кальция с хлористым аммонием [Некрасов, 1953, с. 347]: $2\text{NH}_4\text{Cl} + \text{CaO} = \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{NH}_3$ и $2\text{NH}_4\text{Cl} + \text{Ca}(\text{OH})_2 = \text{CaCl}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{NH}_3$. Аммиак, как известно [Некрасов, 1953], энергично реагирует с галогенами (Г) (например, с бромом и хлором с образованием свободного азота) по схеме: $2\text{NH}_3 + 3\text{G}_2 = 6\text{HG} + \text{N}_2$.

Все вышеуказанные, а возможно, и более активные химические взаимодействия будут осуществляться особенно интенсивно в процессе распада кристаллической решетки минералов за счет мгновенных радикальных реакций, что может иметь место при метаморфизме и перекристаллизации карналлитовых образований. Закрытая система соляных пород, не благоприятная для выноса газообразных продуктов, обеспечила сохранность в пестрых сильвинитах основной массы азота, возникшего при перекристаллизации карналлитов. Это фиксируется как высоким газосодержанием пестрых сильвинитов, так и большим давлением находящихся в них газов.

С целью проверки высказанных выше предположений был произведен химический анализ всех минеральных разностей калийных солей Верхнекамского месторождения (табл. 3). Аналитические данные показали, что наиболее высокие концентрации иона аммония присущи неизменным карналлитам (0,05%). Пестрые и другие разности сильвинитов характеризуются более низкими его содержаниями (от 0,01 до 0,03%). В красных сильвинитах как Верхнекамского, так и Старобинского месторождения наличия иона аммония установлено не было. Исключение составляли лишь сильвиниты, отобранные из зоны тектонического нарушения. Аналогичные данные были получены и другими исследователями в пермских солях Верхнекамского месторождения [Аполлонов, 1976] и в соляных породах германского цехштейна [Freyer, 1978].

Предположение об образовании молекулярного азота за счет связанного азота иона аммония подтверждается простым расчетом. Если допустить, что в процессе перекристаллизации карналлита и перехода его в пестрый сильвинит первый теряет 0,4 г NH_4^+ на 1 кг карналлита (см. табл. 3), а на формирование 1 кг пестрого сильвинита с содержанием KCl , равным 30%, необходимо 1,12 карналлита, то в соответствии с законом Авогадро это количество связанного азота способно продуцировать 0,286 л молекулярного азота. Если учесть неполный распад аммония и потери газообразного азота, то теоретически рассчитанная величина газообразования хорошо совпадает с аналитически установленной [Несмелова, 1959, 1961] величиной газосодержания для молочно-белого сильвина (0,2 л/кг) пестрых сильвинитов пластов В и Б Верхнекамского месторождения.

Одновременно с азотом за счет аммония, по всей вероятности, образуется также и водород. В пользу такого вывода свидетельствует, в частности, резко повышенное по сравнению с солями Старобинского месторождения содержание водорода в газах всех калийных солей Верхнекамского месторождения (см. рисунок), породы которого, как известно, интенсивно смяты в складки, чего не наблюдается на Старобинском месторождении.

Приведенное предположение вполне удовлетворительно объясняет неожиданно высокую насыщенность азотом молочно-белого сильвина и пестрых сильвинитов вообще, а также снижение концентрации гелия в составе свободных газов III горизонта Старобинского месторождения за счет интенсивного разбавления газов этого горизонта азотом метаморфогенного происхождения.

Необходимо отметить, что химически пепрочные соединения аммония

Химический состав солей, вес. %

Порода	Н.О.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NH ₄	Σ
<i>Верхнекамское месторождение</i>									
Красный сильвинит, пласт Кр. II	0,30	0,60	—	50,00	0,79	1,40	46,58	—	99,67
Карналлит, пласт В	0,22	—	7,57	15,28	—	0,17	36,36	0,05	59,60
Пестрый сильвинит, пласт АБ, слой Б	0,13	0,09	—	28,00	18,10	0,17	53,67	0,01	100,16
Сильвин молочно-белый, пласт АБ, слой Б	0,22	0,05	—	51,01	—	0,02	46,43	0,03	97,73
Сильвин прозрачный, пласт АБ, слой Б	0,21	0,08	—	51,05	—	0,15	46,43	0,03	97,92
Сильвин молочно-белый из синего галита, пласт АБ, слой Б	0,80	0,07	—	51,20	—	0,07	46,43	0,02	98,58
Галит синий, пласт АБ, слой Б	0,28	0,17	—	0,26	38,12	0,09	58,55	0,004	97,47
<i>Старобинское месторождение</i>									
Красный сильвинит, горизонт III	0,29	0,13	—	37,3	9,55	0,11	49,03	—	96,41
Красный сильвинит, горизонт III, из зоны тектонического нарушения	0,20	0,10	—	37,8	9,70	0,13	49,13	0,03	97,06
Каменная соль, горизонт III, из зоны тектонического нарушения	0,58	0,08	—	—	38,20	0,06	58,80	0,02	97,72

уже рассматривались в литературе в качестве возможного источника азота и водорода в газах соляных отложений Верхнекамского калийного месторождения [Аполлонов, 1976].

Двуокись углерода газовой составляющей калийных месторождений является наиболее важным показателем, отражающим влияние на химический состав связанных газов геолого-геохимических условий солеродного бассейна и постседиментационных изменений соленосных пород. Мощные проявления этого газа фиксируются в калийных солях рудников Верра и Фульда (ГДР, ФРГ), где они связываются с проявлениями олигоценового вулканизма (см. табл. 2).

Соленосные отложения Старобинского месторождения также характеризуются повышенными концентрациями двуокиси углерода (см. рисунок, табл. 1, 2). Отличительной особенностью углекислого газа Старобинского месторождения является то, что он присутствует в соизмеримых количествах не только в калийных солях, но и в каменной соли. По всей вероятности, это обусловлено тем, что формирование данного солеродного бассейна происходило на фоне вулканических и поствулканических процессов. В связанных газах Верхнекамского месторождения относительно повышенные количества двуокиси углерода были зафиксированы лишь в пестрых сильвинитах и в молочно-белом сильвине, т. е. в солях, претерпевших интенсивный метаморфизм и перекристаллизацию. Это положение, видимо, свидетельствует в пользу метаморфогенной породы углекислого газа на данном месторождении.

Вопрос о генезисе углеводородных газов в древних галогенных породах недостаточно изучен. Содержание органического вещества в морской воде невелико ($C_{орг} = 0,00112\%$) [Петерсон, Хайт, 1972]. Как показали исследования, проведенные во ВНИГРИ, $C_{орг}$ в соляных породах и минералах Старобинского месторождения относительно выше: каменная соль — 0,06%; сильвинит — 0,34%; глинистые прослои — от 0,39 до

Принципиальная схема формирования газовой составляющей соляных пород кашинских месторождений

Тип	Характерные компоненты газов солей солеродных бассейнов		Источники газа и процессы их образования
	Эксталяционно-седиментационных	Десцендентно-седиментационных	

Генетически связанные с соляными породами газы

Радиогенные	$Ar^{40}(Ar^{36} \rightarrow 0)$ $He^4(He^3/He^4 = 0,5 - 0,6 \cdot 10^{-8})$ $He > n \cdot 10^{-2}$	$Ar^{40}(Ar^{36} \rightarrow 0)$ $He^4(He^3/He^4 = 0,5 - 0,6 \cdot 10^{-8})$ $He < n \cdot 10^{-3}$ H_2	$K^{40} \rightarrow Ar^{40}$ $Ra^{226} \rightarrow Pb^{206} + He^4$
Радиационно-химические Метаморфогенные	$N_2(Ne + Ar^{36} \rightarrow 0)$ H_2 —	$N_2(Ne + Ar^{36} \rightarrow 0)$ H_2 CO_2	$K^{40} \rightarrow Ca^{40} + H_2O \rightarrow H_2$ $NH_4^+ \rightarrow NH_3 \rightarrow N_2 + H_2$ $CaCO_3 \rightarrow CO_2$

Генетически не связанные с соляными породами газы

Захватные солями при их кристаллизации Эпигенетические	$CH_4(\delta C^{13} = -1,81, -3,44\%)$ CO_2 C_nH_{2n+2} CO_2	$C_nH_{2n+2}(\delta C^{13} = -4,21\%)$ CO_2	Окклюзия солями » Переформирование скоплений СН Постседиментационная вулканическая и поствулканическая деятельность
---	---	--	--

0,51% по весу. Степень метаморфизма органического вещества находится на буроугольно-длиннопламенной стадии. Образование метана на ранних стадиях диагенеза давнего органического вещества в условиях высокой солености бассейна было сильно затруднено ввиду отключения биогенного механизма его генезиса. Об этом же свидетельствует исключительно тяжелый изотопный состав углерода метана, что особенно характерно для микровключенных газов сильвинитов II и III горизонтов Старобинского месторождения (δC^{13} соответственно равно $-2,2$ и $-1,81\%$, [Несмелова, 1978]). Столь низкие значения величины δC^{13} метана свойственны газам гидротермальных и вулканических областей [Дуброва, Несмелова, 1968; Каменский и др., 1976]. Изотопный состав углерода углеводородных компонентов газа соляных пород соизмерим с таковым керогена органического вещества. Все это позволяет сделать вывод о вторичной природе основной массы углеводородов соляных пород Старобинского месторождения по отношению к органическому веществу этих образований.

Углеводородные газы солей Верхнекамского месторождения характеризуются относительной обедненностью их метаном (см. рисунок). Эта особенность газового состава данного месторождения находит, по нашему мнению, вполне удовлетворительное объяснение, если признать, что соленосные породы данного бассейна имеют десцендентно-седиментационную природу [Гемп, 1979], а углеводороды прошли сложный и длинный путь от разрушающейся углеводородной залежи к солеродному бассейну. В первом приближении данный солеродный бассейн, по всей вероятности, имел ряд общих черт с современным соляным оз. Индер, на котором отмечаются участки питания озера «подземными водами, связанными с глубинными нефтеносными отложениями» [Курнаков, Лепешков, 1935, с. 40]. Свообразный состав углеводородов, формы и характер газовых включений в солях, зональное распределение газов по разрезу и данные по изучению органического вещества и изотопного состава углерода углеводо-

родов свидетельствуют об отсутствии генетической связи между углеводородными газами соляных пород и органическим веществом этих образований.

Рассмотренный материал по газоносности соляных пород калийных месторождений, особенностям химического состава этих газов и их изотопного состава свидетельствует о том, что данные газы представляют собой сложную природную смесь, отдельные компоненты которой имеют различную природу. Среди газов калийных отложений выделяются газы, генетически связанные с этими отложениями, и газы, чуждые калиеносным образованиям, генетически с ними не связанные. Первые включают в себя радиогенные и радиационно-химические, а также метаморфогенные газы, вторые — захваченные (окклюзированные) солями в процессе их кристаллизации и пришедшие в соленосные отложения извне (эпигенетические) (табл. 4).

Изложенный материал дает основание сделать вывод, что химический состав газов газовой составляющей соляных пород калийных месторождений, изотопный состав этих газов и сама газообильность данных образований зависят от многих факторов. Главные из них — генетический тип солеродного бассейна, к которому приурочены калиеносные образования, состав этих отложений и их возраст, а также характер и интенсивность постседиментационных преобразований соляных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Анолюнов В. П. Аммоний в сильвине Верхнекамского месторождения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3, с. 709—710.
- Борщевский Ю. А. Геохимическое значение радиационно-химических эффектов радиоактивности K^{40} на примере калийных солей. Автореф. канд. дис. М., 1966, 23 с.
- Гемп С. Д. К вопросу формирования соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1979, № 9, с. 133—146.
- Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 488 с.
- Герлинг Э. К., Титов Н. Е., Ермолин Г. М. Определение константы «К-распада» K^{40} . — Докл. АН СССР, 1949, т. 68, № 3, с. 553—556.
- Дорогоговец Т. И., Зорькин Л. М., Войтов Г. И. Газы эваноритовых толщ данковолебединского горизонта Приштытской впадины. — Докл. АН СССР, 1972, т. XVI, № 10, с. 922—925.
- Дуброва Н. В., Несмелова З. П. Изотопный состав углерода природного метана. — Геохимия, 1968, № 9, с. 1066—1071.
- Зыков П. А., Лушинович Ю. И. Радиоактивные элементы в породах Старобинского месторождения калийных солей. — Докл. АН СССР, 1969, т. XIII, № 7, с. 331—332.
- Каменский И. Л., Лобков В. А., Писаев Э. М., Бескровный Н. С., Кудрявцева Е. И., Ануфриев Г. С., Павлов В. П. Компоненты верхней масти Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C). — Геохимия, 1976, № 5, с. 682—695.
- Каменский И. Л., Якуцени В. П., Мамырин Б. А., Ануфриев С. Г., Толстухин Н. И. Изотопы гелия в природе. — Геохимия, 1974, № 8, с. 914—931.
- Куриаков Н. С., Лешков П. И. Индерское озеро как представитель нового типа хлоркальцевых соляных озер. — В кн.: Бор и калий в Западном Казахстане. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с. 40—61.
- Мишин Г. Т. О природе радиоактивности калийных солей Верхнекамского и Старобинского месторождений. — Труды ВНИИГ, Л.: Недра, 1971, вып. 55, с. 10—15.
- Морачевский Ю. В., Безденежных А. Г., Полснова Т. Б., Тихомирова М. М., Черепенников А. А. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений. Вып. XVII. Л.: Госхимиздат, 1939. 88 с.
- Некрасов Б. В. Курс общей химии. М.—Л.: Госхимиздат, 1953. 971 с.
- Несмелова З. П. О газах в калийных солях Березниковского рудника. — Труды ВНИИГ, Л.: Госхимиздат, 1959, вып. 35, с. 206—243.
- Несмелова З. П. Геохимические особенности газов соленосных пород. — Труды ВНИИГРИ, Л.: Госполтехиздат, 1961, вып. 174, с. 177—185.
- Несмелова З. П. Газы древних соляных отложений. — В кн.: Метап. М.: Недра, 1978, с. 218—222.
- Несмелова З. П., Травникова Л. Г. Радиогенные газы древних соляных отложений. — Геохимия, 1973, № 5, с. 716—722.
- Пермяков А. С., Проскуряков И. М. Внезапные выбросы соли и газа. Л.: Недра, 1972. 179 с.

- Петерсон Дж. А., Хайт Р. Дж. Пенсильванские эвапорито-карбонатные цыбли и их взаимосвязь с залежами (распространением) нефти в южной части Скалистых гор.— В кн.: Соленаккопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 127—159.
- Роджерс Т. Гелленосные природные газы. М.—Л.: ОНТИ, 1935. 218 с.
- Справочник по растворимости солевых систем. Т. 2. Ред. А. Д. Пельш. Л.: Химия, 1975. 1062 с.
- Черепеников А. А., Рогозина Е. А. О газах Старобинского месторождения калийных солей.— В кн.: Материалы по геологии районов соленаккопления. М.: Недра, 1964, с. 277—281.
- Якуцени В. П. Геология гелия. М.: Недра, 1968. 232 с.
- Freyer H. D. Degradation products of organic matter in evaporites containing trapped atmospheric gases.— Chem. Geol., 1978, vol. 23, N 4, p. 293—307.
- Moore G. W. Geologic Significance of the Minor Element Composition of Marine Salt Deposits.— Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 1, p. 214—221.
- Muller P., Heimel W. Verfahren zur Bestimmung der Gaskonzentrationen der Gassalze des Sudharr — und Werrakalibergebirges.— Bergbautechnik, H. 6, 1956, s. 56—72.
- Oelsner O. Ergebnisse neuer Untersuchungen in CO₂ — führenden Salzen des werra — revieres.— Freiburger Forschung, 1961, H. A. 183, s. 5—19.

В. И. Галкин

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Для выявления основных особенностей распределения газов по разрезу и площади изучались имеющиеся данные по микровключенным и свободным газам, органическому веществу пород (ОВ). Проведено сопоставление микровключенных газов со свободными и с ОВ пород.

Данные разведочного бурения свидетельствуют о частых газопроявлениях, осложняющих процесс бурения, которые наиболее интенсивно проявляются в силъвинито-карналлитовой зоне. Анализ свободных выделений газов показывает, что максимальное число их произошло при проходке пластов В, Г и Д. Сопоставив количество газовыделений по площади для пласта В с содержанием микровключенных газов, установили, что они приурочены к зонам с повышенным содержанием микровключенных газов. Изучение связи газоносности пород со структурными особенностями залегающих пластов базировалось на основе данных о газоносности пласта В в сводовых и погруженных частях складок. Для сравнения подсчитано отношение модалной насыщенности микровключенными газами сводовых частей и погружений. Для южной части Верхнекамского месторождения оно равно 1,51, т. е. породы сводов складок содержат микровключенных газов больше, чем места погружений пласта.

Рассмотрим количественное (мл/кг) и качественное распределение микровключенных газов по разрезу месторождения. Изменение содержания микровключенных газов характеризуется ритмичностью, минимальное количество приходится на каменные соли, большее — в силъвинитах и максимальное — в карналлитах.

Распределение микровключенных углеводородных газов по разрезу месторождения проанализируем во взаимосвязи с компонентами ОВ. В порядке возрастания насыщенности пород микровключенными углеводородными газами пласты можно расположить следующим образом: Кр. III, каменная соль Кр. II — Кр. III; Кр. II (в пласте Кр. II концентрации газов располагаются строго ритмично, нечетные слои с 1 по 7 имеют повышенную микрогазоносность, четные — пониженную, причем наблюдается увеличение газоносности снизу вверх); начиная с пласта Кр. I — Кр. II микрогазоносность резко возрастает и отмечается увеличение этана

Характеристика изменчивости пласта АБ

Исследуемые показатели	Зоны с интенсивными газовыделениями				Зоны без интенсивного газовыделения			
	Max	Min	\bar{X}	σ	Max	Min	\bar{X}	σ
KCl	41,52	31,15	36,32±2,57		41,18	30,53	37,47±2,40	
MgCl ₂	8,75	0,27	2,53±1,37		4,51	0,18	0,82±1,20	
NaCl	61,69	28,57	48,12±8,62		62,15	43,81	55,00 ± 1,76	
Br	0,113	0,018	0,060±0,041		0,066	0,019	0,047±0,006	
Нерастворимый остаток	7,83	3,92	5,87±0,81		7,76	3,98	5,88±0,83	
H ₂ O	24,82	0,28	5,75±6,48		6,12	0,24	1,62±0,91	
CaSO ₄	2,50	1,10	1,68±0,32		2,75	0,70	1,77±0,40	

по сравнению с метаном; наиболее богаты углеводородами пласты А, Б и особенно В. Аналогичным распределением характеризуются и компоненты ОВ.

Нами установлено, что между метаном и этаном, метаном и суммой тяжелых углеводородов (т. у.) существуют значимые корреляционные связи только для сильвинитовых пластов и каменной соли (Кр. I — Кр. II), затем они нарушаются. Количественные зависимости между этаном и т. у. характеризуются тесными корреляционными связями для всех пластов. Прослеживается корреляционная связь между метаном и содержанием ОВ для нижних сильвинитовых пластов, выше по разрезу связь нарушается.

Проанализировав изменение отношения нормального бутана к его изомеру, установили, что данное отношение в пределах самих пластов увеличивается к кровле, вверх по разрезу, достигая своего максимума в пласте В. Таким образом, можно считать, что в калийных пластах имеет место перераспределение газов как внутри пласта, так и по разрезу месторождения. В пользу возможной миграции газов свидетельствуют данные минерального состава пласта АБ.

В пределах зон, где произошли выделения свободных газов, изменчивость геологических показателей значительно выше, чем в зонах, где их не отмечалось. Некоторые статистические значения, характеризующие изменчивость геологических показателей пласта АБ, приведены в таблице. Из таблицы видно, что связь изменчивости компонентов с повышенной газоносностью пласта АБ прослеживается по MgCl₂, NaCl, Br и H₂O.

Изучение отношения метана к этану позволило выявить, что оно закономерно уменьшается вверх по разрезу месторождения. Об увеличении доли т. у. в верхних пластах свидетельствуют и данные анализов свободных газов. В газах пласта Кр. II количество т. у. не превышает 1%, полосчатых сильвинитах — 5,5%, пестрых сильвинитах — 21%. Количественное сопоставление компонентов свободных и микровключенных газов показывает, что свободные газы содержат большее количество метана, чем микровключенные, так как метан легче мигрирует в сравнении с т. у.

Нами оценена взаимосвязь свободных и микровключенных газов по данным нефтяных коэффициентов (НК — отношение т. у. к метану) и получено:

Пласт	Свободные газы	Микровключенные газы
В — карналлитовый	6,1	2,3
Б — пестрый сильвинит	7,1	2,0
А — полосчатый сильвинит	6,3	0,6
Кр. II — сильвинит	1,2	1,0

Значения НК близки только для пласта Кр. II, равновесие газов не нарушено, следовательно, можно предположить, что газы сформировались за счет «своего» органического вещества. Для более верхних пластов отмечается значительное увеличение НК в свободных газах по сравнению с микровключенными, что свидетельствует о паличии «хроматографического» эффекта. Необходимо отметить, что увеличение содержания гелия и аргона в микровключенных газах соответствует росту их и в свободных.

Можно предположить, что микровключенные и свободные газы Верхнекамского месторождения, несмотря на некоторые количественно-качественные различия в составе, образовались в самой соляной толще, так как все показатели характеризуют только незначительное перераспределение газов, что отвергает возможную, вертикальную миграцию их из нижерасположенных нефтегазовых залежей.

З. Н. Несмелова, С. Д. Гемп

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ГАЗОВ ПОДСОЛЕВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

(на примере Чу-Сарысуйской синеклизы)

Пространственная связь нефтяных и газовых залежей с галогенными отложениями широко обсуждается в литературе. Однако многие стороны этой связи остаются неисследованными. Особенно слабо изучены геохимические и физико-химические аспекты проблемы: газопроницаемость экранирующих соляных пород, химический и изотопный состав газов под межсолевыми залежами, геохимические условия их формирования и т. д.

Характерной особенностью газов подсоловых комплексов является их азотный состав. По данным Р. Мюллера и др. [Muller e. a., 1973], в подсоловом комплексе красноцветов (Р) Центрально-Европейского бассейна выделены четыре типа газов:

- CH_4 -тип, $\text{УВ} > 75\%$, $\text{N}_2 < 25\%$;
- $\text{CH}_4 - \text{N}_2$ -тип, $\text{УВ} = 75-50\%$, $\text{N}_2 = 25-50\%$;
- $\text{N}_2 - \text{CH}_4$ -тип, $\text{УВ} = 50-25\%$, $\text{N}_2 = 50-75\%$;
- N_2 -тип, $\text{УВ} < 25\%$, $\text{N}_2 > 75\%$.

Среди них преобладают первый и последний, а промежуточные встречаются реже и в малых количествах. Источником углеводородных газов, образовавших залежи в красноцветных породах, считают угли. Немецкие исследователи провели балансовые расчеты возможности образования азота за счет метаморфизма углей и пришли к выводу об эпигенетичности азота в красноцветах. Об этом же свидетельствует и обогащенный тяжелым изотопом ($\delta \text{N}^{15} = +6 + 12\%$) азот, а также скопление газа с высоким содержанием азота над тектонически нарушенными зонами. Газы обогащены азотом, выделившимся при метаморфизме пород, длительное время находившихся в областях геотермических аномалий. Поставщиками такого азота служили тектонически нарушенные области, особенно глубокие разломы. При вертикальной миграции через породы, содержащие органическое вещество, произошла мобилизация углеводородных газов. Известно, что газы красноцветов перми Средне-Европейского бассейна содержат также повышенные количества ртути, вынесенные, по-видимому, из глубоких недр земной коры. В красноцветных породах произошла

аккумуляция газов азотно-метанового типа, так как барьером для дальнейшей миграции послужили цехштейновые соли.

Наличие азотных газов в подсолевых залежах Чу-Сарысуйской синеклизы отмечалось многими исследователями [Нарижная и др., 1976; Айтпаев и др., 1974; Ли и др., 1977]. В Чу-Сарысуйской синеклизе к настоящему времени промышленная газоносность установлена в двух литолого-стратиграфических комплексах: 1) терригенно-карбонатном нижнего карбона, терригенно-красноцветном среднего и верхнего карбона; 2) нижней перми. Помимо двух регионально газоносных комплексов, выделены два, возможно, нефтегазоносных: нижний — терригенно-карбонатный верхнедевонского возраста и верхний — терригенный (нижняя пермь до неогена включительно) [Ли и др., 1977].

Этажное расположение продуктивных толщ обуславливается в основном зонами развития газопоруд, представленных в одних случаях горизонтами ангидритов, в других — каменной солью.

Нижний этаж газоносности связан с терригенно-галогенными образованиями верхнего девона. В Кампурском прогибе под верхнедевонской каменной солью на структуре Придорожная обнаружены залежи углеводородных газов, представленных главным образом метаном (70,85%) и азотом (26,7%). По данным В. Е. Нарижной и др. (1976) (площадь Каменистая), под каменной солью установлена залежь азотного газа (91,45%) с примесью водорода (3,6%). Выше по разрезу на площади Придорожная в отложениях каменноугольного возраста содержится углеводородный газ с высоким коэффициентом сухости (22—36), изотопный состав метана составляет 3,4%. По данным В. И. Власова (1977а), фаменские отложения не занимают большой площади в Чу-Сарысуйской синеклизе и представлены в основном красноцветными песчаниками и алевролитами, т. е. породами терригенными, реже вулканогенно-терригенными, неблагоприятными для нефтегазообразования.

Наиболее перспективная зона нефтегазоносности — Моюнкумская впадина, расположенная в Центральной области Чу-Сарысуйской синеклизы. Она характеризуется повышенной мощностью осадочного чехла. Однако морские осадки в ней занимают незначительную часть и только в отдельных депрессионных участках их мощность возрастает до 1500—1700 м. В Моюнкумской впадине открыто несколько месторождений газа (Амангельды, Айрақты, Жаркүм, Молдыбай и др.). В пермских подсолевых отложениях, представленных песчаниками, обнаружены газы, обогащенные азотом (до 80—99%), характеризующиеся повышенным содержанием гелия и относительно тяжелым изотопным составом углерода метана (—2,20—3,24). В нижнем и средневизейском карбонатном комплексе залежи газов представлены главным образом углеводородными компонентами (коэффициент сухости их резко возрастает с глубиной) (см. таблицу). Наиболее метановые газы больших глубин характеризуются особенно тяжелым изотопным составом углерода (—2,56—2,80, Молдыбай). Концентрации азота в газовых залежах карбонатного комплекса не превышают 8—15% по объему. Отдельные газовые залежи содержат конденсат (20—50 г/м³). Средне- и верхнекаменноугольный и нижнепермский комплексы сложены преимущественно континентальными терригенными породами, способными генерировать углеводороды. Только нижнекарбонные отложения могли быть источниками углеводородов за счет метаморфизма углей и рассеянного органического вещества в основном растительного характера [Власов, 1977а, б]. Вопрос об участии вод в формировании залежей газа в осадочном чехле Моюнкумской впадины в условиях застойного режима остается открытым.

Незначительная дифференциация в компонентном и изотопном составе газов в нижне- и средневизейском карбонатном комплексе свидетельствует о том, что вертикальная миграция газов могла осуществляться по

крупным трещинам и нарушениям в терригенно-осадочной толще. Вертикальная миграция, как известно, легко переходит в латеральную в горизонтах с хорошими коллекторскими свойствами.

Интересно отметить, что на площади Жуалы, расположенной в наиболее погруженной части Моюнкумской впадины, обнаружена залежь азотного газа (99,2%). По данным палеотектонического анализа, структура Жуалы существовала с девона и характеризовалась устойчивым конседиментационным развитием [Беспиков, 1978; Спиряев, 1977].

По-видимому, формирование азотных газов подсолевого комплекса нижней перми носило самостоятельный характер. До начала генерации углеводородных газов по трещинам и разломам из глубоких недр Моюнкумской впадины поступали азотные газы с повышенным содержанием гелия. Дальнейшую миграцию и рассеяние азотных газов экранировали непроницаемые для газа соленосные отложения, в частности галогенные формации перми. Азотные газы, по-видимому, содержат нерасформировавшиеся структуры древнего заложения (например, Жуалы).

Аналогичный результат показал палеотектонический анализ формирования структур Нижнего Прикамья [Синяевский, Бусел, 1967]. Залежки азотных газов приурочены к тем структурам, которые в конце нижнепермского времени были наиболее четко выражены (Афанасовская, Комаровская, Варзи-Омгинская). Структуры же, расположенные рядом, но сформировавшиеся в основном в послепермское время, характеризуются отсутствием азотных залежей (Усть-Зайская, Соболековская и др.). На древнее происхождение азотных газов Нижнего Прикамья указывает и их высокое пластовое давление, которое могло возникнуть за счет опускания структур на глубины до 150—300 м, что давало дополнительный «поджим» азотных газов.

Особенно широко развились залежки азотных газов на Таласском поднятии Чу-Сарысуйской синеклизы. На структурах, расположенных вблизи Таласского поднятия и во внутренней его зоне, обнаружены исключительно азотные газы (Учарал-Кемпертубе, Учарал и др.). Характерно, что в пластовых водах этих залежек содержатся углеводородные компоненты, в основном метан. Как видно из таблицы, газы этих залежек помимо высоких концентраций азота содержат повышенные концентрации гелия и радиогенного аргона (до 376 частей на млн.). Таласское поднятие — сравнительно мобильная зона, где отмечается значительная напряженность теплового поля [Минский, Соколова, 1973]. Морские осадки нижнего карбона здесь резко сокращены в мощности (300—400 м).

Из нижневизейских угленосных отложений Таласского поднятия получены многочисленные, но малодобитные притоки углеводородных газов на структурах Учарал, Кумырлы, Кожекудук. В их составе также присутствуют значительные содержания азота (см. таблицу).

Формирование нижнепермских подсолевых залежек Таласского поднятия, представленных в основном азотом, вероятно, происходило за счет вертикальной миграции из глубоких недр. В позднем палеозое вследствие возникновения серии разрывных нарушений процессы вертикальной миграции могли получить широкое развитие. Высокие концентрации гелия (0,6—0,7%) в составе газов являются прямым признаком миграции азотных газов по разломам и другим проницаемым зонам. Об этом же свидетельствуют высокие величины He/Ar (16—27) и наличие в составе газов повышенных концентраций радиогенного аргона Ar^{40} рад. (до 85,5%). Изотопный состав углерода метана в значительной степени обогащен тяжелым изотопом C^{13} и равен —2,01% (Учарал). Распределение изотопов углерода в составе метана и этана близко к инверсионному. Столь тяжелый изотопный состав углерода этих газов не может быть сформирован за счет биогенных процессов. Он характерен для высокотемпературных газов гидротермальных областей, либо газов, возникших в процессе мета-

морфизма пород в жестких термобарических условиях. Выполнено также отдельное определение изотопного состава азота из подсолевого залежи Учарал. Величина δN^{15} оказалась равна $+8,7\%$ относительно азота воздуха, принятого за 0. По данным зарубежных исследователей азот углеводородных залежей значительно легче $-6,3-8,0\%$ [Muller e. a., 1973].

По-видимому, азот подсолевых залежей, так же как и гелий, имеет глубинный источник. Формирование залежей азотного газа с повышенным содержанием гелия опережало формирование залежей углеводородного состава. Последующее переформирование структур могло привести к образованию залежей смешанного характера азотно-углеводородного состава. В частности, об этом свидетельствует величина отношения CH_4/C_2H_6 + высшие гомологи (от 4,4 до 7,8) в газах подсолевых залежей, довольно низкая для углеводородных газов, прошедших значительный путь миграции через осадочные породы. Чисто азотные газы первичной генерации сохранились лишь на отдельных площадях, хорошо изолированных мощными газупорами (солью, вязкими непроницаемыми глинами и т. д.) на структурах раннего заложения, не подвергавшихся в дальнейшем тектоническим дроблениям.

В пользу глубинного источника азотных газов пермских подсолевых отложений свидетельствует аналогичный состав газов, полученных при бурении скважин в некоторых межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня. Так, в южном горном обрамлении Иссык-Кульской впадины в пределах разломной зоны в районе термальных источников Джеты-Огуз, Жили-Су и других из пород палеозоя (гранитов и известняков) получен газ, на 90,8—100% состоящий из азота [Огай, Есипов, 1975]. В Восточно-Илийской впадине в пределах разломной зоны Северо-Западного борта, в структурных скважинах, пробуренных на Кобынской, Джамбыл-Атауской антиклиналях, зафиксированы самые высокие содержания гелия (до 6,0%), содержание азота в этих газах составляло 89—96%. По данным В. Ф. Огай и Ю. М. Есипова, концентрации азота растут с глубиной, причем наибольшее его содержание зафиксировано в кислых эффузивах пермского возраста (скв. 3-Г, интервал 2909—2992 м). В азотном газе этого же интервала глубин концентрация гелия составляла 2,5%.

По данным М. И. Субботы и Н. М. Сардонникова (1968), на Серафимовской площади в Восточно-Чуйской впадине с глубин 1135—1117 и 2954—2980 м был получен газ, в котором наряду с углеводородными компонентами содержались азот (от 25 до 46%) и водород (от 16 до 20%). В этом же районе скважиной, прошедшей солепосные отложения и вскрывшей палеогеновые отложения на глубине свыше 3000 м, был получен газ, состоящий на 100% из водорода.

Приведенный выше материал позволяет в данном случае отнести азот, водород и гелий к глубинным компонентам, т. е. связанным с гранитной и базальтовой оболочками Земли. Что касается водорода, то его высокий коэффициент диффузии (главным образом реакционная способность) не позволяет ему накапливаться в значительных количествах в залежах углеводородов. Поэтому скопления водорода в сугубо восстановленных условиях возможны только при наличии изолирующих условий (малопроницаемых покрышек — соли, аморфная сера, изверженные рудные породы). Этим и объясняется наличие водорода в слоях, рудных телах, изверженных породах, т. е. в хорошо изолированных системах. Как уже было упомянуто, этот компонент присутствует в составе азотных газов девонских подсолевых залежей на площади Каменистая в количестве 3,6%.

В отличие от водорода такие инертные газы, как азот, гелий и радиогенный аргон, которые также могут иметь глубинную природу, в силу своей химической инертности способны накапливаться в углеводородных залежах, а азот даже создавать самостоятельные скопления в осадочном чехле.

В процессе геологического развития Чу-Сарысу́йской депрессии накапливались вулканогенно-осадочные породы. Магматические образования в основном связаны с породами складчатого фундамента и частично охватывают низы девона. Минимальное залегание фундамента на Центральном Чу-Сарысу́йском поднятии 500 м. В силуре — раннем девоне территория Чу-Сарысу́йской синеклизы поднималась и разбивалась на крупные блоки, испытывавшие в дальнейшем дифференцированные движения [Айтпаев и др., 1971].

Известно, что породы гранитного ряда характеризуются повышенным содержанием радиоактивных элементов — α -излучателей и являются источниками гелия. Однако сохранность гелия в гранитных массивах ничтожна, основная масса (70—90%) образовавшегося в них гелия теряется, разгружается по наиболее проницаемым системам (разломам, зонам трещиноватости и т. д.). В работах А. И. Тугаринова и Ю. Г. Осипова (1972) показано, что величина гелиевого потока, связанная с нарушениями, в несколько раз превышает величину потока газа через массив пород.

Повышенные концентрации гелия в природных газах, как правило, сопровождаются значительными содержаниями азота. На связь гелия с азотом обращали внимание многие исследователи. Следует заметить, что еще в 1921 г. Дж. Роджерс (1935) отмечал факт корреляции этих компонентов и приуроченности проявления высоких концентраций гелия к областям сопряжения осадочной толщи с гранитными массивами.

На основании приведенного фактического и экспериментального материала можно сделать вывод о том, что формирование компонентного и изотопного состава газов подсолевых залежей происходило в процессе вертикальной миграции газов из глубоких недр Чу-Сарысу́йской впадины. Глубинные инертные газы (He, Ar⁴⁰ рад. и N₂) поступали в периоды наибольшей тектонической активности.

Связь радиогенных компонентов с азотом дает возможность допустить совместную их струйную миграцию.

Формирование залежей азотного состава с повышенным содержанием гелия опережало формирование залежей углеводородного состава. Последующее переформирование структур привело к образованию залежей смешанного характера.

ЛИТЕРАТУРА

- Айтпаев К., Афонский М. И., Думов Е. Д., Курманов С., Ларькова Т. П., Суйфуль-Мулюков Р. Б., Тукенов Н. Т. Тектоника и нефтегеологическое районирование Чу-Сарысу́йской впадины.— Изв. АН КазССР. Серия геол., 1971, № 4, с. 22—34.
- Беспиков Д. А. О времени роста локальных структур Чу-Сарысу́йской впадины в связи с их газоносностью.— В кн.: Проблемы геологии и гидрогеологии Казахстана. Вып. 8. Алма-Ата: Наука, 1978, с. 12—14.
- Власов В. И. Роль угленосных толщ в генерации углеводородных газов Чу-Сарысу́йской депрессии.— Изв. АН КазССР, 1977а, № 1, с. 61—65.
- Власов В. И. Геология и нефтегазоносность Казахстана.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977б, с. 122—128.
- Ли А. Б., Филищев Г. П., Шибасев Р. С., Аязбаева Г. А. О геохимии газов Чу-Сарысу́йской впадины.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 116—121.
- Минский Н. А., Соколова В. А. Вторичная минерализация и перспективы нефтегазоносности нижнекаменноугольных пород Чу-Сарысу́йской впадины в связи с тектонической активностью.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 10, с. 86—94.
- Нарижная В. Е., Коренкова Л. И., Муранова Л. Я. Закономерности изменения состава природных газов Чу-Сарысу́йской впадины.— Труды ВНИИГазпром, 1976, вып. 1/3, с. 12—16.
- Огай В. Ф., Есипов Ю. М. О структурном положении газопроявлений некоторых впадин Северного Тянь-Шаня.— Вопросы нефтегазоносности и металлогении Тянь-Шаня. Фергана, 1975, с. 54—56.
- Синявский Е. И., Бусел Г. Д. Залежи биогенного азотного газа — показатель вертикальной миграции нефти и подземных вод.— Геология нефти и газа, 1967, № 4, с. 47—51.

- Спржаев Н. Ж. Формирование локальных структур юго-востока Чу-Сарысуйской впадины в связи с их газоносностью. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 129—133.
- Суббота М. И., Сардонников Н. М. О генезисе газа, состоящего из азота, окиси углерода и водорода, некоторых межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. — Геохимия, 1968, № 5, с. 612—617.
- Тугаринов А. И., Осипов Ю. Г. Газленосность гранитных массивов Центрального Казахстана. — Геохимия, 1972, № 10, с. 1287—1292.
- Роджерс Д. Газленосные природные газы. М.: ОНТИ, 1935. 215 с.
- Müller P., Goldbecher K., Gommern, Botneva T. Zu der Geochemie und der Genesis der Stickstoffien (auf dem Beispiel der Erdölen des Mitteleuropäischen Bassins). — Zeitschrift angewandte Geol., 1973, Bd 19, Hf. 10, s. 494—499.

И. А. Кицис

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ ПОДСОЛЕВЫХ И МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Состав природных газов юга Сибирской платформы тесным образом связан с особенностями гидрохимических и термодинамических условий водонапорной системы Ангаро-Ленского нефтегазопосного бассейна [Кулибакина, 1968; Самсонов, 1975]. Присутствие в разрезе мощных соленосных толщ обусловило формирование в меж- и подсолевых горизонтах высокоминерализованных рассолов. Процесс образования рассолов происходил как на стадии формирования солеродного бассейна, когда в подстилающие отложения опускалась метаморфизованная рапа [Валяшко, 1965], так и в периоды активизации тектонических движений, когда увеличение пластовых давлений и температур приводило к перекристаллизации галита, сокращению пористости и выжиманию остаточной рапы. В эти периоды каменная соль обладала максимальной пластичностью, аномально-высокими внутрипоровыми давлениями, что приводило к явлениям гидроразрыва и проникновению высококонцентрированных рассолов в зоны меньших давлений — подстилающие и перекрывающие продуктивные горизонты. На юге Сибирской платформы этот процесс происходил неоднократно и неравномерно по площади [Басков, 1976] и способствовал формированию в меж- и подсолевых отложениях горизонтов с высокими давлениями, превышающими нормальные гидростатические.

Поэтому соленосные толщи, обычно выделяемые как региональный экран для вертикального движения системы флюиды — газ, нами рассматриваются в качестве генератора давлений и высококонцентрированных рассолов на протяжении всего этапа погружения вежд-кембрийских отложений юга Сибирской платформы [Корнев и др., 1975].

Таким образом, наряду с зонами создания напоров в горно-складчатом обрамлении в центральных частях бассейна формировались внутренние зоны создания напоров. В результате в недрах возникали два направления движения вод: одно из обрамления в глубь бассейна, другое — из внутренних частей бассейна к его периферии.

В результате этих особенностей гидродинамики изменение химического состава под- и межсолевых горизонтов подчиняется следующей зональности: пресные воды гидрокарбонатно-натриевого и гидрокарбонатно-кальциевого состава приурочены к выходам на поверхность водовмещающих комплексов, где развиты процессы инфильтрации. Вторая зона установлена в узкой полосе, примыкающей к обрамлению, где распространены воды хлоридно-натриевого типа. Минерализация вод по сравнению с зоной инфильтрации возрастает до 300 г/л и более. Центральная область бассейна отличается максимальной гидрогеологической закрытостью

недр. Здесь развиты высокоминерализованные хлоридно-кальциевые рассолы. Это область максимальных пластовых давлений.

Состав свободных и растворенных в водах газов изменяется как в вертикальном направлении, так и латерально и хорошо увязывается с гидрогеологической зональностью.

Для газов, связанных с подсолевыми отложениями, выделено несколько зон преимущественного распространения углеводородных газов различного типа.

Углекисло-азотно-метановые газы с повышенным содержанием негорючих ($N_2 + CO_2 > 30\%$; $C_nH_{2n+2} - 0-5\%$; $CH_4 - 0-70\%$) распространены в периферической части бассейна, в области выходов на поверхность или неглубокого залегания терригенных отложений мотской свиты (до 1000—1300 м). Здесь сказывается влияние инфильтрационных вод, вследствие чего газы подсолевого продуктивного (парфеновского) горизонта обогащены азотом воздушного происхождения. Содержание углекислого газа увеличивается за счет проникновения газов метаморфического происхождения из смежной горно-складчатой области Восточного Саяна.

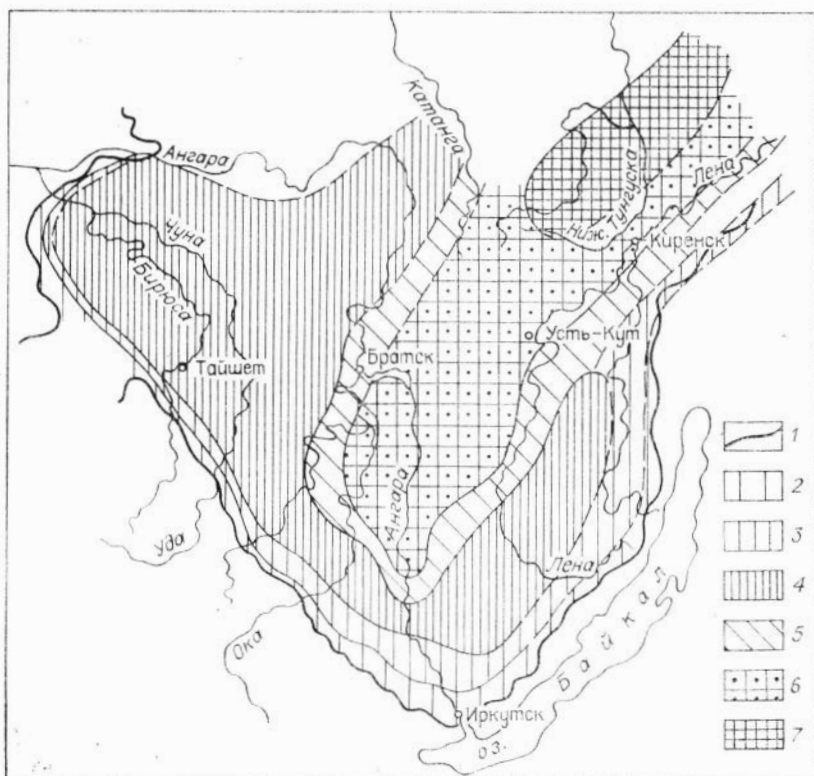


Рис. 1. Схема зональности углеводородных газов подсолевых отложений (парфеновский горизонт).

1 — граница выходов на поверхность мотской свиты; 2 — зона углекисло-азотно-метановых газов с повышенным содержанием негорючих ($N_2 + CO_2 > 30\%$; $C_nH_{2n+2} - 0-5\%$; $CH_4 - 0-70\%$); 3 — зона углекисло-азотно-метановых газов ($N_2 + CO_2 - 15-30\%$; $C_nH_{2n+2} - 0-5\%$; $CH_4 - 65-85\%$); 4 — зона метановых газов ($N_2 + CO_2 - 0-15\%$; $C_nH_{2n+2} - 0-5\%$; $CH_4 - 80-100\%$); 5 — зона метановых газов с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана и негорючих ($N_2 + CO_2 - 5-15\%$, $C_nH_{2n+2} - 5-15\%$; $CH_4 - 70-90\%$); 6 — зона метановых газов с тяжелыми гомологами метана ($N_2 + CO_2 - 0-5\%$; $C_nH_{2n+2} - 5-15\%$; $CH_4 - 80-90\%$); 7 — зона метановых газов с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана ($N_2 + CO_2 - 0-5\%$; $C_nH_{2n+2} - 15-30\%$; $CH_4 - 65-85\%$).

Углекисло-азотно-метановые газы ($N_2 + CO_2 - 15-30\%$; $C_nH_{2n+2} - 0-5\%$; $CH_4 - 65-80\%$) появляются по мере погружения пород комплекса в интервале глубин 1200—1800 м. Здесь содержание негорючих компонентов — азота и углекислоты — заметно снижается, а одновременно увеличивается концентрация метана и появляются тяжелые гомологи метана. Постепенное обогащение газов метаном обусловлено влиянием эксфильтрационного потока седиментационных вод, несущих углеводородные газы, и их смешением с газами воздушного происхождения, поступающими с нисходящим потоком инфильтрационных вод.

Метановые газы ($N_2 + CO_2 - 0-15\%$; $C_nH_{2n+2} - 0-5\%$; $CH_4 - 80-100\%$) распространены в районах Прибайкалья и Присяянья, и зона их развития отступает от обрамления в глубь бассейна по мере погружения водоносных горизонтов. Глубина залегания подсолевого терригенного комплекса в Вехнеленской впадине 2100—2800 м и возрастает в Саяно-Енисейской синеклизе до 5000 м и более. Пластовые условия в зоне распространения метановых газов отличаются высокими температурами ($120-150^\circ$), аномально-высокими давлениями, достигающими 370 ат, и максимальными концентрациями хлоридно-кальциевых рассолов.

Метановые газы с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана и негорючих газов ($N_2 + CO_2 - 5-15\%$; $C_nH_{2n+2} - 5-15\%$; $CH_4 - 70-90\%$) в современном тектоническом плане приурочены к склонам крупных структурных элементов, отличающихся унаследованным развитием. Газы данного типа распространены на склонах Ангаро-Пеледуйской антеклизы. Притоки газа получены в пределах Непского сводового поднятия и его юго-восточного погружения на Братском выступе. Гидрогеологический режим этой зоны характеризуется подтоком пластовых вод из погруженных частей впадин. Продуктивные горизонты залегают на глубинах порядка от 2600—2400 до 1800 м. Это структуры, унаследованно развивавшиеся в течение раннего палеозоя и служившие региональными зонами нефтегазонакопления. Гидрогеологические условия области распространения данного типа газов отличаются высокой степенью метаморфизма пластовых вод и значительным снижением пластовых давлений и температур по сравнению с внутренними областями создания напоров. Последнее определяет восходящее движение рассолов из прилегающих впадин и сепарацию углеводородов, растворенных в водах, в пределах локальных участков, названных «термобарическими ловушками».

Межсолевой (осинский) горизонт представлен битуминозными известняками, залегающими среди пластов каменной соли. Пластовые условия характеризуются сравнительно низкими температурами, значения которых изменяются от 15° в полосе, прилегающей к обрамлению, до 43° в пределах Ангаро-Пеледуйской антеклизы. В наиболее погруженных частях бассейна, в Саяно-Енисейской антеклизе пластовые температуры могут возрасти, как показывают расчеты, до 100° . Пластовые давления изменяются от 16 до 363 ат и на большей части бассейна превышают гидростатические на 50—130 ат. Максимальные величины связаны с участками, где мощность каменной соли возрастает. Только вблизи обрамления, где выклинивается соль, пластовые давления близки гидростатическим.

Распространение природных газов в межсолевом (осинском) горизонте подчинено той же зональности, что и для терригенного комплекса. По направлению от обрамления в глубь бассейна наблюдается изменение состава газов и по соотношению отдельных компонентов выделены различные зоны.

Углекисло-азотно-метановые газы с повышенным содержанием негорючих распространены в узкой полосе вдоль обрамления, где из разреза исчезают пласты соли усольской свиты. Глубина залегания водоносных

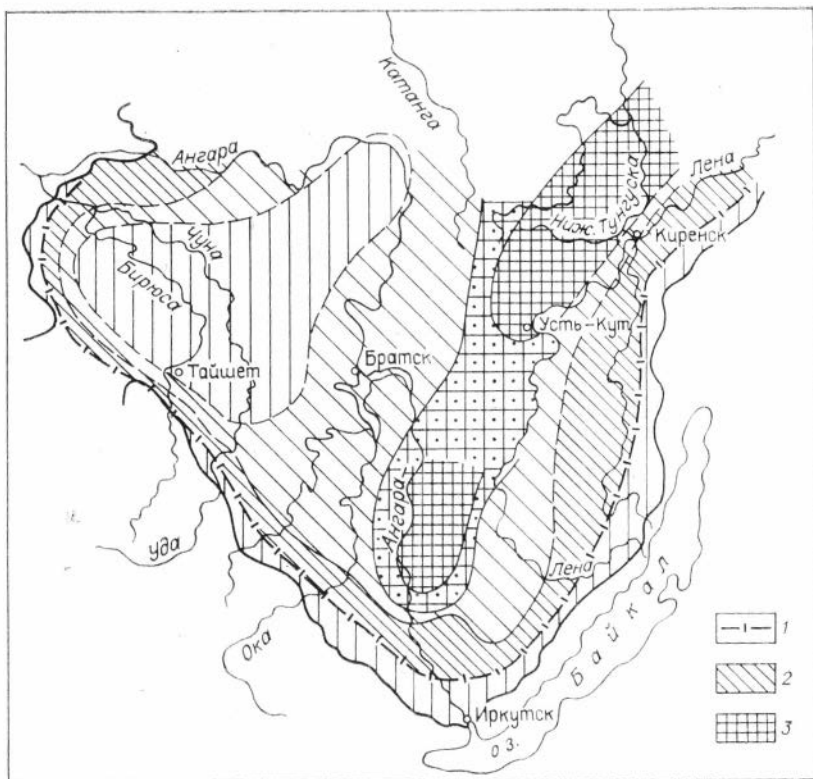


Рис. 2. Схема зональности углеводородных газов межледниковых отложений (оспский горизонт).

1 — граница распространения усолевой соли; 2 — зона углекисло-азотно-метановых газов с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана ($N_2 + CO_2$ — 15% и больше; C_nH_{2n+2} — 5—15%; CH_4 — 0—80%); 3 — зона метановых газов с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана ($N_2 + CO_2$ — 0—5%; C_nH_{2n+2} — 15—30% и больше; CH_4 — 0—80%).

Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

горизонтов здесь 500—700 м. Режим подземных вод этой зоны характеризуется смешанным влиянием инфильтрационных вод хлоридно-натриевого состава и эксфильтрационного потока подсолевого комплекса.

Углекисло-азотно-метановые газы с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана распространены в бассейне по мере погружения комплекса до глубин 1200—1300 м и появления пластов в каменной соли. В этой зоне уменьшается содержание негорючих компонентов и возрастает концентрация тяжелых гомологов метана.

Метановые газы с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана и негорючих газов развиты полосой, охватывающей Верхоленскую впадину и Саяно-Енисейскую синеклизу. Гидрогеологический режим этой зоны характеризуется распространением хлоридно-кальциевых рассолов очень высокой минерализации и максимальными пластовыми давлениями, т. е. это внутренние области создания напоров в Ангаро-Ленской системе.

Метановые газы с тяжелыми гомологами метана распространены на склонах Ангаро-Пеледуйской антеклизы. Пластовые воды представлены высоко минерализованными хлоридно-кальциевыми рассолами. Метановые газы, обогащенные тяжелыми гомологами метана, распространены наиболее широко и охватывают Ангаро-Пеледуйскую антеклизу. К этому типу относятся газы, полученные во время испытаний на Атовской, Осинской, Южно-Радуйской площадях и на Марковском месторождении. Зона

метановых газов с повышенным содержанием тяжелых гомологов метана совпадает с областью распространения высоко метаморфизованных рассолов и пониженных пластовых давлений в условиях эксфильтрационного режима.

Зона метановых газов в осинском горизонте пока не установлена. По аналогии со свободными газами она может быть развита в наиболее погруженной части бассейна, в Саяно-Енисейской синеклизе, где существуют наиболее жесткие термобарические условия: высокие давления и температуры. Можно ожидать, что газы бортовой зоны Саяно-Енисейской и Тунгусской синеклиз и западного склона Непского свода в области развития траппового магматизма будут обогащены CO_2 за счет термического воздействия пластовых интрузий. Об этом свидетельствует анализ газа в скв. 3 Илимской площади, в составе которого установлены повышенные значения CO_2 .

Залежи углеводородов на юге Сибирской платформы формировались на ранних этапах развития нефтегазоносного бассейна, а их миграция определялась направлением конседиментационных вод от внутренних зон создания напоров к периферии и внутрибассейновым поднятиям, где наблюдался дефицит давления.

В связи с тем, что в послесилурское время описываемая территория испытывала устойчивое воздымание, сопровождавшееся на большей части территории падением пластовых давлений, выстуживанием осадочного чехла и, как следствие, эпигенетическим изменением коллекторов, протекающем наиболее интенсивно в бассейнах с мощными соленосными толщами [Виноградов, 1978], регионально нефтегазоносные горизонты под и межсолевых отложений в настоящее время разобщены и представляют собой отдельные линзы. Длительная история развития бассейна привела к тому, что в настоящее время мы наблюдаем фрагменты древней вертикальной зональности углеводородов, сохранившейся от разрушения и дегазации.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова Н. К. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1965. 160 с.
- Виноградов Л. Д. Состояние изученности вопроса о формировании залежей нефти и газа запечатанного типа и задачи их поисков. М., ВИЭМС, 1978. 52 с.
- Басков Е. А. Главные черты распространения и формирования основных типов подземных рассолов Сибирской платформы.— В кн.: Подземные рассолы СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1976, с. 61—75.
- Корнев Б. В., Кидис И. А., Кисель М. И., Несмеянова Л. И., Сальман Г. Б. История развития и особенности нефтегазоаккумуляции в соленосном бассейне краевой части Сибирской платформы.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975, с. 59—63.
- Кулибакина И. Б. Закономерности изменения состава жидких и газообразных углеводородов основных продуктивных горизонтов нижнего кембрия Иркутского амфитеатра.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М.: Недра, 1968, с. 398—404.
- Самсонов В. В. Иркутский нефтегазоносный бассейн. Иркутск, 1975. 196 с.

СОДЕРЖАНИЕ

И. Б. Кулибакина. Факторы, определяющие приуроченность залежей углеводородов к бассейнам соленакончления	3
Ю. А. Пванов. Соленосные бассейны Евразии и их роль в формировании нефтегазоносных областей	6
Л. П. Несмеянова. Типы и системы карбонатных органогенных построек в соленосных толщах и масштабы их нефтегазоносности	15
М. И. Островский, В. Б. Сдобников, Л. Б. Миронов. Тектонические условия формирования солевых толщ в отдельных зонах обрамления Восточно-Европейской платформы	25
Г. Е.- А. Айзенштадт, Г. И. Сленакова. Структурно-генетические соотношения и связи подсолевых и подсолевых комплексов солянокупольных областей	31
Л. Г. Кирюхин, П. И. Канустин, И. И. Комиссарова. Палеогеографические и палеотектонические условия формирования кунгурской соленосной формации Прикаспийской впадины и ее влияние на размещение залежей нефти и газа	40
В. М. Котельников. Перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений Западного Прикаспия	48
Ю. А. Писаренко, С. Б. Файницкий, Е. Г. Скорнякова, Ю. И. Никитин. Использование особенностей строения галогенных отложений для прогнозирования перспектив нефтегазоносности подсолевого комплекса в пределах внешней бортовой зоны Прикаспийской впадины	54
В. С. Лучников. О слоистости в соляных куполах Юго-Западного Таджикистана	58
Д. С. Писарев, В. В. Муравьев. Геологическое строение соленосной толщи Оренбургского газоконденсатного месторождения	66
П. Е. Ефремов, В. И. Егоров, И. А. Кологреева. Особенности строения ангидритовых толщ окского надгоризонта и их связь с нефтегазоносностью хемогенных доломитов Куйбышевско-Оренбургского Завольжья	71
Г. М. Толкачев, А. С. Зуева, В. И. Кошкин, Р. И. Дозорцев. Некоторые результаты поисковых исследований по комплексному освоению недр центральной части Соликамской впадины	75
Ю. Д. Николаев, С. И. Сивков. Взаимосвязь эвапоритовых отложений Тимано-Печорской провинции с залежами нефти и газа	79
В. К. Гавриш. Палеотектонические условия формирования соленосных толщ Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью	84
Б. Д. Агеев. К истории формирования среднепалеозойских эвапоритов Чусарысуйской депрессии в связи с поисковыми работами на нефть и газ на юге Казахстана	89
Ф. С. Ульмасвай. Соленосные формации Сибирской платформы в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности	97
С. Л. Арутюнов, А. С. Ильин, И. П. Комарова, В. П. Корчагин, Г. Я. Шутон. Цикличность галогенно-карбонатного структурно-формационного комплекса кембрия юга Сибирской платформы в связи с прогнозом порово-кавернозных коллекторов	102
И. И. Комарова, А. С. Ильин. Закономерности размещения карбонатных коллекторов нефти и газа в кембрийской соленосной формации юга Сибирской платформы	105
Л. Д. Виноградов, Р. С. Сахибгареев, Н. А. Кишис. Катагенетическое запечатывание галитом залежей нефти и газа	112
А. И. Поливанова. Распределение и происхождение основных запасов метана и сероводорода в зависимости от распространения соленосных отложений	121

А. Н. Гусева, Л. А. Файнгерш. Влияние эвапоритов на накопление гетероатомных соединений в нефтях и газах	130
В. П. Молчанов. Водород в составе газов калийных солей и сульфатов	136
Н. А. Калинин, Ю. Г. Иаместников, В. М. Ротенфельд, Л. А. Файнгерш. Связь солености и азотоносности природных газов (на примере мезозойских отложений Средней Европы)	140
К.-Х. Элерт, Х.-Ю. Кнабе. Газовые включения в породах цехштейна 2 и 3 (ГДР)	146
В. Н. Аполдонов. Происхождение азота в месторождениях калийных солей	153
В. В. Трубочанинов, В. Ф. Вольнц. Образование молекулярного азота в соленосных отложениях	157
З. Н. Несмелова, С. Д. Гемп. Вероятная модель формирования газовой составляющей соляных пород калийных месторождений	162
В. И. Галкин. Некоторые особенности распределения и формирования газов Верхнекамского месторождения калийных солей	172
З. Н. Несмелова, С. Д. Гемп. Особенности формирования химического и изотопного состава газов подсолевых залежей (на примере Чу-Сарысуйской синеклизы)	174
Н. А. Кицис. Сравнительный анализ углеводородных газов подсолевых и межсолевых отложений юга Сибирской платформы	180

**НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
РЕГИОНОВ
ДРЕВНЕГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ**

Ответственные редакторы
Александр Леонидович Яншин,
Михаил Абрамович Жарков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *А. М. Самсоенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *Г. Н. Шведкина, В. К. Чичельник*

ИБ № 23011

Сдано в набор 27.05.81. Подписано к печати 27.08.82. МП-05022. Формат 70×108²/₁₆. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Уч. печ. л. 16,8. Усл. кр.-отг. 17,3. Уч.-изд. л. 18,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 589. Цена 2 р. 80 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Факторы, определяющие приуроченность залежей углеводородов к бассейнам соленакотления. Кулибакина И. Б. Нефтегазоносность регионов древнего соленакотления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Накоплению органического вещества в солеродных бассейнах способствуют физико-химические условия соленакотления. Повышенный тепловой поток областей соленакотления увеличивает степень реализации их нефтегазоматеринского потенциала и облегчает процессы первичной миграции жидких и газообразных углеводородов. Геохимическая обстановка солеродных бассейнов обуславливает выделение водно-растворенных газов в свободную фазу. Развитие в бассейнах карбонатные толщи являются резервуарами для залежей углеводородов, а высокая пластичность каменной соли обеспечивает надежные экраннующие свойства. Библиогр. 7.

УДК 553.631 : 553.982 + 553.981(4/5)

Соленосные бассейны Евразии и их роль в формировании нефтегазоносных областей. Иванов Ю. А. Нефтегазоносность регионов древнего соленакотления. — Новосибирск: Наука, 1982.

На основании анализа геологического строения и нефтегазоносности соленосных бассейнов Евразии сделаны выводы об условиях нефтегазоакотления в их пределах. Отмечается повсеместная нефтегазоносность подсолевых отложений и рассматриваются основные факторы, определяющие их высокую продуктивность. Показан дифференцированный характер нефтегазоносности надсолевых отложений соленосных бассейнов. Отмечены закономерности пространственного размещения зон нефтегазоакотления в под-и надсолевых комплексах. Табл. 1. Библиогр. 7.

УДК 553.631 : 552.58 : 553.982.553.981

Типы и системы карбонатных органогенных построек в соленосных толщах и массивах их нефтегазоносности. Песмеянова Л. И. Нефтегазоносность регионов древнего соленакотления. — Новосибирск: Наука, 1982.

В мировой геологической литературе используется около 30 терминов для обозначения органогенных построек, что приводит к неоднозначному их пониманию. В связи с этим вводится термин «органогенное аккумулятивное тело» (ОАТ). Приводятся данные о распространении нефтегазоносных ОАТ в солеродных бассейнах мира, их типизация относительно обстановок формирования и внешние диагностические признаки, а также распределение 709 нефтегазоносных залежей в различных солеродных бассейнах мира по типам систем ОАТ и категориям крупности. Ил. 3. Табл. 4. Библиогр. 5.

УДК 553.631 : 551.247(4—11)

Тектонические условия формирования солевых толщ в отдельных зонах образования Восточно-Европейской платформы. Островский М. И., Сдобников В. Б., Миронов Л. Б. Нефтегазоносность регионов древнего соленакотления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрены особенности строения областей соленакотления по периферии и на обрамлении Восточно-Европейской платформы. Установлена зависимость масштабов соленакотления и галокинеза от региональной структуры фундамента и чехла. Подтверждена роль разломов и блоковых подвижек в формировании солевых структур, показана связь последних с зонами нефтегазоакотления. Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 7.

УДК 551.248/574/

Структурно-генетические соотношения и связи надсолевых и подсолевых комплексов солянокупольных областей. Айзенштадт Г. Е.— А., Слепачова Г. П. Нефтегазоносность регионов древнего соленакотления. — Новосибирск: Наука, 1982.

В свете современных представлений о глубинном строении Прикаспийской впадины рассматривается вопрос о закономерных связях особенностей солянокупольных структур с разломно-блоковым строением фундамента и подсолевого палеозоя. Сделан вывод о возможности прогнозирования глубинного строения впадины по характеру соляной тектоники. Ил. 2. Библиогр. 18.

УДК 553.631 : 551.8 + 551.247 : 551.736.1 : 553.982.553.981

Палеогеографические и палеотектонические условия формирования кунгурской соленосной формации Прикаспийской впадины и ее влияние на размещение залежей нефти и газа. Кирюхин Л. Г., Капустин И. И., Комиссарова И. Н. Нефтегазоносность регионов древнего соленакотления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрены особенности строения осадочного чехла Прикаспийской впадины и истории ее геологического развития. Они подтверждают, что формирование кунгурской соленосной формации началось в условиях глубоководного морского эпиконтинентального бассейна, занимавшего территорию впадины и ее платформенное обрамление. Отмечена роль соленосной формации в процессе формирования залежей нефти и газа как региональной покрывки. Ил. 4. Библиогр. 7.

Перспективы нефтегазоносности подсоловых отложений Западного Прикаспия. Котельников В. М. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

На основе геофизического материала и данных бурения рассматривается геологическое строение и история геологического развития западной части Прикаспийской впадины и ее обрамления. В подсоловых отложениях выделяются два нефтегазоносных резервуара: фаменско-нижнебашкирский и каширско-нижнепермский. Последний подразделяется на два литолого-стратиграфических комплекса. Дается оценка перспективности выделенных резервуаров и комплексов на поиски в них залежей нефти и газа. Ил. 3.

Использование особенностей строения галогенных отложений для прогнозирования перспектив нефтегазоносности подсолового комплекса в пределах внешней бортовой зоны Прикаспийской впадины. Писаренко Ю. А., Файницкий С. В., Скорнякова Е. Г., Пицигитц Ю. П. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

На основании обобщения данных бурения и сейсморазведки (МОГТ) с использованием методов математической статистики по нижнепермским галогенным отложениям установлено существование палеопрогибов и палеоподнятий. Отмечена перспективность последних в отношении поиска месторождений нефти и газа и показана методика выделения палеопрогибов и палеоподнятий. Ил. 3. Библиогр. 2.

О слоистости в соляных куполах Юго-Западного Таджикистана. Лучников В. С. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Подробно рассмотрено строение соляных тел Юго-Западного Таджикистана и характер их слоистости. Показано, что каждая из существующих точек зрения на природу слоистости соляных тел противоречит тем или иным данным о их строении и закономерностях пространственного положения. Наиболее полно строение и слоистость соляных тел Таджикистана можно объяснить с позиций гипотезы гидровулканизма, предложенной П. П. Иванчуком. Ил. 3. Библиогр. 5.

Геологическое строение соленосной толщи Оренбургского газоконденсатного месторождения. Писарев Д. С., Муравьев В. В. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Приводится новый фактический материал, полученный при изучении геологических условий срочительства Оренбургского газохимического комплекса. Показаны процесс образования соляных структур и особенности соляной тектоники Оренбургского вала, которые были использованы для расчленения центральной части месторождения на геолого-промысловые зоны. Ил. 3. Библиогр. 2.

Особенности строения ангидритовых толщ окского надгоризонта и их связь с нефтегазоносностью хемогенных доломитов Куйбышевско-Оренбургского Заволжья. Ефремов П. Е., Егоров В. Н., Кологреева И. А. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

По данным бурения в южных районах Куйбышевско-Оренбургского Заволжья зафиксировано существование не менее пяти соленосных бассейнов. В отложениях окского соленосного бассейна, существовавшего в центральной части Бузулукской впадины в веневское время, выделяется до шести ритмов, начинающихся известняками и завершающихся ангидритами. Рассмотрены палеогеографические условия развития бассейна; в результате тщательной корреляции отложений выявлено несколько зон размыва, которые в одних случаях уничтожали продуктивные горизонты, в других создавали ловушки неседового типа. Проведенные исследования позволяют выявить перспективные участки для поисков залежей указанного типа. Ил. 3.

Некоторые результаты поисковых исследований по комплексному освоению недр центральной части Соликамской впадины. Толкачев Г. М., Зуева А. С., Копнин В. И., Дозорцев Р. П. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрены первые результаты опытных работ по комплексному освоению недр центральной части Соликамской впадины. На основании анализа опытных работ сделаны предложения о выполнении их в полном объеме с целью оценки перспектив нефтегазоносности подсоловых отложений и получения данных для решения основных вопросов безопасного ведения буровых работ и разработки калийной и нефтяных залежей на одной территории. Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 6.

Взаимосвязь эвапоритовых отложений Тимано-Печорской провинции с залежами нефти и газа. Николаев Ю. Д., Сивков С. П. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Рассматриваются экраняющие свойства эвапоритовых отложений Тимано-Печорской провинции, обладающих хорошей удерживающей способностью для скопления углеводородов. Экранирующие свойства зависят от форм залегания эвапоритов, их мощности, условий формирования осадочного чехла и тесно связаны с тектоническими особенностями образования структур. Наличие мощных пластов эвапоритов может оказывать замедляющее действие на преобразование органики, способствуя образованию нефти на значительных глубинах. Ил. 2. Библиогр. 1.

Палеотектонические условия формирования соленосных толщ Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. Гаврилин В. К. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Основная роль в формировании Днепровско-Донецкой впадины отводится глубинным разломам докембрийского заложения, образование которых связано с пульсационными процессами в мантии Земли. Продольные и поперечные разломы имели решающее значение для формирования соленосных бассейнов позднефранского, позднефаменского и раннепермского возраста. Показано, что соленосные толщи развиты только в пределах Днепровско-Донецкого рифта, а максимальные мощности их отмечаются в пределах внутриразломных мульд. Библиогр. 20.

К истории формирования среднепалеозойских эвапоритов Чу-Сарысуйской депрессии в связи с поисковыми работами на нефть и газ на юге Казахстана. Агеев Б. Д. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Установлена наследованность структурных планов среднего-верхнего девона и фамени-нижнетурнейской соленосной формации. Выявлены районы, перспективные для постановки поисковых работ на подсолевоый комплекс. Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 5.

Соленосные формации Сибирской платформы в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. Ульмаева И. Ф., С. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Рассматриваются нижне- и среднепалеозойский уровни развития соленосных отложений на Сибирской платформе. Отмечаются факторы, связывающие соленосность и нефтегазоносность формаций: надежность экраняющих свойств солей, частый парагенез соленосных отложений с битуминозными и рифогенными породами, общность историко-геологических причин их возникновения. По алагологии с Восточно-Европейской и Северо-Американской платформами выделяются формации активных участков платформы, перспективные на нефтегазоносность, и стабильных участков, перспективность которых значительно ниже, либо они совсем бесперспективны. Ил. 3. Библиогр. 5.

Цикличность галогенно-карбонатного структурно-формационного комплекса кембрия юга Сибирской платформы в связи с прогнозом порово-кавернозных коллекторов. Арутюнов С. Л., Ильин А. С., Комарова Н. И., Горчагин В. П., Шуртов Г. Я. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

В составе галогенно-карбонатного комплекса юга Сибирской платформы выделяются два подкомплекса: нижний — преимущественно карбонатный и верхний — соленосный. Подкомплексы делятся на ряд циклов по особенностям вещественного состава и строению слоев. Приводятся качественные емкостные свойства выделенных подразделений, их изменения в плане и разрезе и взаимосвязь с историей геологического развития района.

Закономерности размещения карбонатных коллекторов нефти и газа в кембрийской соленосной формации юга Сибирской платформы. Комарова Н. И., Ильин А. С. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Наиболее изучены горизонты кембрийской галогенно-карбонатной толщи юга Сибирской платформы являются осинский и христофоровский. Образование их происходило в разных фациальных обстановках, сменявших друг друга в разрезе и по площади. Коллекторские свойства пород обусловлены процессами седиментации, постседиментационными преобразованиями пород, эрозийной деятельностью, трапповым магматизмом и разрывной тектоникой. Ил. 3.

УДК 553.631 : 553.981/982

Катагенетическое запечатывание галитом залежей нефти и газа. Виноградов Л. Д., Сахибгареев Р. С., Кидис Н. А. Нефтегазосность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

Во многих нефтегазосных бассейнах, где развиты соленосные толщи, залежи нефти и газа часто бывают запечатаны в подошве аутигенным галитом. Такие залежи выделяются в самостоятельную категорию и требуют применения особых приемов их поисков, разведки и эксплуатации. Ил. 3. Библиогр. 30.

УДК 553.631 : 553.981

Распределение и происхождение основных запасов метана и сероводорода в зависимости от распространения соленосных отложений. Поливанова А. П. Нефтегазосность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

Показано, что большая часть современных запасов метана и сероводорода сосредоточена в бассейнах соленакпления и образовалась в подсолевых отложениях. Другой зоной генерации (и иногда накопления) крупных объемов метана является верхняя часть осадочной толщи (мощность порядка 2000 м) бессолевого бассейнов. Рассмотрена связь между соленосными отложениями и подсолевыми рассолами и показана роль последних в газообразовании. На основании изотопных данных доказывається, что метан и сероводород генерируются под солями в результате термокаталитического преобразования захороненного органического вещества. Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 21.

УДК 553.631 : 553.982+553.981

Влияние эвапоритов на накопление гетероатомных соединений в нефтях и газах. Гусева А. Н., Файнгерш Л. А. Нефтегазосность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

К нефтегазосным бассейнам, в разрезе осадочного чехла которых развиты эвапоритовые отложения, приурочены скопления нефти и газа с повышенными содержаниями неуглеродных гетероатомных соединений. Некоторые неуглеводородные компоненты (сера, сероводород, ванадий) генетически связаны с нефтью и газом, присутствие в углеводородах азота, гелия и ртути является следствием не парагенезиса, а парастерезиса. Библиогр. 23.

УДК 553.632+553.635 : 553.981

Водород в составе газов калийных солей и сульфатов. Молчанов В. И. Нефтегазосность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

На основании геологических материалов и экспериментальных исследований обсуждаются вопросы генетической связи процессов преобразования солей в диагенезе и эпигенезе и нефтегазообразования. Табл. 2. Библиогр. 5.

УДК 553.631 : 553.981

Связь соленосности и азотосности природных газов (на примере палеозойских отложений Средней Европы). Калинин П. А., Наместников Ю. Г., Ротенфельд В. М., Файнгерш Л. А. Нефтегазосность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

Анализируются причины возникновения газовых залежей с повышенным содержанием азота. Устанавливается связь условий аккумуляции азота с минерализацией вод и условий сохранения его с мощностью и тектонической нарушенностью соленосных отложений. Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 21.

УДК 553.63 : 551.736.3 : 553.981(431.0)

Газовые включения в породах цехштейна 2 и 3 (ГДР). Элерт К.-Х., Кнабе Х.-Ю. Нефтегазосность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводится характер распределения газовых включений в невыбросоопасных породах, охватывающих разрез от главного доломита до каменной соли серии Лейне. Газы извлекались механически в атмосфере аргона. Анализ проводился методом газовой хроматографии. Установлена зависимость состава газовых включений от типа пород. Нерешенным остался вопрос генезиса водорода. Другие окклогированные газы представляют собой смесь газов атмосферы пермского периода и биогенного происхождения. Мобилизация включенных газов может происходить при тектонических деформациях или воздействии растворов. Ил. 3. Табл. 4. Библиогр. 18.

УДК 553.632 : 553.981

Происхождение азота в месторождениях калийных солей. Аполлонов В. Н. Нефтегазосность регионов древнего соленакпления.— Новосибирск: Наука, 1982.

Калийные соли характеризуются повышенным содержанием азота и водорода. Показано, что вероятным источником азота является аммоний, содержащийся в калийных солях в виде изоморфной примеси. Высвобождение азота происходит при радиационном воздействии изотопа K^{40} . Ил. 4. Библиогр. 17.

УДК 553.631:553.981

Образование молекулярного азота в соленосных отложениях. Трубочанинов В. В., Вольтен В. Ф. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Показано, что основными источниками азота в соляных отложениях могут быть атмосферный азот, захваченный при кристаллизации; ион аммония и азот органических соединений, находящихся в рапе солеродного бассейна. Основными механизмами высвобождения азота могут быть радиационные превращения органических веществ под действием урана, тория и калия-40, а также реакции биохимического окисления нефти. Ил. 2. Библиогр. 21.

УДК 550.4:552.578.1:553.632

Вероятная модель формирования газовой составляющей соляных пород калийных месторождений. Немецова З. И., Гемц С. Д. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрены химический состав свободно выделяющихся и диффузно рассеянных (связанных) газов Старобинского и Верхнекамского месторождений, а также изотопный состав углерода, метана, гелия и аргона. Дается принципиальная схема формирования газовой составляющей соляных пород калийных месторождений. Делается вывод, что состав газов и газообильность калийных отложений зависит от генетического типа солеродного бассейна, состава и возраста калиеносных отложений, а также от характера и интенсивности постседиментационных преобразований соляных пород. Ил. 1. Табл. 4. Библиогр. 28.

УДК 553.632:553.981

Некоторые особенности распределения и формирования газов Верхнекамского месторождения калийных солей. Галкин В. П. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Приведены данные по распределению микровключений и свободных газов и органического вещества по разрезу и площади Верхнекамского месторождения. Делается вывод о том, что газы образовались в самой соляной толще. Табл. 1.

УДК 550.4:553.981.2(574.5)

Особенности формирования химического и изотопного состава газов подсолевых залежей (на примере Чу-Сарысуейской синеклизы) Немецова З. И., Гемц С. Д. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Сделан вывод о том, что химический и изотопный состав подсолевых залежей формировался в процессе вертикальной миграции газов из глубоких недр Чу-Сарысуейской впадины в периоды наибольшей тектонической активности. Формирование залежей азотного состава опережало формирование углеводородных залежей. Последующее переформирование структур могло привести к образованию газовых скоплений смешанного состава. Табл. 1. Библиогр. 14.

УДК 553.63:553.981(571.5)

Сравнительный анализ углеводородных газов подсолевых и межсолевых отложений юга Сибирской платформы. Кицис Н. А. Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1982.

Рассматривается изменение состава свободных и растворенных газов в вертикальном направлении и по площади. Для газов, связанных с отложениями под- и межсолевого горизонтов, выделено несколько зон преимущественного распространения углеводородных газов различного типа. Ил. 2. Библиогр. 6.