

УДК 552.14:552.521:552.574:552:53

В.Н. Холодов

Геологический институт РАН, Москва

ТИПЫ ЭЛИЗИОННЫХ СИСТЕМ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В статье рассматриваются элизионные процессы, связанные с катагенетическими преобразованиями пластических осадочных пород в условиях закрытых физико-химических систем. Выделяются три типа элизионных преобразований, соответствующих уплотнению глин, углей и эвапоритов; анализируются механизмы их трансформации.

Ключевые слова: месторождения, полезные ископаемые, стратисфера, элизионные системы, диапиры, грязевые вулканы.

Осадочная оболочка Земли (стратисфера), включающая в себя наряду с осадочными вулканогенно-осадочные отложения, обладает рядом характерных особенностей. Важнейшим из них является то обстоятельство, что с течением геологического времени она наращивается сверху, а нижние ее части соответственно погружаются в глубь планеты, в область высоких температур и давлений.

Вторая характерная черта стратисферы заключается в том, что ее слагают как пластичные, так и жесткие породы. К пластичным относятся глины, угли, эвапориты, черные сланцы, торфы, мергели, некоторые известняки. К жестким породам принадлежат пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, некоторые известняки и кремниевые породы.

Первая группа пород чутко реагирует на погружение, интенсивно уплотняется, трансформируется и становится источником разнородных флюидов — жидких и газообразных.

Вторая группа пород сохраняет пористость, стабилизирует свое поровое пространство и превращается в арену перемещения флюидов, конкурируя в этом отношении с тектоническими разломами и зонами трещиноватости. Именно таким образом в нижних частях стратисферы создаются области сверхвысоких пластовых давлений, своеобразные компрессоры, под действием которых осуществляется центростремительное движение флюидов и разжиженных масс к дневной поверхности, а во впадинах — от их центра к периферии.

© В.Н. ХОЛОДОВ, 2013

По предложению ряда гидрогеологов (А.А. Карцев, Б.А. Басков, С.Б. Вагин, А.К. Лисицин и др.) такие системы трансформации и фазовых изменений осадочного материала на больших глубинах были названы элизионными системами; они являются антиподами инфильтрационных систем и отражают саморазвитие осадочных и вулканогенно-осадочных образований на больших глубинах.

Характерно, что механизм фазовых преобразований, определяющих появление сверхвысоких пластовых давлений в элизионных системах, в значительной степени зависит от литолого-петрографических и геохимических особенностей пластических пород; совершенно очевидно, что этот механизм по-разному осуществляется в глинистых толщах, в угленосных отложениях и в эвапоритах.

В этом сообщении мы и попытаемся рассмотреть важнейшие особенности фазовых трансформаций в этих трех различных случаях.

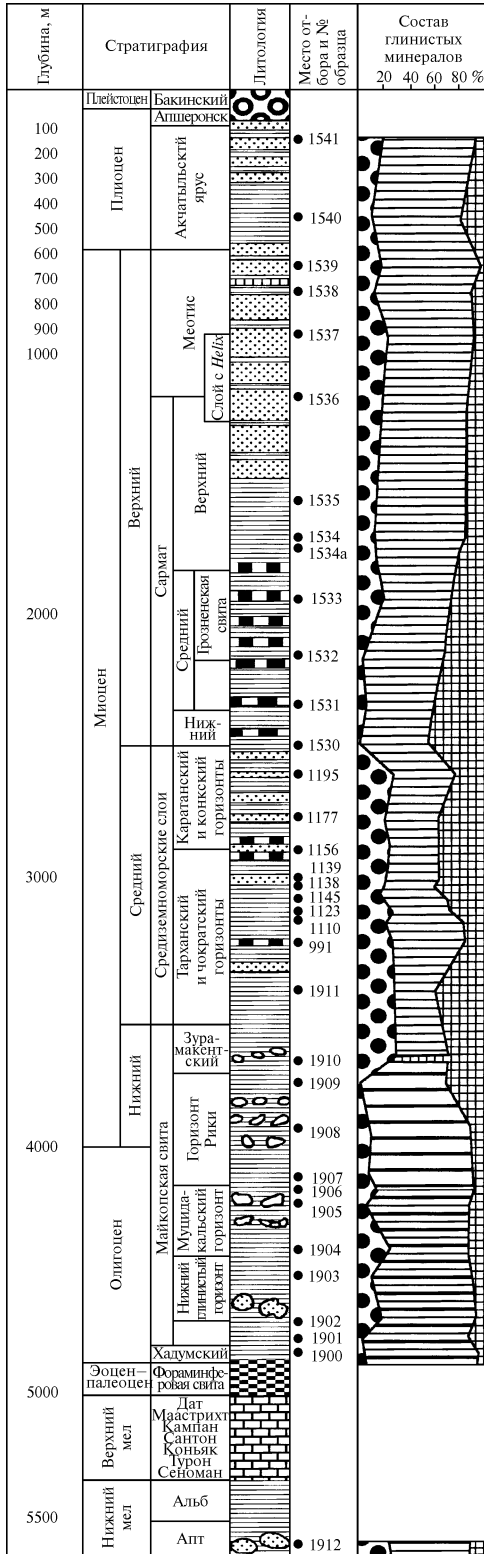
Элизионные процессы, связанные с вторичными преобразованиями глинистых толщ

В ряде предшествующих работ нами были детально исследованы катагенетические явления, распространенные в мезозойско-кайнозойских отложениях Северного Предкавказья (Холодов, 1983, 1986, 1987, 1990_{1,2}, 1991, 1995, 2002_{1,2,3}, 2004, 2006, 2010_{1,2}; Холодов, Дементьева, Петрова, 1985; Холодов, Шмариович, 1992; Соколов, Холодов, 1994; Холодов, Недумов, 2001_{1,2}); они могут служить своеобразным эталоном элизионного катагенеза. На примере разреза р. Сулак и разрезов кубанских сверхглубоких скважин СГС-1 и СГС-2, пробуренных в окрестностях станицы Апинской, 70 км от г. Краснодар (рис. 1, а, б), были изучены изменения состава глинистых минералов в систематически отобранных пробах, охватывающих стратиграфический интервал от мезозоя до кватертера. Оказалось, что в глинистых толщах этих разрезов можно выделить три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз: 1) зона широкого распространения смектита в сочетании с гидрослюдой модификации Md, а также хлорита и каолинита; в Сулакском разрезе она простирается до глубины 3,7 км, а в Кубанском — до 3 км; 2) зона уменьшения содержания смектита и появления смешаннослойных структур; на Сулаке она занимает интервал в 0,5 км, на Кубани — 0,4—0,5 км; 3) ниже располагается зона преимущественного развития гидрослюды модификации 2M > 1M.

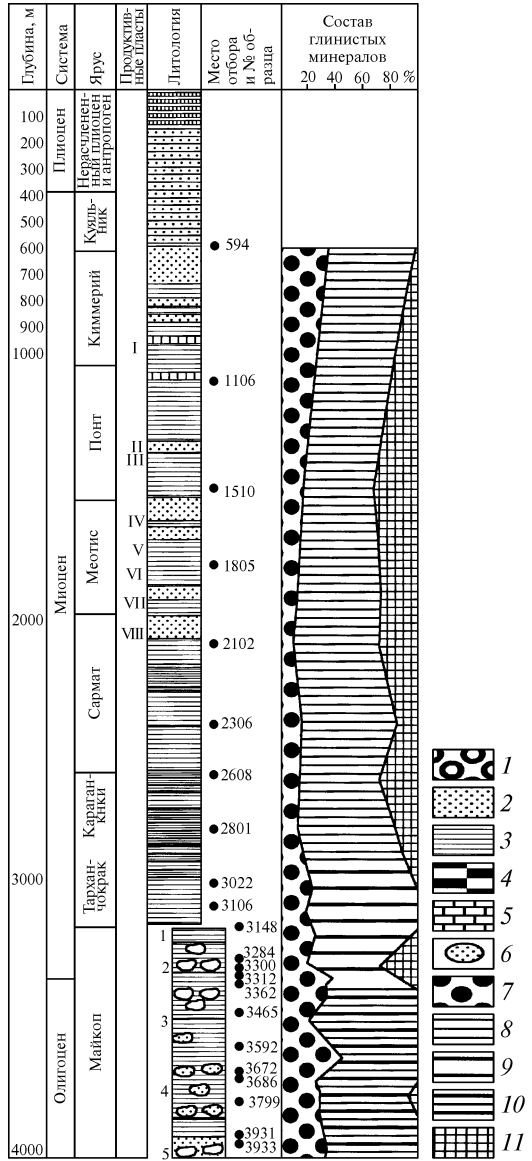
На глубинах, по-видимому, соответствующих началу процесса гидрослюдизации глин, располагается также ГФН (главная фаза нефтеобразования), что подтверждается множественными мелкими трещинами, содержащими вторичные битумоиды.

Процесс дегидратации и дебитумизации глин сопровождается формированием сверхвысоких пластовых давлений (СВПД), оказывающих огромное влияние на всю флюидодинамику элизионных систем Предкавказья.

Предполагаемый механизм дегидратации (и дефлюидизации) глин, образование зон разуплотнения и СВПД изображен на рис. 2 а, б; более подробно он был рассмотрен в предыдущих публикациях (Холодов, 1990, 1995, 1998; Соколов, Холодов, 1994). На чертеже слева показана микроситуация, которая возникает в глинах, когда блоки смектитовой фазы формируют иллитовые образования и выделяют кристаллизационную воду на уровне критических температур и давлений; при этом уменьшается объем блоков глины и возрастает ее пористость, что



б



а

Рис. 1. Катагенетические преобразования глинистых минералов в разрезах Предкавказья: а — мезозойско-кайнозойские отложения р. Сулак (Восточное Предкавказье); б — кайнозойские отложения сверхглубинной скважины Кубани (Западное Предкавказье). Литологический состав: 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — глины, 4 — мергели, 5 — известняки и доломиты, 6 — конкреции; состав глинистых минералов: 7 — хлорит и каолинит, 8 — гидрослюда модификации Md, 9 — смешаннослойные образования, 10 — гидрослюда $2M_1 > 1M_1$, 11 — смектит

и соответствует зоне разуплотнения. В этой зоне происходит структурная перестройка породы — беспорядочно ориентированные микроблоки глины и терригенные обломки, взвешенные в жидкой фазе, переориентируются перпендикулярно вектору давления и формируют сланцеватую отдельность.

Еще ниже вновь образованные блоки иллитового материала сближаются под действием возросшего геостатического давления и вся масса поровой воды отжимается вверх, в зону начального разуплотнения. Иллитовая глина уплотняется, а в вышележащей зоне возникают и усиливаются высокие пластовые давления (СВПД).

Следует подчеркнуть, что предлагаемая на рис. 2,а принципиальная схема процесса катагенетического преобразования глин, во многом навеянная работами Дж. Берста и М. Пауэрса, несколько идеализирована; исследования минералогов и кристаллохимиков показывают, что иллитизация обычно осуществляется на фоне упорядоченной структуры глин, а возникновение смешаннослойных фаз протекает не одноактно, а в несколько стадий (Шутов, Дриц, Сахаров, 1971; Дриц, Коссовская, 1990). Тем не менее, общая принципиальная картина взаимодействия глинистой фазы и воды остается, по нашему мнению, без существенных изменений.

Как хорошо видно в правой части рис. 2, а, б мощность зоны обводнения, разуплотнения и аномальных пластовых давлений в значительной степени зависит от расположения погружающейся глинистой толщи по отношению к зоне критических температур и давлений. В самом начале этого процесса (положение I и II) мощность и интенсивность проявления СВПД сравнительно невелики, но по мере того, как опускающаяся в глубь стратисферы глинистая смектитовая толща все больше охватывается иллитизацией (положение III и IV), соответственно возрастают мощности области разуплотнения и величина СВПД в глинах.

Рост гидростатического давления завершается только тогда, когда в зону критических термодинамических показателей опускаются либо вышележащий пласт-коллектор (рис. 2, б), либо система тектонических нарушений, способных дренировать обводнившуюся глину. Тогда поровые воды глин, накопившиеся в пределах зоны разуплотнения, устремляются в поровое пространство песков или песчаников, превращают их в пlyingуны, деформируют их или уходят по трещинам, а пластовые давления в глинах резко падают. СВПД превращаются в нормальные поровые давления глин, характерные для данных глубин.

Не вызывает сомнения, что в этих процессах принимают участие новообразованные нефть и газ; превращение твердого органического вещества в жидкую нефть или газообразные углеводороды как правило сопровождается увеличением давления. Напомним, что в закрытой физико-химической системе глинистых толщ органическое вещество с удельным весом $1,8\text{--}2,0\text{ г/см}^3$ под действием термолиза превращается в жидкую нефть с плотностью $0,83\text{--}0,96\text{ г/см}^3$ и даже в газ — $0,65\text{--}0,75\text{ г/см}^3$; естественно, что это приводит к увеличению пластовых давлений, частичному растворению газа в нефти, а нефти и газа в водах и усилению разуплотнения глин.

Схема преобразования рассеянного в линзах органического вещества изображена на рис. 3; она неоднократно описывалась нами в предшествующих публикациях (Холодов, 1983, 2006 и др.), была обоснована в работах Н.Б. Вассоевича, С.Г. Неручева, Л.А. Назаркина, А.А. Трофимука, А.Э. Конторовича и др. нефтяников и легла в основу построения осадочно-миграционной теории нефтеобразования.

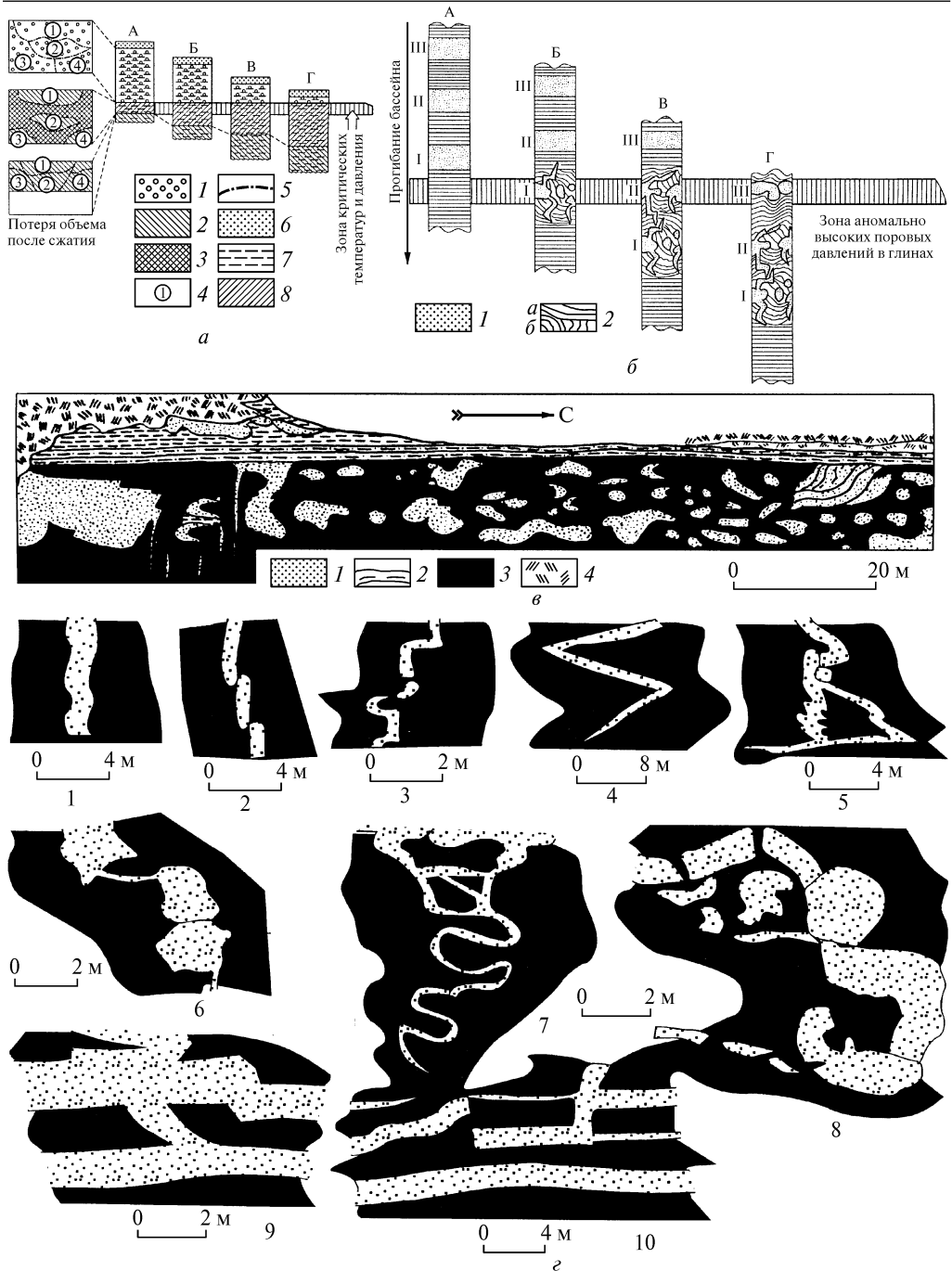


Рис. 2. Механизм формирования и формы песчаного диапиризма в кайнозойских толщах Предкавказья: а — схема образования зон разуплотнения и АВПД в глинах: 1 — монтмориллонитовая глина, 2 — гидрослюдистая глина, 3 — кристаллизационная вода в порах зоны разуплотнения, 4 — микроблоки глинистого материала, 5 — границы микроблоков, 6 — песчаник, 7 — глина, 8 — формирующаяся зона разуплотнения и СВПД. б — схема образования текстур песчаного диапиризма (кластических даек и горизонтов с включениями): 1 — песчаники, 2 — глины: а — нормально залегающие, б — деформированные; I, II, III — пласты песчаников в глинах. А, Б, В, Г — положение разреза по отношению к зоне гидрослюдизации, разуплотнения и АВПД. в — строение «горизонтов с включениями»: 1 — песчаник, 2 — мергель, 3 — глина, 4 — почвенный покров; г — формы песчаных кластических даек

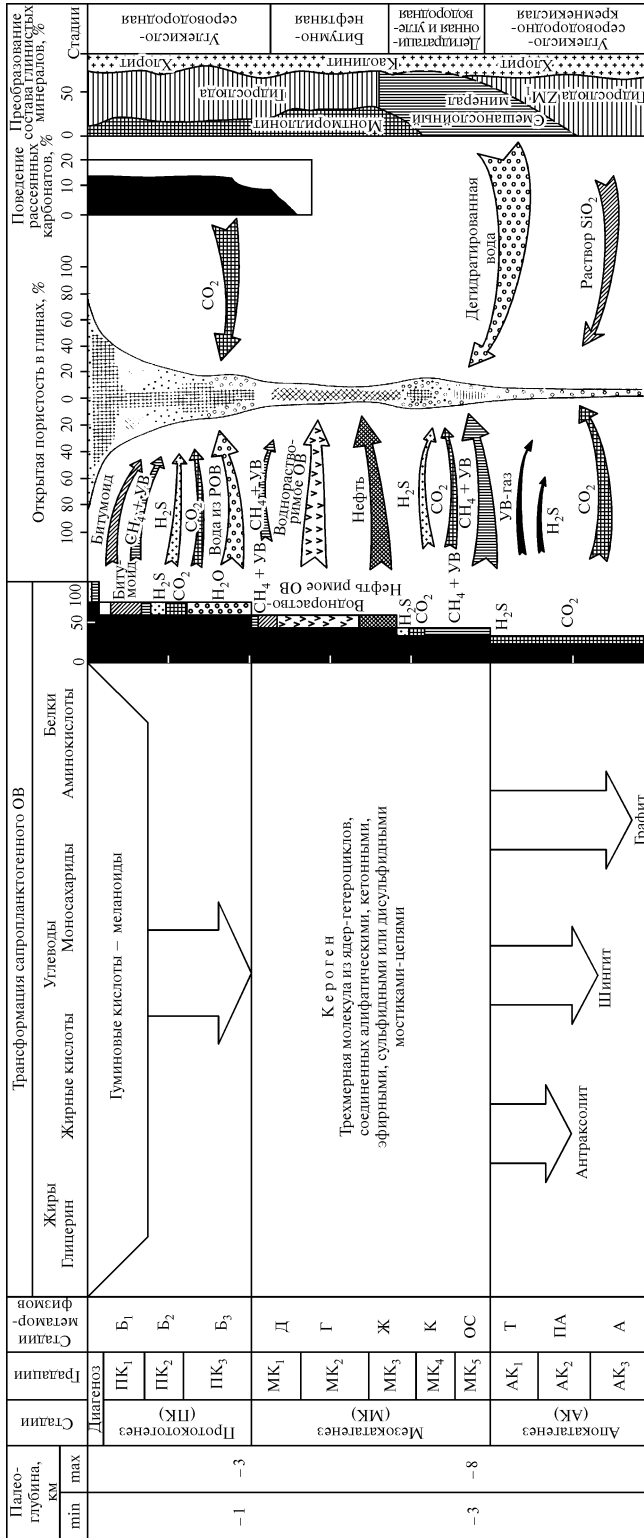


Рис. 3. Катагенетические преобразования рассеянного в глинах органического вещества (РОВ), рассеянных карбонатов и глинистых минералов

В целом общее давление (СВПД) элизионной системы в глинистых нефтематеринских толщах описывается формулой:

$$P_{\text{эл}} = P_{\text{дег}} + P_{\text{н}} + P_{\text{г}},$$

где $P_{\text{дег}}$ — определяется как давление второй стадии дегидратации глин и фазового перехода смектита в иллит и смешаннослойные минералы; $P_{\text{н}}$ — давление, возникающее в результате фазового перехода твердого органического вещества в жидкую нефть; $P_{\text{г}}$ — давление, возникающее за счет перехода твердого органического вещества в газовую фазу.

Зоны СВПД захватывают петрографически различные группы осадочных пород и по тектоническим разломам и пластам-коллекторам (путем перемещения газоводных и нефтяных флюидов) оказывают влияние на вышележащие гидрогеологические этажи.

Своеобразными «следами» сбрасывания СВПД в песчано-глинистых толщах являются «горизонты с включениями», кластические дайки, песчаные диапиры и грязевые вулканы. Примеры таких деформаций песчаных горизонтов приводятся на рис. 2 в, г. Любопытно, что в Предкавказье эти преобразования распространены в стратиграфических интервалах более древних, нежели уровни гидрослюдизации глин, а также ГФН и ГФГ (главные фазы нефте- и газообразования).

Можно утверждать, что иллитизация смектита в мощных глинистых толщах представляет собой довольно масштабный геологический процесс. Согласно нашим подсчетам количество выделяемой при этом воды составляет 10–15 % от исходной влажности глинистого ила. Иначе говоря, из 1 м³ смектитовой глины может высвободиться 230–350 кг воды (Холодов, 1983).

Необходимо также иметь в виду, что формирование зон разуплотнения, в пределах которых осуществляется значительное обводнение глин, сопровождается резким усилением их пластичности. В результате этого на глубинах до 10 км в глинах осадочных толщ образуются волноводы — ослабленные зоны, вдоль которых могут легко осуществляться различные тектонические деформации — дисгармоничная складчатость, срывы и пологие надвиги (Холодов, 1998).

Особого внимания заслуживает явление грязевого вулканизма, которое характерно для Западно-Кубанской впадины и далее распространяется в пределы Таманского и Керченского полуостровов (Шнюков и др., 1986).

Грязевые вулканы исследовались крупнейшими геологами мира; им посвятили свои работы такие ученые как Г.В. Абих, Н.И. Андрусов, И.В. Мушкетов, В.И. Вернадский, А.Д. Архангельский, И.М. Губкин, К.П. Каменский, Д.В. Голубятников, В.В. Белоусов, Н.С. Шатский, А.Б. Ронов, П.Н. Кропоткин, В.Е. Хайн, А.И. Косыгин, Е.Ф. Шнюков и др. Обобщение многих работ, посвященных грязевому вулканизму дано в статьях В.Н. Холодова (2002_{1,2}).

Было показано, что корни грязевых вулканов тесно связаны с мощными, нередко нефтематеринскими глинистыми толщами и сверхвысокими пластовыми давлениями (СВПД). Обычно корни расположены на глубинах 4–5 км; реже эти грязевулканические очаги достигают глубин 6–7 км (рис. 4).

В этих дренирующихся элизионных системах периоды покоя, связанные с действием кольматаций в жерле вулкана, чередуются с периодами извержений, когда под действием СВПД или землетрясений грязевой канал вулкана высвобождается и грязевая брекчия, воды и газовые флюиды поступают на дневную поверхность, создавая вулканический конус.

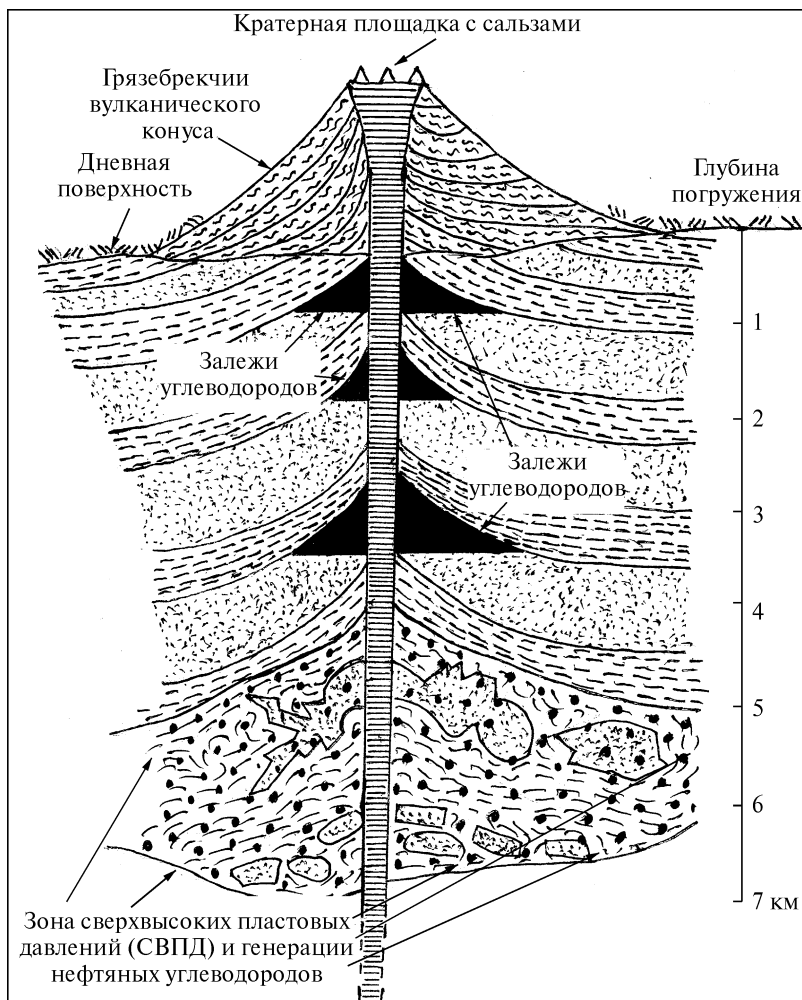


Рис. 4. Схема строения и развития грязевого вулкана (период покоя)

Количество грязелав, брекчий, обломков и глыб, извергаемых вулканами, огромны; в результате их деятельности образуются грязевулканические конусы, достигающие 400—500 м в высоту (Туорогай, Кянизадаг, Дашгиль и др. в Азербайджанской провинции). В пределах Западно-Кубанской впадины самые крупные вулканы Шуго и Караетова гора возвышаются над уровнем моря на 135—140 м, их грязевулканические постройки имеют высоту 50—60 м, а их кратеры имеют 200—300 м в поперечнике.

В работах В.А. Горина, З.А. Буниат-Заде, А.Л. Путкарадзе, Ч.А. Халилбейли, Р.Г. Султанова, А.А. Якубова, М.М. Зейналова, Е.Ф. Шнюкова и др. исследователей было показано, что локализация грязевых вулканов обычно контролируется расположением крупных антиклинальных структур и тектонических разломов.

Как это утверждали И.М. Губкин и С.Ф. Федоров (1937), а позднее — С.Ф. Федоров (1939), грязевые вулканы часто связаны с образованием диапировых тектонических структур. В работах Е.Ф. Шнюкова с соавторами (1971) было высказано представление о том, что диапировые складки не всегда обусловлены

грязевулканической деятельностью, а морфогенетическая классификация грязевых вулканов, обоснованная автором этих строк (Холодов, 2002), позволяет считать, что диапировые структуры характерны только для той группы вулканов, выделения которых отличаются наиболее вязкой консистенцией выжимаемой субстанции. Диапировые процессы в Западно-Кубанской впадине наиболее полно проявились в грязевых вулканах Разнокол, Карабетова гора, Цимбал, Ахтанизовский и, отчасти, в пределах Шуто (Кудряшов, 1939).

Наряду с формированием диапировых складок грязевулканический процесс в некоторых районах формирует так называемые «вдавленные синклинали».

«Вдавленные синклинали» представляют собой грязевулканическую структуру второго порядка, обычно осложняющую присводовую часть антиклинали; здесь по разломам, ограничивающим жерло вулкана, осуществляется опускание части грязевулканической постройки, в которой чередуются сопочные брекчии и нормальные осадочные отложения. Такие провалы особенно типичны для грязевых вулканов и складок Керченского полуострова, хотя встречаются и в пределах Западно-Кубанского прогиба.

В трудах К.А. Прокопова (1931), Г.А. Лычагина (1952), а также Е.Ф. Шнюкова с соавторами (1971) образование вдавленностей объяснялось как стадия развития тектонической складчатости, осложненной грязевулканической деятельностью. Именно грязевой вулканизм вызывает дефицит массы пород на глубине и избыток материала на своде поднятия. Последний создавался извержением грязевых брекчий и их концентрацией в вулканической постройке. Очень часто это явление проявлялось в виде формирования кольцевого грабена, заполняющегося фрагментами правильно чередующихся осадочных отложений или оползнями.

В пределах Керченской грязевулканической провинции подобные тектонические структуры установлены в пределах вулканов Джау-Тепе, Ак-Тубе, а также на площади Новоселовской, Восходовской, Бурашской, Баксанской, Кезенской и Солдатско-Слободской структур.

Поскольку грязевые вулканы являются одним из проявлений элизионных систем, их участие в процессах складкообразования и пликвативной тектоники служит чрезвычайно важным показателем. Оно свидетельствует об энергетической мощи тех процессов, которые совершаются в самих осадочных отложениях стратисферы и которые, несмотря на многочисленные доказательства, полученные из опыта бурения и эксплуатации нефтяных скважин, продолжают недооцениваться геологической общественностью.

Так, например, бурение скв. 42 на склоне грязевого вулкана Дашгиль (Азербайджан) было прервано выбросом инструмента; колонна бурильных труб длиной 2,5 км была выброшена на дневную поверхность и кольцеобразно уложена вокруг буровой вышки. При этом скопление вулканической грязевых брекчий стало выжиматься из ствола скважины, формируя своеобразное диапировое вздутие (Дурмишьян, Халилов, 1972).

У всех нефтяников на памяти авария буровой платформы компании «Бритиш Петролеум» в Мексиканском заливе, когда потоки нефти хлынули в море и отразились на побережье Соединенных Штатов огромным экологическим загрязнением берегов.

Очевидно, что перераспределение воды, нефти и газа в элизионных системах может вызвать не только экономические, но и геологические последствия.

Элизионные процессы, связанные с угленосными отложениями

Общеизвестно, что весь путь преобразования скоплений растительного материала в торфяные залежи, а затем в угольные пласты представляет собой замечательный комплекс вторичных фазовых превращений исходного вещества.

Хорошим примером элизионной системы, созданной угленосными отложениями, являются карбонатно-терригенные карбоновые отложения Большого Донбасса (Украина).

Здесь, в центральной части Припятско-Донского авлакогена (ДДА) угленосные толщи представлены всеми тремя отделами карбона, имеют суммарную мощность в 6—7 км, хорошо сопоставимы между собой и содержат около 330 пластов высококачественного угля. В отличие от других частей ДДА карбоновые отложения Донбасса смяты в сложную систему продольных складок, среди которых на первый план выступают Главная антиклиналь, Северная и Южная синклинали; вся эта складчатая система разбита многочисленными разломами, среди которых различаются продольные и поперечные нарушения.

Разломы Донбасса часто уходят в кристаллический фундамент на большие глубины, имеют амплитуды в 200—500 м и прослежены на расстояниях в 120—150 км.

Катагенетические изменения карбоновых отложений определяются степенью углефикации угольного материала и отражаются в преобразовании вмещающих угли пород.

Углефикация представляет собой процесс, обусловленный погружением торфяников и бурых углей вглубь стратисферы и воздействием на них высоких температур и давлений. При этом происходит уплотнение и возможная полимеризация органических коллоидных мицелл, постепенный переход коллоидов в кристаллоиды (Вернадский, 1954; Матвеев, 1947), а также фазовое превращение твердого органического материала в жидкое и газообразное состояние. Этот процесс усиливает уплотнение и приводит к удалению за пределы пластов жидких и газообразных компонентов.

В результате процессов углефикации торф и бурые угли трансформируются в каменные угли, представленные длиннопламенными (Д), газовыми (Г), жирными и полужирными (Ж, ПЖ), коксовыми жирными и коксовыми (КЖ и К), отошено-спекающимися (ОС), слабоспекающимися (СС) и тощими (Т) разновидностями, а последние дают начало различным антрацитам (А) (Черноусов, 1962). Очевидно, что степень преобразования исходного растительного материала (степень углефикации) интенсивно возрастает от стадии торфа и бурых углей к антрацитам.

Для каменноугольных отложений Большого Донбасса характерно, что степень углефикации пластов угля постепенно увеличивается с северо-запада на юго-восток (рис. 5). Как это показал Е.О. Погребницкий (1939), зоны разной степени углефикации карбоновых углей в Большом Донбассе располагаются концентрически. Северо-западная и северо-восточная части региона характеризуются преимущественным развитием буроугольных разностей, а юго-восточная часть — скоплением антрацитов. Если учесть, что примерно так же изменяются мощности угленосной формации, можно предположить, что главным фактором углефикации являлась степень погружения карбоновых толщ внутрь стратисферы.

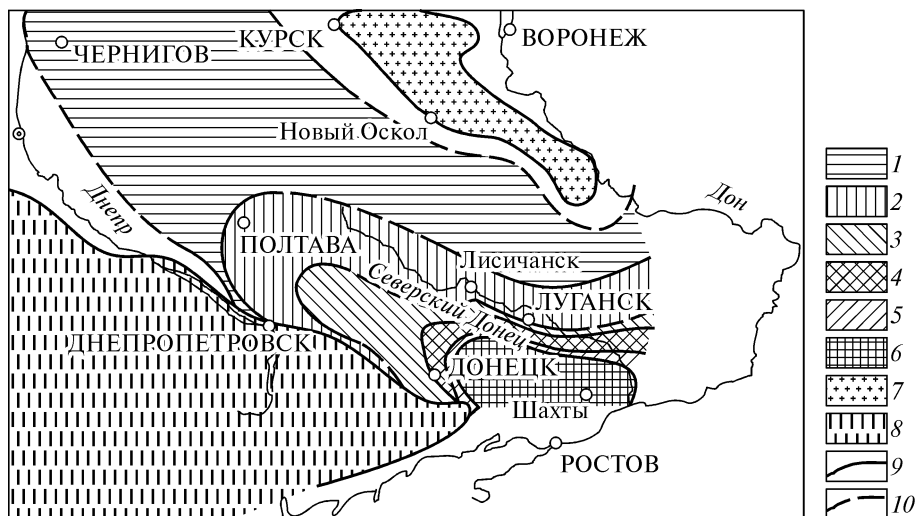


Рис. 5. Схема зональности распределения углей в Донецком прогибе (Погребницкий, 1939): 1—6 марки углей: 1 — бурые (Б), 2 — длиннопламенные (Д), 3 — газовые (Г), 4 — спекающиеся (ЖК-ПС), 5 — тощие (Т), 6 — антрациты (А); 7 — Воронежский кристаллический массив; 8 — Украинский кристаллический массив; 9—10 — границы зон метаморфизма: 9 — действительные, 10 — предположительные

Следует подчеркнуть, что в ходе постседиментационного погружения и углефикации пласты угля существенно сокращаются в мощности за счет физического уплотнения, перекристаллизации и потери летучих компонентов.

Уплотнение углей на разных стадиях катагенеза проявляет себя весьма существенно. Характерно, что в ряду торф-антрацит заметно возрастает плотность породы: торф — 0,50—1,20; бурый уголь — 0,80—1,35; каменный уголь — 1,30—1,45; антрацит — 1,45—1,90 г/см³. Приведенные цифры означают, что только за счет уплотнения массы мощность угольных пластов сокращается в 1,5—2 раза. Очевидно также, что с уплотнением растет непроницаемость углей в отношении газонасыщенных флюидов.

Особую роль при углефикации играют процессы химико-физического разложения органического вещества с выделением воды, метана, углекислого газа и ряда других газообразных компонентов; их развитие количественно оценивается в табл. 1, составленной по данным С.М. Григорьева (1954) и В.А. Успенского (1970). Из нее следует, что на первых стадиях углефикации при воздействии на угольную массу термоллиза и термокатализа, связанных с погружением, и при влиянии атмосферного кислорода, растворенного в водах вмещающих пород, интенсивнее всего осуществляется окисление углей, благодаря чему образуется масса CO₂; на более поздних стадиях, наоборот, интенсивнее образуется метан (CH₄).

Выделение всех других компонентов, включая воду, согласно приведенным данным, происходит с равной интенсивностью, однако реально обезвоживание наиболее полно осуществляется на первых стадиях углефикации (торф-бурые угли).

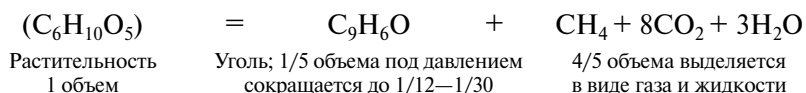
Необходимо отметить, что фазовые переходы твердого углеродистого вещества в газообразное состояние в условиях замкнутой физико-химической системы рождали избыточные пластовые давления, создавали СВПД. Следы этого процесса с

Таблица 1. Количество и состав летучих продуктов углефикации растительного материала на разных ее стадиях

Стадии углеобразования	Суммарное количество потерь летучих в % от исходного материала в начале каждой стадии		Состав газообразных летучих в % от общей суммы		
	С.М. Григорьев [1954]	В.А. Успенский [1970]	CO ₂	CH ₄	Вода и другие газы
От торфа до бурого угля	20,5	28,8	74,8	11,6	23,6
От бурого угля до каменного угля	16,7	29,4	53,6	26,2	20,2
От каменного угля до антрацита	25,5	18,71	18,4	57,6	24,0
От антрацита до графита	—	0,5	9,3	65,2	25,5

одной стороны запечатлены в автономной складчатости, кластических дайках и нарушениях залегания угленосных толщ, а с другой — выражаются в присутствии «запечатанных в углях» газовых залежей, вскрываемых горными выработками.

Преобразование, а затем и разложение части угольной массы в процессах углефикации влекут за собой ряд следствий. Первый и очень важный вывод заключается в том, что все эти процессы суммируются, и дефицит массы в угленосных толщах при погружении в стратиферу значительно превышает простой процесс уплотнения (1,5—2 раза). В работе Х. Шварца и Г. Лаупера (1930) сокращение общеугольной массы при углефикации оценивается следующей формулой:



Иначе говоря, по отношению к объему захороненной в болоте растительности объем углей сокращается в 12—30 раз. Эту же величину уменьшения мощности торфа при его переходе в угли назвали Л.Б. Рухин (1953), Д.П. Бобровник (1960) и Ф. Фалини (Falini, 1965).

Несколько скромнее уплотнение углей на стадиях диагенеза и катагенеза оценили Р. Мотт (Mott, 1943) и Ю.А. Жемчужников (1948); эти исследователи считали более реальным величины уплотнения при углефикации торфа — 1:10 и 1:12.5. В работах Я.М. Черноусова (1955, 1962) был разработан количественный метод оценки величины уплотнения углей по уплощению стволов деревьев, захороненных внутри угольных пластов. Применение метода происходило на угольных месторождениях восточного и западного склона Урала.

Приведенные данные позволяют утверждать, что на каменноугольной стадии литификации сплюсненность стволов деревьев приближается к 1:12, это подтверждает выводы Р. Мотта и Ю.А. Жемчужникова.

Совсем по-другому к оценке изменений мощности угольных пластов подошли В.Н. Волков (1964, 1971) и П.В. Зарицкий (1985). В своей очень полной обобщающей работе В.Н. Волков (1964) пытался оценить развитие углефикации в пластах угля расчетным путем, используя вес и объем угольного материала; он

полностью исключил из работы фазовые превращения органики и, как и следовало ожидать, получил минимальные значения коэффициентов уплотнения.

П.В. Зарицкий (1965, 1982) для решения той же задачи использовал взаимоотношения слоистости углей и находящихся в них карбонатных конкреций; последние, как предполагал сам исследователь, образовались в обводненной толще исходной торфяной залежи. Свои наблюдения П.В. Зарицкий (1982) проводил в антрацитовых углях Донбасса; он установил, что коэффициент уплотнения здесь колеблется от 1:4 к 1:7, в среднем составляя 1:6.

В целом, обобщая весь материал, приведенный в этом разделе, можно, по-видимому, считать, что общий усредненный коэффициент уплотнения угольной массы от стадии торфяника до антрацита можно определить как 1:10; близкую цифру (10—15 раз) получил С.И. Малинин (1971), изучавший вторичные преобразования пород, вмещающих угли Донбасса.

Стадии и соответствующие им зоны углефикации органического вещества в районах Большого Донбасса (рис. 5) позволили Н.В. Логвиненко и Г.В. Карповой (1968, 1971), а также Н.В. Логвиненко (1968) выделить и описать катагенетические преобразования вмещающих угли осадочных толщ; возникшие у них представления приведены в табл. 2.

Степень метаморфизма углей послужила основой для разграничения начального и глубинного катагенеза, отражавших преобразование углевымещающих песчаников и глин.

Начальный, или ранний катагенез осадочных толщ угленосных формаций (протокатагенез по Н.Б. Вассоевичу (1957)) соответствовал областям распространения бурых, длиннопламенных и, отчасти, газовых углей. Он таким образом охватывал три градации (ПК₁, ПК₂, ПК₃). На этой стадии катагенеза в песчаниках и алевролитах осуществляется разрушение неустойчивых обломков — эффузивные включения хлоритизируются, чешуйки слюд испытывают каолинитизацию и гидратацию. В более глубоких зонах отмечается начало коррозии зерен и усиленная цементация терригенного материала карбонатами и каолинитом. В глинах наблюдается широкое распространение аллотигенных глинистых минералов: каолинита, смектита и иллита, типичных для стадий седиментации.

Глубинный, или поздний катагенез (мезокатагенез по Н.Б. Вассоевичу (1957)) отвечает погружениям на палеоглубины более 2400—3500 м и стадиям углефикации газовых, коксующихся и жирных углей (Г, К, Ж). В терригенной части разреза (песчаники, алевролиты) изменения обломков эффузивов и слюд достигают своего апогея; в результате вторичный хлорит становится цементом породы. Широкое развитие получают процессы растворения и регенерации кварцевых обломков и их стилолитизация. В глинистых пластах разрезов основным минералом становится гидрослюда.

При переходе от зоны начального к зоне глубинного катагенеза, где-то на уровне палеоглубины, близкой к 3,5 км, фиксируется исчезновение разбухающих трехслойных диоктаэдрических фаз смектита (монтмориллонита по терминологии авторов), уменьшается пористость глинистых комплексов, и в них начинают преобладать смешаннослойные образования ряда смектит-иллит. Таким образом, так же как и в кайнозойских толщах Предкавказья, в карбоне Донбасса осуществляется иллитизация смектита.

Таблица 2. Стадии постдиагенетических изменений терригенных пород Большого Донбасса [Карпова,

Стадия, ее подразделение					Палео-глубина, м	
Принятые авторами		По С.Г. Неручеву, Н.В. Вассоевичу, Н.В. Лопатину				
Стадия	Этап	Стадия	Подстадия	Градация		
Катагенез	Ранний	Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁	100—2400 (3500)	
	Средний			ПК ₂		
	Поздний			ПК ₃		
Метагенез	Поздний		Мезокатагенез	Главная фаза нефтеобразования	МК ₁	2400 (3500) — 5500
					МК ₂	
					МК ₃	
	Ранний		Апокатагенез	Главная фаза газообразования	МК ₄	
					МК ₅	
					АК ₁	
Поздний				АК ₂	5500—9900	
				АК ₃		
Метаморфизм низкой ступени (начальный) — низы мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев					АК ₄	9900
			Метагенез		10000, при стрессе от 4000 и более	

Фактор	Изменение структур и текстур	Изменение обломочных компонентов	Глинистые минералы и их стадийные изменения
Состав пород и поровых вод, количество и качество ОВ, слабое геостатическое давление	Уплотнение глин и песков, начало аутигенной цементации	Аморфизация, каолинизация, гидратизация железистых слюд, хлоритизация обломков	Каолинит, гидрослюда 1М, монтмориллонит, 7А-хлорит, смешаннослойные фазы
Геостатическое давление, в меньшей степени температура, состав и концентрация поровых вод	Дальнейшая цементация и уплотнение, образование пленочных и порово-базальных цементов	Агретизация и деформация железистых слюд, хлоритизация, начало коррозии обломочных минералов	То же и 14А-хлорит
Геостатическое давление, в меньшей степени температура, состав и концентрация поровых вод, локально стресс и гидротермы	Дальнейшее уплотнение и цементация, образование регенерационных цементов, конформация, конформация, инкорпорация на начало микростилолитизации	Частичное преобразование обломков эффузивов, коррозия и регенерация кварца, полевых шпатов, деформация и агрегация слюд	Стабилизация монтмориллонита и смешаннослойных фаз, начало гидрослюдизации каолинита, дегидратация гидрослюд
Геостатическое давление, усиление действия температуры, усиление стресса и гидротермальной деятельности	Широкое развитие регенерационных, конформных, инкорпорационных и микростилолитовых структур	Полное преобразование эффузивных обломков и биотита, коррозия кварца и полевых шпатов	Гидрослюдизация каолинита, мусковитизация и парагонитизация гидрослюд
Геостатическое давление, температура, стресс, гидротермальные рас-творы	Появление кливажа, течения и разрывы «бородатых» зерен кварца, мозаичных и сегрегационных структур	Катаклаз и начальный бластез кварца, исчезновение обломочного биотита	Мусковитизация глинистого вещества всех пород, Mg-метасоматоз хлоритов, появление гюмбелита и стильномелана
Геостатическое давление, стресс, температура, состав пород	Бластовые и сланцеватые структуры и текстуры	Катаклаз и бластез	Хлорит-мусковитовая ассоциация, фенгит и гюмбелит при избытке Mg, стильномелан при недостатке

Особый интерес на стадии позднего катагенеза вызывает процесс иллитизации каолинита, который, как мы видели выше, широко распространен в угленосных толщах Донбасса; часть его, несомненно, была унаследована от диагенетических преобразований в торфяниках, но другая часть, несомненно, возникла на стадии раннего катагенеза. Иллитизация каолинита представляет собой пока слабо изученный процесс; Н.В. Логвиненко и Г.В. Карпова утверждают (1968, 1971), что он сводится к преобразованию каолинита в иллит, и, таким образом, является еще одним способом катагенетической дегидратации. Последнее подтверждается тем, что каолинит содержит 13—18 % воды, тогда как в иллитах ее количество обычно колеблется от 5 до 10 %, а в серицитах она вообще отсутствует (Дир, Хауи, Зусман, 1966).

В целом очевидно, что уже на последующих стадиях метагенеза (АК₁, АК₂, АК₃), соответствующих распространению полуантрацитов и антрацитов (ПА и А), по данным Н.В. Логвиненко и Г.В. Карповой (1968, 1971), смектит и каолинит полностью отсутствуют и осуществляется повсеместная перекристаллизация глинистых минералов и слюд.

Подводя итоги, следует отметить, что процесс гидрослюдизации смектитов и выделение кристаллизационной воды в угленосных толщах БД осуществлялся, по-видимому, на палеоглубинах, весьма близких к палеоглубинам гидрослюдизации в нефтепроизводящих толщах Предкавказья (3—3,5 км).

Однако, само формирование элизионной системы здесь происходило совсем иначе, чем в нефтематеринских глинах Предкавказья. Прежде всего следует иметь в виду, что в БД имелся не один, а целых три источника дегидратации — 1) угли, 2) смектитовые глины, 3) каолинитовые глины и терригенные породы с каолинитовым цементом. Смектитосодержащие глины БД совсем, по-видимому, не были способны так, как это имело место на Кавказе в майкопских мощных глинистых толщах, создавать огромные пластовые давления (СВПД). Это связано с тем, что глинистые пласты угленосной формации входят в состав флишюидов и имеют сравнительно небольшие мощности. То же можно сказать и о каолинитовых пластах и прослоях.

В целом аномально высокие пластовые давления (СВПД) внутри угленосных отложений, возникающие в результате погружения, могут быть описаны формулой: $P_{эл} = P_{г} + P_{в} + P_{дегк} + P_{дегм}$, где $P_{г}$ — поровое давление, возникающее в процессе углефикации и фазового превращения угольной массы в углекислоту, метан, водород и др. газы; $P_{в}$ — давление, обусловленное выделением кристаллизационной воды углей; $P_{дегм}$ — давление дегидратации в ходе иллитизации монтмориллонита; $P_{дегк}$ — давление дегидратации в ходе гидрослюдизации каолинита.

Аномально высокие пластовые давления (СВПД) в угольных толщах сохраняются до настоящего времени; по данным П.П. Луцика (1971) газоносность угольных пластов Донбасса, а следовательно и газообильность горных выработок, растет с глубиной. С переходом горных работ на большие глубины выбросоопасность возрастает с огромной быстротой. Так, на глубинах 420 м было установлено 49 взрывоопасных пластов, на глубине 540 м — 92, а на глубинах 640 — 107. Всего в шахтах БД насчитывается 148 пластов, склонных к выбросу газа и угля (в это время эксплуатировалось 319 угольных пластов).

Следует напомнить, что в угленосной формации БД давление, возрастающее за счет дегазации угля, суммируется с давлениями дегидратации, обусловленными

ми превращениями глинистых минералов. Возникает избыток поровой воды, и в результате всего этого происходят частичные выбросы воды и песка (шахты Кочегарка и им. Артема), описанные П.П. Луциком (1971); вполне вероятно, что к категории этих же явлений относятся инъекционные кластические дайки и апофизы песчаников, внедряющихся в угленосные пласты различных районов БД (Орлов, 1977; Лучинкин, 1978).

Геологическое значение элизионных процессов в Большом Донбассе до сих пор несомненно недооценивалось геологами.

Если действительно процессы углефикации углей сопровождаются уменьшением их мощности в 10 раз, как это было показано выше, а максимально количество угольных пластов локализуется в пределах Северной и Южной синклинали (Белоконь и др., 1975), нетрудно представить себе грандиозность и пространственную ограниченность уплотнения части осадочного чехла.

В табл. 3 нами была сделана попытка представить количественную характеристику уменьшения мощности угленосных толщ в разных структурных зонах Большого Донбасса. Для различных промышленных районов бассейна, представляющих Северную и Южную синклинали, сравнивались суммарные мощности современных антрацитовых пластов и реконструировались исходные мощности «материнских торфяных залежей», а затем подсчитывалась суммарная «усадка» угольной части разреза. Как это видно в табл. 3, потери мощности угольных толщ оказываются грандиозными; они оцениваются в 60—190 м.

Если учесть, что высота современной «пятиэтажки» составляет 16—20 м, это означает, что первично нормальное (горизонтальное) залегание слоев в процессе углефикации осложнялось провалами, в 4—5 раз превышающими высоту пятиэтажных домов.

Таблица 3. Оценка масштаба уменьшения мощности среднекарбоновых угленосных отложений в процессе углефикации (антрацитизации) в разных структурных зонах Большого Донбасса

Тектоническое положение промышленных районов	Номера и названия промышленных районов		Количество угольных пластов с мощностью 0,45 м и выше	Общее число всех угольных пластов	Расчет потери мощности при углефикации пластов угля, превышающих 0,45 м		
	Номера [Степанов, 1937]	Названия участков			Общая мощность антрацитовых пластов с мощностью более 0,45 м, м	Исходная мощность торфов, м	Потери мощности, м
Северная антиклиналь	XV	Должано-Ровенский Сумско-Садкинский	20	130	9	90	81
			28	104	12,5	125	112,5
Главная антиклиналь	—	—	—	—	—	—	—
Южная антиклиналь	VII—VIII X	Донецко-Макеевский Чистяково-Снежнянский	46	104	20,7	207	186,3
			40	97	18	180	162
	XVI	Шахтинско-Несветаевский	16	183	7,2	72	64,8

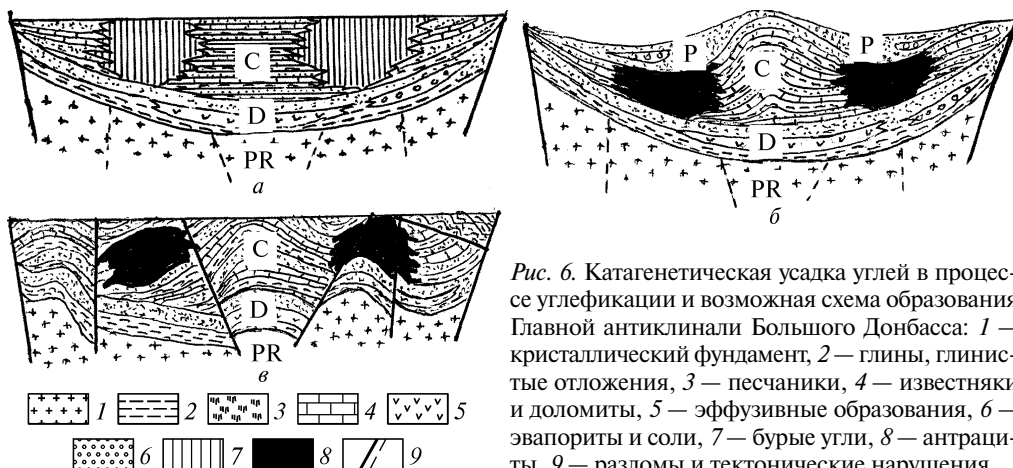


Рис. 6. Катагенетическая усадка углей в процессе углефикации и возможная схема образования Главной антиклинали Большого Донбасса: 1 — кристаллический фундамент, 2 — глины, глинистые отложения, 3 — песчаники, 4 — известняки и доломиты, 5 — эффузивные образования, 6 — эвапориты и соли, 7 — бурые угли, 8 — антрациты, 9 — разломы и тектонические нарушения

В общей схеме геологического строения Большого Донбасса попытка представить себе значение этих явлений сделана на рис. 6. На нем показаны 3 стадии развития складчатости этого региона, выполненные с учетом углефикации пластов антрацита и потери мощности в синклиналиях.

Факторы, вызвавшие складчатость и инверсию структуры Большого Донбасса, до сих пор остаются нераскрытыми. Одни исследователи вслед за В.Г. Бондарчуком (1955) считают, что формирование структуры БД в основном произошло вследствие вращательного движения Украинского кристаллического щита, северо-западная часть которого двигалась на юг, а юго-восточная — на север. Именно это последнее перемещение и определило тангенциальное сжатие и стало главной причиной складчатости в карбоне Донбасса.

Другие авторы (Широков, 1958; Михалев, 1971), отвергая роль горизонтальных движений, делают упор на автономные вертикальные движения фундамента по глубинным разломам или на образование складок в связи с изменением наклона платформенных плит, окружающих Донбасс (Украинский и Воронежский массивы).

Мне представляется, что при истолковании механизма складчатости и инверсии карбонового бассейна БД следует учитывать не только напряжения, возникавшие за счет движения платформенных плит вне области угленакопления, но и ту энергию, которая возникала в самой элизионной системе исследуемого региона.

Элизионные процессы, связанные с эвапоритовыми толщами

В отличие от глин и угленосных толщ, пластические свойства солей характеризуются большей сложностью. С одной стороны, они определяются тем первично захороненным в солях рассолом (рапой), который наследуется эвапоритами от солеродных водоемов, с другой — гидратированностью минералов соляных пластов. При увеличении давлений и температур именно на этой основе происходит разделение твердой и жидкой фазы и формируются автономные высокоминерализованные рассолы.

Другая особенность солей заключается в их высокой пластичности и способности деформироваться под нагрузкой. В результате погружения на большие глубины и тектонических напряжений соли перетекают из одних участков в другие, нередко прорывают и деформируют вмещающие породы и образуют столбы, штоки, диапировые холмы, апофизы и другие причудливые формы, относимые к «соляной тектонике».

Ярким примером соляных элизионных явлений может служить северо-западная часть Припятско-Донского авлакогена, включающая Припятскую и Днепровско-Донецкую впадины.

В отличие от Большого Донбасса, где в палеозойских отложениях резко преобладают карбоновые толщи (6—7 км мощности), в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах определяющую роль начинают играть красноцветные, карбонатные и соленосные толщи девона (3—4,5 км мощности).

Формирование высокоминерализованных рассолов, динамика их перемещения и связанные с ними катагенетические преобразования вмещающих соли пород были полно исследованы в работах А.А. Махнача (1977, 1980, 1981, 1989), а также А.А. Махнача с соавторами (1981, 2001, 2007) на примере Припятской котловины.

Литологический состав и стратиграфия девонских отложений Припятского прогиба показаны на рис. 7. В разрезе четко выделяются **подсолевой терригенный** и **подсолевой карбонатный комплексы**. Первый сложен песчаниками, алевролитами, мергелями с прослоями доломитов, реже ангидритов и галититов. Второй представлен первичными и катагенетическими доломитами, известняками с прослоями мергелей и глин. В средней части интервала развиты туфогенные и сульфатно-доломитовые породы. Мощность комплекса возрастает с запада на восток от 60—100 до 200—250 м.

Нижний соленосный комплекс отличается тем, что в нем ритмично чередуются соляные (каменные, реже калийные соли) и несоляные породы (глины, мергели, известняки, доломиты, ангидриты). При этом мощность соляных интервалов составляет 10—25 м, несоляных — 15—20 м. Общая мощность подсолевого комплекса колеблется от 300 до 600 м; в местах проявления соляной тектоники она может достигать 1200—1600 м.

Межсолевой комплекс отличается сложным полифациальным литологическим составом. Среди отложений комплекса развиты терригенные (глины, мергели, песчаники, аргиллиты) или карбонатные фации (первичные или вторичные доломиты, водорослевые, мшанковые или брахиоподовые известняки, иногда с примесью туфогенного материала). Нередки прослои ангидрита. Общая мощность межсолевых отложений колеблется в пределах 300—500 м.

Верхняя соленосная толща подразделяется на две части: нижнюю — галитовую и верхнюю — калиеносную глинисто-галитовую.

Галитовая толща представлена мощными (до 100 и более метров) пластами чистой каменной соли (галитита), чередующимися с пластами известняков, ангидритов, реже мергелей, глин, доломитов и песчаников. Средняя мощность толщи колеблется от 500 до 600 м, но во впадинах соляных структур она достигает 3250 м.

Глинисто-галитовая толща представлена чередующимися пластами каменной соли (85—60 м) и менее мощными пластами калийных солей, местами фациально замещающихся известняково-доломитовыми, ангидритовыми и глинистыми фациями. Мощность толщи в прогибах в среднем составляет 950—1000 м.

Группа	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Структурно-литологический комплекс	Литологическая колонка
Палеозойская	Девонская	Верхний	Фаменский	Полесский (D ₃ ² pl)	Надсолевой	
				Стрешинский (D ₃ ² stn)		
				Оресский (D ₃ ² or)	Верхний солевой	
				Лебедянский (D ₃ ² lb)		
				Петриховский (D ₃ ² ptr)		
				Елецкий (D ₃ ² el)	Межсолевой	
				Задонский (D ₃ ² zd)		
			Франский	Домановичский (D ₃ ¹ dm)	Нижний солевой	
				Ливенский (D ₃ ¹ lv)		
				Евлановский (D ₃ ¹ ev)		
				Воронежский (D ₃ ¹ vr)	Подсолевой карбонатный	
				Речицкий (D ₃ ¹ rch)		
				Семилукский (D ₃ ¹ sm)		
			Средний	Эйфельский	Саргаевский (D ₃ ¹ sr)	
		Ланский (D ₂ ¹ ln)				
		Живецкий (D ₂ ¹ zh)				
		Старооскольский (D ₂ ¹ st)				
		Наровский (D ₂ ¹ nr)				
		Пярнуский (D ₂ ¹ pr)				
		Витебский (D ₂ ¹ vtb)				

Группа	Серия	Свита	Литологическая колонка
Протерозойская	Вендский	Вольнская	
		Вильчанская	
Протерозойская	Среднерифейский	Пинская	
Архейская	Кристаллический фундамент		

Рис. 7. Литолого-стратиграфический разрез Припятского прогиба [Махнач, 2001]: 1 — глины, 2 — аргиллиты, 3 — песчаники, 4 — гравелиты, конгломераты, 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — мергели, 8 — калийная соль, 9 — калийные соли, 10 — сульфатные породы, 11 — вулканогенные породы, 12 — вулканогенно-осадочные породы, 13 — кристаллические породы фундамента, 14 — горючие сланцы

Разрез девона Припятской впадины завершает надсолевой комплекс отложений; в нем выделяют две толщи: нижнюю гипсоносную и верхнюю бессульфатную. Гипсоносная толща сложена известковыми глинами, мергелями, содержащими галлит, песчаниками и алевролитами. Бессульфатная представлена горючими сланцами, глинистыми доломитами и мергелями. В северо-восточной части Припятской впадины в ней встречены туфогенные породы. Мощность этой части разреза чрезвычайно изменчива — от нескольких десятков до 1000 метров.

Разрез, изображенный на рис. 7, характеризует главную составляющую часть осадочных отложений Припятской впадины. Кроме девонских толщ во впадине развиты каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые, а также палеоген-неогеновые и четвертичные отложения.

Катагенетические преобразования девонских отложений Припятской впадины с литологических позиций были исследованы А.А. Махначем (Махнач, 1977, 1980, 1981, 1989; Махнач и др., 1981, 2001, 2007); кроме того гидрогеология и нефтегазоносность этого региона были изучены Г.В. Богомолковым, А.П. Лавровым, М.А. Рынским, А.В. Кудельским, В.М. Шимановичем и др. нефтяниками и гидрогеологами.

Можно считать доказанным, что эвапоритовые осадки (карбонаты, сульфаты, хлориты) являются индикаторами аридного климата и формируются в мелководных лагунах и мелководных морях в результате испарения и концентрации солей в морской воде.

Общеизвестно, что в процессе солеобразования морская вода сгущается и превращается в рапу, которая захороняется вместе с соляной массой. Таким образом, с поверхности Земли «уводится» вглубь стратисферы огромное количество жидкой фазы.

Известно, что морская вода принадлежит к магниевому подтипу сульфатного типа вод; при испарении и выпадении в осадок твердых солей в условиях аридного климата она все более приближается к хлормагниевым рассолам, причем уже на первых стадиях этого процесса в солеродных водоемах вместе с твердыми солями обычно захороняются большие объемы маточных растворов. В табл. 4 охарактеризованы состав и объемы рассолов, захороняющихся в солеродных водоемах на разных стадиях их развития.

Из приведенных цифр следует, что на галитовой стадии каждый кубический километр отложившихся солей сопровождается захоронением 2 км³ маточных

Таблица 4. Соотношение объема маточного рассола к объему захороняющихся солей на разных стадиях галогенеза [Валяшко, 1963]

Стадия сгущения морской воды	Интервал концентраций растворенных солей		Выделившиеся в осадок соли	$\frac{V_{\text{рассолов}}}{V_{\text{солей}}}$
	г/кг	г/л		
Гипсо-карбонатная	150—266	175—324	Карбонаты кальция, магния, гипс	185
Галитовая	266—320	324—418	То же + галит	1,88
Сульфатов магния	320—345	418—457	То же + эпсомит и гексагидрит	0,93
Карналлитовая	345—365	457—497	То же + сильвин и карналлит	0,50

рассолов с концентрацией 320 г/кг. В тех случаях, когда соленосные толщи довольно быстро погружаются вниз, попадают в зону затрудненного водообмена и покрываются отложениями осадочного чехла, в них возникают аномально высокие пластовые давления.

Возникновение высоких поровых давлений в соленосных толщах связано прежде всего с их существенным уплотнением и погружением в глубь стратисферы. Увеличение веса вышележащих осадочных толщ, а также рост температур вызывают существенное уменьшение пористости и выжимание поровых рассолов в близлежащие проницаемые толщи. По мнению А.А. Махнача (2001), пористость соленосных пород уменьшается при этом с 50—60 до 5 %. Само собой разумеется, что значительная часть захваченной в водоемах рапы оказывается удаленной за пределы соляных залежей и образует своеобразный ореол вокруг эвапоритовых толщ — скопления рассолов выше и ниже солеродного интервала.

Вторым не менее очевидным катагенетическим процессом является удаление из солей кристаллизационной воды. Как показано в табл. 5, огромное количество эвапоритовых минералов осаждается из морской воды в форме сильно гидратированных образований; в дальнейших преобразованиях, при повышении температур и давлений, эти соли трансформируются и теряют кристаллизационную воду. В процессе миграции кристаллизационная вода растворяет минералы солей, существенно меняет свой химический состав и, в конце концов, смешивается с выжатыми рассолами.

Наконец, следует подчеркнуть, что сложное строение эвапоритовых тел, в которых часто чередуются соли разного химического состава с глинами, алевролитами, мергелями и различными карбонатными отложениями, вызывает крайнюю неравномерность уплотнения и выжимания растворов. В результате избирательного уплотнения, а также катагенетической перекристаллизации и формирования новых скелето-каркасных связей между кристаллами соляных минералов (Хотьков, 1956; Иванов, Воронова, 1972; Махнач, 1989 и др.) в толще эвапоритов часто обнаруживаются погребенные линзы рассолов, находящихся под большим давлением. Хотя некоторые исследователи рассматривают такие «замурованные» залежи как маточную рапу древних солеродных водоемов, очевидно, что эти реликты сильно метаморфизованы, газифицированы и при вскрытии горными выработками или скважинами бурно и внезапно выбрасывают рассолы, создавая аварийные ситуации.

Рассолы, пространственно и генетически связанные с солеродными отложениями Припятской впадины, существенно различаются по составу в разных частях девонского разреза; здесь выделяются рассолы подсоленосной толщи, соленосных и межсоленосных отложений и рассолы надсолевого интервала (Кудельский и др., 1985).

Наиболее ярко представлены рассолы подсолевых отложений. Это высокоминерализованные воды (260—463 г/л) хлоридно-кальциевого и хлоридно-натриевого состава, содержащие незначительное количество карбонатов и сульфатов. Для них характерны высокие содержания йода, брома, стронция и аммония. В составе газовой фазы в районах промышленной нефтеносности преобладают углеводороды, в непродуктивных районах — азот. Температура рассолов колеблется в пределах 50—90 °С, иногда достигая 100 °С; она тесно связана с глубиной залегания отложений.

Таблица 5. Катагенетические преобразования наиболее распространенных минералов солеродных отложений

Минералы	Температура, °С	Вторичные преобразования
Бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ Астраханит $Na_2Mg[SO_4] \cdot 4H_2O$ Карналлит $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$	120	Неустойчив, расплавляется на воздухе Левеит $Na_2Mg[SO_4] \cdot 2-2,5H_2O$ Расплавляется на воздухе, образуя рассол, состоящий из H_2O , KCl , $MgCl_2$
Мирабилит $Na_2SO_4 \cdot H_2O$	> 30	Тенардит Na_2SO_4 выделяет 55 % H_2O
Сильвин KCl Полигалит $K_2MgCa_2[SO_4] \cdot 2H_2O$ Эпсомит $Mg[SO_4] \cdot 7H_2O$ Гидрогалит $NaCl \cdot 2H_2O$ Галит $NaCl$	100—130	Гипс, ангидрит и примеси Гексогидрит $Mg[SO_4] \cdot 6H_2O$ Кизерит $Mg[SO_4] \cdot H_2O$ Галит $NaCl$ и вода
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	80—90 220 700—750	Полугидрат Алебастр (растворимый ангидрит) β $CaSO_4$ ангидрит

Вверх по разрезу в межсолевых и надсолевых девонских отложениях минерализация рассолов, концентрация в них йода, брома и аммония, а также температура существенно уменьшаются.

Так, например, в надсолевых отложениях минерализация рассолов колеблется от 0,35 до 320 г/л, среди них появляются холодные гидрокарбонатно-кальциевые воды; отмечается опресняющая деятельность инфильтрационных вадозных вод.

Такое своеобразное распределение современных рассолов по отношению к солеродной материнской толще подчеркивает одну особенность Припятской элизионной системы: как справедливо подчеркивали А.Е. Ходьков, А.И. Дзенс-Литовский, М.Г. Валяшко и др. и обосновал А.С. Махнач (1989), седиментогенные рассолы, главную массу которых составляет рапа бассейнов и растворенные соли, отжимаются преимущественно в нижележащие осадочные толщи девона, а также латерально. Здесь наряду с высокими поровыми давлениями большую роль играет гравитационное стекание рассолов, динамика которого хорошо отражается в форме потоков (см. рис. 8 а).

Отжимание рассолов вверх от соляного интервала в Припятской впадине встречало ряд преград: вес самих рассолов, наличие непроницаемых пластов и ряд других факторов.

В полном соответствии с локализацией рассолов располагаются зоны вторичных, катагенетических преобразований девонских отложений. Как это показал А.С. Махнач (Махнач, 1989, 2000; Махнач и др., 2001, 2007), максимально интенсивные катагенетические преобразования девонских отложений отмечаются в подсолевых и межсолевых толщах. Здесь широко проявляется катагенетическая доломитизация пород, формирование эпигенетических ангидритов и галитов.

Доломитизация выражается в неравномерно-пятнистом распределении доломита в карбонатных породах, замещении девонских раковин, существенном уменьшении количества доломита от подошвы соляных скоплений в глубь подсолевого разреза, тесной связи доломитности с наиболее проницаемыми разностями карбонатных пород.

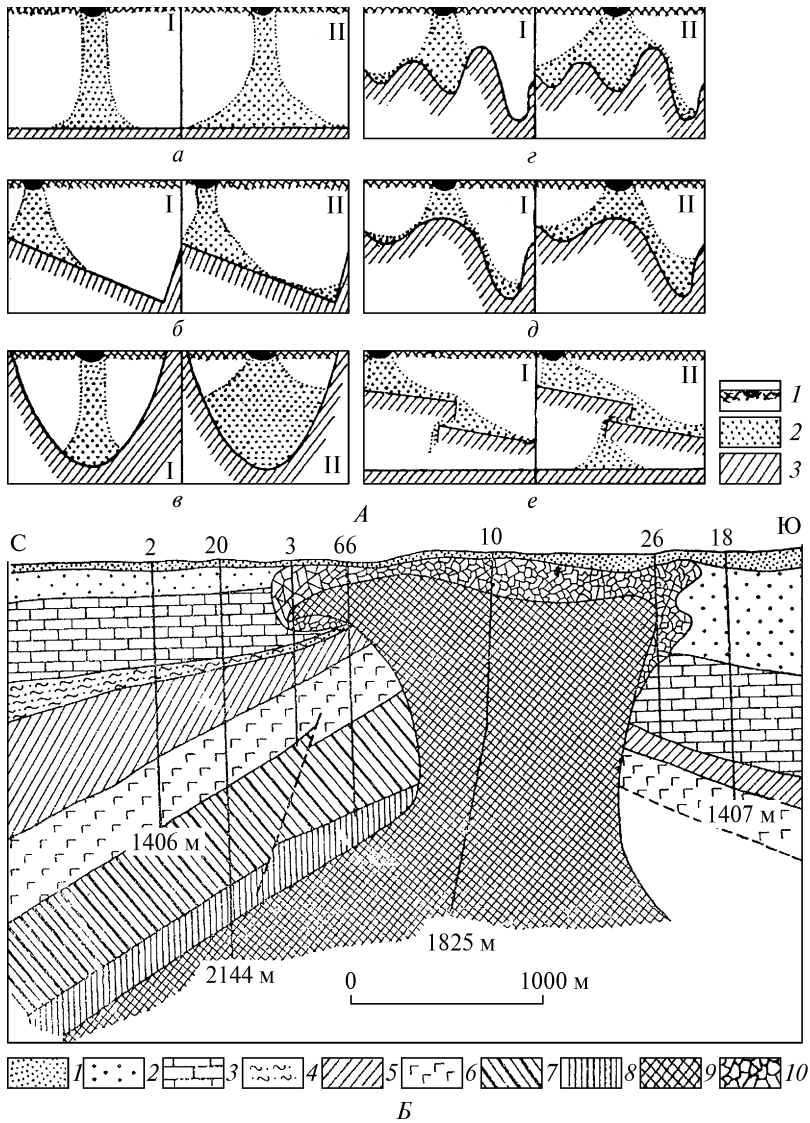


Рис. 8. Поведение рассолов в подсолевых отложениях и строение Роменского соляного диапира: а — схема гравитационного стекания рассолов в подсолевых толщах [Поливанова, 1977] (а–е — разные стадии деформации эвапоритовых систем): 1 — подошва солеродного пласта, 2 — опускающийся рассол, 3 — экранирующий пласт; б — геологический разрез Роменской солянокупольной структуры [Косыгин, 1946]: 1 — четвертичные пески и суглинники, 2 — палеоген (пески и известняки), 3 — верхний мел (карбонатные породы), 4 — верхняя юра (песчано-глинистые породы), 5 — верхний карбон (пестроцветные песчано-глинистые породы), 6 — средний карбон (известняки, угленосная свита), 7 — нижний карбон (известняки, прослои аргиллитов), 8 — девон (кварцевые песчаники, аргиллиты, известняки), 9 — соленосная толща, 10 — брекчии.

Катагенетический ангидрит заполняет пустоты и трещины в породах, образует пойкилитовый цемент песчаников, формирует гнезда и желваки. Иногда вместе с ангидритом встречаются скопления барита и целестина. Очень характерно присутствие эпигенетического галита; он залечивает поры и каверны, распространен в тектонических трещинах.

В собственно соленосных комплексах отчетливо видны следы уплотнения, перекристаллизации солей (особенно галита) и позднего выпадения солей из рассолов. Весьма характерны трещины гидроразрыва, заполненные волокнистым галитом, секущие напластование соленосных отложений. Их причудливые формы иногда напоминают кластические дайки; однако, как правило, они не выходят за пределы соленосных пластов.

Любопытно, однако, что наряду с рассолообразующими процессами в девонских толщах Припятского прогиба отмечаются также трансформации глинистых минералов, сходные с установленными нами ранее в пределах Предкавказья.

Действительно, в работах А.А. Махнача с соавторами (2001, 2007) было показано, что пористость глинистых пород в межсолевых толщах заметно сокращается; в интервале 1500—2500 м она оценивается в 9.8 %, на глубинах 2500—3500 — 1.8 %, а на глубине 3500 м — 0.5 %. Отчетливо виден переход размокающих глин в аргиллиты. Такая трансформация глинистых минералов подтверждается рентгеновскими исследованиями; в интервале 3000—3900 м появляется удлиненно-пластинчатая аутигенная гидрослюда, образующая в результате изменения смешаннослойных смектит-гидрослюдистых фаз. Ее количество с глубиной возрастает.

Нельзя также не упомянуть, что наблюдения над отражательной способностью витринита в глинистых толщах девона позволили А.А. Махначу связать интервал предполагаемой гидрослюдизации с переходом от протокатагенеза (ПК) к мезокатагенезу (МК₁, МК₂, МК₃).

В одной из работ (Махнач и др., 2001) упомянуто также о том, что в межсолевых толщах девона наряду с гидрослюдизацией смектитов развиваются процессы иллитизации каолинита.

К сожалению, количественная оценка этих явлений в формировании сверхвысоких поровых давлений остается не учтенной. Вряд ли, впрочем, она может оказаться значительной. В целом поровые давления, возникающие при погружении девонских солеродных отложений в глубь стратисферы, можно выразить формулой: $P_{эл} = P_{ус} + P_c + P_{дегс} + P_{дегк}$, где $P_{ус}$ — давление, связанное с уменьшением пор солей; P_c — давление, обусловленное дегидратацией минералов соляной массы; $P_{дегс}$ — давление, возникающее за счет дегидратации смектита; $P_{дегк}$ — давление, возникающее за счет дегидратации каолинита.

Существенно иначе выглядит геохимическая зональность и распределение солей в расположенной юго-восточнее Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ).

Здесь высокоминерализованные рассолы захватывают и верхнюю часть девонских отложений языками, внедряясь в красноцветные толщи, поднимаясь к кровле девона по зонам трещиноватости и нередко образуя самоизливающиеся горячие источники.

Соляные пласты, нормально залегающие в Припятской впадине, здесь осложняются многочисленными диапирами, внедряющимися в осадочные толщи, протыкающими их и нередко выходящими на дневную поверхность. Такие соляные столбы особенно типичны для областей краевых разломов, тогда как в центральной части ДДВ наблюдается относительно пологое залегание солей.

Для диапировых образований соли характерна удлиненная форма, вытянутая вдоль оси впадины, и четкая приуроченность к тектоническим линиям, что генетически связывает их с погребенными линейными антиклиналями (Косыгин, 1950).

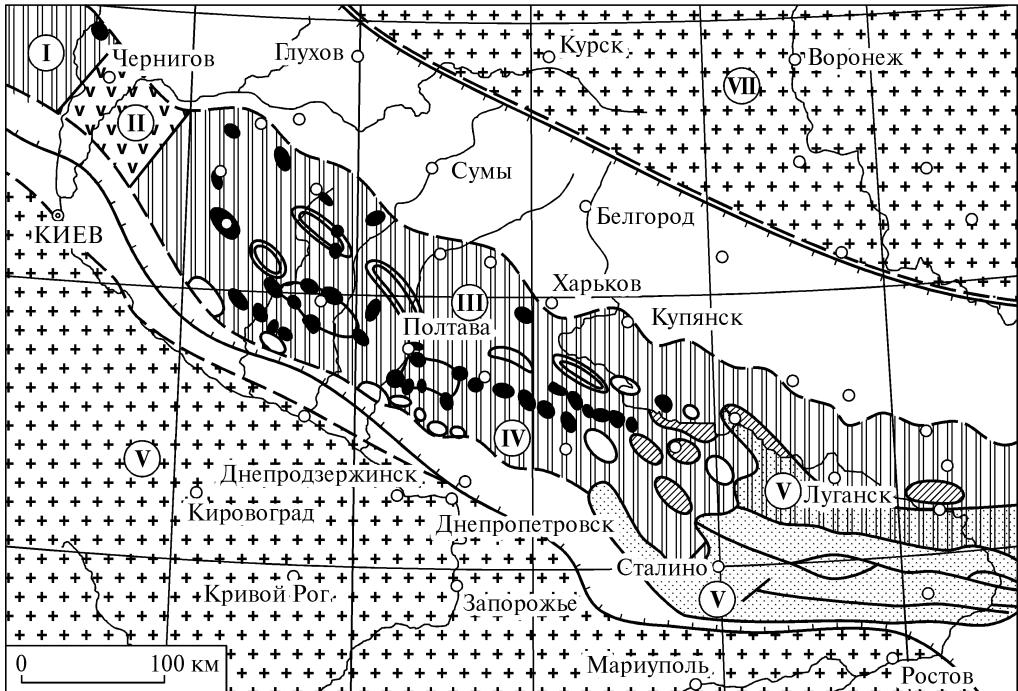


Рис. 9. Закономерности распространения соляных куполов в Днепровско-Донецкой впадине и на прилегающих площадях Большого Донбасса (Балуховский, 1958): 1 — соляные купола и штоки, 2 — структуры, возможно осложненные солью, 3 — валообразные поднятия соляной породы, 4 — структуры невыявленной природы, 5 — кольцевые антиклинали, 6 — область солянокупольной тектоники, 7 — предполагаемое восточное продолжение области солянокупольной тектоники, 8 — Старый Донбасс, 9 — Черниговский вал, 10 — краевые разломы, 11 — северная и южная границы распространения каменноугольных отложений, 12 — линейные антиклинали Старого Донбасса

Корни соляных диапиров в ДДВ уходят на глубины 4–5 и даже 7–8 км; в Большом Донбассе высота соляных штоков достигает даже 10–11 км. По морфологии и тектоническому строению диапиры довольно разнообразны. Одни из них залегают на большой глубине и только приподнимают вышележащие породы, другие — их протыкают и выходят на дневную поверхность. По форме среди соляных диапиров выделяются гребни, линзы, столбовидные и грибовидные штоки (Червинская и др., 1966). На территории ДДВ и Большого Донбасса насчитывают более 200 диапировых проявлений; наиболее крупные из них (до 40 поднятий), образующие целые пояса структур, показаны на рис. 9.

Хорошим примером крупного соляного штока может служить Роменское солянокупольное поднятие, строение которого показано на рис. 8 б. Оно было описано в работах У.Н. Питковской, Ю.А. Косыгина, Е.О. Новича, И.С. Усенко и Л.Г. Бернадской, А.А. Иванова, И.Ф. Левицкого и др. Свод соляного массива в плане имеет форму овала, вытянутого почти в широтном направлении, при длине осей 5,5 и 1,6–1,8 км.

Крылья структуры падают круто, причем в верхней части она расширяется и по северному краю образует карниз шириной 250–300 м.

На участках, прилегающих к скважине, мощность материнской соленосной толщи колеблется от долей до 25–30 м; она сложена каменной солью, доломита-

ми, ангидритами, мергелями и глинами. Внутри штока ангидрит-доломитовые и терригенные породы часто раздроблены и превращены в брекчию.

На вершине соляного диапира располагается гипс-ангидритовый покров, состоящий из глыб ангидрита и гипса, сцементированных глиной и мергелем. Его мощность достигает 50 м, но местами он полностью отсутствует. Венчает кепрок (шляпу диапира) глыбовая брекчия мощностью до 200 м; в ней встречаются глыбы диабазы. Если нижняя часть кепрока скорее всего возникла при растворении пород растущего купола в зоне активного гидродинамического водообмена, то брекчия верхней части, по мнению Ю.А. Косыгина (1950), образовалась в результате перемыва поднятия водами верхнемеловых и палеогеновых морей.

В целом очевидно, что рост соляных диапиров осуществлялся в течение длительного отрезка геологического времени и представляет собой сложный геологический процесс. Большинство исследователей, изучавших соляную тектонику ДДВ, считает, что начало образования диапиров относится к концу карбона, хотя Л.Ф. Лунгерсгаузен (1941) связывает их с меловым временем, а А.М. Куциба (1939) — с девон-карбоновым.

По данным В.Я. Клименко (1957, 1958) заметное усиление роста соляных диапиров в ДДВ происходило в меловое и палеогеновое время. На этом этапе соляные штоки нередко образовывали острова, возвышающиеся над уровнем меловых и палеогеновых морей.

Крупные продольные разломы в северо-восточной и юго-западной частях ДДВ в девон-карбоновых толщах, контролирующие диапиры, отражаются в виде флексур или диапировых складок. Именно с ними связаны не только соляные купола и штоки, но и разнообразные месторождения нефти и газа.

В пределах ДДВ промышленная нефтегазоносность установлена в девоне и карбоне многих диапировых складок (Чернухинское, Радченковское, Колайдинское месторождения нефти); в вышележащих толщах карбона, перми, триаса и, отчасти, юры известны промышленные залежи углеводородных газов (Машевское, Елизаветинское, Литвиновское месторождения).

Необходимо также отметить, что соляные поднятия и штоки в ДДА на дневной поверхности очень часто сопровождаются восходящими источниками рассольных термальных вод хлоридно-натриевого состава с минерализацией, достигающей 200—270 г/л, и разнообразными нефтегазопроявлениями (Басков, 1983).

Механизм образования соляных куполов и штоков в различных районах мира рассматривался в работах Н.С. Шатского, В.И. Лучицкого, Ю.А. Косыгина, В.Г. Бондарчука, И.Е. Слензак, В.Я. Клименко, С.В. Шумилина, Г.А. Беленицкой, Б.И. Долишнего, G. Klapp, C. Romein, S.S. Harrison, G.M. Lees, L.J. Nettleton, D.S. Barton, F.M. Van Tuyl и многих других геологов.

К сожалению, по ряду объективных причин не было проведено детальных литолого-минералогических исследований интересующих нас соляных образований. Поэтому предлагается лишь самая общая геологическая модель их возникновения.

Суть ее следующая. Соляная масса эвапоритовых толщ, особенно при наличии в них подземных вод (рассолов), представляет собой пластическое образование. Повышение геостатического давления и температуры при погружении в глубь стратисферы и образование жесткого перекрытия из уплотненных осадочных пород создают условия для начального этапа диапириобразования; возникают

Таблица 6. Распределение тяжелых металлов в рассолах (мг/л)

Элементы	Сибирская платформа, Иркутский амфитеатр, кембрий-верхний, протерозой [Пиннекер, 1966]				Русская платформа, Припятский прогиб, девон [Кудельский и др., 1985]				Туранская платформа, [Лебедев, Никитина, 1983]			
	от	до	сред- нее	кларк конце- нтрации	от	до	среднее	кларк конце- нтрации	Западная периклиналь поднятия			
	от	до	сред- нее	кларк конце- нтрации	от	до	среднее	кларк конце- нтрации	от	до	сред- нее	кларк конце- нтрации
Mn	0,2	2000	300	150000	44,61	435,03	195,42	97710	0,09	13,60	6,85	3425
Fe	0,08	2800	220	22000	736,13	2179,37	1453,43	145334	0,07	17,30	8,69	869
Cu	0,6	29	6	2000	0,76	1,09	0,86	253	0,08	1,32	0,70	233
Pb	0,6	84	23	833333	2,65	3,13	2,89	96333	сл.	5,78	2,89	96333
Zn	0,2	28	7	700	15,12	35,26	24,97	2497	сл.	2,70	1,35	35
Ст	0,1	4,5	1,6	32000	0,81	1,23	1,16	23200	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ni	н.о.	н.о.	0,01	5	1,36	6,31	5,01	2505	0,27	1,20	0,74	2000
Общая минера- лизация, г/л	36—600				334,08—366,95				142,6—370,7			

аномально высокие пластовые давления и существенно увеличивается пластичность соляных масс.

«Спусковым крючком» начала движения масс пластичных солей могут, по-видимому, являться процессы формирования тектонических разломов, образующих высокопроницаемые зоны, вертикальные движения тектонических блоков фундамента, складкообразование и особенно образование флексур и синклиналей, а также сейсмические толчки, активизирующие перемещение пластичной соли. В сущности, процессы формирования соляных штоков и столбов во многом сходны с образованием и развитием грязевых вулканов. Детали соляного диапиризма различными исследователями трактуются по-разному.

Так, например, критическое давление, при котором соль начинает течь, меняется от 160 до 8300 кг/см², хотя чаще всего указывают на значение 150—160 кг/см².

Мощность перекрывающих отложений, при которой начинается пластическое течение, оценивается в пределах от 1000 до 4470 м, хотя наиболее вероятной представляется величина, вычисленная Ван Тайлем (Van Tuyl, 1930) — 3500 м, что соответствует давлению 805 кг/см².

Очевидно, что величина нагрузки на залежи солей сама по себе не является первопричиной движения и образования соляных инъекций, она лишь подготавливает материал к пластическим деформациям. Как отмечал Н.М. Страхов (1947), перетекание пластического материала и возникновение тангенциальных (и вертикальных) тектонических напряжений приводит к внедрению соляных масс в вышележащие отложения. При этом, так же как и во время грязевулканических процессов, рассолы, вода и полужидкая диапировая масса проникают в наиболее проницаемые и ослабленные участки в перекрывающих толщах осадочных пород.

Следует отметить, что проявления соляной тектоники на дневной поверхности морфологически чрезвычайно сходны с проявлениями грязевого вулканизма, на что обратил внимание еще Ю.А. Косыгин (1950, 1952).

Челекен, миоцен-плиоцен				Красноморский рифт, плиоцен-четвертичные отложения [Эмери и др., 1974; Бутузова, 1998]								Среднее кларковое содержание элементов в морской воде [Голдберг, 1963]
Юго-восточное крыло				Впадина Атлантис-II				Впадина Дискавери				
	до	сред- нее	кларк конце- нтра- ции	от	до	сред- нее	кларк конце- нтра- ции	от	до	сред- нее	кларк конце- нтра- ции	
2,39	48,50	23,85	11925	80	80	80	40000	29	67	50	25000	0,002
0,33	27,73	14,03	1409	0,2	80	39,5	3950	0,04	4,2	3	300	0,01
1,33	8,34	4,83	1610	0,2	0,3	0,25	83,3	0,005	0,22	0,1	33,3	0,003
0,25	7,70	3,98	132666	0,01	0,6	0,29	9667	0,005	0,22	0,2	6667	0,00003
2,36	5,0	3,68	368	0,3	0,6	0,45	45	?	?	0,8	80	0,01
н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,00005
<0,3	2,30	1,0	5,0	0,003	0,003	0,003	0,15	н.о.	н.о.	0,3	150	0,002
239,6—273,4				257,76				257,37				

Действительно, соляные диапиры на дневной поверхности, так же как грязевые вулканы, образуют холмы, столбы и другие формы рельефа. Нередко с вершин таких поднятий сползают «соляные языки», они бывают окружены кольцевыми провалами и сопровождаются источниками высокоминерализованных горячих рассолов. Более подробно это сходство соляной тектоники и грязевого вулканизма рассмотрено нами в других работах (Холодов, 2011, 2012).

О металлогении районов развития «эвапоритового» элизионного процесса

Среди месторождений полезных ископаемых, распространенных в регионах развития «эвапоритового» элизионного процесса, четко выделяются три группы: 1) месторождения и рудопроявления, отчетливо связанные с горячими рассолами и солянокупольными структурами; 2) месторождения, контролируемые трещинами и разломами; 3) стратиформные залежи сульфидов Cu—Pb—Zn.

Месторождения, генетически связанные с солянокупольными структурами сформировались на основе элизионного развития девонских солеродных толщ Припятской и Днепрово-Донецкой впадин. При этом следует иметь в виду, что многие рассолы при нагревании и взаимодействии с вмещающими осадочными толщами извлекают из терригенных обломков и глинистых минералов большое количество тяжелых металлов. Это хорошо подтверждается анализом табл. 6, где сопоставляются концентрации тяжелых металлов в рассолах различных регионов мира. Из приведенных в таблице данных следует, что содержания Mn, Fe, Cu, Pb, Zn, Cr, Ni в рассолах в десятки и сотни тысяч раз превышают их содержания в морской воде. Особенно интенсивно в них накапливаются марганец, железо и свинец, кларк концентрации которых колеблется в пределах 20000—850000. Более молодые по возрасту рассолы Челекена и Красноморского рифта также обогащены тяжелыми металлами, хотя концентрации их несколько уступают концентрациям

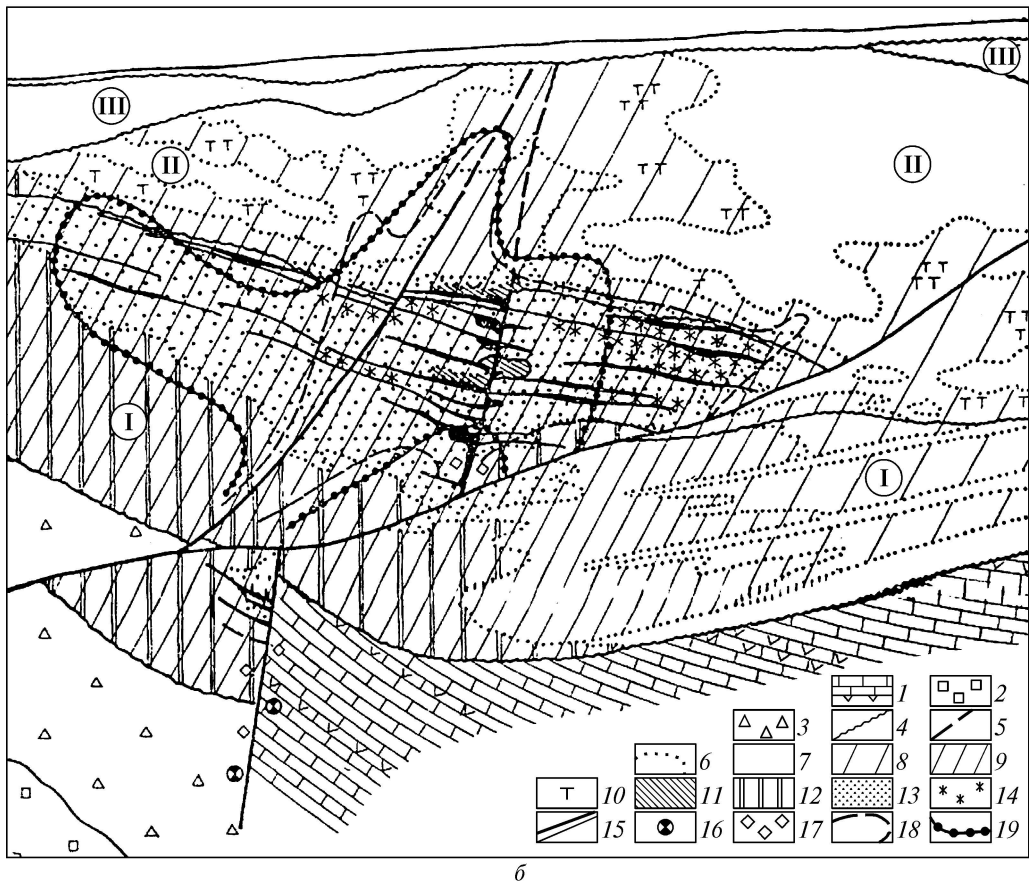
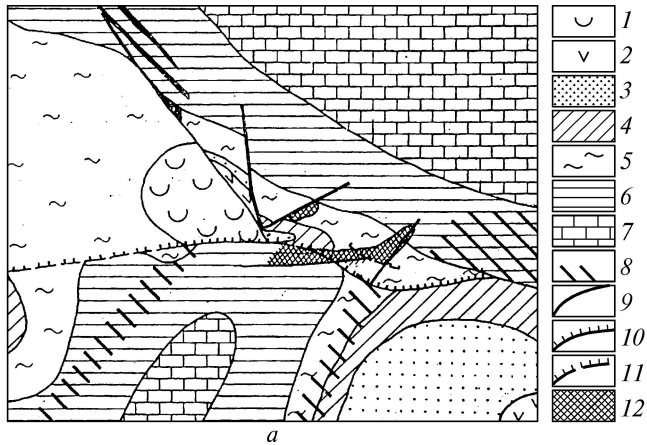


Рис. 10. Закономерности залегания урано-битумных руд Адамовки: а — схематическая карта района месторождения [Ермаков и др., 1968]. 1 — брекчии соляного штока, 2 — галогенно-карбонатный комплекс нижней перми, 3—5 — континентальные отложения пермо-триаса (3 — нижний красноцветный горизонт, 4 — средний пестроцветный горизонт, 5 — верхний сероцветный горизонт), 6—7 — послетриасовые морские отложения (6 — глинистая серия, 7 — карбонатная серия), 8 — флексуры, 9 — сбросы, 10 — надвиг, 11 — линия пересечения надвига с кровлей нижнего красноцветного горизонта, 12 — зона проявления урано-битумного оруденения; б — зональность эпигенетических изменений в рудоносных толщах пермо-триаса (фрагмент разреза) [Комарова, 1980]. I — нижний красноцветный горизонт; II — средний пестроцветный горизонт; III — верхний сероцветный горизонт. I — галогенно-карбонатные отложения,

рассолов древних платформенных образований. Следует также подчеркнуть, что при поступлении в область повышенных температур и давлений рассолы становятся особенно агрессивными и способны извлекать из содержащих их пород некоторые элементы избирательно. Так, например, в опытах Н.И. Хитарова (1961) при взаимодействии хлоридных рассолов с рудоносными породами при $T = 400\text{--}600\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 20\text{--}30\text{ МПа}$ был получен раствор, содержащий 3—5 г/л свинца. Весьма характерно, что в присутствии хлоридов металлы рассолов обнаруживают склонность к комплексообразованию и образуют миграционноспособные соединения типа Na_3MeCl_6 или NaMeCl_4 . Любопытно также, что сходным образом ведет себя ртуть, легко формирующая хлоридные комплексы.

Другая и не менее важная причина формирования металлоносных рассолов — слабая химическая дифференцированность аридных формаций, на которую уже давно обратили внимание литологи. Как показано, например, в работах Н.М. Страхова (1962) и В.Д. Шутова (1972, 1975), для терригенных отложений аридных зон характерны граувакки, т.е. песчаники, в которых преобладают полимиктовые обломки материнских пород, где обычно концентрируются химические элементы, типичные для данной петрографической провинции. Так, например, граувакки Приуралья (Россия) обычно обогащены Cu и Sr (Коссовская, Шутов, 1971), красноцветные толщи Тянь-Шаня содержат значительные количества свинца и меди (Лурье, 1963; Неймышев, 1967); граувакки Вайоминга (США) обогащены U , Th , Co , Cr , V , Ni и др. металлами (Vine, Tourtelot, 1973).

Не вызывает сомнения, что контакт этих полимиктовых отложений с агрессивными высокоминерализованными рассолами на всех стадиях галогенеза и при высоких температурах должен приводить к их разрушению и обогащению жидкой фазы растворенными металлами.

Напомним также, что, как правило, рассолы, связанные с солеродными толщами, погруженными на большие глубины, по господствующим в них температурам мало отличаются от типичных гидротерм.

Распределение рудной минерализации, связанной с солянокупольными диапирами в пределах ДДВ, исследовали Д.П. Хрущев (1980), А.А. Гойжевский с соавторами (1984), Д.П. Хрущев и Г.С. Компанец (1988), В.А. Шумлянский и др. (1990), Е.А. Басков и др. (1993).

Д.П. Хрущевым (1980) была описана рудная минерализация, проявившаяся в 23-х соляных поднятиях; позднее Д.П. Хрущевым и Г.С. Компанец (1988) были

2 — каменная соль соляного штока, 3 — диапировая брекчия, 4 — границы стратиграфических комплексов, 5 — разрывные нарушения, 6 — границы зон эпигенетических изменений, 7 — неизменные пестроцветные терригенные породы, 8—10 — эпигенетические изменения (8 — первая стадия, образование зеленых гидрослюд и сидерита (окраска пород сиреневая и зеленовато-белесая), 9 — каолинизация (обеление пород), 10 — локальная карбонатизация (бесульфидная)), 11 — образования халцедона и кварца в ассоциации с дисульфидами железа (вторая стадия), 12 — отложение кальцита в ассоциации с пиритом (третья стадия), 13—15 — четвертая стадия (13 — образование тонкокристаллических выделений дисульфидов железа, 14 — развитие хромсодержащих глинистых минералов, 15 — образование скоплений твердых черных нерастворимых битумов, содержащих U , Mo , Re и др.), 16—17 — послеурановые стадии — прожилковые и гнездовидно-вкрапленные выделения (16 — киноварь, 17 — пирит, галенит, сфалерит), 18—19 — ореолы растворимых цветных битумов (18 — твердых и вязких, 19 — жидких)

исследованы закономерности локализации оруденения еще в 11-ти солянокупольных районах. Весь изученный материал позволил выделить три геохимические ассоциации: 1) Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Au, U, Ce, F, La; 2) Hg, Cu, Zn, Pb, As, Ni, Co, Bi, Mo; 3) Pb, Zn, Cu, Hg, Co, Ni, Mo, V, La, Au, F.

Этими авторами было показано, что ртутно-полиметаллическая флюорит-редкоземельная минерализация обычно локализуется в центральных частях грабена ДДВ, тогда как полиметаллическая тяготеет к краевым зонам.

В качестве примера месторождения, связанного с солянокупольной структурой, можно привести Адамовку — месторождение урана и полиметаллов, разведанное в юго-восточной части Бахмутской котловины ДДВ, детально исследованное И.Д. Ермаковым с соавторами (1968) и описанное в работе Г.В. Комаровой (1980).

Месторождение локализовано в отложениях верхней перми и триаса. Оно расположено между двумя брахиантиклиналями, разделенными флексурой; последняя прорвана соляным штоком девонской соли (рис. 10 а). Уран-полиметаллическое оруденение в плане образует полосу, контролируемую сбросом; это тектоническое нарушение отражает внедрение в складчатые толщи соляных масс штока.

Район развития тектонических нарушений, вокруг которого реализовались различные стадии рудного процесса, изображен на рис. 10 б. Весь рудный процесс включает три дорудных стадии — развитие обеления пород за счет выноса железа, каолинитизации и окремнения; рудный этап, связанный с внедрением и фиксацией ураноносных битумов с примесью сульфидов железа и молибдена (с рением); и завершающий этап беретизации смектитов, обусловленный поступлением хрома. К постурановой стадии относится также образование киновари, прожилки которой местами секут урано-битумные скопления.

Характеризуя источники оруденения, авторы высказывают предположение, что все металлы извлекались из девонских отложений и вовлекались в движение рассолов, которые, как мы видим, определялись элизионными движениями солей и связанных с ними рассолов.

Жильные, заведомо связанные с тектоническими разломами, рудопроявления и месторождения широко развиты в разных частях ДДВ и прилегающих регионов.

Так, например, А.С. Махнач и др. (2007) отмечают, что в межсолевых и подсолевых карбонатных породах девона Березинской и Речицко-Шатилковской ступеней Припятской впадины характерно широкое развитие концентраций пирита, сфалерита и халькопирита, нередко с доломитом, ангидритом, баритом, флюоритом, кварцем и галитом. Эта ассоциация присутствует в разных стратиграфических интервалах девона, носит «сквозной» характер.

В работе (Басков и др., 1993) утверждается, что в пределах Старобельско-Миллеровской антиклинали, прилегающей к Северодонецкому надвигу, бурением было обнаружено большое количество свинцово-цинковых рудопроявлений в нижне- и среднекарбонных известняках и доломитах. Минерализация была установлена на площади в несколько десятков км² скважинами. Полиметаллическое оруденение в виде прожилково-вкрапленных тел, местами в виде линзовидных залежей, пространственно связано с эпигенетическими доломитами. Среди рудных минералов обнаружены пирит, сфалерит, галенит, марказит, арсенопирит; в жильных образованиях — барит, флюорит, киноварь.

Ф.Ф. Таранушич (2003), исследовавший распределение элементов-примесей в карбонных углях Большого Донбасса с помощью кластерного анализа, пока-

зал, что на фоне глобальных геохимических полей, в общих чертах совпадающих со складчатым строением региона, обнаруживаются локальные аномалии Pb, Zn, Mo, W, Hg и др. металлов, отчетливо тяготеющих к пересечениям разломов.

В целом, не остается сомнений в том, что в пределах Припятско-Донского авлакогена, с одной стороны, четко проявился элизионный рудогенез, тесно связанный с формированием и развитием соляных диапиров, а с другой — протекал «наложенный» эксфильтрационный, собственно гидротермальный процесс, развитие которого было тесно связано с разломной тектоникой, а его «спусковым крючком» являлось отражение магматической и вулканогенно-гидротермальной деятельности фундамента платформы.

Научиться идентифицировать и различать эти два разные по своей природе явления — главная задача российских и украинских металлогенистов. К сожалению, это задача будущего.

В заключение следует отметить, что в районах Припятской котловины и на территории Большого Донбасса известны **стратиформные месторождения меди, свинца и цинка** (Бахмутская, Кальмиус-Торецкая котловины) и киновари (Никитовский район Большого Донбасса). Одни исследователи считают их типично осадочными образованиями, другие — гидротермальными. Возможно, что их возникновение также имеет прямое отношение к элизионным явлениям этого региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-00246.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балуховский Н.Ф.* Тектоника юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и ее связь с тектоникой Донбасса // Геология СССР. Т. V. Украинская и Молдавская ССР. Ч. III. Геологическое описание платформенной части. М.: ГОНТИ, 1958. С. 871—882.
- Басков Е.А.* Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Наука, 1983. 263 с.
- Басков Е.А., Вересов С.А., Учителева Л.Г. и др.* Гидрогеохимия и палеогидрогеология типовых структурных металлогенических зон. СПб.: Наука, 1993. 252 с.
- Белоконь В.Г., Вырвич Г.П., Носова И.К. и др.* Донецкий каменноугольный бассейн // Петрология палеозойских углей СССР. М.: Недра, 1975. С. 85—110.
- Бондарчук В.Г.* Нарис тектонічної будови території Української РСР // Геологічний журнал АН УРСР. 1955. Т. XV. Вып. 3. С. 30—56.
- Бобровник Д.П.* Петрография осадочно-продуктивной товщі карбону Львівсько-Волинського вугільного басейну. Львів: Вища шк., Вид-во при Львів ун-ті, 1960. 123 с.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
- Валяшко М.Г.* Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной коры. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 253—278.
- Вассоевич Н.Б.* О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза // Геология и геохимия. 1957. Вып. I (VII). С. 156—176
- Вернадский В.И.* Избранные сочинения. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 695 с.
- Волков В.Н.* О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф-антрацит // Сов. геология. 1964. № 5. С. 85—97
- Волков В.Н.* Генетические основы морфологии угольных пластов / Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Л.: Принт ЛГУ, 1971. 42 с.
- Гойжевский А.А., Скаржинский В.И., Шумлянский В.А. и др.* Металлогения фанерозоя платформенной части Украины. Киев: Наукова думка, 1984. 204 с.
- Григорьев С.М.* О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 395 с.

- Губкин И. М., Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтяными месторождениями Крымо-Кавказской геологической провинции. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 270 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. Т. 3. М.: Мир, 1966. 317 с.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 213 с.
- Ермаков И. Д., Иванов Д. Н., Комарова Г. В. и др. Геохимические и минералого-геохимические особенности урано-битумных месторождений в красноцветных толщах // Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968. С. 125—200.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М.: ОНТИ, 1948. 68 с.
- Зарицкий П. В. О возможности использования конкреций для определения сокращения мощности исходного вещества каменного угля // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1965. Т. 164. № 3. С. 668—669.
- Зарицкий П. В. О сокращении мощности исходного вещества каменного угля // Стратиграфия карбона и геология угольных формаций СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1975. С. 193—198.
- Зарицкий П. В. Конкрекции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Изд-во ХГЦ, 1985. 176 с.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 328 с.
- Клименко В. Я. Структура Днепровско-Донецкой впадины. Условия ее формирования и закономерность размещения в ней месторождений нефти и газа. Киев: Изд-во АН УССР, 1957. 103 с.
- Клименко В. Я. Тектоника Днепровско-Донецкой впадины // Геология СССР. Т. V. Украинская и Молдавская ССР. Ч. I. Геологическое описание платформенной части. М.: ГОНТИ, 1958. С. 848—965.
- Комарова Г. В. Месторождения, образованные восходящими жильными водами // Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980. С. 230—248.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблемы эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 9-34.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М.: Гостоптехиздат, 1950. 228 с.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.: ГОНТИ, 1952. 510 с.
- Кудельский А. В., Шиманович В. М., Махнач А. А. Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазоносного бассейна. Минск: Наука и техника, 1985. 223 с.
- Кудряшов Е. В. Геологический очерк грязевого вулкана Шуто (Кубань) // Результаты исследования грязевых вулканов Крымо-Кавказской провинции. Л., М.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 45—57.
- Куциба А. М. Материалы по геологии Исачковского соляного купола // Труды науч. конф. Киев: Изд-во АН УССР, 1939. С. 15—28.
- Лебедев Л. М., Никитина И. Б. Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983. 239 с.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Стадии изменений каменноугольных отложений Большого Донбасса // Осадконакопление и угольные пласты карбона СССР. М.: Наука, 1968. С. 115—208.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Стадии изменений каменноугольных отложений Большого Донбасса // Осадконакопление и угольные пласты карбона СССР. М.: Наука, 1971. С. 211—220.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. К вопросу о тектонике Украины // Матер. по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Вып. I. Киев: Изд-во АН УССР, 1941. С. 28—63.
- Лурье А. М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава-Кассау. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 147 с.
- Лучинкин А. Г. Пластические дайки песчано-глинистых отложений среднего карбона Северной антиклинали Донбасса // Тектоника и стратиграфия. Киев. 1978. № 5. С. 46—47.
- Луцк П. П. Влияние геологических факторов на горные работы в условиях глубоких шахт Донбасса // Геология угольных месторождений (Мат. Всес. совещания по твердым горючим ископаемым). М.: Наука, 1971. Т. II. С. 160—175.
- Матвеев А. К. Основы закономерности распространения углей в СССР и практическое обоснование закономерностей изменения их свойств // Тр. ИГН АН СССР. 1947. Вып. 90. 389 с.
- Махнач А. А. О природе катагенетической доломитизации межсолевых девонских отложений севера Припятской впадины // Докл. АН БССР. 1977. Т. XXI. № 5. С. 447—449.

- Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припяско-го прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 198 с.
- Махнач А.А. Галокатагенез — специфическая совокупность наложенных постседиментационных процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 141—145.
- Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 315 с.
- Махнач А.А. Стадийный анализ литогенеза. Минск: Изд-во БГУ, 2000. 255 с.
- Махнач А.А., Шиманович В.М., Лебедев Л.Д. Йодо-бромные рассолы Припятского прогиба (объем и масса растворенных компонентов) // Докл. АН БССР. 1981. Т. 25. № 7. С. 630—632.
- Махнач А.А., Гулис Л.Ф., Махнач Н.А. и др. Постседиментационные изменения отложений платформенного чехла // Геология Белоруссии. Минск: Изд-во АН Беларуси, 2001. С. 678—688.
- Махнач А.А., Михайлов Н.Д., Шиманович В.М. и др. Девонские отложения // Постседиментационные изменения отложений платформенного чехла Белоруссии. Минск: Белорусская наука, 2007. С. 68—191.
- Михалев А.К. Схема механизма образования главного антиклинория Донецкого бассейна // Геология угольных месторождений. М.: Наука, 1974. Т. 2. С. 32—41.
- Неймышев М.В. Геохимические ассоциации элементов-примесей в некоторых горизонтах кайнозойской пестроцветной формации Тянь-Шаня // Рассеянные элементы в осадочных формациях Тянь-Шаня. Фрунзе: ИЛИМ, 1967. С. 332—340.
- Орлов О.М. О природе кластических даек в угленосной свите среднего карбона юго-западной части Донбасса // Вестник ХГУ. 1977. № 162. С. 16—22.
- Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Поливанова А.И. Рассолы солеродных бассейнов и подземные рассолы районов соленакопления. Т. I. Новосибирск: Наука, 1977. С. 185—192.
- Погребницкий Е.О. Геологическая история Донецкого бассейна как один из факторов метаморфизма углей // Труды VII сессии межд. геол. конгресса. Т. I. М.: ГОНТИ, 1939. С. 64—89.
- Прокопов К.А. Усложнения в антиклиналях Керченского полуострова // Тр. ГГРУ. 1931. Вып. 38. С. 37—83.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., М.: ГОНТИ, 1953. 656 с.
- Соколов Б.А., Холодов В.Н. Флюидоген-флюидодинамика осадочных бассейнов — новое направление в геологии // Отечественная геология. 1993. № 11. С. 64—75.
- Страхов Н.М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района // Бюлл. МОИП. Ч. I. Стратиграфия и тектоника. 1947. 144 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Таранушич Ф.Ф. Элементы-примеси в углях Восточного Донбасса // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 1. С. 97—103.
- Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. М.: Недра, 1970. 309 с.
- Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Крымо-Кавказской геологической провинции и диапиризм // Результаты исследований грязевых вылканов Крымо-Кавказской геол. провинции. М., Л.: Изд-во АН СССР. 1939. С. 5—44.
- Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов // Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 34—44.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с.
- Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газоводных растворов (к теории стратиформного рудообразования) // Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 6—28.
- Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 12—28.
- Холодов В.Н. Стратисфера как возможный источник гидротермальных растворов // Природа. 1994. № 4.
- Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 3—25.
- Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 2. Челекен-Баядагская элизионная система // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 2. С. 104—123.

- Холодов В.Н. Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудообразования // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 10—31.
- Холодов В.Н. Физико-химическая наследственность в процессах осадочного породообразования в свете современных данных // Вестник ОГГГН РАН. 1998. № 1. С. 153—175.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 3. С. 227—243.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 339—358.
- Холодов В.Н. Эпигенетическое рудообразование и «закон» физико-химической наследственности // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 500—537.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
- Холодов В.Н. Осадочные бассейны; закономерности их формирования и принципы классификации. Сообщение 2. Осадочные породные бассейны // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 3. С. 1—41.
- Холодов В.Н. Элизионные системы Днепров-Донецкого авлакогена. Сообщение 1. Геологическое строение авлакогена и катагенетические процессы Предкавказья и Большого Донбасса // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 52—84.
- Холодов В.Н. Элизионные системы Днепров-Донецкого авлакогена. Сообщение 2. Катагенетические процессы Днепров-Донецкой и Припясской впадин и некоторые особенности металлогении авлакогена // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1.
- Холодов В.Н. Элизионные процессы и соляная тектоника. Сообщение 1—2 // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 4. С. 300—340.
- Холодов В.Н. Закономерности размещения и условия образования соляных диапиров и грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 5.
- Холодов В.Н., Дементьева О.Ф., Петрова Р.Н. Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов // Коллекторские свойства на больших глубинах. М.: Наука, 1985. С. 19—25.
- Холодов В.Н., Шмаритович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3—32.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин — арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 1. Геолого-литологические особенности и механизм формирования элизионных систем Восточного Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 6. С. 563—582.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин — арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 2. Минералого-геохимические особенности зоны катагенетической гидрослюдизации // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 6. С. 582—610.
- Хотьков А.Е. Геологическая роль процессов подземного выщелачивания галогенных пород. Вып. 35. Л.: Тр. ВНИИГ, 1956. С. 422—451.
- Хрущев Д.П. Литология и геохимия галогенных формаций Предкарпатского прогиба. Киев: Наукова думка, 1980. 313 с.
- Хрущев Д.П., Компанец Г.С. Литология галогенных и красноцветных формаций Предкарпатья. Киев: Наукова думка, 1988. 193 с.
- Червинская М.В., Забелло Е.Д., Смекалкина Л.В. и др. Типы соляных диапиров и их роль в формировании локальных структур ДДВ // Мат-лы симпозиума «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Киев: Наукова думка, 1966. С. 24—36.
- Черноусов Я.М. Структурно-генетические закономерности мезозойского угленакопления на восточном склоне Северного и Южного Урала / Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Л.: Ротапринт ЛГУ, 1955. 38 с.
- Черноусов Я.М. Курс общей геологии угольных месторождений. М.: ГОНТИ, 1962. 295 с.
- Шварц Х., Лаунтер Г. Об обугливания сена до образования углей в природе. М.: Изд-во ГОНТИ, 1930. 78 с.

- Широков А.З. Формы складчатых и разрывных месторождений Донбасса // Изв. Днепропетровского горн. ин-та. 1958. № 6. С. 128—143.
- Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудопроявление. Киев: Наукова думка, 1971. 332 с.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Игнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Курченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова думка, 1986. 149 с.
- Шумлянский В.А., Деревская Е.И., Дубарь Т.В. и др. Рудообразование в условиях катагенеза и метагенеза // Геологический журнал. Киев, 1990. № 2. С. 33—44.
- Шутов В.Д. Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с.
- Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
- Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 54—62.
- Эмери К., Хант Дж., Кейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 7—26.
- Falini F. On the formation of coal deposits of lakustrine origin // Bull. Geol. Soc. America. 1965. V. 76. № 12. P. 1317—1346.
- Mott R. The Origine and composition of coals // Full. in science and practice. 1943. V. 22. № 1. P. 20—26.
- Van Tuyl F.M. Contribution to Salt-Dome Problem // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1930. V. 14. P. 1041—1047.
- Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of Lower Eocene Sandstone in the Rocky Mountain Region // Geol. Surv. Prof. Paper. 1973. V. 784. P. 36.

Статья поступила 13.02.2013

В.Н. Холодов

ТИПИ ЕЛІЗІЙНИХ СИСТЕМ І ПОВ'ЯЗАНІ З НИМИ РОДОВИЩА КОРИСНИХ КОПАЛИН

У статті розглядаються елізійні процеси, пов'язані з катагенетичними перетвореннями пластичних осадових порід в умовах замкнених фізико-хімічних систем. Виділяються три типи елізійних перетворень, що відповідають ущільненню глин, вуглів та евапоритів; аналізуються механізми їх трансформації.

Ключові слова: родовища, корисні копалини, стратисфера, елізійні системи, діапіри, грязьові вулкани.

V.N. Holodov

TYPES OF ELISION SYSTEMS AND MINERAL DEPOSITS RELATED TO THEM

In the article the elision processes associated with the transformation of plastic catagenetic sedimentary rocks in a closed physical and chemical systems. There are three types of elision transformations responding compaction of clay, coal and evaporites. The mechanisms of their transformation are analyzed.

Keywords: deposits, mineral resources, stratisphere, elision systems, diapir, mud volcanoes.