



ДЕГАЗАЦИЯ
ЗЕМЛИ
И
ГЕОТЕКТОНИКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ



ДЕГАЗАЦИЯ
ЗЕМЛИ
И
ГЕОТЕКТОНИКА

3094



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980



В сборнике опубликованы материалы симпозиума, проведенного в 1976 г. (Москва). Обобщены данные о процессах дегазации Земли, приводящих к образованию месторождений нефти, горючих газов, серы, ртути, гелия и некоторых других полезных ископаемых, и рассмотрена связь процессов с тектоникой, в частности с глубинными разломами в земной коре. Рассмотрены вопросы образования атмосферы, роль живого вещества в процессах дегазации и пр.

Издание рассчитано на геофизиков, геологов, геохимиков, гидрогеологов, специалистов в области поисков и разведки месторождений нефти, горючих газов и других полезных ископаемых.

Редакционная коллегия:

П.Н. КРОПОТКИН (отв. редактор),
Б.М. ВАЛЯЕВ, Г.И. ВОЙТОВ, Б.Г. ПОЛЯК

ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ И ГЕОТЕКТОНИКА

*Утверждено к печати
Московским обществом испытателей природы*

Редактор издательства *Н.Е. Миронова*. Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технические редакторы *Т.М. Нагишкина, И.И. Джиева*

ИБ № 16428

Подписано к печати 04.12.79. Т – 20530. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,3 + 0,3 вкл. Уч.-изд.л. 20,1. Тираж 1100 экз.
Тип. зак. 725. Цена 3 р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом сборнике публикуется большая часть работ, представленных на симпозиуме по проблеме "Дегазация Земли и геотектоника" в Москве 19-21 апреля 1976 г. В этом симпозиуме, организованном Московским обществом испытателей природы при поддержке Геологического института АН СССР, приняли участие более 200 специалистов из Москвы, Ленинграда, Киева, Львова и других научных центров Советского Союза.

Было отмечено, что проблема связи процессов дегазации с тектоникой, в частности с глубинными разломами, представляет первостепенный интерес для широкого круга геологов, геохимиков, геофизиков и гидрогеологов, занимающихся изучением генезиса месторождений нефти, газа, серы, ртути, гелия и других полезных ископаемых. Исследование процессов дегазации позволяет подойти с новых позиций к разработке основ теории аномально-высоких пластовых давлений в месторождениях нефти и газа и к оценке перспектив нефтегазоносности глубоко залегающих осадочных комплексов, а также самых верхних, раздробленных или измененных слоев кристаллического фундамента.

В последнее время выясняется, что и сами тектонические процессы — смещения по разломам, формирование шарьяжей, продвижение глиняных диапиров в верхние слои и различные проявления дисгармонии в процессе складчатых деформаций — зависят в свою очередь от флюидов. Флюиды играют роль смазки или размягчителя пород или даже принимают на себя часть геостатического давления, облегчая, например, перемещение пологих надвигов. Деформации и разрывы значительно легче возникают в структурах, насыщенных газами и флюидами. Неравномерность в поступлении газов (радона, гелия и др.), связанная с изменениями поля тектонических напряжений на глубине, рассматривается сейчас как один из критериев при прогнозе землетрясений.

Публикуемые в сборнике материалы разделены на две части. В первую включены статьи, в которых рассматривались геотектонические аспекты и геохимия процессов дегазации Земли, в широком спектре ее проявлений, включая такие газы, как азот, углекислота, гелий и др. наряду с углеводородами.

Ко второй части сборника отнесены статьи, характеризующие роль углеводородов в аспекте дегазации Земли. Эти работы имеют прямое отношение к дискуссионной проблеме происхождения нефти и газа. Вероятно, она должна решаться при допущении различного — как биогенного, так и абиогенного генезиса углеводородов, в особенности если они имеют глубинное происхождение. Нельзя исключать из поля зрения и углеводородные газы смешанного происхождения, которые могут образоваться в результате взаимодействия глубинного водорода или метана неорганического происхождения с биогенным органическим веществом, рассеянным в осадочных породах.

П. Н. Кропоткин

I. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

П. Н. Кропоткин¹

ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ И ГЕОТЕКТОНИКА

Проблема дегазации Земли была широко поставлена в работах В.И. Вернадского (1933) и А.П. Виноградова (1964), который опубликовал статью "Газовый режим Земли", заложившую основы современных представлений. А.П. Виноградов показал, что в течение всей истории Земли (4,5–5 млрд. лет) из ее мантии в атмосферу и гидросферу было вынесено от 5 до 10% содержащейся в ней воды, натрия, хлора, аргона и около 1,5% углерода. Процессы дегазации происходили наиболее интенсивно в начальные периоды существования и развития Земли [Виноградов, 1964].

Сейчас, через 15 лет после опубликования работы А.П. Виноградова, можно значительно полнее охарактеризовать процессы дегазации, указать бесспорные критерии глубинного, эндогенного происхождения некоторых газов (гелия, водорода и др.) и более конкретно связать дегазацию с геотектоникой, ибо именно разломы и тектонические структуры контролируют пути движения газов из глубоких недр к поверхности Земли.

Важнейшим механизмом эволюции Земли является, по общему мнению, термогравитационная дифференциация. Именно этот процесс привел к разделению Земли на оболочки, причем формирование наружных оболочек — атмосферы и гидросферы — происходило в основном в результате дегазации коры и мантии.

Глубинная дегазация связана главным образом с активными тектоническими поясами, которые характеризуются наличием глубинных разломов, высокой сейсмичностью и вулканизмом. Преобладающими компонентами в составе газов являются, кроме паров воды, CO_2 , H_2S , H_2 , N_2 и углеводороды.

Вулканические газы и газы областей, удаленных от проявлений вулканизма, представляют собой смесь в различных пропорциях ювенильных, первичных газов и тех компонентов, которые мобилизованы в самой земной коре или имеют поверхностное происхождение. Поверхностное происхождение имеет в конечном счете основная масса воды термальных источников, значительная часть азота в подземных водах и т.д.

¹ Геологический институт АН СССР.

Рассмотрим глубинные, ювенильные и главным образом мантийные компоненты, которые хотя и составляют в ряде случаев лишь небольшую долю в общей массе флюидов и газов, поднимающихся в верхние слои Земли на ее поверхность, но играют особую роль в геохимической эволюции. Именно благодаря этим примесям постепенно, в течение длительного геологического времени происходит перераспределение, перемещение по крайней мере 17 элементов (водорода, гелия, лития, бора, углерода, азота, кислорода, фтора, неона, натрия, серы, хлора, аргона, брома, йода, ртути, радона) из глубинных геосфер к поверхности Земли.

В последнее время благодаря успехам геохимии изотопов выяснились критерии глубинного происхождения гелия и водорода. Наряду с гелием, который образуется главным образом в гранитном слое земной коры, обнаружены газы, в которых соотношение изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ примерно в 1000 раз выше; они рассматриваются как имеющие мантийное происхождение (И.Н. Толстихин, В.П. Якуцени и др.):

Связь с глубинными разломами (Исландия) позволяет уверенно говорить о глубинном происхождении водородных газовых струй. Глубинное происхождение водорода было подчеркнуто еще В.И. Вернадским. Он считал, что, идя от поверхности, с глубиной "кислород быстро сходит на нет и, по-видимому, растет количество водорода. В то же самое время температура и давление повышаются. Все это может приводить к образованию и сохранению в этих глубинах водородистых соединений... Есть указания на общий процесс с глубиной: замену CO_2 углеводородами. Именно для метана исключительная связь с жизнью сомнительна, так как этот легкий газ имеет свойства, напоминающие водород. Известные его синтезы в лаборатории чрезвычайно разнообразны и часто независимы от органических соединений. Аналогичные процессы должны идти в магмах" [Вернадский, 1933, с. 6, 131, 133].

Корреляция между насыщенностью вод глубоких горизонтов метаном и величиной аномально-высокого пластового давления (АВПД), т.е. повышенного давления во флюидно-газовой фазе, которая объясняется главным образом внедрением глубинных снятых газов, поднимающихся из нижних слоев коры и из мантии (К.А. Аникиев, Б.М. Валяев), позволяет предполагать глубинное происхождение значительной части углеводородов.

Новейшие работы по изучению алмазов, содержащихся в кимберлитах, во включениях эклогита и пр., показывают, что свободный углерод присутствует в мантии на глубинах порядка 150 км (Ю.С. Геншафт). Перенос и концентрирование атомов углерода, необходимых для образования алмазов, происходят, вероятно, при перемещении и разложении газообразных углеводородов.

Азот в тех водах, где он встречается в больших количествах и характеризуется давлением, в десятки или сотни раз превышающим атмосферное, также имеет глубинное происхождение. О глубинном генезисе свидетельствует частое присутствие азо-

та в кристаллической решетке алмазов, принесенных из мантии. В.И. Вернадский писал, что "азот есть тот газ, который, может быть, поступает в биосферу в водах (и газовых струях) из очень глубоких частей земной коры". Он предполагал, что в глубоких слоях земной коры "вместо кислородсодержащих углеродных газов появляются водородсодержащие углеродные газы", CH_4 заменяет CO_2 [Вернадский, 1933, с. 131], доминируют азот, метан, сероводород и водород. Эти предположения подтверждаются новейшими геохимическими исследованиями Л.Л. Перчука, А.А. Маракушева, В.К. Каржавина, И.А. Петерсилье, Н.И. Хитарова, И.В.Гринберга, Г.И. Войтова и других авторов.

Слабо изучена, но несомненно глубинная природа значительной части галоидов — I, Br, Cl и F. Несомненно, имеет место также вынос Li и B из глубоких частей земной коры. Многие хлориды и фтористые соединения, в частности галоидные соединения Li, а также ряд соединений B, являются летучими при температурах более 500°C или образуют высокоподвижные смеси с парами воды. Вынос этих "минерализаторов" из гранитной магмы давно известен, но, по-видимому, имеет место аналогичный процесс и при температурах более низких, при отсутствии магмы. Судя по работам И.А. Лагуновой, С.Д. Гемпа и др., грязевая брекчия и воды активных грязевых вулканов сильно обогащены Li и B.

Прослеживая контуры повышенной концентрации Li, B и F и те зоны, где известны месторождения флюорита (CaF_2), можно выяснить расположение каналов, по которым идет миграция глубинной флюидно-газовой фазы из глубоких недр к поверхности земной коры, как это было показано Р.Н. Валеевым.

Ртуть отмечена в повышенных концентрациях в некоторых газовых месторождениях (ГДР, УССР и др.) и в водах и брекчиях грязевых вулканов. Связь киноварного оруденения с глубинными разломами Алтая, Калифорнии и других областей известна уже давно.

До сих пор почти не изучена физическая сторона процессов дегазации — механизм движения флюидно-газовой фазы к поверхности Земли. Ее перемещение кверху зависит главным образом от разности давлений (в частности, парциальных давлений), господствующих в газовой фазе на значительной глубине и в поверхностных слоях. Помимо геостатического давления, обусловленного весом вышележащих слоев, которое передается на газовую фазу из окружающей среды, здесь может играть роль и горизонтальное сжатие тектонического происхождения (стресс), которое сейчас обнаружено в кристаллическом фундаменте во многих местах и доказыва-ется по сейсмологическим данным.

Априори ясно, что если пренебречь этими дополнительными тектоническими напряжениями, давление во флюидно-газовой фазе в глубоких частях земной коры и в подкорковых слоях должно соответствовать геостатическому давлению P_1 (кгс/см^2) $\sim (260-300)H$, где H — глубина в км. В то же время в водопроницаемых верхних

слоях, сложенных осадочными породами, давление во флюидно-газовой фазе снижено до величины нормального гидростатического давления, которое соответствует весу столба воды ($P_2 \sim 103 H$).

Таким образом, если рассматривать распределение давления внутри Земли с глобальных позиций, следовало бы называть нормальным (а не аномально-высоким) давление поровой жидкости и газа, равное геостатическому, а обычное гидростатическое давление считать аномально-низким.

Разность $\Delta P = P_1 - P_2$ является, по-видимому, важнейшей движущей силой в механизме миграции глубинных газов, в особенности в процессах дегазации Земли, не связанных с вулканизмом. Вторжение сжатых газов, поднимающихся с глубины, происходит, вероятно, неравномерно, в связи с тектоническими импульсами, и является основной причиной того АВПД поровой жидкости и газа, которое наблюдается в нижних слоях осадочного чехла (на глубине 3-5 км и больше) во многих нефтегазоносных районах.

Величина АВПД нередко достигает значения геостатического давления, а в отдельных случаях даже превосходит его. Как показали исследования К.А. Аникиева и наши, все прочие факторы, способствующие возникновению АВПД (уплотнение глинистых слоев, тектонический стресс), играют второстепенную роль. Связь АВПД с газонасыщенностью говорит в пользу глубинного происхождения углеводородов.

Помимо описанного процесса, не связанного с магмой, значительное количество газов выносится к поверхности Земли в процессах вулканических. Подъем расплава, богатого такими компонентами (H_2O и др.), которые вскипают при понижении давления на глубине в несколько километров от поверхности, облегчается в результате уменьшения плотности расплава; такое движение аналогично "газлифту".

Объективный анализ данных по геохимии изотопов не позволяет, по нашему мнению, делать из них какие-либо определенные заключения о глубинности происхождения газа или соединений, возникших в связи с дегазацией Земли. Исключение составляет только гелий, о котором уже говорилось. В случае же углерода и серы можно заметить, что как при глубинных процессах, связанных с магмой, так и при поверхностных, в частности биохимических, изотопное фракционирование сводится к накоплению более тяжелого изотопа (^{13}C , ^{34}S) в окисленных соединениях CO_2 , $CaCO_3$, сульфатах и более легкого (^{12}C , ^{32}S) — в соединениях восстановленных (углеводороды, пирит и другие сульфиды, сероводород) (В.И. Виноградов, Э.М. Галимов). Биогенный углерод углей и битумов не отличается сколько-нибудь существенно по своему изотопному составу от углерода алмазов и метеоритов (графит, органические соединения), но резко отличается от углерода карбонатов биогенного и абиогенного (например, в метеоритах) происхождения (Г.П. Вдовыкин).

В чем причина разнообразия в составе газов, поступающих из недр земной коры и насыщающих подземные воды? Так, например, на такой небольшой площади, как территория Азербайджана, выделяется несколько различных провинций, характеризующихся преобладанием углекислого газа (Большой Кавказ), метана (Куринская низменность, Апшеронский полуостров), сероводорода, азота (Талышский хребет). Несомненна связь этих провинций с тектоническими структурными элементами и разломами.

Нам представляется, что это разнообразие зависит, во-первых, от различий в глубине залегания тех слоев, которые являются основным источником газа. Окисленные газы, богатые углекислотой (и во многих случаях азотом), образуются в общем на незначительных глубинах — в осадочной оболочке или только в ее верхних слоях (А.В. Щербаков). Газы, в которых доминируют восстановленные соединения — метан и другие углеводороды, сероводород, водород, — имеют более глубинное происхождение и связаны частью с дегазацией мантии, частью — с метаморфизмом органического вещества, захороненного в осадочных толщах, или с реакциями между углеродом биогенного происхождения в этих толщах и ювенильным водородом, который поднимался с больших глубин.

Как уже упоминалось, критериями, указывающими на глубинное происхождение газов, могут быть: аномально-высокие пластовые давления, связанные с вторжением сжатых газов, главным образом углеводородных; гелий в повышенных концентрациях или с высоким относительным содержанием ^3He ; водород, литий, фтор, бор, ртуть, радон. По этим критериям и на основании связи с глубинными разломами может быть выяснена косвенным путем глубинная природа азота (например, в азотно-углеводородных газах гелиевого месторождения Амарильо, США) и других газов.

Во-вторых, разнообразие состава газов, вплоть до существенного перерождения первоначального химического состава газовой фазы, связано с процессами взаимодействия глубинного газа с той средой (водами, породами), через которую он мигрирует вверх, а также с изменением термодинамических условий — температуры и давления. При "горячем" процессе миграции глубинный газ вступает в такую зону (вблизи или внутри неглубоких магматических очагов или вулканических камер), где высокая температура сочетается со сравнительно невысоким геостатическим давлением. В этом случае происходит разложение углеводородов с образованием графита, а в случае наличия окислительной обстановки (например, вблизи очагов гранитной магмы) — с образованием углекислоты и воды.

При "холодном" процессе миграции глубинные углеводороды, не разлагаясь, достигают сравнительно высоких слоев осадочного чехла и, задерживаясь в ловушках, образуют месторождения газа (а также, по-видимому, и нефти как остатка после удаления более легких фракций из смеси газообразных углеводородов).

Химическое перерождение — окисление глубинного восстановленного газа происходит также при движении его через толщи

красноцветных отложений, богатых гидрогетитом, гематитом и пр. ($\text{CH}_4 + 4\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 8\text{FeO}$), через карбонатные породы и др. Большое количество глубинного водорода поглощается при процессах серпентинизации основных и ультраосновных изверженных пород, тела которых часто приурочены к глубинным разломам.

Своеобразный процесс, при котором углеводороды, поднимающиеся снизу, взаимодействуют с сульфатами (гипсом, ангидритом) в осадочных слоях, рассматривается сейчас как основной при формировании сернокальцитовых руд, образующих главные месторождения самородной серы (А.С. Соколов). В данном случае реализуются¹ реакции: $2\text{CH}_4 + \text{O}_2 + 2\text{CaSO}_4 = 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{CaCO}_3 + 2\text{S}$ и $(\text{CH}_2) + \text{CaSO}_4 = \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3 + \text{S}$. Возникают метасоматические известняки, в которых захоронен углерод, входивший в состав углеводородных газов. Детальными исследованиями было показано, что углерод таких новообразованных известняков отличается по изотопному составу от углерода морских известняков, но тождествен углероду битумов, встречающихся в сернокальцитовых рудах.

Как видно из указанных реакций, количество атомов углерода, зафиксированных в метасоматическом кальците, равно количеству атомов серы, освободившейся из сульфата и перешедшей в самородное состояние. Отсюда следует, что в составе сернокальцитовых руд сера должна составлять около 24% по весу — количество, весьма характерное для многих месторождений.

Таким образом, в каждом сернокальцитовом месторождении, содержащем 100 млн. т самородной серы, законсервирован углерод, перехваченный в процессе метасоматоза из 50 млн. т (т.е. 70 млрд. м³) метана, проникавшего снизу или содержавшегося в нефтяных водах. В некоторых месторождениях (например, Шорсу) помимо восстановления сульфатов углеводородами источником серы были сероводородные растворы, попадавшие в окислительную среду ($2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$).

Наконец, третьим фактором, обуславливающим разнообразие глубинных газов наверху, может быть кинематическая дифференциация первоначально однородного газа в процессе его движения из глубоких недр к поверхности Земли. Скорость диффузии различных газов (гелия, азота, метана, водорода, сероводорода) при одинаковой проницаемости среды в каналах их движения зависит от размеров, веса и химических особенностей молекул и является для разных газов различной. Наибольшую скорость подъема, вероятно, имеют водород и гелий.

Таким образом, хотя специальных исследований по проблеме дегазации Земли в сущности не проводится, работы, выполненные в последние годы в смежных разделах геологии, геохимии и геофизики, внесли существенный вклад в разработку этой проблемы и неожиданно вскрыли ведущую роль глубинного потока энергии

¹ Условная химическая формула CH_2 приближенно выражает количественное соотношение атомов углерода и водорода в нефтях.

и флюидов в различных геологических процессах. Это относится не только к механизму "зонной плавки" и формирования наружных оболочек Земли (А.П. Виноградов), к "сквозьмагматическим" раст-ворам и процессам магматизма и формирования рудных месторожде-ний (Д.С. Коржинский, Н.И. Хитаров и др.). Выясняется, что глубин-ные флюиды в решающей степени могут влиять на изменения напряженного состояния в земной коре, на ход сейсмических про-цессов, образование пластичных, астеносферных слоев и формиро-вание глубинных зон смятия, скупивания, протрузий, диапиров и надвигов. В этом случае тектонике отводится роль более широкая, нежели только роль структурного фактора, контролирующего процессы дегазации Земли (зоны проницаемости). Эти вопросы тектонического контроля и зональности дегазации также нужда-ются в дальнейшей разработке.

Исследование динамики подземных вод и газов, вариаций их химического и изотопного состава уже сейчас рассматривается в качестве одного из критериев для прогноза сейсмической ак-тивности (Н.И. Хитаров, А.И. Тугаринов, Г.И. Войнов и др.), а в дальнейшем поможет глубже познать динамику эндогенных (тектонических) процессов. Изучение процессов дегазации, фор-мирования оболочек и тектонических структур на других плане-тах позволит более глубоко понять механизм процессов дегазации Земли, особенно на ранних этапах ее эволюции.

В цикле опубликованных работ, выполненных под руководством А.В. Сидоренко, обосновывается большая роль метаморфических процессов в газовом дыхании Земли. Представляется все же, что процессы метаморфогенной дегазации жестко не обособлены; они происходят не параллельно, а в тесной связи с ювенильной дегазаци-ей и вызываются привнесом глубинной энергии и флюидов. Следует согласиться с выводами, сформулированными в работах Ф.А. Лет-никова, А.И. Маракушева, Л.Л. Перчука, В.Н. Ларина и других ис-следователей, что основой, стержнем дегазации является восходя-щая миграция глубинного водорода, взаимодействие которого с минеральными компонентами литосферы обуславливает во многом процессы метасоматоза, метаморфизма и сбрасывания в верхних горизонтах земной коры, воды, а также разнообразной гаммы углеводородных и кислых газов.

Необходима постановка специальных коллективных работ по про-блеме дегазации Земли, приобретающей сейчас фундаментальное значение как для развития теоретических основ геологии, так и для обоснования новых критериев при поисках месторождений горючих газов, серы, ртути, флюорита и других полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В.И. История минералов земной коры. М.; Л.: ГОНТИ, 1933. Т. 2, ч. 1.
- Виноградов А.П. Газовый режим Земли. - В кн.: Химия земной коры. М.; Наука, 1964. Т. 2.

ИНВЕРСИОННО-ЦИКЛИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МИГРАЦИИ ГАЗОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ В СВЯЗИ С ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ЦИКЛАМИ

Как известно, развитие в последние годы знаний в области осадочной геологии докембрия привело к рождению по существу принципиально нового учения о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов [Сидоренко А.В., 1975, 1976].

Становление этого нового подхода к пониманию геологической истории Земли и процессов, приводящих к образованию преобладающей массы горных пород, во всяком случае верхней, сиалической части земной коры, постепенно, но неизбежно начало оказывать влияние на переосмысливание причинно-следственных и временных связей между процессами, создавшими и трансформировавшими твердую поверхностную сиалическую оболочку нашей планеты, и многими другими важными процессами и явлениями в земной коре, в частности выделениями из земных недр некоторых газов.

В 1970 г., опираясь на доказанную нами [Сидоренко А.В., Сидоренко Св. А., 1968] весьма широкую распространенность в докембрии первично-осадочных метаморфических пород с заметным или даже значительным содержанием остаточного биогенного свободного углерода и на выявленное постоянное нахождение в этих породах также остаточных газообразных углеводородов, в том числе нефтяного ряда, было впервые сформулировано понятие об "углеводородном дыхании" первично-осадочных метаморфических толщ. Был также сделан вывод о влиянии этого источника углеводородов на происхождение углеводородных скоплений в вышележащих осадочных толщах чехлов континентов. Было высказано предположение о том, что эманирование этих газообразных углеводородов из осадочно-метаморфических докембрийских толщ происходит не только в настоящее время, но могло быть и в докембрийское время [Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А., 1973].

Одновременно с этим исследование по метаморфизму смешанных глинисто-карбонатных пород докембрия привели нас к выводу о реконсервации, освобождении из метаморфизирующихся пород это-

¹ Геологический институт АН СССР; Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС).

го класса углекислоты, что способствовало рождению понятия об "углекислом дыхании" осадочно-метаморфических пород и позволило высказать идею о влиянии этого процесса на эволюцию режима CO_2 в докембрийской атмосфере и гидросфере и на некоторые рудогенные процессы, связанные с метаморфической трансформацией первично-осадочных пород [Сидоренко А.В. и др., 1973; Теняков, 1975, 1977].

Синтез этих новых идей, а также принципиальный учет отторгавшихся и удалявшихся в процессе метаморфизма огромных масс воды, других газов атмосферного, биогенного и иного происхождения и мобилизуемых этими агентами рудных элементов дали возможность обосновать новое комплексное научное понятие о "жидко-газово-рудном дыхании" метаморфизирующих осадочных пород докембрия и о влиянии этого процесса не только на состав и эволюцию атмосферы и гидросферы Земли, но и на металлогению докембрия [Теняков, 1975, 1977].

Становилось все более очевидным, что осадочно-метаморфические циклы в истории Земли — это своего рода инверсионные механизмы, через которые в наружных оболочках Земли обращаются и определенные массы важнейших ее газов.

Дальнейший анализ и развитие этой идеи позволили еще шире взглянуть на проблему газоносности осадочно-метаморфической оболочки Земли и дали возможность приблизиться к пониманию истинных масштаба и значения этого явления.

Как известно, в области экзогенеза наряду с дифференциацией, т.е. разделением многих химических элементов при выветривании, размыве кор выветривания и осадкообразовании, происходят и другие исключительно важные процессы. Так, в процессе выветривания горных пород в результате взаимодействия силикатного и алюмосиликатного веществ с водой происходит разложение ее и "захват" вновь образующимися в этой зоне минералами (различными глинистыми минералами и минералами — гидроокислами железа, алюминия, марганца и других) H^+ - и OH^- -ионов, поглощение широким рядом минералов неразложившейся молекулярной воды ("связанная вода", "вода в объеме"), извлечение из атмосферы и связывание в окисляющихся продуктах и новообразованиях больших масс O_2 (окисление элементов с переменной валентностью) и CO_2 (формирование широкого ряда карбонатных и других CO_2 -содержащих минералов) и т.д.

О масштабах этих явлений позволяют судить следующие известные сегодня данные.

Так, согласно расчетам С.Л. Шварцева (1975) "выветривание 1 г альбита с образованием каолинита требует участия почти 0,38 г воды (или 38% по весу), 1 г анортита (по той же схеме) — 0,2 г воды, 1 г микроклина (с образованием гидрослюд) — 0,26 г воды и т.д.

Х. Холландом [Holland, 1962] при расчете баланса поступления и потребления кислорода атмосферы было показано, что весь проду-

цируемый в результате фотосинтеза кислород должен уходить на окисление Fe^{+2} до Fe^{+3} и S^{-2} до SO_4^{-2} - в процессе выветривания, и CO до CO_2 , SO_2 до SO_3 и H_2 до H_2O - при выделении вулканических газов. Если к тому же принять, что Х. Холланд не учел при этом количество кислорода, потребное на окисление отмирающего органического вещества (даже с учетом того, что часть последнего захороняется в осадках и осадочных породах в неокислившемся состоянии), а также то, что породы земной коры и сейчас в основной своей массе являются недоокисленными, то станет ясно, что без существования какого-то "механизма восполнения" этих потерь уже давно не имелось бы в атмосфере свободного кислорода.

Напомним, что только само по себе увеличение биомассы на поверхности нашей планеты не может обеспечивать прогрессивного накопления свободного кислорода в атмосфере, поскольку согласно количественному балансу фотосинтеза весь выделяющийся в этом процессе кислород эквивалентен по массе кислороду, необходимому для окисления отмирающего органического вещества. Даже в настоящее время для связывания всего свободного O_2 достаточно только около 4% общего количества органического углерода.

Еще более динамичен режим оборачиваемости в наружной оболочке Земли углекислоты. Как известно, масса CO_2 в атмосфере составляет около $2,3 \cdot 10^{18}$ г. В процессе выветривания континентов, по данным Р. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974), поглощается $7,0 \cdot 10^{14}$ г/год CO_2 . Отсюда вытекает, что, не будь механизма циклического обращения CO_2 , полное удаление этого газа из атмосферы при современной скорости его расходования потребовало всего лишь $(2,3 \cdot 10^{18}) / (7 \cdot 10^{14}) \approx 3300$ лет.

Азот, безусловно, также имеет свой цикл обращения: он усваивается из атмосферы и горных пород живым веществом, которое при разложении и метаморфизме частично вновь возвращается в зону гипергенеза. Однако, судя по накопившемуся количеству в современной атмосфере, атмосферный азот - это, скорее всего, своеобразный и все более увеличивающийся благодаря инертности этого элемента "остаток" жизнедеятельности всего живого на Земле за все геологическое время.

Не менее существенные процессы сопровождают захоронение и трансформацию в осадках и осадочных породах отмершего органического вещества. Начиная с процессов диагенеза, т.е. самых ранних процессов изменения осадков на пути их превращения в осадочные породы, и вплоть до процессов регионального метаморфизма - это целая цепь биохимических и химических превращений органической субстанции, главными продуктами которых являются твердые, жидкие и газообразные углеводороды, в том числе и нефтяного ряда, свободный азот (N_2) и некоторые другие газы (CO_2 , H_2 , SO_2 и др.).

Принимая во внимание тот хорошо доказанный в настоящее время факт, что первично-осадочные породы, очевидно, преобладают в сложении

3094

всех докембрийских щитов и массивов и что биогенное органическое вещество начало накапливаться в осадочных породах в весьма значительных количествах начиная по меньшей мере с 3,5 млрд. лет тому назад, следует признать, что все показанные эффекты — это, безусловно, эффекты глобального порядка, которые вне всяких сомнений оказывали значительное влияние на циклическую миграцию указанных элементов и в существенной мере определяли вещественный обмен в наружных оболочках земной коры.

Таким образом, в поверхностной зоне, в зоне развития жизни, живого вещества, в области соприкосновения силикатных и алюмосиликатных пород с атмосферой, гидросферой и биосферой возникающие минеральные новообразования извлекают, связывают, т.е. как бы "вдыхают" очень многие важнейшие элементы (компоненты, соединения) и уносят их при погружении осадков вглубь, в зоны существования условий, совершенно отличных от поверхностных, в зоны развития процессов, которые будут изменять, метаморфизовать эти осадки.

Но поглощение и минерализация продуктами выветривания, осадками и биолитами H^+ и OH^- ионов, H_2O , O_2 , CO_2 , SO_2 , N_2 (в составе органического вещества) и других элементов — это, как понятно, лишь одна половина циклических процессов, играющих в формировании и жизни земной коры исключительную роль. Как нами было показано, без восполнения потерь элементов (соединений) из воздушного и водного резервуаров многие из указанных "элементов" этих глобальных реакций исключительно быстро (в геологическом смысле времени) были бы в существенной мере или даже полностью фоссилизованы, т.е. оказались бы связанными в минералах осадочных пород.

Но всего этого, т.е. полного или хотя бы сколько-нибудь заметного исчерпания ресурсов резервуаров этих компонентов, как известно, не происходит. Следовательно, экзогенно-метаморфогенный цикл — это действительно весьма эффективный глобальный инверсионный механизм, который наряду с минералогической (и химической) трансформацией алюмосиликатного вещества высвобождает из первично-седиментогенных пород и многие главные составные части атмосферы, гидросферы и биосферы Земли, возвращая их определенные массы вновь в область экзогенеза.

Правда, каковы соотношения фоссилизуемых, захороненных масс этих газов и регенерируемых их количеств пока не известно, однако, как показал еще В. Гольдшмидт, количество "минерализованного", ранее свободного кислорода на целый порядок превышает количество свободного кислорода, находящегося в современной атмосфере. Еще более контрастны эти величины для CO_2 : масса захороненной углекислоты ($1,5-2,0 \cdot 10^{17}$ г) на пять порядков превышает массу этого газа, находящегося в современной атмосфере ($2,4 \cdot 10^{12}$ г). Интересно, что к такому же вы-

воду, и в частности к тому, что массы CO_2 и O_2 , прошедшие через атмосферу в течение геологического времени, во много раз превышают современные их массы в этом резервуаре, пришел совсем недавно и Р.М. Гаррелс (1975) на основании анализа разработанной им стационарной модели системы осадки-океан-атмосфера.

Напомним, что вадозное происхождение основной массы термальных вод и в областях современного активного вулканизма, и в рифтовых зонах океанов (морей) и континентов уже давно не вызывает сомнений у многих исследователей (работы Крейга, Бострема и др.). В самое последнее время анализ изотопных данных по сере из вулканических эманаций современных областей активного вулканизма привел к выводу о том (исследования В.И. Виноградова), что и поставляемая через эти источники сера является также в основном рециклической (вторичной), а доля ювенильной серы в этих выделениях совершенно ничтожна.

Таким образом, возникает действительно грандиозная картина газового дыхания земной коры, когда в зоне развития экзогенных процессов из атмосферы, гидросферы и биосферы извлекаются и связываются в новообразованиях многие главнейшие компоненты этих систем, а в процессе метаморфизации возникших первично-осадочных образований создаются условия для их реконсервации и вновь возвращения (эманирования) в поверхностную зону.

Как известно, впервые понятие и термин "газовое дыхание Земли" были введены в науку В.И. Вернадским еще в начале нашего столетия, этот процесс понимался в основном как выделение, эманирование из земных недр в результате различных процессов главным образом гелия, водорода и азота.

За долгую историю познания происхождения газовых выделений из земных недр многие исследователи так или иначе касались ряда процессов и явлений, привлеченных к анализу этой проблемы и нами. Но только принципиальные сдвиги в познании докембрия и в понимании ведущих процессов становления и развития земной коры позволили, как нам представляется, открыть новую страницу в геохимии газов земной коры, по-новому взглянуть на газовую жизнь земной коры, увидеть совершенно неожиданные пути циклического обращения и миграции газов в наружных оболочках нашей планеты.

Однако возникает вопрос: как изменяется, как развивается этот процесс циклического газового обмена во времени, в ходе геологического развития земной коры?

Во-первых, очевидно, что он (этот процесс) и интенсивность его проявления прямо связаны с основными тектоно-магматическими эпохами и эпохами регионального метаморфизма, поскольку последние два мега явления земной коры (в большинстве своем совпадающие друг с другом во времени) — главные "пружины" самого механизма инверсии, механизма возвращения многих газов вновь в область экзогенеза.

Однако, как показывает дальнейший анализ закономерностей распространности органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия, во всяком случае для углеводородов, намечается и еще один существеннейший "контролер" периодичности (во времени) интенсивности (масштабности) углеводородного дыхания осадочно-метаморфических толщ докембрия.

Сравнительно недавно, впервые поставив перед собой проблему поиска периодичности крупных накоплений органического вещества докембрийской седиментогенной истории, было показано [Сидоренко Св. А., 1976], что выделяются следующие крупные, глобального порядка эпохи накопления в первично-осадочных породах органической субстанции.

1. "Эпоха" 3,7 - 3,5 млрд. лет. На территории нашей страны это - углеродосодержащие породы тундровой и кольской серии Кольского полуострова, приазовской серии Украинского кристаллического щита, архейские гнейсы фундамента Сибирской платформы; в пределах Северо-Американского континента - гнейсы Миннесоты, в Западной Гренландии - графитовые кварциты серии Амитоок; в Южной Африке - широко известные углеродистые образования серий Фиг-Три, Тугела, Мфонгози, Крайпан, Себаквайская "система" Додома в Танзании, в Индии - так называемая древняя метаморфическая серия, в Южной Америке - гвианская "система". На территории Австралии - древнейшие гнейсы Калгурли.

Надо подчеркнуть, что все перечисленные и указанные формации - ярчайшие, известнейшие, мощные проявления углеродосодержащих пород, широко развитые по площади и характеризующиеся мощностями во много сотен метров и в первые тысячи метров. В литологическом отношении это во всех случаях либо первично-терригенные породы (ныне гнейсы, различные сланцы, кварциты), либо первично-карбонатные или смешанные породы (мрамор, параамфиболиты и др.). Все это - серые, черные, высокоуглеродистые породы, в которых содержание $C_{злем}$ варьирует от первых процентов до первых десятков процентов, составляя в среднем ~ 5%. Нередко эти образования являются широкоизвестными месторождениями графита.

2. "Эпоха" 2,8 - 2,6 млрд. лет. В СССР - это широко известная серия Кейв на Кольском полуострове, каменнодольская и аналогичные ей свиты на Урале, нельдинская свита макбальской серии Тянь-Шаня, конжинская и терсинская свиты Кузнецкого Алатау и горной Шории, мунгурская свита Восточной Тувы, оргуряхская, боруняжская и икабийская свиты удоканской серии и святоносская свита Байкальской горной области, ружинская свита иманской серии Приморья, Ханчанская серия Анабарского щита, олекминская серия Алданского щита, карская серия Горного Таймыра. За рубежом к этой эпохе относятся: формация Соудан в Миннесоте (США), серия Гренвиль и свита Стин-Рок Канадского щита, графит-

товая "система" Мадагаскара, формация Гондван Свазиленда, тухоли-
товые проявления в конгломератах Витватерсранда, серия Булугве
в Уганде, "группа" Нова-Лима Бразильского щита, тухолитовая
минерализация в конгломератах Жакобины.

3. "Эпоха" 2,1 - 1,7 млрд. лет. К этому абсолютно-возрас-
тному интервалу относятся заонежская свита шунгитовых сланцев
Карелии, серии Печенга и Имандра-Варзуга на Кольском полу-
острове, фрунзенская и переверзевская серии Украинского кри-
сталлического щита, оскольская серия Воронежского массива,
гейская и сухопитская серия Енисейского кряжа, карагасская
серия Прибайкалья, харитоновская свита Горного Таймыра. За
рубежом к этой эпохе относятся: верхние слои ботнийского и кар-
ельского комплексов Финляндии, Швеции и Норвегии, серия
Кейп-Смиг и Лабрадор Канадского щита, свита Бивабик серии
Анимики Канадского щита и ряда других, свита Науят пояса
Гренвилл Канадского щита, Кегилдйский комплекс Гренландии,
серия Меридейо "системы" Кейс Южной Африки; бирримий и суг-
гарий Западной Африки и Сахары, кондалито-гранулитовый
комплекс Восточных Гат Индии, "система" Аравалли в Австра-
лии, углеродистые сланцы Суринама и серия Амана в Южной Аме-
рике.

Далее, в силу гораздо большей известности свит, серий и
формаций, содержащих концентрации остаточного биогенного орга-
нического вещества, и меньшей (если можно так сказать) их
"экзотичности" в связи со значительно более молодым возра-
стом не будем перечислять их здесь и указывать их местонахож-
дение.

4. "Эпоха" 1,0 млрд. лет - 900 млн. лет.

5. "Эпоха" 750 - 700 млн. лет.

6. "Эпоха" 650 - 600 млн. лет.

Не останавливаясь на значении самого факта существования
таких глобальных стратиграфических уровней накопления в до-
кембрийских седиментогенных породах органического вещества
(частично это сделано ранее [Сидоренко Св.А., 1976]), обратим
внимание на то, что газопродуктивность и газоотдача таких толщ
в эпохи регионального метаморфизма, и прежде всего их угле-
водородное дыхание, будут, несомненно, более значительными
и интенсивными, нежели обычных осадочных толщ.

Таким образом, связав в дальнейшем "эпохи" глобальных
биозахоронений и эпохи их региональной метаморфизации, можем
подойти вплотную и к совершенно новому явлению в динамике
углеводородного оборота в земной коре - периодическому усилению
и интенсификации поступления углеводородов в перекрывающие
докембрий рыхлые чехлы платформ. В свое время [Сидоренко А.В.,
Сидоренко Св. А., 1973] уже обращалось внимание на этот ис-
точник углеводородов в земной коре; сегодня становится очевидной
и закономерная периодичность "работы" этого источника, что,
безусловно, впервые на подобной основе намечает связь нефте-

газонакоплений в осадочных толщах платформ с процессами ревейшего седиментогенеза, биогенеза и метаморфизма.

Возвращаясь к рассматриваемой проблеме, следует иметь в виду, что в настоящее время далеко не все связи одинаково ясны, ак, вероятно, не ясны и многие ее важные детали. Однако очевидно одно — сейчас встала новая и принципиально важная проблема циклического обращения элементов (газов и газовых соединений) экзогенно-метаморфогенном механизме — основном механизме окисления твердой силикатической оболочки нашей планеты. Решение той проблемы имеет не только существенное научное, но не менее важное прикладное значение, поскольку с этими процессами, как нами предполагается, во многом сопряжены нефте-, газо- и рудобразования.

Развивая представления о "циклическом газовом дыхании земной коры" в связи с осадочно-метаморфическими процессами, мы разделяем и идеи о "ювенильном газовом дыхании Земли", ювенильном дыхании мантии" в связи с процессами ее дегазации, спешно разрабатывавшимися в последние годы А.П. Виноградовым. Перед нами встает также и особая проблема оценки соотношения азотного дыхания, порождаемого осадочно-метаморфическими процессами, и газовых эманаций подкоровой (мантийной) природы. Представляется, что это соотношение может быть познано при комплексном изучении геохимических особенностей газовых выделений, связанных с различными историко-геологическими и структурно-тектоническими элементами континентальной и океанической коры.

Особую роль в решении проблемы соотношения должны сыграть широкие и прецизионные наблюдения над газовыми потоками в шифтовых зонах океанов, а в недалеком будущем — и над газовыми эманациями Луны, Венеры и Марса.

В настоящее время достаточно хорошо известна исключительно высокая оборачиваемость O_2 , CO_2 и H_2O через живое вещество [Добродеев, 1974] — весь кислород атмосферы обновляется в среднем за 5800 лет; углекислота — в среднем за 6,3 года; H_2O — за 4 800 000 лет. В этом отношении авторы разделяют точку зрения В.И. Вернадского и А.П. Виноградова и считают атмосферу и гидросферу Земли первично или вторично биогенными образованиями.

Однако вскрытие новых рециклических, регенерационных путей миграции в наружной силикатической оболочке Земли многих основных элементов не только атмосферы и гидросферы, но и биосферы заставляет в новом свете увидеть взаимосвязь косной и живой материи в созидании и эволюции наружной оболочки нашей планеты. Мы начинаем думать, что геологическое развитие земной коры и жизни не просто сопряженные и взаимовлияющие друг на друга процессы, а единый биологический процесс, который, вероятнее всего, только в этом единстве и может существовать.

ЛИТЕРАТУРА

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.

Гаррелс Р.М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975.

Добродеев О.П. Опыт количественной оценки глобальной геохимической деятельности живого вещества. - Вестн. МГУ, 1974, № 1.

Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии. - ДАН СССР, 1968, т. 183, № 1, с. 181-184.

Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Об "углеродном дыхании" докембрийских графитсодержащих толщ. - ДАН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184-187.

Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре. - В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 72-79.

Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А., Гиммельфарб Г.Б. Метаморфизм осадочных толщ и "углекислое дыхание" земной коры. - Сов. геол., 1973, № 5, с. 3-11.

Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. - Сов. геол., 1975, № 2, с. 3-16.

Сидоренко А.В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. - Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113-125.

Сидоренко Св.А. Главнейшие возрастные "эпохи" и основные геолого-тектонические условия накопления биогенного органического вещества в докембрии. - В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. - Всесоюз. симп.: Тез. докл. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики АН СССР, 1976. 203 с.

Теняков В.А. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, т. 1, с. 47-57.

Теняков В.А. Экзогенно-метаморфогенные циклы, геохимическая судьба CO_2 и рудогенные процессы в докембрии. - В кн.: Сборник, посвященный 60-летию А.И. Тугаринова. М.: Наука, 1977, с. 107-111.

Шварцев С.Л. Разложение и синтез воды в процессе литогенеза. - Геол. и геофиз., 1975, № 5, с. 60-69.

Holland H.D. Model for the evolution of Earth's atmosphere. Washington: Geol. Soc. Amer., 1962.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЭЛЕМЕНТОВ И ПРОБЛЕМА ДЕГАЗАЦИИ МАНТИИ И ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОВОДНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Решение проблемы связано с получением ответов на целый ряд сложных вопросов. Необходимо знать в первую очередь, когда были сформированы океаны на Земле и когда их объем и состав достигли современного уровня, когда сформировалась земная атмосфера и как она эволюционировала в качественном и количественном отношении во времени; какова роль дегазации глубинных пород Земли в формировании и эволюции океанов и атмосферы. Ответ на эти и подобные им вопросы может быть дан только на уровне более или менее правдоподобных гипотез. Сегодня количество их так велико, что использованы практически все мыслимые модели эволюции газовой оболочки Земли. На равных правах существуют и развиваются взаимоисключающие гипотезы.

Само по себе одновременное существование противоречащих друг другу гипотез свидетельствует прежде всего о недостатке наших знаний и неоднозначности фактов, которые кладутся в основу гипотетических представлений. Например, вряд ли правомерно рассматривать скорость роста газовой оболочки Земли на основе подсчета вулканических газовыделений и проявлений гидротерм. Ювенильное (мантийное) происхождение материала само нуждается в доказательствах.

Очевидно, что проблема далека от своего решения. Дальнейшая работа должна строиться на строгой оценке степени значимости используемых и на привлечении новых категорий фактов. Среди них очень важное значение имеют данные по изотопному составу элементов. Целенаправленное рассмотрение их позволяет значительно сузить обширный круг противоречивых гипотез; пожалуй, это единственный критерий, помогающий реально оценить долю участия мантийной составляющей в современных термоявлениях, подойти к оценке скорости современной дегазации мантии и эволюции этой скорости во времени.

Нельзя, однако, думать, что сама по себе цифра изотопного отношения элемента может явиться прямым и однозначным критерием различия мантийного или корового его происхождения. Прежде всего в подавляющем большинстве случаев невозможно

¹ Геологический институт АН СССР,

непосредственно определить изотопный состав элемента в ювенильном газе, поскольку неизвестно происхождение самих газов. Для этого приходится пользоваться косвенными критериями, и, следовательно, оценки изотопного состава родоначальных элементов Земли и современной мантии могут рассматриваться только как вероятные, приближенные, причем даже степень этого приближения бывает трудно оценить.

Во-вторых, полезную информацию несут только те элементы, которые обнаруживают измеримые вариации в изотопных отношениях. При этом нужно знать причины вариаций в изотопных отношениях и учитывать, что существуют и обратные процессы усреднения изотопных отношений. В результате одни и те же изотопные отношения элементов могут возникать в генетически совершенно различных их проявлениях и такая конвергентность изотопных признаков еще более усложняет задачу.

Реально для каждого элемента существуют свои причины разделения изотопов и свои пределы колебаний изотопных отношений. Поэтому нет и не может быть универсального рецепта, как использовать изотопные данные для решения поставленной задачи. В каждом случае логика суждений оказывается своей. Она связана прежде всего с геохимическими свойствами рассматриваемого элемента и его изотопов. Часто для доказательства присутствия или отсутствия ювенильной компоненты в термоморфениях приходится пользоваться методом "от противного" и рассматривать долю участия поверхностной компоненты, закономерности изотопных вариаций для которой могут быть изучены непосредственно.

В настоящей работе делается попытка рассмотреть в указанном аспекте известные данные по изотопному составу некоторых элементов. Число элементов, обнаруживающих изотопные сдвиги в природных условиях, невелико. Среди них будут рассмотрены изотопы кислорода и водорода в водах, серы, углерода, аргона и гелия.

Изотопный состав кислорода и водорода в современных гидротермах. В случае продолжающейся дегазации мантии вода должна быть одним из главных компонентов ювенильных газов. Очевидно, чтобы обнаружить изотопные признаки ее участия в современных гидротермах, желательно прежде всего знать изотопный состав кислорода и водорода подкоровой ювенильной воды. Очевидно также, что непосредственное определение этого состава невозможно и можно только с большей или меньшей вероятностью предполагать, какие изотопные отношения должны быть характерны для кислорода и водорода подкоровых вод. Поэтому при оценке доли глубинной составляющей в термальных и вулканических водах приходится идти "от противного", т.е. оценивать долю поверхностной составляющей в них.

Такие оценки были сделаны Крейгом [Craig, 1963]. Он показал, что в природных поверхностных водах существует четкая линейная

корреляция между величинами δD и $\delta^{18}O$. Конкретные величины D и $\delta^{18}O$ в поверхностных водах зависят от таких факторов, как среднегодовая температура местности, удаленность от моря и абсолютная высота, географическая широта и т.п., но все точки лягут на прямую, описываемую уравнением $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$.

Изученные Крейгом термальные и вулканические воды различных областей имели значения δD , всегда отвечающие составу одорада местных метеорных вод. Это доказывает, что термальные воды целиком или почти целиком формируются за счет метеорных вод. По изотопному составу кислорода почти все термальные воды смещены относительно местных поверхностных вод. Это смещение связано с кислородным изотопным обменом воды и силикатных пород, который идет при повышенных температурах.

Аналогичные данные были получены и по многим другим проявлениям термальных и вулканических вод [Природные изотопы..., 1975].

Исключительный интерес представляет детальная работа Крейга (1974) по изучению изотопного состава уникальных рудоносных осадков Красного моря. В связи с особенностями гидрографии Красного моря соленость его вод неодинакова. В юго-восточной части она близка к нормальной, а в северо-западной — превышает 10%. Более или менее активный обмен красноморской воды идет только до глубины около 200 м, что определяется высотой Аденского пролива в Баб-эль-Мандебском проливе.

Глубокие воды характеризуются постоянной соленостью (40,0‰) и температурой (21,7°). Поскольку распределение солености Красного моря связано с процессами испарения, наблюдается четкая корреляция величины солености и изотопного состава кислорода и водорода в водах. Все пробы поверхностных и глубинных вод Красного моря в системе координат $\delta^{18}O - \delta D$ располагаются на одной прямой линии, соответствующей прямой эвапоритизации термальных океанических вод. На эту же прямую попадают глубинные рассолы красноморских впадин, что служит неопровержимым показателем морского происхождения вод термальных рассолов. Концентрация дейтерия в красноморских рассолах такова, что даже небольшая добавка "ювенильной" воды в размере нескольких десятых доли процента могла бы быть в них обнаружена.

В настоящее время вообще не известно ни одного случая термальных или вулканических вод, в изотопном составе которых были бы обнаружены несомненные признаки вод мантийного происхождения.

Изотопный состав серы и углерода. Изучение изотопного состава серы и углерода дает вполне определенный ответ на время дегазации мантии и формирования газовой оболочки Земли. Однако используемая в этом случае система посылок и следствий более сложна, чем в случае с изотопным составом воды, и для оценки степени их значимости и достоверности требуется более детальное знакомство с первичным материалом. В настоящей

работе по необходимости рассматриваются только самые общие положения.

Сера и углерод относятся к циклическим, т.е. находящимся в постоянном круговороте в пределах земной коры. В сложной системе круговорота циклических элементов участвуют большие массы вещества и распознать на их фоне добавки свежих порций ювенильных газов, естественно, очень трудно. Поэтому при оценке роли дегазации мантии на основе данных по изотопному составу серы и углерода приходится пользоваться особым приемом, основанным на геохимических особенностях этих элементов, связанных с этой циклическостью.

Дело в том, что в ходе циклического круговорота серы и углерода происходит разделение изотопов, причем разделение это наблюдается в глобальном масштабе, захватывая всю массу вещества осадочной и метаосадочной оболочек Земли. В результате на разных этапах геохимического цикла элемент характеризуется вполне определенным изотопным составом. Поступление новых порций ювенильного материала должно нарушать динамику геохимического круговорота, что в свою очередь найдет отражение в характере перераспределения изотопов.

Наиболее определенно динамику круговорота серы характеризует изотопный состав серы океанического сульфата. Он характеризуется величиной $\delta^{34}\text{S} = +20\%$, т.е. концентрация тяжелого изотопа $\delta^{34}\text{S}$ в составе океанического сульфата на 2%, т.е. на 20%¹ выше, чем в сере метеоритов. Причина такого утяжеления известна.

Океанический сульфат обменивается в океане за несколько миллионов лет. Пополняются его запасы главным образом за счет материкового стока, а расход связан с деятельностью сульфат-редуцирующих бактерий. При сульфатредукции в сульфидную часть уходит преимущественно легкий изотоп $\delta^{32}\text{S}$, а в сульфатном остатке накапливается тяжелый изотоп $\delta^{34}\text{S}$. За счет быстрого перемешивания океанических вод изотопный состав серы океанического сульфата усредняется, и практически в любой точке океана он составляет сегодня +20%.

Эта величина, таким образом, является результатом сложного динамического круговорота серы. Она зависит, в частности, от таких параметров круговорота серы, как: величина материкового стока, связанная в свою очередь со скоростью выветривания и денудации, с тектонической активностью и т.п.; скорость сульфатредукции, связанная с доступным для окисления количеством органического вещества и, в конечном счете, с общей биопродуктивностью планеты; состав океанической воды и атмосферы.

Можно полагать, что добавки ювенильных газов (с $\delta^{34}\text{S} = 0$) должны смещать состав серы океанического сульфата, и можно было бы видеть направленное изменение его во времени. Об изотопном составе серы древних океанов можно судить по составу серы эвапоритов. Здесь сталкиваемся с поразительным геохими-

ческим фактом. На протяжении всего обозримого геологического времени изотопный состав серы океанического сульфата оставался близким к современному значению $\delta^{34}\text{S}$. Только на возрастном уровне, отвечающем времени накопления осадочных отложений иенгрской серии Алдана и свиты Фиг-Три Южно-Африканского щита, т.е. более 3,5 млрд. лет тому назад, изотопный состав океанической серы был близок к метеоритному [Виноградов, 1973; Виноградов и др., 1976]. Предполагается, что это отвечает времени появления первых сульфатов в Мировом океане в значительных количествах.

В течение более 3 млрд. лет динамика круговорота серы оставалась на уровне, близком к современному. Это служит очень убедительным аргументом в пользу неизменности общего количества серы в земной коре за время более 3 млрд. лет. Значит, основная часть серы была отдегазирована на ранних этапах развития нашей планеты.

Основной круговорот углерода в верхних оболочках Земли осуществляется в системе органическое вещество — карбонаты через CO_2 атмосферы и фотосинтез. В ходе этого круговорота происходит перераспределение изотопов с накоплением тяжелого изотопа углерода $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных карбонатах, а легкого $\delta^{12}\text{C}$ — в составе органического вещества. Первые характеризуются значением $\delta^{13}\text{C}$ около 0, вторые — около -25%.

Изотопный состав углерода органического вещества колеблется в довольно больших пределах. Он зависит от многих условий, связанных и с видовым составом организмов и с особенностями их обитания и жизнедеятельности. Образование морских карбонатов происходит в равновесии с карбонат- и бикарбонат-ионами морской воды, которые в свою очередь равновесны с CO_2 атмосферы. Это сложное равновесие, и переход CO_2 через атмосферу в раствор в морской воде приводит к усреднению изотопного состава CO_2 — продукта фотосинтеза. Поэтому карбонаты, осаждающиеся из морской воды, имеют очень однородный изотопный состав углерода. Он зависит от динамики круговорота углерода в системе живое — неживое.

Очевидно, что нарушение в циклической системе круговорота непременно должно найти отражение в изотопном составе карбонатного углерода, причем этот показатель цикличности должен быть даже более определенным, чем рассмотренный изотопный состав серы эвапоритов. Ведь соленакопление происходит в бассейнах, в той или иной степени изолированных от вод открытых морей и океанов. Поэтому динамика круговорота серы в отдельных солеродных бассейнах и в океане в целом может различаться. Соответственно изотопный состав серы эвапоритов не всегда в точности равен составу серы в открытых морях и океанах. Наоборот, карбонатные осадки образуются обычно в обстановке открытых морских бассейнов нормальной солёности. Поэтому изотопный состав углерода карбонатов непосредственно отражает условия карбонатного равновесия в Мировом океане.

Изучению изотопного состава углерода древних карбонатов посвящено большое количество работ, начиная с самых первых исследований по геохимии изотопов углерода [Крейг, 1954] и кончая фундаментальными работами А.В. Сидоренко с соавторами (1974) и М. Шидловского с соавторами (1975). Они показали, что в течение всего обозримого времени начиная с раннего докембрия изотопный состав углерода в карбонатах оставался неизменным.

Нами детально изучены карбонатные породы алданского архея вплоть до самых нижних в стратиграфическом разрезе Алдана горизонтов мраморов верхнеалданской свиты. Возраст их превышает $3,5 \cdot 10^9$ лет. Изотопный состав углерода в них оказался таким же, как и в современных карбонатах. Было показано также [Eichmann, Schidlowski, 1975], что различие в изотопном составе углерода карбонатов и органического вещества сохраняется неизменным ($\Delta\delta C \sim 25\%$) вплоть до архейского времени.

Все эти данные служат очень серьезным аргументом в пользу ранней дегазации Земли. Они означают, что в течение более $3,5 \cdot 10^9$ лет соотношение количеств органического и карбонатного углерода и концентрация углекислоты в атмосфере оставались неизменными. Из сопоставления данных по углероду и сере можно заключить, что карбонатное равновесие установилось раньше, чем круговорот серы. Признаки первичного сульфата с изотопным составом серы, близким к среднему для Земли, были обнаружены в отложениях федоровской свиты Алдана и свиты Фиг-Три Южной Африки. В то же время попытки обнаружить карбонатные отложения с изотопным составом углерода, близким к среднему для Земли, пока что не увенчались успехом. Если они и сохранились, то существуют на еще более низких стратиграфических уровнях. Это означает, что углеродный цикл, а следовательно, и состав кислородной атмосферы, океанической воды и биосфера сформировались на самых ранних этапах геологической истории нашей планеты.

Изотопный состав аргона. Аргон на Земле состоит из двух генетических компонентов: с одной стороны — это первозданный, космогенный аргон (^{36}Ar , ^{38}Ar и ^{40}Ar), который был захвачен Землей в момент ее образования, с другой — радиогенный ^{40}Ar , который образовался на Земле за счет распада ^{40}K . Соответственно изотопное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ менялось в течение геологического времени в пользу обогащения ^{40}Ar . Это отношение в первичном космогенном веществе оценивается величиной 10^{-4} , а в современной атмосфере оно составляет 300.

Существует определенная функциональная связь между количеством на Земле ^{40}K , степенью и временем дегазации аргона и его изотопным отношением в современной мантии. Недавно эти зависимости были детально рассмотрены [Ozima, 1975]. Оказалось, что представления о постепенной дегазации мантии в ходе геологического времени не могут быть согласованы с принимаемыми сегодня значениями концентрации калия (более 0,05%) и отношением

$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (более 2000) в мантийных породах. Земля должна была потерять от 60 до 95% первичного аргона сразу же после своего образования. Чем позже после образования Земли произошла ее дегазация, тем большая часть аргона (и других летучих) была потеряна породами. Принимая те же граничные условия, М. Озима пришел к выводу, что процесс дегазации должен был закончиться не ранее 4,35 млрд. лет тому назад.

Изотопный состав гелия. Многочисленные данные по изотопному составу гелия получены главным образом советской группой исследователей во главе с Б.И. Мамыриным и И.Н. Толстихиным. Они считают, что изотопные отношения $[\text{}^3\text{He}/\text{}^4\text{He}] = (7 \div 30) \cdot 10^{-6}$ характерны для мантийного ювенильного гелия.

Таким образом, сегодня гелий — единственный элемент, в изотопном составе которого усматриваются признаки ювенильной составляющей. Приводимые авторами аргументы кажутся убедительными, но все же есть один момент, который требует специального пояснения. Начиная с 1952 г. в атмосферу стали поступать большие количества техногенного трития. Тритий с периодом полураспада около 12 лет переходит в изотоп ^3He . В некоторые годы его количества было вполне достаточно, чтобы сместить изотопное отношение растворенного в подземных водах гелия от значения $[\text{}^3\text{He}/\text{}^4\text{He}] \sim 1,4 \cdot 10^{-6}$, свойственного растворенному гелию в равновесии с атмосферой, до значения $3 \cdot 10^{-5}$ — самого высокого отношения, зафиксированного в газах термопроявлений.

Действительно, растворимость гелия в равновесии с атмосферой составляет $5 \cdot 10^{-5}$ мл/л. При принятых отношениях $1,4 \cdot 10^{-6}$ и $3 \cdot 10^{-5}$ концентрации ^3He соответственно будут равны $7 \cdot 10^{-11}$ мл/л для атмосферного и $150 \cdot 10^{-11}$ мл/л для глубинного гелия. Разница между ними составляет около $140 \cdot 10^{-11}$ мл/л.

Концентрации трития в водах измеряются в тритиевых единицах. 1 Т.Е. отвечает отношению Т/Н = 10^{-18} . Это означает, что при концентрации трития в 1 Т.Е. его абсолютное содержание составляет $0,07 \cdot 10^{-11}$ мл/л.

Таким образом, для получения $140 \cdot 10^{-11}$ мл/л ^3He нужно, чтобы полностью распалось $140 \cdot 10^{-11} / 0,07 \cdot 10^{-11} = 2000$ Т.Е. То же количество ^3He возникает за один период полураспада трития при его концентрации в 4000 Т.Е.

В.И. Ферронский [Природные изотопы..., 1975] приводит данные о концентрации трития в атмосфере в разные годы. В годы наиболее интенсивных ядерных испытаний в атмосфере (1962–1965 гг.) концентрация трития составляла в среднем для Северного полушария от 600 до 4000 Т.Е. с пиковыми значениями до 10 000 Т.Е. Весь этот тритий выводится из атмосферы в воды, часть которых участвует в подземном питании. В результате при соответствующем времени циркуляции в подземных водах поверхностного питания должен был появиться избыток ^3He , который может быть ошибочно принят за "ювенильный" гелий. По-видимому,

многолетние режимные наблюдения над источниками с повышенным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ могли бы решить этот вопрос.

Как бы то ни было, общие количества ^3He ничтожны и не меняют общего вывода, который следует из всего рассмотренного материала.

Дегазация Земли и формирование ее газовой оболочки в основном закончились на самых ранних этапах существования планеты. Поэтому сегодня или совсем не обнаруживаются признаки продолжающейся дегазации мантии или обнаруживаются в некоторых случаях признаки ее ничтожной дегазации. В основном в составе современных термопроявлений участвует вещество, которое находится в циклическом круговороте в пределах поверхностных оболочек земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов В.И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы. — В кн.: Очерки геохимии некоторых элементов. М.: Наука, 1973, с. 244–274.

Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. — Литология и полезные ископ., 1976, № 4, с. 12–27.

Крейг Х. Геохимия стабильных изотопов углерода. — В кн.: Изотопы в геологии. М.: ИЛ, 1954, с. 440–494.

Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 96–140.

Природные изотопы гидросферы/ Под ред. В.И. Ферронского. М.: Недра, 1975.

Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А., Борисова С.Л. и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия. — V Всес. симпозиум по геохимии стабильных изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1974, с. 2–4.

Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. — In: Nuclear geology on geothermal areas. Spoleto, 1963, p. 17–54.

Eichmann R., Schidowski M. Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in precambrian sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 5, p. 585–595.

Osima M. Ar isotopes and earth-atmosphere evolution models. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 11, p. 1127–1134.

Schidowski M., Eichmann R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. — Precambrian Res., 1975, vol. 2, N 1, p. 1–69.

ПРОБЛЕМЫ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ И ЭВОЛЮЦИИ АТМОСФЕРЫ

Проблема эволюции атмосферы — одна из сложнейших, поскольку состав и масса атмосферы в каждый момент времени определяются множеством разнообразных процессов как на Земле, так и в космическом пространстве. Вероятно, на современном уровне знаний невозможно достаточно полно оценить характер и степень влияния каждого из них. Однако большинство экспериментальных данных свидетельствует о том, что наиболее существенными, а возможно, и определяющими эволюцию атмосферы являются процессы "ювенильной" дегазации Земли и обмена летучими компонентами между земной корой, атмосферой и гидросферой. Анализу некоторых аспектов этих двух процессов и посвящена настоящая работа.

В последние годы многие исследователи называют изотопную космогеохимию благородных газов "ключом" к эволюции атмосферы [Fanale, 1971; Meadows, 1973; Fisher, 1975]. Такое представление основано на фундаментальной особенности этих элементов — их химической инертности. Соотношения благородных газов и их изотопов в природе определяются исключительно физическими процессами, прежде всего ядерными, в меньшей степени — процессами диффузии, растворимости и сорбции. Основные физические процессы, определяющие распространённость изотопов благородных газов, в большей или меньшей степени исследованы, каждый из них приводит к появлению газов с особым, оригинальным изотопным составом (таблица).

В наблюдаемой обычно смеси разных источников (каковой, в частности, и является атмосфера) часто удается выделить вклад каждого процесса и соответственно получить информацию об источниках вещества, его возрасте, путях и законах миграции и т.д. Интерпретация изотопных, а иногда и элементных соотношений благородных газов является, как правило, более простой и однозначной, чем химически активных элементов.

С этих позиций качественный анализ распространённости изотопов легких инертных газов в атмосфере сразу же приводит к

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР.

Т а б л и ц а

Некоторые изотопные отношения первичных, радиогенных, спалогенных и атмосферных легких инертных газов [Cameron, 1973; Eberhardt - e. a., 1974; Левский, 1973; Argon, helium..., 1961]

Тип газа	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$
Первичные (заключенные)						
планетарные	$(3-4) \cdot 10^{-4}$	2-4	0,01-0,02	<0,1	0,189-0,194	0,02-10
солнечные	$(3-4) \cdot 10^{-4}$	12-13	0,031	-	0,188-0,178	30-100
Радиогенные	$3,10^{-8}$	0	0,3-1,0	$\sim 10^7$	≥ 1	0
Спалогенные	0,2	0,9	0,95	0,3	1,5	1,1
Атмосферные	$1,4 \cdot 10^{-6}$	9,8	0,029	295,5	0,187	0,52

ряду принципиальных выводов об ее основных источниках и о создавших ее процессах.

1. Поскольку космогенные изотопы и изотопы, связанные с солнечным ветром, не фиксируются в атмосфере Земли, можно утверждать, что атмосфера не пополнялась существенно за счет космического вещества. Можно показать также, что атмосфера не рассеивала в космическое пространство свои газы (кроме водорода и гелия).

2. Наличие в атмосфере радиогенных изотопов (например, ^{40}Ar), образовавшихся при радиоактивном распаде элементов в твердой Земле и мигрирующих в составе природных газов, свидетельствует о важной роли дегазации Земли в формировании атмосферы. Присутствие в атмосфере планетарных первичных газов, носителями которых являются метеориты некоторых типов (углистые, энстатитовые и некоторые неравновесные хондриты), говорит о возникновении атмосферы вследствие дегазации твердого вещества Земли.

Однако многочисленные попытки обнаружить первичные газы в твердой Земле и тем самым доказать существование процесса ювенильной дегазации и ее особенности на современном этапе развития Земли не привели к успеху. Понятно, что качественное (и даже количественное) представление о характере эволюции атмосферы могло быть существенно конкретизировано, если бы удалось установить распространенность первичных изотопов в Земле, в природных газах и в атмосфере.

Вновь ключом к пониманию проблемы оказался один из инертных газов - гелий. Существуют две важные предпосылки, обеспечившие его работу.

Во-первых, известна уникальная особенность геохимии гелия - непрерывный уход его из атмосферы Земли в космическое пространство [Kockarts, 1973], благодаря которому наблюдается чрезвычайно низкое содержание гелия в атмосфере. Отсюда следует, что вероятность контаминации глубинного гелия атмосферным в близповерхностных, доступных наблюдению частях коры весьма мала. Иными словами, кругооборот земного гелия практически

совершенно отсутствует; существует неискаженный поток глубинного гелия из твердой Земли через природные газы в атмосферу и далее в космическое пространство.

Во-вторых, первичный гелий имеет высокую космическую распространенность, его изотопный состав сильно (в 10^4 раз) отличается от изотопного состава радиогенного гелия. Благодаря этим предпосылкам удалось обнаружить первичный, экстрапланетарный гелий в Земле [Мамырин и др., 1969а,б; Tolstikhin *et al.*, 1974].

Показано, что смесь первичного (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=3 \cdot 10^{-4}$) и радиогенного (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=10^{-8}$) типов гелия в глубинном, ювенильном веществе Земли имеет примерно постоянное и весьма высокое для Земли отношение (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=3 \cdot 10^{-5}$). Важно, что глубинное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ на один порядок выше, чем в атмосфере, и на три порядка выше, чем в породах континентальной земной коры [Толстихин, Друбецкой, 1975]. Смесь атмосферного и корового гелия в принципе не может иметь столь высокие отношения, какими характеризуется ювенильный гелий Земли, поэтому изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ является единственным надежным трассером путей ювенильной дегазации Земли в наше время.

Высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, обнаруженные, например, в гидротермах Камчатки [Толстихин и др., 1972; Каменский и др., 1976], Прибайкалья [Ломоносов и др., 1976], Кавказа, Исландии [Polak *et al.*, 1975], свидетельствуют об определенной роли ювенильных компонентов в процессах дегазации тектонически мобильных регионов Земли.

Низкие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, типичные, например, для газов осадочной толщи Русской и Восточно-Сибирской платформ [Каменский и др., 1971; Воронов и др., 1974], свидетельствуют, напротив, об исключительно метаморфогенном, коровом происхождении газов в тектонически стабильных регионах.

Нахождение в мантии Земли первичного гелия позволяет сделать еще один важный вывод о процессе дегазации Земли и эволюции атмосферы: до настоящего времени продолжается процесс ювенильной дегазации Земли, и, следовательно, он является длительным, постепенным, а не катастрофическим, ранним, давно закончившимся.

Новые, быстро накапливающиеся данные в области изотопной геохимии легких инертных газов могут быть положены в основу построения количественной модели дегазации и дифференциации Земли. Естественно, возможно лишь грубо формализованное представление этого сложнейшего процесса. Естественно также, что в результате численного моделирования такая проблема не может быть решена. Однако несомненно и то, что схемы, подкрепленные численными, модельными расчетами, являются более обоснованными, близкими к истине, чем построенные сугубо качественно.

В основу модели, описание которой было дано ранее [Толстихин и др., 1975], положено простое представление о том, что потоки

элементов (изотопов), перемещающихся в процессах дифференциации и дегазации, пропорциональны (в каждый момент времени) концентрациям этих элементов (изотопов). Для упрощения решения принималось, что коэффициенты пропорциональности постоянны. Такой формализм соответствует непрерывному, экспоненциально затухающему во времени процессу; его применяли ранее для построения моделей дегазации Турекьян [Turekian, 1959; 1964], Рассел и Озима [Russell, Ozima, 1971], Озима и Кудо [Ozima, Kudo, 1972].

Три особенности модели являются оригинальными [Толстихин и др., 1976].

Во-первых, сделана попытка так определить модель, чтобы расчетные данные соответствовали не отдельным наблюдениям, а всей совокупности главных, наиболее твердо установленных данных в области изотопной геохимии инертных газов и К/Аг датирования.

Во-вторых, впервые использованы новые экспериментальные данные в области изотопной геохимии гелия, имеющие принципиальное значение.

В-третьих, дегазацию и дифференциацию вещества считали двумя сторонами одного и того же планетарного процесса, при котором летучие компоненты переходят из мантии в атмосферу, а радиоактивные элементы концентрируются в земной коре.

Для дальнейшего изложения существенны некоторые выводы, которые могут быть сделаны на основе модельных расчетов.

Один из них заключается в том, что невозможно допустить в рамках этой (или подобной) модели катастрофически раннюю дегазацию Земли, не поддержанную ее дифференциацией. Если в период аккреции Земли и происходило распыление вещества и его дегазация, то этот процесс в итоге привел к переходу в древнюю, примитивную атмосферу лишь малой доли летучих компонентов.

Действительно, если допустить, что большая часть летучих (в том числе и первичного гелия) выделилась в атмосферу в начальный момент времени (рис. 1), то можно показать, что даже наиболее низкие из возможных хондритовые содержания урана и тория в Земле приведут к таким концентрациям радиогенного гелия, что изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в мантии Земли будет меньше наблюдаемого.

Кроме того, константа дегазации $\Lambda_{\text{МА}}^*$ окажется меньшей, чем константа дифференциации $\Lambda_{\text{МК}}^*$, что находится в явном противоречии с имеющимся опытом изучения миграции радиоактивных элементов и радиогенных газов в природных системах.

* Индексами обозначены величины, обратно пропорциональные полупериоду жизни атомов летучих компонентов (МА) и радиоактивных элементов (МК) в мантии Земли [Толстихин и др., 1975, 1976].

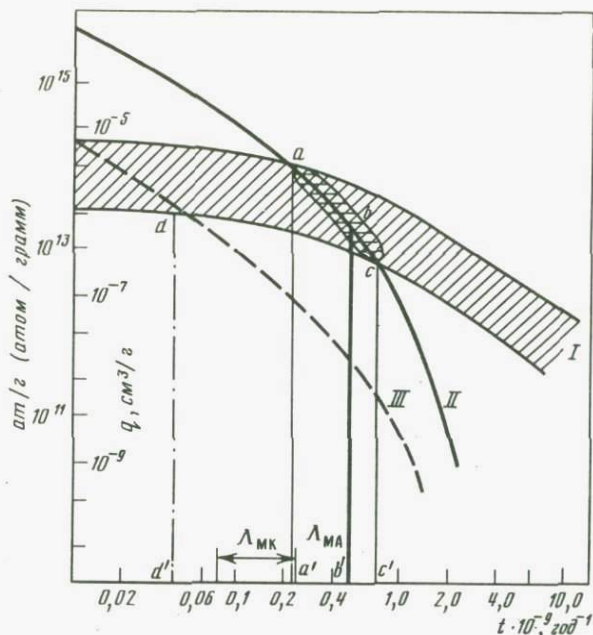
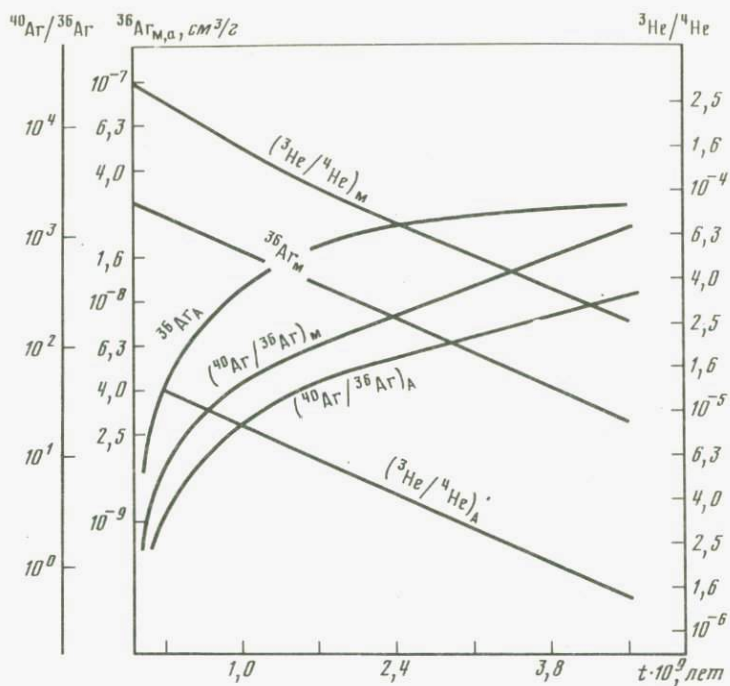


Рис. 1. Рассчитанные концентрации первичного гелия в мантии Земли

I — поле концентраций первичного ^4He , рассчитанных по возможным концентрациям радиогенного ^4He и наблюдаемым в мантии отношениям $^3\text{He}/^4\text{He} = 3 \cdot 10^{-5}$; II — концентрации первичного ^4He , согласованные с количеством первичных изотопов в атмосфере Земли; abc — область вероятных концентраций первичного гелия в мантии, b — наиболее вероятное значение, $a'b'c'$ — соответствующий диапазон констант дегазации Λ_{MA} ; III — то же, что и II, но при условии, что 95% первичных газов было потеряно в момент аккреции Земли, d — соответствующая Λ_{MA} ; Λ_{MK} — возможный диапазон констант дифференциации

При больших потерях газов в момент аккреции $\Lambda_{MA} < \Lambda_{MK}$, что противоречит существующим представлениям о миграции радиоактивных элементов и радиогенных инертных газов (рис. 2).

Второй вывод заключается в том, что атмосфере следует рассматривать и как продукт постепенной дифференциации Земли на кору и мантию, которая происходила в условиях интенсивного выноса летучих из мантии в атмосферу. Подчеркнем при этом, что мобильность инертных газов (константа дегазации) получилась автоматически не меньшей, чем мобильность радиоактивных элементов (константа дифференциации) — вполне реальный результат, подтверждающий надежность модели. Существенно, что мобильность всех летучих компонентов должна находиться в не очень широком интервале величин между мобильностью гелия и



Р и с. 2. Эволюция изотопного состава и аргона в мантии Земли и в атмосфере и концентрации первичного ^{36}Ar согласно модельным расчетам [Толстихин и др., 1975]

радиоактивных элементов. Иными словами, константы дегазации летучих компонентов ограничены снизу константами дифференциации, сверху — константами дегазации, полученными для гелия, и поэтому не могут различаться очень сильно (см. рис. 1). Это означает, что все летучие компоненты должны были мигрировать с примерно одинаковыми константами дегазации, т.е. должны были выделяться из твердой Земли в атмосферу в примерно одинаковых соотношениях.

Таким образом, вполне вероятно, что соотношение таких летучих компонентов, как вода, углерод и сера, выделившихся из мантии и находящихся в земной коре, атмосфере и гидросфере, практически всегда было таким же, как и в современные геологические эпохи.

Третий вывод из модельных расчетов заключается в том, что в настоящее время вклад ювенильных компонентов (кроме гелия) в общий баланс летучих в коре и атмосфере весьма мал (см. рис. 2). Вероятно, менее чем через 1 млрд. лет после аккреции, т.е. около 4 млрд. лет тому назад, более половины летучих компонентов выделилось из мантии Земли и перешло в состав ее верхних оболочек. Видимо, в настоящее время в мантии сохранилось около 10% ювенильных газов (от их первоначального содержания).

На основании предложенной модели дегазации и дифференциации Земли можно рассмотреть эволюцию атмосферы в отношении основных ее компонентов — N_2 , CO_2 и O_2 . Азот, выделяющийся из Земли в атмосферу главным образом в виде NH_4 , взаимодействуя с кислородом атмосферы или в результате других процессов [Руби, 1957], переходит в N_2 и в очень малой степени участвует в кругообороте атмосфера-земная кора. Объем резервуара азота в атмосфере возрастал примерно так же, как и аргона — от незначительного в момент аккреции до современного уровня.

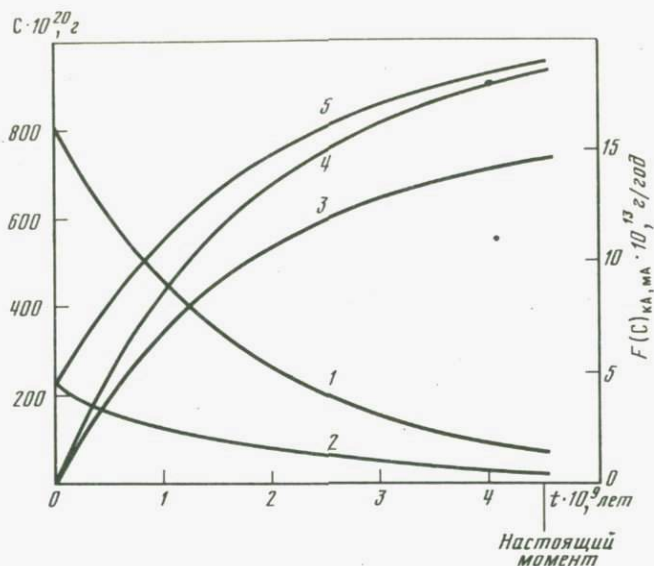
Количество химически активных газов CO_2 и O_2 , поступивших в атмосферу и гидросферу за время их существования, на несколько порядков превосходит их современное содержание в этих резервуарах. Исходя из существующих оценок суммарного современного количества углерода в коре, атмосфере и гидросфере [Гаррелс, 1975] и из величин коэффициента дегазации мантии, полученных в результате модельных расчетов [Толстихин и др., 1975], можно оценить величины потока ювенильного CO_2 и нарастание количества CO_2 в верхних оболочках Земли в ходе геологической истории (рис. 3). Доля резервуаров атмосферы и гидросферы незначительна, поэтому кривую 4 можно рассматривать как отражение изменения количества углерода в земной коре.

Аналогичным образом можно рассчитать поток метаморфогенной CO_2 из земной коры в атмосферу, полагая его пропорциональным количеству углерода в коре в каждый момент времени. Коэффициент пропорциональности дегазации (константа "дегазация+выветривание" коры) углерода для современной геологической эпохи был заимствован из работы Р.М. Гаррелса (1975).

Результаты выполненной оценки свидетельствуют о том, что в нашем распоряжении нет реальных доказательств катастрофической, ранней дегазации Земли. Действительно, исходя из эволюционной модели, получаем, что уже около 4,3 млрд. лет тому назад потоки метаморфогенной и ювенильной углекислоты могли быть соизмеримы. В геологические эпохи моложе 4,0 млрд. лет (для которых к настоящему времени получены возрастные данные) поток метаморфогенного углерода резко преобладал над потоком углерода ювенильного (см. рис. 3).

Таким образом, эволюционная модель позволяет объяснить как относительное постоянство условий гипергенеза и осадконакопления [Сидоренко и др., 1971], так и непрерывную, постепенную ювенильную дегазацию глубинных недр Земли.

Суммарная скорость поступления CO_2 в атмосферу и гидросферу мало менялась на протяжении геологической истории и, возможно, несколько возросла к настоящему времени. Представление об относительном постоянстве этого потока приводит к заключению о том, что переход резервуара углерода атмосферы и гидросферы в состояние, близкое к стационарному, мог произойти вскоре после образования этих оболочек. В пользу стационарного состояния резервуара углекислоты, в котором количество



Р и с. 3. Эволюция мантийного и корового резервуаров и потоков углерода

1-3 - количество углерода в мантии и коре соответственно; 2, 4 - потоки углерода из мантии и коры соответственно; 5 - суммарный поток углерода

компонента, поступающего в систему и выходящего из нее, строго балансируется, свидетельствуют данные об относительном постоянстве (с отчетливой тенденцией к возрастанию) скорости накопления карбонатного [Ронов, 1964; Гиммельфарб, 1975] и органического углерода [Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В., 1975; Schidlowski e.a., 1975] в осадочных толщах докембрия и фанерозоя.

Уровень содержания CO_2 , при котором установилось стационарное состояние резервуара углекислоты, мог изменяться в зависимости от конкретных условий накопления в осадках карбонатов и $C_{орг}$ в ту или иную эпоху. Так, предполагаемое возрастание общего объема потока катионов по каналу выветривание-гидросфера-осадконакопление и увеличение соотношения Ca/Mg в этом потоке [Ронов, 1964] могло вызвать не только изменение минеральных форм карбонатакопления, но и некоторое уменьшение резервуара CO_2 в атмосфере и гидросфере.

Свободный кислород атмосферы в своей подавляющей части биогенный. Тем не менее процессы дегазации и тектонического развития земной коры играют решающую роль в балансе свободного кислорода атмосферы, поскольку именно этими процессами определяется интенсивность его расхода на окисление поливалентных элементов в зоне выветривания и окисление ювенильных и метаморфогенных восстановленных газов.

Фотосинтезирующие растения производят органические вещества и свободный кислород. При дыхании растений и животных образуются исходные компоненты фотосинтеза — углекислота и вода. Лишь сотые доли процента ежегодной продукции органического вещества захороняются в осадочных породах. Благодаря этому процессу эквивалентная доля продукции O_2 поступает в резервуар атмосферы. Скорость поступления свободного кислорода в атмосферу определяется скоростью захоронения $C_{орг}$ в процессах седиментации, а последняя имеет обратную связь с pO_2 в атмосфере, гидросфере и поровых водах осадков.

Равновесное состояние системы кислород атмосферы—живое вещество—седиментация достигается при достаточно высоком содержании O_2 в атмосфере. Уровень этого содержания зависит от количества первичной продукции органического вещества биосферы в единицу времени, которое, по-видимому, мало менялось на протяжении протерозойской и фанерозойской эр, от общих условий седиментации, влияющих на захоронение $C_{орг}$, и от скорости расхода O_2 на неорганические окислительные процессы.

Совокупность палеонтологических, палеобиохимических и изотопных данных позволяет заключить, что поступление биогенного кислорода в атмосферу Земли началось не позднее $3 \cdot 10^9$ лет назад [Виноградов и др., 1969; Руттен, 1973, и др.]. Среднее содержание $C_{орг}$ в докембрийских метаосадочных породах близко наблюдаемому в фанерозойских отложениях [Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В., 1975]. Эти наблюдения подтверждаются данными изотопии углерода в карбонатных породах протерозоя и фанерозоя, которые приводят к выводу об относительной стабильности соотношения $C_{орг}/C_{общ}$ в седиментационном процессе [Галимов и др., 1975; Schidlowski e.a., 1975].

Следовательно, скорость поступления O_2 в атмосферу вскоре после появления фотосинтезирующих растений была того же порядка, что и в фанерозое. Расход O_2 атмосферы на окислительные процессы при выветривании на ранних этапах был несколько меньшим в связи с меньшими объемами разрушающихся пород. Значительная доля расхода O_2 в раннедокембрийское время шла на окисление поливалентных металлов (главным образом железа), опускавшихся в бассейны седиментации в составе вулканических экспалляций. Относительное постоянство на протяжении не менее $3 \cdot 10^9$ лет скорости поступления свободного кислорода в атмосферу предполагает такое же постоянство скорости его расхода. По-видимому, уже на раннем этапе развития биосферы резерв свободного кислорода представлял собой систему, близкую к стационарной, а объем резервуара O_2 имел значения, соизмеримые со значениями в фанерозое.

В истории атмосферы наряду с рассмотренными направлениями наблюдались также циклические изменения, связанные с общей цикличностью геологических процессов. А.Б. Роновым (1959) установлено, что относительное количество карбонатного угле-

рода в отложениях фанерозоя испытывало существенные колебания, максимальные и минимальные значения для отдельных эпох различались приблизительно в 3 раза. Указанная амплитуда циклических колебаний соизмерима с полученным выше (см. рис. 3) общим изменением потока CO_2 в атмосферу за всю геологическую историю.

В тектонически активные эпохи, характеризовавшиеся интенсивными процессами дегазации, в атмосферу поступают в числе прочих продуктов восстановленные газы, на окисление которых расходуется свободный кислород. Анализ составов современных вулканических и гидротермальных газов показал, что количество израсходованного O_2 составляет около 0,1 от потенциального содержания CO_2 в этих газах. При возрастании скорости поступления CO_2 увеличивается соответственно интенсивность расхода свободного кислорода. Потеря O_2 отчасти компенсируется возрастанием скорости его поступления, поскольку при понижении $p\text{O}_2$ должна возрасти интенсивность накопления органического углерода в осадочных породах. Это наряду с возрастанием скорости накопления карбонатов частично компенсирует повышенный приток CO_2 . Такая компенсация не может быть полной, поэтому пульсационные изменения интенсивности дегазации должны приводить к циклическому изменению содержания CO_2 и O_2 в атмосфере и гидросфере.

Заметим, что механизм, приводящий в движение вещество в геохимическом кругообороте (дегазация и вертикальные движения земной коры), находится на входе в резервуар углекислоты атмосферы и гидросферы и на выходе из резервуара свободного кислорода. Поэтому увеличение скорости суммарного потока веществ приводит к возрастанию объема первого резервуара и сокращению объема второго (рис. 4).

В связи с сокращением в ходе геологической истории доли летучих, поступающих в атмосферу и гидросферу в процессах дегазации, по отношению к общей сумме потока этих элементов (дегазация+выветривание) колебания интенсивности дегазации привели на ранних этапах к более существенным изменениям общего потока летучих. Поэтому амплитуда колебаний содержания CO_2 и O_2 в атмосфере должна уменьшаться от раннего докембрия к современности.

Влияние циклических изменений состава атмосферы на процессы литогенеза, глобальные изменения климата и эволюцию живых организмов должно быть весьма существенным [Сочава, Гликман, 1973]. При повышении содержания O_2 следует ожидать общее сокращение накопления $\text{C}_{\text{орг}}$, увеличение роли красноцветных формаций в континентальных отложениях и возрастание отношения сульфатной серы к сульфидной в седиментационном процессе. Колебания во времени последнего параметра могут быть количественно оценены по изменению величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов [Holser, Kaplan, 1966].

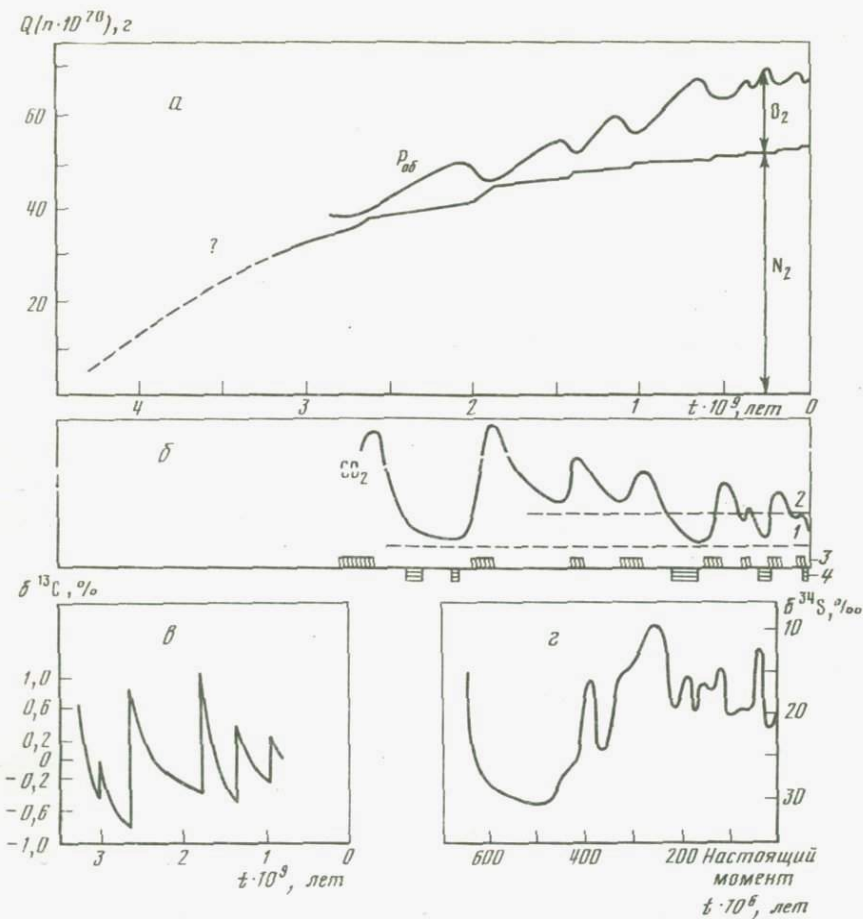


Рис. 4. Предполагаемая эволюция состава атмосферы Земли
 а - изменение общей массы атмосферы и содержания азота и кислорода (амплитуда колебаний O_2 дана в произвольном масштабе);
 б - изменение содержания CO_2 , 1 - уровень, соответствующий половине современного содержания CO_2 , 2 - уровень, при котором следует ожидать полное оледенение Земли, 3 - уровень, при котором появляются полярные льды [Будыко, 1974], 4 - эпохи оледенений нанесены по Н.М. Чумакову (1975), в - тенденция изменения $\delta^{13}C$ карбонатных пород докембрия [Галимов и др., 1975] использована при построении кривой б; з - тенденция изменения $\delta^{34}S$ сульфатных пород фанерозоя [Holser, Kaplan, 1966] использована при построении кривых а

Периодические изменения изотопных соотношений карбонатного углерода также в известной мере являются отражением цикличности процесса дегазации земной коры и верхней мантии Земли. Э.М. Галимовым, А.А. Мигдасовым и А.Б. Роновым (1975) установлено, что колебания $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах фанерозоя имеют связь с изменениями фациальных условий при крайне монотонной усредненной кривой глобального изменения этого параметра, в то время как в карбонатных породах докембрия колебания $\delta^{13}\text{C}$ однозначны в различных районах мира, имеют большую амплитуду и связь во времени с тектоно-магматическими циклами (см. рис. 4, в).

Упомянутые авторы [Галимов и др., 1975] связывают увеличение $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов с поступлением в эпохи диастрофизмов в атмосферу и гидросферу тяжелого углерода за счет преимущественной миграции при метаморфизме осадочных пород $\text{C}_{\text{карб}}$ по отношению к $\text{C}_{\text{орг}}$. Можно предположить другой альтернативный или параллельно действующий механизм, влияние которого может привести к наблюдаемому эффекту. Таким механизмом могло быть периодическое изменение соотношения $\text{C}_{\text{орг}}/\text{C}_{\text{карб}}$ в седиментационном процессе.

Как отмечалось, амплитуда колебаний общего потока летучих, в том числе CO_2 , на ранних этапах геологической истории была, по-видимому, выше, чем в фанерозое, а скорость поступления в морские бассейны Са и Mg — меньшей.

Возможность резкого возрастания интенсивности карбонатонакопления в эпохи диастрофизмов ограничена величиной потока катионов, связывающих углекислоту, в то время как накопление органического углерода подобных ограничений не имеет. Поэтому при существенном увеличении интенсивности дегазации может произойти увеличение $\text{C}_{\text{орг}}/\text{C}_{\text{карб}}$ и, как следствие, повышение $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты в атмосфере и гидросфере.

Подводя итог, подчеркнем, что с количественных позиций изотопной геохимии легких инертных газов (и прежде всего гелия) можно предложить следующую схему поступательного, необратимого процесса эволюции атмосферы: разреженная, бедная атмосфера в период аккреции Земли, а затем непрерывное, но затухающее во времени накопление летучих в атмосфере, гидросфере и земной коре в результате дифференциации Земли. При этом неотъемлемым условием процессов дифференциации были процессы дегазации.

В рамках рассмотренной модели суммарная скорость поступления CO_2 в атмосферу и гидросферу сравнительно мало изменялась на протяжении геологической истории, и, возможно, несколько возросла от ранних этапов к современному. В совокупности с известными геологическими данными это приводит к выводу о том, что вскоре после образования атмосферы и гидросферы резервуар углекислоты этих оболочек пришел в состояние, близкое к стационарному.

Важнейшим явлением в истории атмосферы были циклические изменения интенсивности дегазации земной коры и мантии. Амплитуда периодических изменений общего потока летучих, по-видимому, имела тенденцию к сокращению во времени и была соизмерима с величиной изменения потока летучих на протяжении всей геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
- Виноградов В.И., Иванов И.Б., Лицарев М.А. и др. О возрасте кислородной атмосферы Земли. - ДАН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1144-1147.
- Воронов А.Н., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. Соотношения радиогенных изотопов аргона и гелия в газовых залежах. - Геохимия, 1974, № 12, с. 1842-1855.
- Галимов Э.М., Мигдасов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли. - Геохимия, 1975, № 3, с. 323-342.
- Гаррелс Р.М. Кругооборот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. Чтения им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1975, т. XV, с. 47.
- Гиммельфарб Г.Б. Карбонатное осадконакопление в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 167-180.
- Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А. и др. Изотопы гелия в природе. - Геохимия, 1971, № 8, с. 914-931.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки. - Геохимия, 1976, № 5, с. 682-695.
- Левский Л.К. Изотопы инертных газов в метеоритах и некоторые проблемы нуклеогенезиса: Автореф. докт. дис. М., 1973. В надзаг. ГЕОХИ АН СССР.
- Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны. - Геохимия, 1976, № 11, с. 1743-1746.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. - ДАН СССР, 1969а, т. 184, № 5, с. 1197-1199.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Применение магнитного резонансного масс-спектрометра для изотопных анализов природного гелия. - Геохимия, 1969б, № 5, с. 595-602.
- Ронов А.Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. - Геохимия, 1969, № 5, с. 397-409.
- Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. - Геохимия, 1969, № 8, с. 715-743.
- Руби В.В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. - В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 650-671.
- Руттен М. Происхождение жизни (естественным путем). М.: Мир, 1973. 411 с.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Борщевский Ю.А., Сидоренко Св.А. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии. — ДАН СССР, 1971, т. 201, № 3, с. 678–681.

Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 117 с.

Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Хабарин Л.В. Изотопы легких инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере. — Геохимия, 1975, № 5, с. 653–666.

Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Басков Е.А. и др. Изотопы гелия в газах термальных источников Курило-Камчатской вулканической области. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии/ Под ред. А.И. Тугаринова. М.: Наука, 1972, с. 405–414.

Толстихин И.Н., Друбевцкой Е.Р. Изотопные отношения He^3/He^4 и (He^4/Ar^{40}) рад в породах земной коры. — Геохимия, 1975, № 8, с. 1123–1136.

Толстихин И.Н., Хабарин Л.В., Азбель И.Я. Изотопы легких благородных газов в метеоритах, Земле и атмосфере. — В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976, с. 78–122.

Чумаков Н.М. Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 144–150.

Argon, helium and rare gases/Ed. by G.A. Cook. New York; London: Intersci., 1961. 710 p.

Cameron A.G.W. Abundances of the elements in the Solar system. — Space Sci. Revs, 1973, vol. 15, N 1, p. 121–146.

Eberhardt P., Geiss Y., Graf H. et al. Noble gas investigations of lunar rocks 10017 and 10071. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 1, p. 97–120.

Fanale F.P. A case for catastrophic early degassing of the earth. — Chem. Geol., 1971, vol. 8, N 2, p. 79–105.

Fischer D.E. Rare gas clues to the origin of the terrestrial atmosphere. — In: The early history of the Earth. Leicester: NATO Adv. Study Inst., 1975.

Holser W.T., Kaplan I.R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. — Chem. Geol., 1966, vol. 1, N 2, p. 93–135.

Kockarts G. Helium in the terrestrial atmosphere. — Space Sci. Revs, 1973, vol. 14, N 6, p. 723–757.

Meadows A.I. The origin and evolution of the atmospheres of the terrestrial planets. — Planet. and Space Sci., 1973, vol. 21, N 9, p. 1467–1474.

Ozima M., Kudo K. Excess Ar in submarine basalts and the earth-atmosphere evolution model. — Nature, 1972, vol. 239, N 89, p. 23–24.

Polak B.G., Tolstikhin I.N., Kononov V.I. et al. The helium isotopes in thermal fluids. — In: Proceedings of the XVI General Assembly of IUGG. Paris; Grenoble, 1975.

Russell R. D., Ozima M. The potassium-rubidium ratio of the earth. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, vol. 35, N 7, p. 679–687.

Schidlowski M., Eichmann R., Junge Ch.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. — Precambrian Res., 1975, vol. 2, N 1, p. 1–69.

Tolstikhin I.N., Mamin B.A., Khabarin L.V., Erlich E.N. Isotope composition of helium in ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of Kamchatka. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, N 1, p. 75–78.

Turekian K.K. The terrestrial economy of helium and argon. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 17, N 37, p. 37–44.

Turekian K.K. Degassing of argon and helium from the Earth. — In: The origin and evolution of atmospheres and oceans. New York etc.: Wiley and Sons., 1964, p. 74–82.

О НЕКОТОРЫХ СЛЕДСТВИЯХ, ВЫТЕКАЮЩИХ ИЗ БАЛАНСА УГЛЕРОДА В БИОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Особенности геохимических циклов углерода на Земле рассматривались неоднократно [Вассоевич и др., 1973; Вернадский, 1967; Виноградов, 1959, 1967; Соколов, 1948; Успенский, 1970]. При этом всегда допускалось существование глубинной составляющей углерода в форме углеродистых газов, хотя в большинстве случаев количественные оценки этой составляющей или оставались неопределенными, или же принимались тождественными масштабам выноса углерода с глубины в вулканическом процессе.

Сделаем попытку дифференцировать глубинную составляющую углерода по источникам поступления с глубины в биосферу. Ее количественную основу составят литературные данные о масштабах вывода углерода из атмосферы Земли и вод Мирового океана при фотосинтезе и последующей фоссиллизации части органического вещества в диагенезе, а также в результате его химической фиксации в слаборастворимых соединениях Ca, Mg и др. (перевод углерода в так называемые биологические тупики).

По оценкам [Вассоевич и др., 1973; Виноградов, 1967; Успенский, 1970] вместе с органическим веществом ежегодно в осадок переводится углерода порядка $5,8 \cdot 10^{14}$ г; за то же время в карбонатах фиксируется углерода порядка $2,5 \cdot 10^{14}$ г [Виноградов, 1967], т.е. из обменного бассейна (атмосферы Земли) и буферной системы (Мирового океана) ежегодно выводится около $8,3 \cdot 10^{14}$ г углерода. Результатом этого процесса [Ронов, 1978] явилась фиксация в породах фанерозоя $71,3 \cdot 10^{21}$ г углерода в карбонатах и $9,1 \cdot 10^{21}$ г углерода в рассеянном органическом веществе пород, угольных пластах, нефтях и газах газовых и нефтяных месторождений. Это в $20,1 \cdot 10^4$ раз больше содержания углерода, фиксированного в настоящее время [Siegenthaler, Olschger, 1978] в CO_2 атмосферы Земли ($4 \cdot 10^{17}$ г), в $21,2 \cdot 10^2$ раз больше содержания углерода в Мировом океане ($3,8 \cdot 10^{19}$ г), в котором последний находится в форме CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} и др., и в $16,4 \cdot 10^3$ раз больше резерва углерода, фиксированного в живых и отмерших организмах биосферы ($4,9 \cdot 10^{18}$ г), т.е. весь углеродный резерв атмосферы Земли, вод Мирового океана

¹ Институт физики Земли АН СССР (ИФЗ).

и продукции живого вещества за фанерозойское время был обогнен около 1850 раз [Ронов, 1978].

Оценки показывают, что при современных темпах перевода углерода в слаборастворимые соединения Са и Mg и захоронении в диагенезе в фоссилизированном органическом веществе углеродный резерв атмосферы будет исчерпан за 500–1000 лет, а суммарный углеродный резерв атмосферы, Мирового океана и биомассы – за время порядка 50–100 тыс. лет. Поскольку предположение о спонтанной дегазации Земли и существовании плотной углекислой атмосферы на длительных этапах геологической истории планеты противоречит общегеологическим, геохимическим, биохимическим, климатическим и другим данным, следует допустить существование внешнего источника углерода, который регулярно компенсирует возникающий в атмосфере Земли и водах Мирового океана его дефицит, как следствие рассмотренных выше фотохимических (с последующим захоронением в диагенезе части органического вещества) и химических процессов на Земле.

По-видимому, следует предполагать два таких источника. Первый из них – космическое пространство, откуда на Землю вместе с метеорным веществом и метеоритами поступает также углерод. Однако роль этого источника даже в балансе углерода атмосферы Земли чрезвычайно мала, и по нашим оценкам, основу которых составляют данные [Виноградов, 1961] о среднем количестве космического вещества, выпадающего ежегодно на Землю (порядка 10^{11} г), и содержания [Виноградов, Кропотова, 1967] в нем углерода (порядка 0,04 вес. %), составляет примерно $10^{-8}\%$ от количества, ежегодно захороняемого в диагенезе только с фоссилизированным органическим веществом.

Вторым (основным!) источником углерода, регулирующим в геологическое время квазипостоянное содержание элемента в атмосфере Земли, водах Мирового океана и живом веществе, являются породы мантии Земли [Виноградов, 1961; Соколов, 1948, и др.], откуда элемент поступает только в форме газообразных углеродистых соединений.

До недавнего времени полагали, что весь углерод в атмосферу Земли и воды Мирового океана поступает в вулканическом процессе, однако оценки [Мархинин, 1967, Соколов, 1948] показывают, что в указанном процессе выделяется не более 10^{13} углерода в год, что составляет от 1 до 2% от углерода, ежегодно безвозвратно теряемого атмосферой и Мировым океаном, т.е. дегазация недр Земли распределена по всей ее поверхности, а ее интенсивность в общем определяется [Войтов, 1978] неотектоническими условиями геоструктурных зон Земли и коррелируется с их сейсмической и гидротермальной активностью, тепловым потоком и т.д. Это – первый важный вывод, непосредственно вытекающий из баланса углерода в биосфере Земли.

Рассмотрим теперь необходимые соотношения между углеродистыми газами, образующимися в единицу времени (например,

за 1 год) в породах осадочного чехла в метаморфическом процессе, и углеродистыми газами, поступающими за сопоставимое время из внешнего источника — мантии Земли. Из тех же оценок масштабов вывода углерода из атмосферы Земли и Мирового океана с органическим веществом, фоссилизированным в осадочном процессе и фиксируемым в карбонатах ($5,8 \cdot 10^{14}$ и $2,5 \cdot 10^{14}$ г соответственно) при квазипостоянном содержании элемента в атмосфере Земли и водах Мирового океана (хотя бы на протяжении последних нескольких миллионов лет), следует, что глубинная составляющая углерода всегда должна быть больше составляющей — продукта метаморфизма органического вещества пород на величину $2,5 \cdot 10^{14}$ г (т.е. на то количество углерода, которое ежегодно химически фиксируется в карбонатах). Однако указанное — экстремальный случай, практически не реализуемый в природе, поскольку, по оценкам [Успенский, 1970], 62% углерода, захороняемого в осадочном процессе в органическом веществе, не гидрируется водородом собственно органического вещества и в процессе метаморфизма пород в конечном счете переходит в графит. Остальные 38% углерода органического вещества ($2,2 \cdot 10^{14}$ г), преобразуясь в метаморфическом процессе, дают нефть, газ, уголь и битуминозное вещество.

Согласно тем же оценкам [Успенский, 1970] в балансе этих продуктов преобразования рассеянного органического вещества доля нефти составляет примерно 2,0–2,5% ($5,5 \cdot 10^{12}$ г углерода), газа — примерно столько же, угля — от 3,0 до 4,0% ($7,7 \cdot 10^{12}$ г углерода). Остальные 90 или даже более процентов углерода (порядка $2 \cdot 10^{14}$ г) фиксируются в битуминозном веществе, дисперсно рассеянном в породах осадочного чехла.

Итак, из внешнего источника — мантии Земли в обменный бассейн — ее атмосферу и воды Мирового океана в единицу времени (1 г.) поступает углерода, фиксированного исключительно в углеродистых газах, порядка $8,3 \cdot 10^{14}$ г. За то же время в породах осадочного чехла при метаморфизме органического вещества пород образуются углеродистые газы, содержащие не более $5,5 \cdot 10^{12}$ г углерода. Отсюда приходим ко второму важнейшему обобщению, вытекающему из баланса углерода в биосфере Земли: соотношение между углеродом, фиксируемым в единицу времени в углеродистых газах — продуктах метаморфизма органического вещества пород, и углеродом, фиксированным за то же время в углеродистых газах, генетически связанных с высокотемпературными областями Земли, выступает как 1:150.

Из квазипостоянного количества (или колебаний, не выходящих за пределы порядка величины) живого вещества в биосфере Земли на протяжении фанерозоя [Вернадский, 1967] и практически квазипостоянного количества углерода в атмосфере Земли и водах Мирового океана в то же время следует, что указанное соотношение должно соблюдаться на протяжении по крайней мере фанерозоя. Это — третий фундаментальный вывод, который следует из баланса углерода в биосфере Земли.

Как следствие указанных обобщений следует заключение, что углеродистые газы в литосфере Земли (в том числе и в первую очередь — их аномальные скопления) — суть производная интегрального эффекта их накопления за геологическое время из рассмотренных в работе источников в соответствии с их долевым вкладом в баланс углеродистых газов на Земле.

ЛИТЕРАТУРА

Вассоевич Н.Б., Высоккий И.В., Гусева А.Н. и др. Углеводороды в осадочной оболочке Земли. — Вест. МГУ. Серия геол., 1967, № 5, с. 36–48.

Вассоевич Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышев В.В. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли. — Вест. МГУ. Серия геол., 1973, № 1, с. 8–23.

Вернадский В.И. Биосфера. М.: Мысль, 1967. 376 с.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 44.

Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. — Геохимия, 1961, № 1, с. 3–29.

Виноградов А.П., Кропотова О.И. Метеориты и земная кора. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, № 11, с. 3–13.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.

Войтов Г.И. Современный субвертикальный поток природных газов на континентах. — В кн.: Происхождение и миграция нефти и газа. Киев: Наукова думка, 1978, с. 66–83.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 255 с.

Ронов А.Б. Принципы сохранения жизни в ходе геологической эволюции Земли. — Природа, 1978, № 4, с. 30–41.

Сokolov В.А. Очерки генезиса нефти. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948. 460 с.

Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970, с. 309.

Siegenthaler U., Oeschger H. Predicting future atmospheric carbon dioxide levels. — Science, 1978, vol. 199, N 4327, p. 388–395.

ДИНАМИКА СОВРЕМЕННОЙ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГЕЛИЕВО-ИЗОТОПНОГО КРИТЕРИЯ

В начальный этап развития Земли интенсивная вулканическая деятельность обеспечивала выход огромного количества паров и газов на поверхность. Общепринято считать, что формирование газовой и водной оболочек Земли определяется поступлением летучих с глубин планеты. Но с ходом геологической истории Земли интенсивность вулканической деятельности снижалась и в настоящее время она не высока. Проницаемость коры снижалась вместе с нарастанием ее мощности и со снижением ее глубинной активности, старением планеты. В ходе эволюции снизились и масштабы дегазации планеты. Хотя они еще весьма значительны в таких очевидных областях современных проявлений мантийных эманаций, какими являются действующие вулканы, но достоверная индексация глубинной подкоровой дегазации в зонах континентов является нередко затруднительной.

Земная кора характеризуется разнообразием состава, возраста, физических свойств, тектонической активности и т.п., что предопределяет существенные различия в современной ее проницаемости для глубинных эманаций. И хотя выявление зон наиболее высокой проницаемости представляет значительный научный и практический интерес, особенно в рудной геологии, оно нередко сопряжено с необходимостью обсуждения этих вопросов на дискуссионных основах.

В частности, вызывает разногласия оценки роли глубинных газовых проявлений даже в наиболее проницаемых рифтовых зонах на континентах и в подвижных геосинклинальных поясах коры, т.е. являются ли источником газа газогенерационные процессы в самой коре, или они находятся в подкоровых глубинах. Полигенность наиболее распространенных газовых компонентов и их высокая миграционная способность нередко затрудняют возможность интерпретации источника поступления газов и соответственно решения вопроса о современной проницаемости коры для ювенильных газовых эманаций.

Так, например, затруднительно дифференцировать по генезису углекислый газ, сероводород, азот и ряд других газовых компо-

¹ Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ).

нентов в зонах совмещения активной метаморфизации пород коры, газогенерации в осадочной толще и одновременно повышенной проницаемости коры для ювенильных флюидов. Именно поэтому любые новые методы дифференциации источника газов представляют особый научный и практический интерес.

Успехи изотопной геохимии, особенно в области изучения изотопного состава гелия, дают возможность с достаточной степенью уверенности выделять зоны современных проявлений мантийных эманаций на поверхности Земли не только в таких очевидных областях, какими являются территории эруптивных проявлений, но и на других, значительно более тектонически спокойных внутриконтинентальных массивах земной коры.

Основы гелиевого изотопного критерия генезиса газопроявлений были заложены исследованиями ФТИ им. А.Ф. Иоффе АН СССР, ИГГД АН СССР и ВНИГРИ в результате массовых исследований изотопного состава природного гелия самых разнообразных естественных объектов на базе разработанного Б.А. Мамыриным магнитного резонансного масс-спектрометра [Мамырин и др., 1969].

В основе принципа применения гелиевого изотопного критерия эндогенности газопроявления лежит существенная (на три-четыре порядка) разница в величинах отношений легкого и тяжелого изотопов гелия в коровом и мантийном гелии; эта разница не компенсируется физико-химическими процессами в земной коре. Гелию земной коры свойственны отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в пределах 10^{-8} — 10^{-7} , тогда как гелию верхней мантии — 10^{-5} — 10^{-4} . Оценочные параметры изотопно-гелиевого критерия, рекомендуемые для решения различных вопросов геологии и газовой геохимии, приводились нами с соавторами в ряде публикаций [Каменский и др., 1971]. Накопленный фактический материал в основном подтверждает их и сводится к следующему.

1. Гелию флюидов осадочных отложений древних платформ свойственны наиболее низкие величины $^3\text{He}/^4\text{He}$. В основном они составляют $(0,8 \div 2,0) \cdot 10^{-8}$. Преобладание тяжелого изотопа гелия радиогенного происхождения в этих районах отражается и на величине его концентрации, сравнительно высокой по отношению к другим регионам и меняющейся обычно в составе газовых залежей в пределах 0,06–0,20%.

2. Гелию флюидов осадочных отложений молодых платформ свойственны преимущественно величины $(^3\text{He}/^4\text{He}) = (5 \div 15) \cdot 10^{-8}$. Одновременно концентрация гелия в составе газов этих геоструктурных регионов несколько снижается, меняясь в основном в пределах 0,02–0,04%.

3. Гелию флюидов геосинклинальных областей наиболее свойственны отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, равные $(10 \div 80) \cdot 10^{-8}$ и концентрации менее 0,010%.

4. Гелий атмосферного воздуха характеризуется отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, равным $1,40 \cdot 10^{-6}$, и концентрацией 0,0005%. Близкие к этим величины изотопных отношений отмечаются и во флюидах

верхней зоны активного водообмена (поверхностные и грунтовые воды).

5. Гелий верхней мантии Земли характеризуется отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ около $3 \cdot 10^{-5}$. Предполагается, что мантийный гелий состоит из "первозданного" гелия с отношением $3 \cdot 10^{-4}$ и радиогенного, смешанных в пропорции 1:30¹. Рассмотрим несколько детальнее имеющиеся сведения об изотопно-гелиевых отношениях в природных газах различных геоструктурных зон.

Древние щиты и платформы. Наиболее детально изучено изотопно-гелиевое поле в пределах Русской платформы. На территории этого, наиболее устойчивого древнего ядра Евразийского континента среди изученных участков выделяются как практически стабильные, малоподвижные в современную эпоху регионы типа Украинского щита и Центральной части платформы вместе с Волго-Уральской нефтегазоносной областью, так и сравнительно подвижные зоны, например Днепрово-Донецкий авлакоген.

В целом изотопно-гелиевое поле Русской платформы крайне однородно. Для изученного интервала разреза, распространяющегося до глубин 3-4 км, в породах самого различного возраста, от протерозоя (Молдавия, Украинский кристаллический щит) до верхней перми включительно (Волго-Уральская нефтегазоносная область), величины отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ меняются в пределах $(0,6 \div 4,5) \cdot 10^{-8}$, т.е. столь существенная разница в возрасте гелиесодержащих пород не сказывается на величине изотопно-гелиевого отношения, которое отражает один и тот же процесс пропорционального накопления радиогенных изотопов гелия почти исключительно корового происхождения, определяемого всецело интенсивностью ядерно-физических процессов. Никакие заметные примеси первичного гелия с высоким изотопным отношением здесь не фиксируются. Мощное стабильное ядро платформы практически непроницаемо на всех изученных участках для подкоровых газогелиевых эманаций. Даже газовые скопления Предуральского прогиба - одной из сравнительно подвижных частей платформы, изученные ст Вуктыла (Коми АССР) до месторождений Оренбургского Приуралья, не отличаются по изотопному составу гелия от месторождений более центральной устойчивой части платформы. На этом в целом однородном, изотопно-гелиевом поле Русской платформы отчетливо выделяются лишь газовые проявления Днепрово-Донецкой впадины. Этот подвижный, интенсивно нарушенный многочисленными активными глубинными разломами авлакоген характеризуется несколько более высокими величинами $^3\text{He}/^4\text{He}$ в составе газов, меняющимися в пределах $(3,5 \div 15) \cdot 10^{-8}$.

На территории Сибирской платформы, значительно более активизированной геотектоническими движениями сравнительно с Русской, изучены два крупных региона - юг платформы в пределах Ангаро-Ленской моноклинали и ее восток - Вилюйская синекли-

¹ И.Н. Толстухин, А.В. Сочава. - Наст. сб., с. 31.

за. Для первой величина изотопно-гелиевого отношения составляет $(0,9 \div 4,8) \cdot 10^{-8}$, тогда как для второй, интенсивно прогибающейся зоны величина ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ меняется в составе изученных газопроявлений в пределах $(2 \div 67) \cdot 10^{-8}$. Самая высокая величина $({}^3\text{He}/{}^4\text{He}) = 67 \cdot 10^{-8}$ отмечается здесь в водорастворенных газах Средне-Вилуйской площади, отобранных из низов осадочной толщи триаса на границе с фундаментом (коллекция Л.М. Грубова).

Таким образом, вместе с увеличением тектонической подвижности платформы возрастает и величина изотопно-гелиевого отношения.

Особое место занимают в этом регионе отдельные газопроявления в зоне Байкальского рифта. В Тункинской котловине, расположенной у южной оконечности Байкала, в трех опробованных газопроявлениях, связанных с источниками минеральных вод, величина ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ составила $(260 \div 890) \cdot 10^{-8}$. Таким образом, рифтовая зона платформы содержит в газах, пронизывающих ее отложения, примесь глубинного подкорового гелия с первичной изотопной меткой.

Интересен тот факт, что значительно более тектонически активизированная по сравнению с Русской платформой Северо-Американская платформа характеризуется сравнительно более высокими изотопно-гелиевыми отношениями. В изученных в 1948 г. на ее территории единичных залежах природных газов они составляют $(5 \div 50) \cdot 10^{-8}$ [Ранкама, 1956]. Для целого ряда проб величина ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ меньше $25 \cdot 10^{-8}$. Сопоставлять эти величины с имеющимися данными по СССР все же затруднительно в связи с более низкими разрешающими возможностями применявшейся в те годы аппаратуры.

Молодые платформы. Изученными среди них являются плиты — Западно-Сибирская, Туранская и Скифская. Величина ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в природных газах мезозойского осадочного чехла молодых платформ меняется в основном в пределах $(2 \div 10) \cdot 10^{-8}$. Хотя широкий разброс значений изотопно-гелиевых отношений отмечается на каждой из изученных платформ, наиболее высокие отношения тяготеют к самым дислоцированным их участкам. Так, если сравнительно тектонически спокойным южному и западному склонам Западно-Сибирской плиты свойственны преимущественно отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, равные $(2 \div 3) \cdot 10^{-8}$, то для наиболее сложного по тектоническому строению центра впадины нередки отношения $(3 \div 6) \cdot 10^{-8}$.

Природные газы Туранской и Скифской плит в целом отличаются более высокими по сравнению с Западно-Сибирской отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, в основном $(4 \div 20) \cdot 10^{-8}$, что соответствует представлениям о большей мобильности этих зон коры.

Геосинклинальные зоны должны характеризоваться наиболее широким разбросом величин изотопно-гелиевого отношения в силу повышенной проницаемости коры на этих подвижных зонах Земли. Изученными среди них являются отдельные газопроявления Тихоокеанского вулканического пояса в районе Камчатки, Ку-

рильских островов и Сахалина, а также газовые залежи и газопроявления в районах Восточной Туркмении и Кавказа. Практически все они характеризуются отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ выше $1,0 \cdot 10^{-7}$, причем так же, как и платформы, они дифференцируются по величине изотопно-гелиевого отношения в зависимости от степени подвижности и соответственно проницаемости отдельных их зон.

Так, в Восточной Туркмении газовые залежи Челекена характеризуются более высокими изотопно-гелиевыми отношениями, составляющими $(35 \div 54) \cdot 10^{-8}$, чем восточные месторождения Прибалханской зоны, где $(^3\text{He}/^4\text{He}) = (10 \div 30) \cdot 10^{-8}$. Особенно своеобразен изотопный состав гелия в Сахалинских газовых залежах (коллекция В.В. Тихомирова). При преимущественной величине $(^3\text{He}/^4\text{He}) = (40 \div 80) \cdot 10^{-8}$ выделяется газовое месторождение Тунгор, расположенное на линии глубинного разлома, залежи которого по семи опробованным продуктивным горизонтам характеризуются отношениями $(500 \div 690) \cdot 10^{-8}$.

Южно-Сахалинские источники, так же как и Курильские, отличаются в основном высокими отношениями $(^3\text{He}/^4\text{He}) = (200 \div 1200) \cdot 10^{-8}$. Самые высокие отношения — до $1200 \cdot 10^{-8}$ — отмечаются в вулканических газах Камчатки, хотя на более спокойных участках западного побережья ее, в газах осадочной толщи неогена величина изотопно-гелиевого отношения существенно ниже и составляет всего $(10 \div 65) \cdot 10^{-8}$ (коллекция Е.И. Кудрявцевой).

Своеобразны данные по изотопно-гелиевым отношениям в газопроявлениях Кавказа. Здесь, как и на Камчатке, отмечается весьма широкий их разброс — от $(10 \div 20) \cdot 10^{-8}$ для природных газов мезокайнозойского осадочного комплекса, заполняющего впадины, до $(600 \div 800) \cdot 10^{-8}$ в источниках Горного Кавказа и Закавказья, расположенных в зонах срединных массивов этих молодых складчатых сооружений (коллекция Э.С. Матвеевой).

Особенный интерес представляют собой данные по газам грязевых вулканов. Их генетическая принадлежность к осадочной толще коры или к подкоровым глубинам вызывает споры. Не дают однозначного ответа и данные по изотопно-гелиевым отношениям. Изучение газов грязевых вулканов Керченско-Таманской зоны привело к выводу об их принадлежности к осадочной толще [Каменский и др., 1971]. Величины отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в этих газах, составляющие $(3 \div 7) \cdot 10^{-8}$, полностью соответствовали мезозойскому возрасту их корневой системы, изученной геолого-стратиграфическими методами по брекчиям. Но последующие исследования газов грязевых вулканов Азербайджана и Грузии (коллекция А.Я. Кабуловой) показали, что при их соответствии в основном фоновым величинам $^3\text{He}/^4\text{He}$ осадочной толщи встречаются отдельные грязевулканические газопроявления смешанного осадочно-мантийного генезиса с изотопным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ до $200 \cdot 10^{-8}$.

Следовательно, длительная дискуссия по вопросу происхождения газов грязевых вулканов вполне правомерна — они двой-

ственны по генезису. Грязевые вулканы, возникая в областях мощного осадочного накопления в интенсивно прогибавшихся участках коры, в зонах высоких температур и давлений, непосредственно приурочены к наиболее мобильным участкам коры, проницаемым для подкорковых флюидов. Возникая на участках осадочного чехла, приуроченных, по-видимому, к наиболее активизированным и соответственно проницаемым участкам коры, грязевые вулканы выбрасывают по своим каналам не только флюиды осадочного генезиса, но и те подкорковые эманации, которые, смешиваясь с первыми, также находят себе здесь выход на поверхность. Не исключено, что один и тот же грязевой вулкан в различные по активности циклы своей деятельности может выносить в спокойные периоды флюиды чисто осадочного генезиса и в периоды активизации — флюиды смешанного, ювенильно-корового генезиса. Последующие планомерные исследования в этом направлении позволят, по-видимому, завершить эту, более чем вековую дискуссию.

Обобщая изложенное, может быть сделан вывод о том, что изотопно-гелиевое отношение позволяет объективно оценивать величину современного "газового дыхания" планеты, выделять как наиболее активные участки, проницаемые для глубинных эманаций, так и экранирующие, непроницаемые для них блоки коры. Изотопно-гелиевое отношение позволяет также дифференцировать разломы и прочие тектонические нарушения на разломы глубинного заложения, проницаемые для мантийных эманаций, и на разломы внутрикорового заложения, или глубинные, но утратившие современную связь с мантией. Накопленный фактический материал по величинам отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в природных газах СССР свидетельствует о том, что жесткие стабильные ядра древних платформ практически не проницаемы в современную эпоху для мантийных газопроявлений, тогда как активизированные зоны рифтов, интенсивных прогибаний и отдельных систем разломов древнего, но обновленного или современного заложения, несут в составе своих газов примесь подкорковых газовых эманаций, характеризующихся, вне зависимости от состава газа-носителя, высокими (сравнительно с фоном) отношениями легкого и тяжелого изотопов гелия.

ЛИТЕРАТУРА

Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А. и др. Изотопы гелия в природе. — *Геохимия*, 1971, № 8, с. 914-931.

Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Толстихин И.Н., Каменский И.Л. Применение магнитного резонансного масс-спектрометра для изотопных анализов природного гелия. — *Геохимия*, 1969, № 5, с. 595-602.

Ранкама К. Изотопы в геологии. М.: ИЛ, 1956.

В. К. Каржавин, Е. А. Белавин, Л. А. Казьмин¹

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЛЕТУЧЕЙ ФАЗЫ СИСТЕМЫ С - Н - N - S - O ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Термодинамические исследования в области геохимии природных газов, начало которым было положено работами А.Дж. Эллиса [Ellis, 1957], К.Б. Краускофа (1961) и С. Мацуо [Matsuo, 1962], продемонстрировавшими эффективность такого подхода, получили сейчас широкое применение в науках о Земле. В основе исследований такого рода лежит допущение о существовании химического равновесия между летучими, находящимися в равновесии с прочими составляющими той или иной физико-химической системы. Этот постулат о химическом равновесии приводит к возможности выразить состав летучей фазы количественно, как состав смеси идеальных или реальных газов. При этом было установлено, что концентрация компонентов в равновесной газовой смеси зависит от величины давления, температуры и исходного элементарного состава, а также от стандартной свободной энергии образования и молекулярной структуры каждого соединения. Трудности, раньше ограничивавшие одновременный расчет концентрации большого числа соединений, были преодолены использованием быстродействующих ЭВМ.

Одним из методов расчета концентраций, подразумевающих использование ЭВМ, является метод, впервые предложенный В.Б. Вайтом и др. [White e.a., 1958] и ставший впоследствии известным как метод минимизации свободной энергии Гиббса. Метод минимизации по сравнению с традиционной схемой расчета равновесных составов через константы равновесия химических реакций обладает рядом преимуществ. Так, например, отпадает необходимость составления всевозможных стехиометрических уравнений реакций, протекающих в интересующих нас условиях, и выбор среди них линейно независимых.

В геохимии метод минимизации приобрел известность благодаря работам И.К. Карпова и др. (1967, 1971) по исследованиям равновесий минеральных парагенезисов, В.П. Волкова и Г.И. Рузайкина (1974), подтвердившим существование равновесных условий

¹ Геологический институт и Вычислительный центр Кольского филиала АН СССР (г. Апатиты); Институт геохимии СО АН СССР (г. Иркутск).

в вулканических газах, и при изучении вопроса возникновения органического вещества в солнечной системе (Еск е.а., 1966).

В случае закрытой гомогенной летучей фазы отыскание равновесных концентраций компонентов по методу минимизации сводится к решению следующей задачи. Найти

$$\min G(T, P, X_1, \dots, X_n) = \sum_{j=1}^n X_j (C_j + \ln X_j / \bar{X}) \quad (1)$$

при условиях

$$\sum A_{ij} X_j = b_i, \quad i = 1, \dots, m, \quad (2)$$

$$X_j \geq 0, \quad j = 1, \dots, n, \quad (3)$$

где n - число компонентов летучей фазы, m - число элементов, участвующих в образовании компонентов, X_j - концентрация j -го компонента, моль, \bar{X} - общее число молей всех компонентов, C_j - параметр для j -го компонента, который зависит от температуры T , давления P , свободной энергии образования и коэффициента летучести j -го компонента, A_{ij} - стехиометрический коэффициент, показывающий, сколько молей атомов i -го элемента содержится в 1 моль j -го компонента, b_i - общее число молей атомов i -го элемента, функция $G(T, P, X_1, \dots, X_n)$ - свободная энергия Гиббса летучей фазы, деленная на величину RT ; R - универсальная газовая постоянная.

Таким образом, в зависимости от специфики поставленной задачи расчет равновесного состава смеси реагирующих газов возможен практически для любого разумного числа компонентов смеси и любого интервала температур и давлений.

Целью данной работы являлось выяснение наиболее общих и характерных закономерностей поведения летучих в системе C-N-N-S-O в зависимости от температуры, давления и исходного элементарного состава, поскольку система подобного типа при определенных предположениях может считаться достаточно хорошей моделью для качественной и количественной характеристики газов, находящихся в равновесии с расплавом [Gerlach, 1975]. Под элементарным составом подразумеваются концентрации элементов, участвующих в образовании летучей фазы. Для поставленной цели было выбрано пять элементарных составов, условно названных "Система", "Литосфера", "Гидротерма", "Космос" и "Хибины-Генеральная".

Элементарные составы "Литосфера", "Хибины-Генеральная" и "Космос" представляют содержания элементов системы в земной коре [Соколов, 1971, Справочник..., 1971], в пробе "Хибины-Генеральная" (ХГ) Хибинского массива [Кухаренко и др., 1968] и их космическое обилие [Справочник..., 1971]. Газовой смеси с заведомо ожидаемым большим содержанием H_2O соответствует элементарный состав "Гидротерма". Суммирование наиболее вероятных в рассматриваемых условиях химических реакций и пересчет компонентного состава общего стехиометрического

Т а б л и ц а 1

Элементарный состав систем, %

Состав	C	H	N	S	O
"Система"	16,66	43,74	8,33	8,33	22,94
"Гидротерма"	6,25	60,00	0,63	3,12	30,00
"Космос"	0,29	97,21	0,74	0,05	1,71
"Литосфера"	0,21	0,31	0,02	0,11	99,35

уравнения позволили получить элементарный состав "Система". Выбор этих элементарных составов предусматривал возможность получения альтернативных вариантов летучей фазы системы С-Н-N-S-O для различных величин концентраций элементов. Элементарные составы приведены в табл. 1.

Летучая фаза гомогенной системы С-Н-N-S-O была представлена в расчетах смесью следующих реагирующих газов: H_2 , N_2 , S_2 , O_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , CO , CO_2 , COS , CS_2 , H_2O , H_2S , NH_3 , N_2O , NO , SO_2 и SO_3 . Численная минимизация свободной энергии (1) при ограничениях (2) и (3) проводилась на ЭВМ "БЭСМ-4" и "Минск-22", использовалась комбинированная итерационная процедура "Наискорейший спуск-Вайт" [Карпов и др., 1971]. В проведенных расчетах принималось: $n=19$, $m=5$, параметры C_j ($j=1, \dots, 19$) рассчитывались по формуле

$$C_j = (G_T^\circ)_j / RT + \ln \gamma_j + \ln P, \quad (4)$$

где $(G_T^\circ)_j$ - стандартная свободная энергия образования 1 моль при T , а γ_j - коэффициент летучести j -го компонента. Стандартные свободные энергии образования соединений были взяты из таблиц, составленных на основе экспериментальных данных [Справочник..., 1971; Физико-химические свойства..., 1960; Краткий справочник..., 1967; Наумов и др., 1971], а коэффициенты летучести находились по графикам Ньютона [Мельник, 1972]. Представленные расчетные составы иллюстрируют изменение содержания компонентов в газовой смеси в зависимости от давления и температуры в интервалах от 1 до 5000 атм и от 300 до 1500°C.

С о с т а в "С и с т е м а". Характерной особенностью газовой фазы данного элементарного состава является присутствие в ней широкого набора различных газообразных компонентов в значительных количествах. Это обусловлено в первую очередь высоким содержанием тех элементов в исследуемой системе, на которые был сделан акцент - углерода, серы, азота. Вместе с тем из результатов расчета видно, что для ряда компонентов газовой смеси (H_2S , N_2 , COS) характерна некоторая стабильность их содержания

в исследуемом интервале температур и давлений. На концентрацию других газов (CO , H_2 , S_2 , CH_4 и его гомологов, SO_2) температура оказывает значительное влияние. Давление в свою очередь способствует возрастанию в составе газовой фазы CH_4 , его гомологов и NH_3 . Если в области высоких давлений имеет место следующий ряд распределения компонентов: $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{N}_2 > \text{CH}_4 > \text{COS}$, то одновременное снижение температуры и давления приводит этот ряд к иному виду: $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{CH}_4 > \text{N}_2 > \text{H}_2\text{O}$ и практически к полному исчезновению гомологов метана. Эти данные позволяют считать, что как состав газовой фазы, так и концентрация отдельных компонентов в смеси претерпевают значительные превращения при изменении физико-химических условий среды.

Состав "Гидротерма". В исходном элементарном составе данной системы содержание углерода, азота и серы было взято несколько меньшим, чем в предыдущей. Это нашло свое отражение в результатах расчета. Состав газовой фазы также представлен большим набором компонентов, содержание которых имеет определенную зависимость от величины давления и температуры. Поведение некоторых компонентов в газовой смеси оказалось похожим на то, которое было установлено для их аналогов в составе "Система". Однако содержание некоторых газов несколько снизилось (N_2 , COS , CS_2 , CO , метан и его гомологи), других возросло (SO_2 , NH_3). При высоких значениях P и T имеет место следующий ряд распределения: $\text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CO} > \text{H}_2\text{S} > \text{CO}_2$, который превращается в иной в области низких величин давления и температуры ($\text{H}_2\text{O} > \text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{CH}_4 > \text{H}_2$). Характерной особенностью газовой фазы системы "Гидротерма" является доминирующее положение воды, содержание которой практически мало меняется с изменением физико-химических параметров среды.

Состав "Космос". Данная система представляет несомненный интерес ввиду высокого содержания водорода и низкого кислорода. Основным компонентом в газовой смеси является водород, содержание которого постоянно при различных величинах давления и температуры. Аналогичное поведение имеют также вода и сероводород. Метан стабилен только в области высоких давлений. Поведение остальных подчиненных компонентов в газовой смеси различное и имеет определенную зависимость от температуры среды. Одновременное снижение давления и температуры находит непосредственное отражение в составе газовой фазы.

Состав "Литосфера". Элементарный состав данной системы в отличие от предыдущей представлен в основном кислородом. Это отразилось на составе газовой фазы, в которой кислород является основным компонентом. Наряду с кислородом газовая фаза системы представлена соединениями элементов высокой степени окисления (CO_2 , SO_3 , H_2O), содержание которых практически постоянно в исследуемом интервале давления и температуры. На изменение давления и температуры среды оказывает влияние только содержание второстепенных газов (SO_3 , NO и др.).

Состав "Хибины-Генеральная". Исходные элементарные составы данной и предыдущей систем близки. Вместе с тем эти составы не являются достаточной основой для качественной и количественной оценки образования газовой фазы в природных условиях. Кроме того, исходный состав "Хибины-Генеральная" не дает возможности оценить условия существования и генезиса углеводородных соединений в породах и минералах Хибинского и других щелочных массивов. Это объясняется тем, что кислород, являясь одним из главных петрогенных элементов, связан в виде соединений и определяет общую петрохимическую специализацию Хибинского массива. В связи с этим в расчетах исходный элементарный состав "Хибины-Генеральная" был представлен в виде ряда составов, в которых концентрация кислорода принята величиной переменной при постоянстве содержания остальных элементов системы. Подобный подход позволяет проследить те превращения в составе газовой фазы, которые имеют место при изменении окислительно-восстановительных условий.

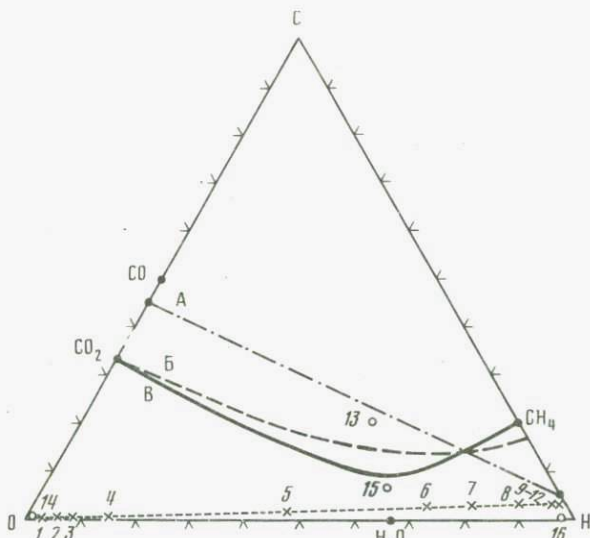
В отличие от расчета предыдущих систем, где в программу вводилось мольное содержание элементов системы C-H-N-S-O, на данном этапе исследования для этой цели использовались мольные концентрации элементов в объеме породы. Согласно распространенности элементов рассматриваемой системы в Хибинском массиве [Кухаренко и др., 1968] исходные данные для расчета на ЭВМ были взяты в виде их молей в "среднем" килограмме породы (в скобках указан элементарный состав смеси этих элементов в %).

Кислород	28,35731	(96,81)
Водород	0,89288	(3,05)
Углерод	0,03144	(0,11)
Сера	0,00655	(0,02)
Азот	0,00321	(0,01)

Содержание кислорода в элементарных составах имело следующее выражение: $XГ_1 - 96,81$; $XГ_2 - 94,14$; $XГ_3 - 91,46$; $XГ_4 - 84,26$; $XГ_5 - 51,70$; $XГ_6 - 25,0$; $XГ_7 - 17,50$; $XГ_8 - 9,67$; $XГ_9 - 1,06$; $XГ_{10} - 0,11$; $XГ_{11} - 0,011$; $XГ_{12} - 0,00011$.

Положение точек, соответствующих данным элементарным составам, на тройной диаграмме системы C-H-O (без учета серы и азота) представляет прямую, отражающую снижение концентрации кислорода в исходных данных для расчета (рис. 1).

Анализ расчетного материала позволяет считать целесообразным разбить исходные элементарные составы системы "Хибины-Генеральная" на две группы, представляющие газовую фазу разной степени окисления. Первая группа составов ($XГ_1 - XГ_5$) представляет газовую фазу, в которой присутствует кислород, концентрация которого велика. Газовая фаза остальных элементарных составов ($XГ_6 - XГ_{10}$) имеет незначительное содержание кислорода или он почти полностью отсутствует.



Р и с. 1. Фазовые границы графита ($C_{ТВ}$)

Показаны [Еск е.а., 1966] линии, соответствующие равновесию $C_{ТВ} \rightleftharpoons C_{Газ}$ при следующих давлениях, атм; температурах, К: А - 1; 1000; Б - 50; 1000, В - 1, 500; 1-16 - элементарные составы (без серы и азота) систем, рассчитанных на ЭВМ; 12 - "Хибинь-Генеральная", 13 - "Система", 14 - "Литосфера", 15 - "Гидротерма", 16 - "Космос".

Первая группа. Характерной особенностью газовой фазы данной группы элементарных составов является доминирующее положение кислорода и наличие окисленных форм элементов системы (рис. 2, I-III). Содержание кислорода несколько снижается только в области высокого давления ($X_{Г_5}$), что находится в согласии с ранее проведенными расчетами [Еск е.а., 1966]. При этом вода становится главным компонентом газовой фазы.

На поведение H_2O , CO_2 , SO_3 , N_2 температура в области высокого давления практически не оказывает влияния; однако их концентрация в газовой смеси постепенно увеличивается по мере снижения содержания кислорода. Для данного случая характерен ряд распределения $H_2O > CO_2 > SO_3 > N_2$. Остальные газообразные компоненты находятся в подчиненном положении и имеют различный характер поведения в зависимости от P и T . Например, при высокой концентрации кислорода в газовой смеси окись азота NO преобладает над закисью N_2O , SO_3 над SO_2 , а CO отсутствует.

Давление сильно влияет на существование многих газообразных соединений данной системы. Его снижение вызывает изменение концентраций N_2 , CO_2 , SO_3 и др. в сторону их уменьшения и появления CO , H_2S и NH_3 в составе газовой фазы. Влияние

температуры оказалось более существенным. Концентрация некоторых компонентов изменяется на несколько порядков при снижении температуры (SO_2 , NO и др.). Особенностью газовой фазы этих элементарных составов является факт присутствия большого содержания азота при полном отсутствии углеводородных соединений и серы.

Вторая группа. Газовая фаза этой группы элементарных составов представлена в основном восстановленными формами элементов системы (см. рис. 2, IV-VI). Распределение компонентов в газовой смеси различно. Если ряд $\text{H}_2 > \text{H}_2\text{O} > \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S} > \text{NH}_3 \dots$ имеет место для элементарных составов XГ_8 и XГ_9 , то последующее уменьшение кислорода в исходных данных ведет к постепенному исчезновению воды в газовой смеси. Ряд распределения основных компонентов принимает следующий вид: $\text{H}_2 > \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S} > \text{NH}_3$. При этом физико-химические условия среды не оказывают влияния на стабильность концентраций данных компонентов.

Восстановительная обстановка среды оказывается благоприятной для синтеза метана и его гомологов. Их концентрация растет по мере снижения кислорода в элементарных составах и по мере увеличения давления. Поведение подчиненных компонентов в газовой смеси различно. На их распределение большое влияние оказывает как давление, так и температура. Например, увеличение концентрации серы в газовой фазе оказалось аналогичным поведению азота и гомологов метана при повышении давления и температуры.

Несколько отличным от изложенного оказалось поведение газов в смеси в интервале составов, близких к границе перехода от окислительных к восстановительным условиям ($\text{XГ}_6 - \text{XГ}_8$). В данном случае имеет место ряд распределения $\text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CH}_4 \dots$. В газовой фазе возрастает содержание окиси углерода, отмечается присутствие сероокиси углерода и сероуглерода. Их содержание незначительно и возрастает с повышением температуры.

Мольное содержание элементов системы C-H-N-S-O , вводимое для расчета на ЭВМ в качестве исходных данных, соответствовало их концентрации в 1 кг пробы "Хибины-Генеральная". Используя полученный расчетный материал и данные по распределению компонентов в газовой фазе ряда минералов Хибинского массива [Каржавин, 1975], нами сделана попытка оценить теоретический состав летучих, соответствующий этой навеске. Результат пересчета (в $\text{см}^3/\text{кг}$) для интервала элементарных составов системы, где соблюдается ряд распределения $\text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CH}_4$, представлен в табл. 2.

Представленный в табл. 2 результат расчета соответствует газовой фазе интервала элементарных составов $\text{XГ}_6 - \text{XГ}_8$, близкого к границе перехода от восстановленных форм элементов к окисленным (см. рис. 1). Сопоставление распределения между анализируемыми компонентами газовой фазы из природного ма-

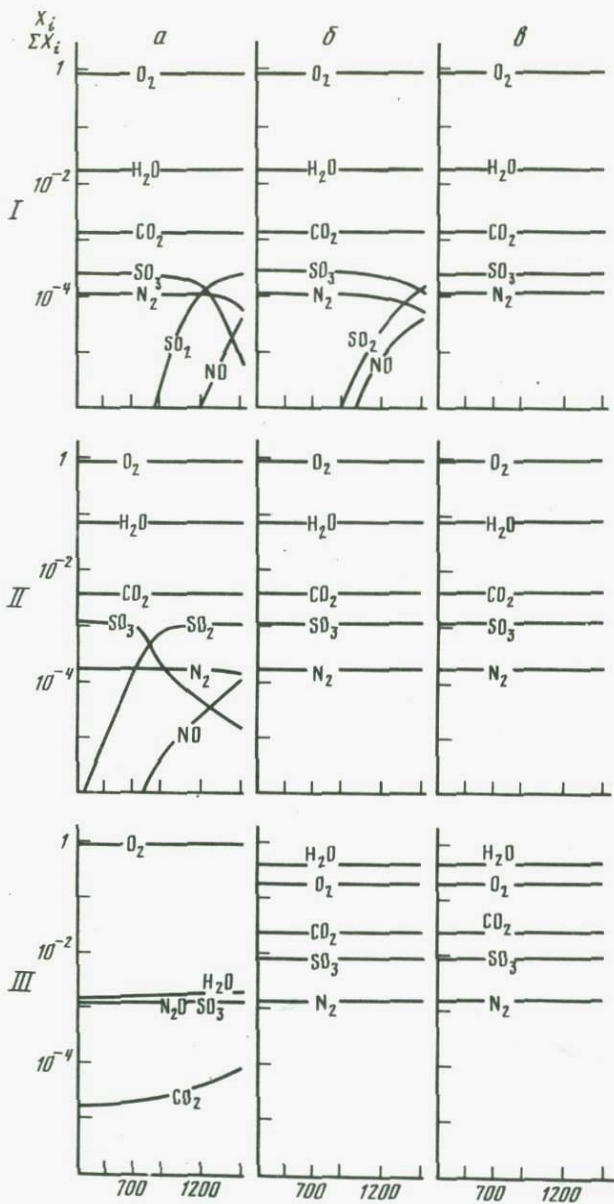
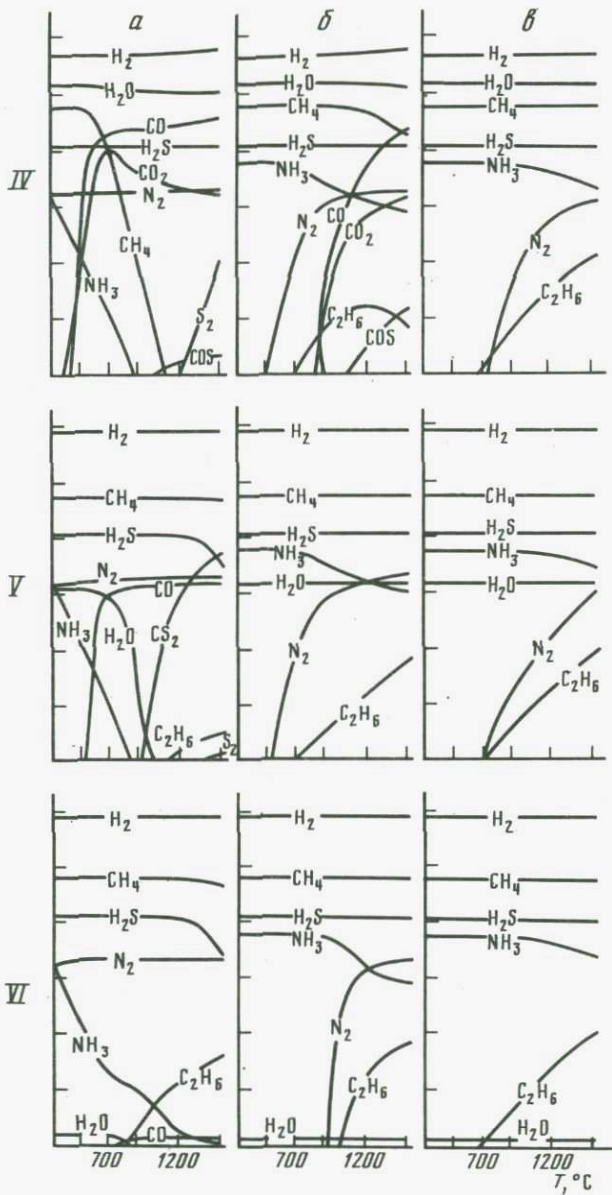


Рис. 2. Распределение газообразных компонентов в составах системы "Хибины-Генеральная" в зависимости от термодинамических условий

a - 1 атм, $б$ - 1000, $в$ - 5000 атм; элементарные составы: I - $XГ_1$, II - $XГ_3$, III - $XГ_5$, IV - $XГ_8$, V - $XГ_{10}$, VI - $XГ_{12}$



Т а б л и ц а 2

Теоретический состав исходной газовой фазы пробы "Хибины-Генеральная" в см³/кг

Компонент	Низкие температуры	
	Низкое давление	Высокое давление
H ₂	1390,7 - 6045,3	1390,7 - 6045,3
CH ₄	693,2	715,5
H ₂ O	2345,0 - 7269,5	2345,0 - 7269,5
CO ₂	2,9·10 ⁻⁷ - 5,1·10 ⁻⁴	4,9·10 ⁻¹¹ - 3,3·10 ⁻⁹
H ₂ S	146,1	146,1
NH ₃	17,7 - 70,7	70,7
CO	5,8·10 ⁻⁹ - 3,5·10 ⁻⁵	1·10 ⁻¹¹ - 3,6·10 ⁻⁹
N ₂	4,5·10 ⁻² - 26,9	4,7·10 ⁻⁴ - 6·10 ⁻¹
C ₂ H ₆	2,9·10 ⁻⁵ - 1,9·10 ⁻⁴	1,3·10 ⁻⁴ - 2,1·10 ⁻⁴
C ₃ H ₈	3,3·10 ⁻¹²	7,3·10 ⁻¹¹ - 2·10 ⁻⁷
S ₂	2,6·10 ⁻¹¹ - 3,3·10 ⁻¹¹	4,3·10 ⁻¹² - 6,1·10 ⁻¹⁰

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Компонент	Высокие температуры	
	Низкое давление	Высокое давление
H ₂	4261,7 - 8284,3	3140,2 - 5045,3
CH ₄	2·10 ⁻³ - 17,4	194,5 - 715,5
H ₂ O	1641,5 - 5862,5	2345,0 - 6566,0
CO ₂	28,9 - 690,1	17,1 - 149,1
H ₂ S	143,9 - 146,1	146,1
NH ₃	1·10 ⁻² - 1,9	13,3 - 33,1
CO	3,8·10 ⁻¹⁰ - 672,0	224,0 - 358,4
N ₂	35,8	19,3 - 29,1
C ₂ H ₆	6·10 ⁻¹¹ - 8,8·10 ⁻⁴	2,2·10 ⁻¹ - 1,53
C ₃ H ₈	2,2·10 ⁻⁴	4,8·10 ⁻³ - 2,9·10 ⁻²
S ₂	2,2·10 ⁻² - 1,57	7,2·10 ⁻⁴ - 2,9·10 ⁻³

териала и результатами расчета позволяет считать возможным захват летучих кристаллизующимся расплавом при высокой температуре и в широком интервале давлений.

Полученные результаты расчета на ЭВМ соответствуют рас- пределению компонентов в газовой фазе при определенных *P* и *T* в равновесном состоянии. Вместе с тем представляется важным

рассмотреть вероятность и условия возможного выпадения твердого углерода из равновесной газовой фазы. Конденсация твердой фазы протекает в том случае, если давление газообразного атомарного углерода превышает давление насыщенных его паров при определенных термодинамических условиях. Факт конденсации углерода оказывает значительное влияние на состав газовой фазы и существенно не отражается на распределении компонентов [Альтшулер и др., 1969; Eck e.a., 1966].

Это объясняется относительно высоким активационным барьером образования графита. Попытка численной оценки возможных условий выпадения углерода из газовой фазы была сделана А. Фиумара (1956). Оказалось, что конденсация углерода непосредственно связана с величиной отношения окислителя к углеводороду и зависит от температуры процесса. Последующими исследованиями были установлены дополнительные факторы, влияющие на этот процесс, которыми оказались давление и отношение C/H в углеводородах [Карпачев, Карапетьянец, 1969].

Возможность выпадения углерода из сложной газовой смеси представляет несомненный интерес. Поэтому были оценены условия конденсации углерода в рассмотренных системах [Карпачев, Карапетьянец, 1969; Карпов и др., 1974].

Для оценки величины химического потенциала независимого компонента — углерода использовались двойственные решения задачи минимизации $G(T, F, X_1, \dots, X_n)$ [Карпов и др., 1971]. Результаты расчета позволили установить факт влияния температуры, давления и состава газовой фазы на положение границы, за которой происходит выпадение углерода из газовой фазы. Из рассмотренных элементарных составов системы C—H—N—S—O только в двух имеет место отложение углерода в виде твердой фазы (составы "Система" и "Гидротерма").

Из данных рис. 3 видно, что увеличение давления способствует процессу конденсации углерода. Влияние температуры имеет обратный эффект. Данные расчетного материала позволяют считать, что для возможности протекания процесса конденсации углерода из сложной газовой смеси в виде твердой фазы необходимы значительные концентрации углеродосодержащих компонентов при одновременном низком содержании водорода и кислорода, особенно в области высокого давления и низких температур. Аналогичный качественный подход позволил установить действительную зависимость положения фазовых границ графита от температуры и давления [Eck e.a., 1966]. На диаграмме системы C—H—O (см. рис. 1) показаны графитные фазовые границы для некоторых значений температуры и давления. Из нее видно, что увеличение температуры ведет к сокращению области существования углерода в твердом состоянии. Увеличение давления, наоборот, способствует процессу конденсации углерода — область существования твердой фазы увеличивается. Отсутствие твердой фазы в системе "Гидротерма" при низких величинах давления является подтвер-

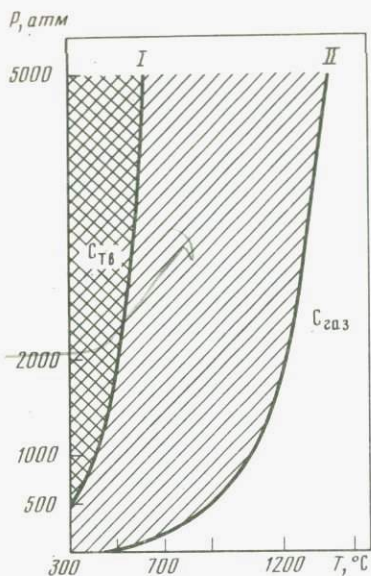


Рис. 3. Влияние температуры и давления на равновесие $C_{газ} \rightleftharpoons C_{ТВ}$ для элементарных составов I - "Гидротерма", II - "Система"

ждением правильности такого подхода при определении границ конденсации углерода.

Из результатов проведенного термодинамического моделирования следует, что разнообразные природные процессы, способствующие изменению исходного состава системы (привнос или вынос элементов), находят свое отражение в составе летучих. Наибольший интерес представляет изменение окислительно-восстановительных условий среды, когда газовая фаза может быть представлена водой, углекислотой,

либо водородом, метаном, сероводородом и другими восстановителями. В частности, именно относительно низкое содержание кислорода в исходной смеси ("Хибины-Генеральная"), по-видимому, следует считать решающим фактором образования и существования углеводородных соединений при условиях, близких к условиям формирования щелочных массивов.

Изменение величин давления и температуры также отражается на составе летучих. При этом второстепенные компоненты более подвержены изменению по сравнению с основными газами смеси. Превращение последних велико только при $P=1$ атм с понижением температуры. В свете изложенного следует, что термодинамические условия среды являются решающим фактором образования и существования определенного состава летучих в сложных естественных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

Альтшулер В.С., Клириков Г.В., Медведев В.А. и др. Термодинамика процессов получения газов заданного состава из горючих ископаемых. М.: Наука, 1969.

Волков В.П., Рузайкин Г.И. Математическое моделирование газовых равновесий в вулканическом процессе. М.: Наука, 1974.

Карпачев А.И., Карпачев М.Х. О границах образования углерода в системах C-H-O.- Хим. пром., 1969, № 2, с. 64-65.

Карпов И.К., Трошина Г.М. Применение линейного программирования для расчета химического равновесия в минеральных парагенезисах. - ДАН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 693-695.

Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1971.

Карпов И.К., Кашик С.А., Казьмин Л.А. О возможных ошибках при расчете термодинамических величин по данным растворимости. - Геохимия, 1974, № 10, с. 1557-1562.

Каржавин В.К. Исследование продуктов термодесорбции апатита и нефелина и кинетика газовой выделения. - В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, ИГиГТИ, 1975, с. 31-33.

Краткий справочник физико-химических величин. Л.: Химия, 1967.

Краускопф К.Б. Определение магматической газовой фазы по равновесным расчетам. - В кн.: Геохимические исследования. М.: ИЛ, 1961, с. 139-156.

Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н. и др. Кларки щелочного Хибинского массива. - Зап. Всесоюз. минералог. общества, 1968, ч. 97, вып. 2, с. 133-149.

Мельник Ю.Т. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев: Наукова думка, 1972.

Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971.

Соколов В.А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. ✓

Справочник химика. Л.: Химия, 1971, т. 1.

Физико-химические свойства индивидуальных углеводородов. М.: Гостоптехиздат, 1960.

Фиумара А., Сальви Г. Термодинамика и стехиометрия неполного окисления метана свободным кислородом. - В кн.: Труды IV Международ. нефтяного конгресса. М.: Гостоптехиздат, 1956, т. 5.

Eck R.V., Lippincott E.R., Dayhoff M.O., Pratt J.R. Thermodynamic equilibrium and the inorganic origin of organic compounds. - Science, 1966, vol. 133, N 3736, p. 628-633.

Ellis A.J. Chemical equilibrium in magmatic gases. - Amer. J. Sci., 1957, vol. 255, N 6, p. 416-431.

Gerlach T.M., Nordlie B.E. The C-O-H-S gaseous system. - Amer. J. Sci., 1975, vol. 275, N 4, p. 353-410.

Matsuo S. Establishment of chemical equilibrium in gases obtained from the lava-lake of Kilauea. - Bull. Volcanol., 1962, vol. 24, p. 59-71.

White W.B., Johnson S.M., Dantzig G.B. Chemical equilibrium in complex mixtures. - J. Chem. Phys., 1958, vol. 28, N 5, p. 751-755.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЗОВОДНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В познание газовой оболочки земной коры большой вклад внесла работа В.И. Вернадского (1934), в которой основное внимание было уделено геохимическим свойствам водных растворов и их минералообразующей деятельности. В.И. Вернадский рассматривал подземную воду как своеобразный минерал, жидкая и газообразная фазы которого непрерывно перемещаются в земной коре, соприкасаются и тесно взаимодействуют со всей живой и неживой природой и, наконец, играют огромную роль во всех геохимических процессах, в том числе и в образовании различных полезных ископаемых.

За последние годы получено много новой информации по геохимии термальных газосодержащих растворов, вскрытых в СССР и в некоторых зарубежных странах глубокими и сверхглубокими скважинами (3–5 км и более), главным образом при изысканиях на нефть и газ. Результаты опробования этих скважин позволили говорить о вертикальной и горизонтальной термогеохимической зональности подземной гидросферы как закономерном явлении. Благодаря этому начинают более четко вырисовываться некоторые особенности парагенетической связи между литолого-фациальными, термическими и геохимическими природными обстановками и сопутствующими им подземными водами с различными ионно-солевыми и газовыми составами [Щербаков и др., 1974].

Теперь можно уже с определенностью говорить о существовании в земной коре единой газосодержащей оболочки, связанной на протяжении всей геологической истории в своем питании и вещественном обмене как с подкоровыми пространствами Земли [Виноградов, 1959], так и с наземными водами и атмосферными осадками. Глобальное единство ее в равной мере обеспечивается взаимной растворимостью и равновесием: вода ↔ газ. При этом количество и состав газов имеют строго определенную характеристику для каждого типа вод. Геохимическая эволюция газосодержащей оболочки находит отражение в химическом и термобарическом режиме земной коры на экзогенном и эндогенном уровне процессов. Если для экзогенных процессов главным источником химической

¹ Геологический институт АН СССР.

энергии является органическое вещество, при участии которого протекают биохимические реакции, обладающие в водной среде высокой физико-химической активностью, то в эндогенных условиях основную роль играют физические факторы — температура и давление.

В экзогенных условиях подземные воды, несущие активные атмосферные газы (кислород, углекислоту), являются главным фактором аэробных процессов, выполняя функции окисляющего, выщелачивающего, а иногда осаждающего агента. Для более углубленного понимания геохимической роли свободного кислорода и природных окислительных процессов прежде всего необходимо выяснить границы его распространения в подземной гидросфере. В условиях глубокой дренированности и промытости геологических структур подошва кислородных вод часто распространена на значительные глубины (1–2 км и более), и, наоборот, при отсутствии дренажа и промытости пород кислород в водах исчезает полностью (торфяно-болотные массивы).

Активная деятельность инфильтрационных вод, обогащенных растворенным кислородом, глубоко затронула периферийные части артезианских бассейнов, сопряженных с кристаллическими щитами, антеклизмами и особенно с горно-складчатыми областями. Так, воды с кислородной газовой составляющей прослеживаются в северо-восточной части Днепровско-Донецкого бассейна в меловых и юрских отложениях до глубины 300–500 м, а вообще пресные воды в отдельных местах встречены на более значительной глубине.

На территории Московского бассейна максимальные глубины кислородных вод (порядка 200–300 м) наблюдаются в центральных районах вблизи Москвы и приурочены к дренированным участкам, сложенным хорошо проницаемыми породами карбона. К северо-востоку, у Ярославля, глубина кислородных вод уменьшается до 50 м, что связано с затрудненным водообменом в загипсованных пермских породах.

В центральных районах Поволжья и Прикамья мощность зоны кислородных вод колеблется от 100 до 300 м (в сводовых частях Жигулевского и Сурско-Мокшинского валов). В Омской впадине (во внутренней, наиболее глубокой части Иртышского артезианского бассейна) кислородные воды мезозойских отложений самоизливаются с глубины 1000–1200 м.

Приташкентская часть Сырдарьинского бассейна характеризуется повсеместным присутствием растворенного кислорода в зоне термальных вод, вскрытых на глубинах 1100–2500 м в песчаниках и песчано-галечниках мела. Температура этих вод на выходе 40–80°C, минерализация 0,75–1,0 г/л, содержание растворенного кислорода 0,3–4,0 мг/л.

Распространение азотных пластовых вод в верхних частях осадочного чехла в платформенных областях, в межгорных впадинах и предгорных прогибах — закономерное зональное явление. Залегают они, как правило, под кислородными водами приповерх-

ностного генезиса. Наиболее мощного распространения они достигают в Средне-Русском (до 2 км), Восточно-Приаральском (до 1 км) и других артезианских бассейнах. Генетически они — по отношению к кислородным водам — наиболее древние, длительное время подвергавшиеся воздействию атмосферных и биогенных факторов. Углеводороды в них в процессе геологической миграции окислились до состояния смол и асфальтенов.

В подземных водах затрудненного обмена наблюдаются анаэробные процессы, при которых интенсивно протекают биохимические реакции с выделением сероводорода и углекислоты. Здесь процессы регенерирования и аккумуляции минерального вещества преобладают над процессами окисления и разрушения. Широкое распространение сероводорода в подземных водах нижней части зоны гипергенеза, обладающего значительной потенциальной энергией, заставляет считать его наиболее сильным восстановителем.

Тяжелые металлы образуют с сероводородом малорастворимые сульфиды. Резко восстановительные процессы, переводящие уран в 4-валентную форму, ванадий — в 3-валентную, медь — в 1-валентную, а серебро и золото — даже в самородное состояние, содействуют концентрации в горных породах всех рудообразующих химических элементов с переменной валентностью.

Сероводородные воды делятся нами на две группы. Первая — сероводородно-гидросульфидная группа вод приурочена к верхней части геологического разреза трещиноватых гипсоносных известняков девона, перми, юры и неогена европейской части СССР, обычно перекрытых чехлом четвертичных отложений, обогащенных в большей или меньшей степени органическим веществом (торф, сапропелиты). Благодаря слабокислой и щелочной среде вод (рН от 6,5 до 8) значительная часть растворенного сероводорода находится в неустойчивой форме гидросульфида (HS). Для этой группы вод характерны небольшие содержания сероводорода (обычно 3–50 мг/л).

Вторая — сероводородно-углекислая группа вод характерна для платформенных депрессий (Печорская, Глазовская, Тунгусская и др.) и краевых прогибов (Предкавказский, Предуральский, Предкопетдагский, Ангаро-Ленский и др.) и межгорных впадин (Рионская, Ферганская и др.). Образование сероводорода и углекислоты происходит, по-видимому, в результате редукции сульфатов углеводородами при участии бактерий. Содержание в водах H_2S составляет от 10 до 2000 мг/л, CO_2 — от 30 до 1500 мг/л.

Наибольшие глубины подошвы зоны сероводородно-углекислых вод наблюдаются в районе Поволжья (1–3 км). К западу глубина подошвы этой зоны резко уменьшается (Дон-Медведицкая дислокация — 0,5–1 км, Ейский вал — 0,1–0,3 км).

Основой для выделения нижней границы сероводородных вод служит наличие в верхних частях разреза артезианских бассей-

нов региональных водоупоров с мощностью более 100 м. Таким региональным водоупором на Русской платформе являются гипсоангидритовые толщи перми и глинистые отложения кыновского горизонта девона, а на Скифско-Туронской и Западно-Сибирской плитах — глинистые и гипсоангидритовые слои палеогена и мела.

В эндогенных условиях термохимические процессы протекают в глубоко погруженных тектонических депрессиях, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными породами, где водонапорные системы часто перекрыты толщами слабопроницаемых глин, аргиллитов, гипсов и ангидритов, что обуславливает естественную герметизацию. При взаимодействии воды и пород в условиях высокой температуры и больших давлений наблюдается: 1) преобразование вещественного состава пород с выделением газов и переходом в водные растворы щелочных и щелочноземельных элементов, 2) снижение относительного содержания азота и тяжелых углеводородов за счет возрастания концентраций углекислоты и метана, а также обогащение глубинных водных растворов осадочной толщи термометаморфическим сероводородом и водородом, 3) восстановление высоких окислов до низких степеней окисления при удалении кислорода и разрушение сульфатных ионов до соединений серы более низкой валентности, 4) укрепление ассоциаций связей щелочных металлов и главных анионов — лигандов¹ в комплексных соединениях, что существенно увеличивает агрессивность высокотемпературных газоводных растворов, 5) закономерная эволюция ионно-солевого состава растворов до наиболее устойчивой формы галоидных растворов.

Высокотемпературные, сильно перегретые углекисло-метановые воды и рассолы являются одним из характерных примеров изменения газового состава глубинных вод осадочной толщи под влиянием процессов термометаморфизма. Эти изменения определяются [Щербаков, 1968], с одной стороны, свойствами самих химических элементов и их соединений, с другой — термогеохимической обстановкой окружающей среды: температурой и давлением, реагирующим вещественным составом органических и минеральных образований, наличием воды и т.д.

Наиболее вероятным процессом, приводящим к генерации углекислоты при взаимодействии карбонатных пород с водой при высоких температурах (100–200°C и выше), является гидролиз карбонатов, интенсивность которого возрастает с повышением температуры. Схематически эти реакции для кальцита и магнетита можно выразить следующими суммарными уравнениями:



¹ Лиганды — молекулы или ионы, непосредственно связанные с центральным атомом в комплексных соединениях.

Процесс образования волластонита при метаморфизме общеизвестен. При этом выделяется большое количество углекислоты.

Собственно зона перегретых углекисло-метановых вод распространена в области погружения эпигерцинского складчатого основания Скифско-Туранской плиты (Азово-Кубанская, Терско-Каспийская и Аму-Дарьинская впадины) и Западно-Сибирской плиты (Уватская, Восточно-Межовская, Трехозерная и другие площади).

Сероводородно-углекисло-метановые перегретые воды и рассолы формируются также в сфере воздействия термометаморфических процессов, приводящих к образованию H_2S и CO_2 газа. В отличие от углекисло-метановых перегретых вод их образование происходит только при наличии в породах гипса или ангидрита. В этих условиях могут накапливаться большие концентрации H_2S за счет восстановления сульфатов углеводородами при высоких температурах (более $150^\circ C$). Реакция идет по уравнениям:



Опыты по химическому восстановлению сульфатов производил Сакай (Sakai, 1957), который показал, что при температуре порядка $500^\circ C$ в присутствии метана сульфаты полностью восстанавливаются. Вероятно, полное отсутствие сульфатов в глубинных водных растворах во многих случаях может объясняться процессами их восстановления без участия бактерий.

Примером распространения перегретых сероводородно-углекисло-метановых вод на территории СССР могут служить данные опробования сверхглубокой скважины на северном борту Терско-Каспийской впадины (Галюгаевская площадь, скв. 1, восточнее г. Моздока), а также скважин, пробуренных на территории эпигерцинских плит — Скифской (Перекрестная площадь, скв. 2 и 4; Мартовская площадь, скв. 4 и др.) и Туранской (площадь Саман-Тепе, скв. 1; Уртабулак, скв. 2, и др.). Этими скважинами на глубине 3500–5300 м в толще сульфатно-карбонатных пород ($J_3 + K_1$) вскрыты значительные концентрации растворенного в водах сероводорода (от 190 до 350 мг/л).

В областях наиболее глубоких впадин (Южно-Каспийская, Западно-Кубанская, Минусинская и др.) и платформенных авлакогенов (Днепровско-Донецкий) картируются температуры более $200-350^\circ C$, а на отдельных площадях — и надкритические для воды и минеральных газоводных растворов. В отношении углеводородов это уже вполне термokatалитическая зона. В ней должны проявляться более энергично метаморфические выделения CO , CO_2 , H_2S , H_2 и других газов.

В глубоких частях осадочной оболочки (зоне регионального метаморфизма) под воздействием высоких температур ($450-700^\circ C$) и больших давлений (3–10 кбар) газоводные растворы приобретают качественно иные свойства, переходя в надкритический

флюид, в котором водородные связи разорваны и молекулы свободны. Вода и уголекислота представляют наиболее важные составляющие глубинных флюидов; в надкритических сильно сжатых флюидах растворимость твердых веществ может достигнуть очень больших величин.

Изучение дифракции рентгеновских лучей в водной среде помогло установить [Frank, 1961], что в надкритической области возможно существование ассоциаций, характерных для газа и жидкости. Лишь при температуре выше 650°C (независимо от давления, существующего в земной коре) химически чистая вода может находиться исключительно в газообразном состоянии [Штернберг, 1962]. Для высокоминерализованных водных растворов этот предел несколько выше — около 700°C .

В зоне еще более высоких температур ($700-1100^{\circ}\text{C}$) и давлений (10–30 кбар) при отсутствии водородных связей мономерные молекулы воды группируются вокруг отдельных ионов, придавая им значительную летучесть. Вода, состоящая из мономерных структур, является активным фактором геохимического перераспределения элементов, перенося их в форме гидратов, двойных хлоридов и комплексных соединений (в первую очередь щелочных металлов).

В переходной части земной коры и верхней мантии вследствие высоких температур ($1100-1500^{\circ}\text{C}$) и давления (более 30 кбар) мономерные молекулы глубинных вод могут полностью диссоциировать на ионы водорода и гидроксиды ($\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$) или распадаться на водород и кислород ($2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{H}_2 + \text{O}_2$). В этих термодинамических условиях диссоциированные молекулы воды входят в состав гидратов. При температуре выше 1500°C можно, по-видимому, говорить о диссоциации гидроксидов $\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{O}^{2-} + \text{H}^+$.

Многообразие и сложность явлений, происходящих на больших глубинах, не доступных для непосредственного наблюдения, весьма затрудняют изучение механизма движения термальных газодных растворов и подтока из подкоровых пространств флюидов и дисперсных смесей.

Основная модель глубинного механизма — конвективный перенос тепла и вещества, обусловленного многократными проплавлениями верхней мантии Земли [Тихонов и др., 1969], с которыми, по-видимому, связаны тектоно-магматические процессы и современный вулканизм. Расплавленные массы, поднявшиеся с глубины, прогревают материковую земную кору и вызывают в ней различные физико-химические процессы, в том числе те, которые связаны с появлением газовых месторождений и парагенетических ассоциаций флюидов и дисперсных смесей.

Судя по геохимическим данным, базальтовый слой земной коры характеризуется плохими фильтрационными свойствами и по существу выполняет роль глобального водоупора. Наиболее вероятный путь фильтрации флюидов из верхней мантии к поверхности — это региональные структурные разломы и швы, опоясы-

вающие земную кору и контролирующие как распределение магматизма и вулканизма, так и гидротермальную активность.

Многие стороны генезиса глубинных гидротерм и геохимии системы порода-флюид еще далеко на ясны. В частности, не оценены явления глобальной дегидратации и связанное с ней образование новых минеральных форм (в том числе воды), недостаточно охарактеризовано каталитическое влияние органических соединений и некоторых газов в физико-химических процессах выноса породообразующих компонентов из вещества литосферы. Однако современная техника лабораторного эксперимента уже позволяет исследовать как статические, так и динамические модели взаимодействия горных пород и газодонных растворов в условиях, близких к природным. Надо надеяться, что термодинамический расчет в комплексе с моделированием приблизит решение ряда кинетических задач, связанных с равновесиями в гетерогенных природных системах, закономерностей рассеивания и локализации флюидов, а также других геохимических проблем газодонной оболочки земной коры.

Глубокое знание геохимических свойств подземных водных растворов, особенностей формирования их ионно-солевого и газового составов, термобарического режима, массопереноса и баланса необходимо для развития всех геологических наук, изучающих различные оболочки Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В.И. История минералов земной коры. Л.: Госгеохимиздат, 1934. Т. II, ч. 1. История природных вод.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — ДАН СССР, 1969, т. 186, № 2, с. 338-341.

Штернберг А.А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования. — Геохимия, 1962, № 5, с. 13-19.

Щербakov А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968.

Щербakov А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н. Газы термальных вод. М.: Наука, 1974.

Frank E.V. Überkritisches Wasser als electrolytische. — Angew. Chem., 1961, N 10, S. 309.

Sakai H. Fractionation of sulfur isotopes in nature. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 15, N 1/2, p. 32-39.

РОЛЬ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ В ПРОЦЕССАХ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Наиболее достоверная оценка роли подземной гидросферы в процессах дегазации Земли возможна на основе планетарной трехмерной модели, согласующейся с представлением о широком развитии подземной гидросферы до значительных глубин, вплоть до поверхности Мохоровичича. В пространстве от поверхности литосферы до указанной условной границы сконцентрирована главная масса подземной гидросферы, оказывающей наибольшее влияние на характер дегазации планеты. Такая модель в значительной мере соответствует схемам, предложенным В.И. Вернадским (1934) и В.Ф. Дерпгольцем (1971) [Гавриленко, Дерпгольц, 1971].

Подземная гидросфера является одним из существенных элементов гидросферы всей Земли, генетическая связь с которой очевидна, а взаимные переходы повсеместны.

Согласно В.Ф. Дерпгольцу (1971), подземная гидросфера составляет 42% от общей гидросферы Земли. Представляют интерес количественные соотношения между различными элементами гидросферы Земли. Абсолютный объем последней равен 2,53 млрд. км³. Для сравнения В.Ф.Дерпгольц, сопоставляя общий объем гидросферы Земли с объемом Луны, приходит к выводу, что объемы эти находятся в соотношении 1:2,7.

Таким образом, общая масса подземной гидросферы, представленная всеми ее фазами, в свободном и связанном состояниях составляет порядка 1 млрд. км³. При этом на долю гравитационных подземных вод приходится 150 млн. км³, физически и химически связанных вод - 420 млн. км³ и свободных (на суше между границами Конрада и Мохоровичича) - 500 млн. км³ (таблица).

Физическая сущность рассмотренной планетарной пространственной модели подземной гидросферы заключается прежде всего в ее сплошности, следствием которой является полное облекание планеты сферой особого рода, неизбежно улавливающей все газовые компоненты дегазирующейся Земли, независимо от их генетической принадлежности.

¹ Всесоюзный научно-исследовательский институт природных газов (ВНИИГаз).

Т а б л и ц а

Соотношение между различными элементами гидросферы Земли [Poldervart, 1955; Дерпгольц, 1971]

Тип вод	Общий объем $\times 10^6$, км ³
Поверхностные:	
Мировой океан	1370
озера и реки	0,5
ледники	35,3
атмосфера	0,013
Подземные:	
верхняя зона приблизительно до глубины 20 км (жидкость, пар, лед)	150
нижняя зона (на суше между гра- ницами Конрада и Мохоровичича)	500
физически и химически связанная вода	420
Всего	2476

Другой важнейшей физической особенностью подземной гидросферы является весьма высокая потенциальная растворимость в ней основных газовых компонентов. Это предопределяет планетарную газоемкость подземной гидросферы, достаточную для аккумуляции газового потока в масштабе геологической истории Земли.

Таким образом, весьма высокая растворимость в воде основных фугитивных компонентов дегазирующейся Земли и широкое распространение подземной гидросферы в многокилометровом слое земной коры определяют важную роль подземной гидросферы в сложном механизме дегазации планеты. Становится очевидным, что подземная гидросфера на протяжении миллиардов лет геологической истории являлась не только важнейшим регулятором дегазации Земли, но и главным аккумулятором диссипирующих газов, играя роль своеобразной ловушки, неизбежно перехватывающей газовый поток планеты. Достаточно мысленно удалить подземную гидросферу Земли, чтобы оценить значение последней в процессах ее дегазации. Отсюда следует вывод о принципиально различной динамике дегазации Земли в период до формирования подземной гидросферы и после ее возникновения.

Анализируя приведенные положения применительно к другим планетам, можно высказать предположение, что небесные тела, не имеющие гидросферы, обречены на сравнительно быструю де-

газацию. Такие планеты не могут содержать залежей метана, азота, углекислоты, как это имеет место в условиях Земли.

Роль подземной гидросферы в качестве регулятора дегазации Земли и аккумулятора диссипирующих газов не должна рассматриваться изолированно от вод Мирового океана, который, занимая 362 млн. км^2 (71% всей поверхности Земли), усиливает изоляцию газового потока, перехватывая его почти повсеместно, особенно на тех участках планеты, где по разным причинам газовый поток мог бы достичь атмосферы. Взаимосвязь между подземной гидросферой и Мировым океаном повышает ее потенциальную газоемкость.

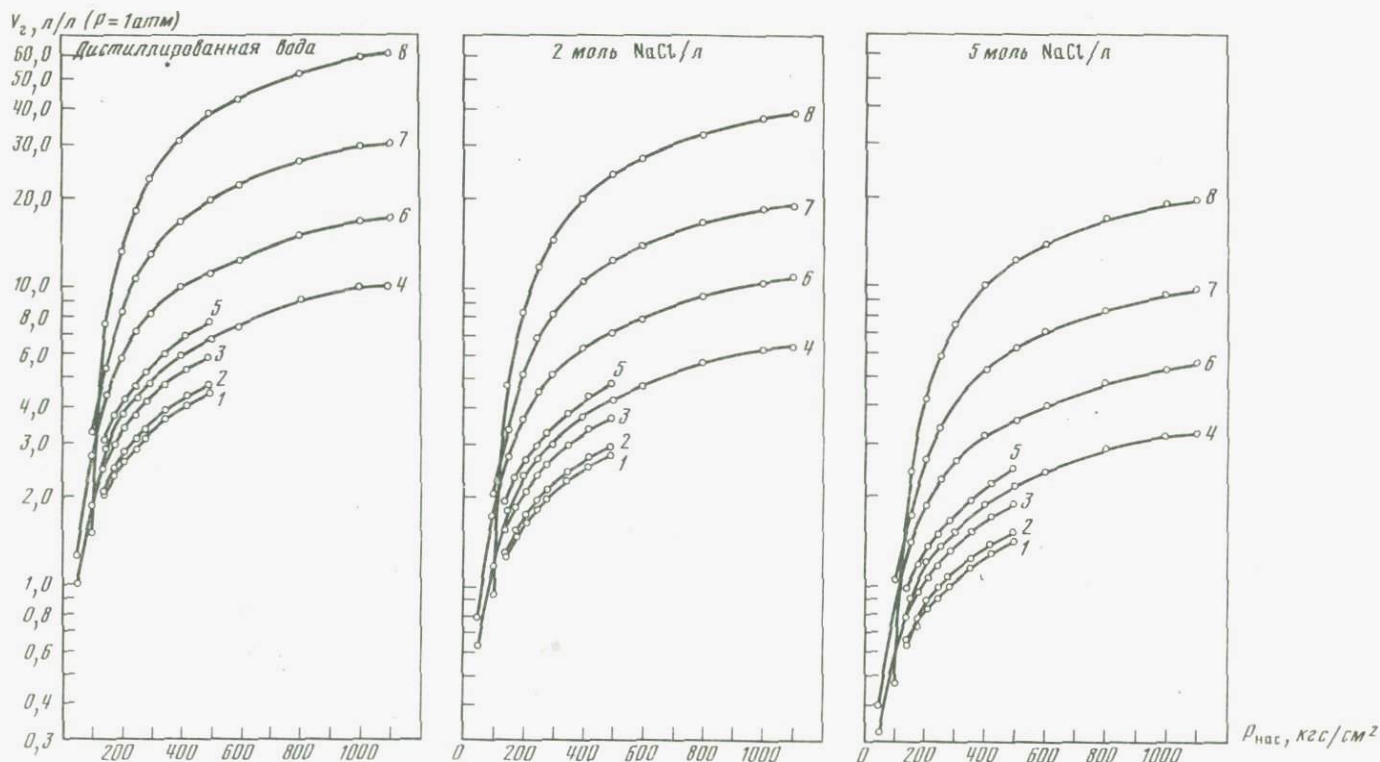
В составе газов подземной гидросферы (до поверхности Мохоровичича) значительная роль принадлежит метану, углекислоте, водороду и водяному пару. Согласно представлениям Б.Г. Лутца (1975), основанным на ряде исследований газового состава глубинных пород, газовая составляющая в разрезе самых верхов мантии, по всей вероятности, изменяется от существенно водородной на уровне гранатовых перидотитов до водородно-метановой. Автор приходит к выводу, что представления об углекислом составе газов в разрезе верхней мантии не подтверждаются последними данными, основанными на непосредственном определении газов глубинных горных пород.

Учет термодинамических данных по системе Н-О-С позволяет, по мнению Б.Г. Лутца, сделать вывод о том, что в вертикальном разрезе коры и верхней мантии внизу преобладает водородный и водородно-метановый состав летучих компонентов, который сверху сменяется углекисло-водяным. Отмечается, впрочем, что указанный вывод следует проверить на природных материалах [Лутц, 1975].

Таким образом, среди основных газовых компонентов области развития гидросферы, участвующих в газовом потоке, исходящем из верхней мантии, наиболее важное место занимают метан, водород, углекислота и водяной пар. Здесь важно подчеркнуть, что перечисленные компоненты газового потока в термодинамических условиях гравитационных подземных вод могут существовать лишь в растворенном состоянии.

На основании имеющихся экспериментальных данных по растворимости в водах метана, углекислоты, водорода, азота и гелия, с применением методов экстраполяции для давлений до 1000 кгс/см^2 и температур до 300°C (рисунок), оценена потенциальная газоемкость подземной гидросферы для термодинамических и физико-химических условий, близких к реальным [Намиот, 1963; Султанов и др., 1972]. При этом условно принятый газовый фактор для смеси указанного состава составляет $10 \text{ км}^3/\text{км}^3$. В действительности последний должен быть значительно выше.

Так, например, для метана газовый фактор (при давлении 1000 кгс/см^2 и температуре 300°C) при минерализации воды 200 г/л равен $10 \text{ км}^3/\text{км}^3$, а для меньших минерализаций — 50–60 $\text{км}^3/\text{км}^3$. Учитывая все сказанное, можно заключить, что



Растворимость метана в пластовых водах (л/л) при переменных давлениях (газа), минерализациях (молярные доли NaCl) и температурах ($^{\circ}C$). Графики составлены по лабораторным данным [Kulberson, Mc-Ketta, 1953; Султанов и др., 1972] и расчетным данным на основе уравнения Сеченова

При $T, ^{\circ}C$: 1 - 71,1, 2 - 104,4, 3 - 137,8, 4 - 150, 5 - 171,2, 6 - 200, 7 - 250, 8 - 300

минимальная потенциальная газоемкость гидросферы составляет величину порядка 10 млрд. км³.

Другими словами, потенциальная газоемкость гидросферы такова, что могла бы полностью растворить массу газа, почти вдвое превышающую массу земной атмосферы.

Результаты исследований недр, ограниченных глубинами 5 км, пластовыми температурами 200°C и давлениями 500–600 кгс/см², свидетельствуют о заметном преобладании недонасыщенных глубоких подземных вод. При этом намечается определенная тенденция к нарастанию дефицита насыщения, что является следствием опережающего влияния температуры, обычно повышающей растворимость газов в воде по сравнению с влиянием минерализации, которая снижает растворимость.

В том случае, если указанные результаты исследования получили бы подтверждение в более широком диапазоне глубин, можно было бы путем сравнения потенциальной газоемкости подземной гидросферы и ее фактического газонасыщения оценить косвенным способом интенсивность дегазации Земли на современном этапе ее истории как весьма слабую. Однако этот вывод может рассматриваться только в качестве сугубо предварительного. Вместе с тем его справедливость нельзя исключить.

Приведенное обоснование положения о вероятном наличии значительного дефицита давления насыщения подземной гидросферы (в границах рассмотренной модели) позволяет рассматривать ее в качестве мощного природного фактора, оказывающего большое влияние на динамику дегазации планеты на протяжении всей ее геологической истории.

Касаясь возможных причин недонасыщения подземной гидросферы газами, надо полагать, что прежде всего наиболее важную роль могли играть две из них. Первой причиной могла быть сравнительно небольшая интенсивность газового потока, исходящего из недр Земли (на современном этапе и раньше), его чрезвычайная длительность, растянутость во времени. Другая возможная причина недонасыщенности подземной гидросферы, по всей вероятности, кроется в ее динамичности, в перманентном общении с гидросферой Земли и непрерывном конвективном переносе газа из глубоких зон подземной гидросферы по направлению к водам Мирового океана. Этот процесс вымывания газовой фазы, находящейся в растворенном состоянии, по своей интенсивности превышает интенсивность привноса глубинных газов.

Анализируя взаимодействие газового потока планеты с окружающей ее гидросферой, можно высказать предположение, что недонасыщение подземной гидросферы наиболее характерно лишь для нижнего ее этажа. В пределах же более высоких зон дефицит насыщения постепенно снижается. Об этом свидетельствует сосредоточение в верхней части разреза значительного числа водоносных пластов и комплексов, предельно насыщенных углеводородными газами.

Учет рассмотренных физико-химических особенностей подземной гидросферы дает основание рассматривать ее в качестве основного месторождения газовых ресурсов Земли, как растворенных, так и свободных. Углубленное изучение соотношений растворенных газов пластовых вод и свободных газовых скоплений выявило соотношение между различными элементами флюидной системы осадочного покрова 5-километровой мощности. Вода и нефть со всеми растворенными и свободными газовыми скоплениями занимают около 10-20% объема осадочного покрова. При этом оказывается, что из общего объема всех флюидов порового пространства осадочного покрова 99,9% занято водами, и лишь 0,1% — свободными углеводородами.

В свете анализа роли подземной гидросферы в процессах дегазации Земли значительный интерес представляют полученные выводы о наличии своеобразных "корней" залежей углеводородов в виде локальных зон предельно газонасыщенных вод, глубоко уходящих в подземную гидросферу. Удалось наметить промежуточное звено, соединяющее промышленные залежи углеводородов, с одной стороны, и воды подземной гидросферы — с другой. Физический смысл указанного промежуточного звена вытекает из реальных соотношений физико-химических параметров крупнейших газонефтеносных бассейнов Земли. В любом из них помимо промышленных ресурсов свободных углеводородов неизменным элементом являются растворенные в водах углеводороды, масса которых на два порядка превышает их промышленные запасы [Корценштейн, 1974].

Таким образом, флюидная система любого газонефтеносного бассейна предстает в виде следующих трех элементов: 1) промышленных скоплений углеводородов; 2) непромышленных углеводородов, растворенных в водах (связующее звено, или корни промышленных скоплений); 3) гравитационных вод подземной гидросферы.

Количественные соотношения между перечисленными элементами флюидной системы в указанной последовательности составляют примерно 1:100:1000.

С учетом этих представлений надо полагать, что в более глубоких недрах, где температура превышает 200-300°C, основные ресурсы углеводородов находятся в растворенном состоянии в подземных водах.

Значительной сложностью отличается проблема происхождения углеводородов, скопившихся в верхних слоях подземной гидросферы Земли [Kulberson, Mc-Ketta, 1953]. Трудности расшифровки происхождения углеводородов связаны прежде всего с тем, что обычные представления об органическом происхождении углеводородов натапливаются на определенные противоречия в связи с преобладанием накопившихся в подземной гидросфере углеводородов над суммарным содержанием мобильных составляющих рассеянного органического вещества осадочного покрова

литосферы. Другими словами, по мере получения новых данных в связи с глубоким и сверхглубоким бурением становится все труднее и труднее обосновать первичность органического вещества осадочного покрова и вторичность углеводородов подземной гидросферы (во всех модификациях).

Указанное обстоятельство служит психологическим порогом на пути к научно обоснованной оценке перспектив нефтегазоносности метаморфизованных толщ, которые до последнего времени априорно относились к бесперспективным. Преодоление этого порога становится важнейшей проблемой на современном этапе развития нефтегазовой геологии в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности глубоких недр. Приведенные соображения уже теперь приобретают практический интерес в связи с глубоким и сверхглубоким бурением в пределах развития триасовых и палеозойских отложений Предкавказья, Мангышлака и Западной Сибири.

В свете сказанного анализ проблем дегазации Земли имеет не только большое теоретическое значение. Становится понятной его практическая целенаправленность в решении важнейших проблем распределения топливных ресурсов Земли. Учет природных закономерностей взаимодействия газового потока Земли с подземной гидросферой необходим для познания особенностей размещения промышленных месторождений, оценки их реальных ресурсов и практического освоения. Подземная гидросфера требует пристального изучения по мере разбуривания глубоких недр Земли.

Выше рассмотрена роль подземной гидросферы в процессах дегазации Земли. Следует, однако, подчеркнуть, что, хотя объективность самого процесса дегазации Земли не вызывает сомнения, все же реальное его установление на основе конкретных методов наблюдения является делом сложным.

С позиций, вытекающих из обсуждения планетарной трехмерной модели подземной гидросферы, проблема изучения дегазации планеты отличается существенными трудностями, требующими неторопливого осмысливания. Здесь попытки "с ходу" решить столь сложную проблему обречены на явную неудачу. В этой связи следует остерегаться категорических и однозначных решений, не имеющих достаточных научных обоснований. Учет специфических особенностей подземной гидросферы в качестве своеобразной ловушки, перехватывающей газовый поток планеты, дает основание высказать некоторые соображения о методике исследования этого потока.

Прежде всего, пытаясь найти модель дегазирующейся планеты, не следует чрезмерно упрощать реальные природные особенности изменяющихся во времени процессов. В частности, не следует идти по наиболее легкому пути и исходить из постоянной (во времени) величины интенсивности дегазации. Также нет достаточных оснований допускать возможность катастрофической взрывоподобной

дегазации, напоминающей одноактное творение. Другими словами, вряд ли являются конструктивными предположения о бурной дегазации Земли на ранних фазах ее развития, после чего планета "замолкла" раз и навсегда.

Вероятно, наиболее близка к действительности модель дегазирующейся Земли с изменяющейся во времени интенсивностью дегазации. При этом динамика последней может зависеть от множества факторов. Рассмотрим их подробнее.

Среди наиболее важных параметров искомой модели можно предположить, что ей присущи прежде всего следующие.

1. Периодичность процессов дегазации с самым различным диапазоном времени их проявления.

2. Сложное переплетение локальных и региональных масштабов выноса флюидов. При этом надо полагать, что во времени первоначально преобладали процессы региональной дегазации Земли, сменившиеся локальными проявлениями. Вместе с тем нельзя исключать периодически сменявшиеся региональные и общие для всей планеты фазы дегазации.

3. Нарастание во времени глубинности очагов дегазации — от поверхностных на ранней стадии развития Земли до мантийных на современном этапе.

4. Смена во времени газопроявлений, достигавших поверхности литосферы (сквозных), скрытыми формами перетока продуктов дегазации.

5. Многообразии форм реального проявления газового потока: свободные газы, газы, растворенные в водах и нефтях, различные химические соединения, связывающие газовые компоненты в сложные и устойчивые во времени соединения (толщи известняков, травертинов, различные руды и рудопроявления).

Учет приведенных параметров искомой модели полезен прежде всего в том смысле, что он напоминает исследователям о конкретных природных условиях дегазации Земли. Здесь любые упрощения могут привести к выводам, слишком далеким от действительности. Так, например, сделанный вывод о существенном недонасыщении газами подземной гидросферы интерпретирован в том смысле, что он может свидетельствовать о слабой интенсивности дегазации Земли лишь на современном этапе ее истории. Между тем возможен и другой вариант истолкования указанного явления в предположении о постепенном затухании процесса дегазации Земли или даже полном его прекращении.

Таким образом, задача о конкретных проявлениях динамики дегазации планеты приобретает большую сложность, динамика дегазации становится функцией многих переменных: она меняется в пространстве, во времени и под влиянием тектонических причин.

Необходимо особо подчеркнуть, что нельзя полностью осознавать роль подземной гидросферы в процессах дегазации Земли без учета фактора геологического времени. На этом вопросе следует остановиться подробнее. Требуется качественные и ко-

личественные оценки масштаба предполагаемых процессов. Трудность этой задачи связана с тем, что существующий опыт наблюдений по дегазации Земли слишком мал для объективной оценки точности имеющихся данных и допустимых пределов экстраполяции полученных результатов во времени. Малейшая погрешность в количественных оценках, будучи помножена на очень большие величины, характеризующие геологические интервалы времени, может привести исследователя к абсурдным результатам.

Так, например, можно придериваться вполне "очевидных" доказательств отсутствия притока флюидов из глубинных зон планеты лишь на том основании, что притоки эти ничем пока не зафиксированы, или величины их ничтожно малы. Между тем здесь одно очевидно: исчезающие малые величины, будучи помноженными на геологическое время, приобретают довольно внушительные масштабы. Поэтому неучет фактора геологического времени может привести к большим погрешностям. Такими же погрешностями чреват расчеты, основанные на завышенных оценках величин притоков, не учитывающих периодичность процессов дегазации Земли.

Кроме сказанного, существенное влияние на объективность оценки масштабов дегазации Земли окажут действительные соотношения между удельными притоками мантийных флюидов и общей массой подземной гидросферы. Всегда существует реальная опасность затухивания притока глубинных флюидов огромной массой подземной гидросферы, взаимодействующей в процессах круговорота с водами Мирового океана. Таким образом, отсутствие "видимых" проявлений глубинных притоков флюидов, скорее всего, следует объяснить их "разубониванием" в массе гидросферы.

В итоге проведенного анализа процесс дегазации планеты предстает в виде сложной функции, переменной во времени. Процесс этот может быть изучен лишь на основе учета многочисленных природных факторов, взаимодействующих на протяжении длительного времени.

Слишком краток период наблюдений и еще весьма невелик объем информации по затронутой проблеме. Так же как кратковременные наблюдения за погодой не позволяют раскрыть вековые климатические тенденции, так пока еще трудно охватить глобальные особенности процесса дегазации планеты. Исследователей еще ждет впереди большая и сложная работа.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В.И. История минералов земной коры. Л.: Госхимиздат, 1934. Т. 2. История природных вод, ч. 1.

Гавриленко Е.С., Дерпгольц В.Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наукова думка, 1971.

Дерпгольц В.Ф. Вода во вселенной. Л.: Недра, 1971.

Корценштейн В.Н. Новые данные о ресурсах растворенных газов пластовых вод крупных водонапорных систем и их значение для оценки прогнозных запасов газа и нефти. — ДАН СССР, 1974, т. 215, № 1, с. 178–180.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975, с. 167.

Намиот А.Ю., Бондарева М.М. Растворимость газов в воде под давлением. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 147.

Султанов Р.Г., Скрипка В.Г., Намиот А.Ю. Растворимость метана в воде при повышенных температурах и давлениях. — Газ. пром., 1972, № 5.

Kulberson O.L., McKetta J.J. The solubility of methane in water. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, N 37, p. 8.

Poldervart A. Chemistry of the Earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, vol. 62, p. 119–144.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЛЯ ГЕЛИЯ ЗЕМЛИ

К настоящему времени наметился ряд противоречий в объяснении особенностей распределения гелия в гидросфере и литосфере. Основанием к вскрытию этих противоречий является достигнутый весьма высокий уровень изучения концентраций суммарного гелия, пространственное распределение которого теперь достаточно хорошо изучено. Установлено также, что гелий представляет собой прекрасный индикатор массобмена даже в таких сложных процессах, как вулканизм. Накоплен и значительный объем изотопных анализов гелия.

Новым элементом, используемым в наших построениях, является способ выражения интенсивности гелиенасыщения исследуемых сред. До сих пор применялось несколько неравноценных показателей — объемные проценты, миллилитр на литр, кубический сантиметр на грамм, атмосфера. Установлено, что наиболее точным способом выражения указанного параметра служит только упругость². Поэтому все приводимые ниже результаты анализов гелиенасыщения исследуемых сред даны в атмосферах.

Газовый режим Земли традиционно рассматривается с позиции хондритовой модели, согласно которой для начального периода аккреции подразумевается фаза конденсации вещества на атомно-молекулярном уровне из первично плазмированного протопланетного образования (Шмидт, 1960; Виноградов, 1971; Каула, 1971). Последующее сжатие и радиоактивный разогрев привели в отдельных участках к расплавлению вещества Земли и его дифференциации по типу зонной плавки (Виноградов, 1962). В ходе

¹ Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС).

² Упругость — наиболее емкая характеристика поля гелия; в обычном выражении концентрация определяет лишь один из частных параметров гелиенасыщения. Механизм расчета упругости гелия в любых фазах вещества рассматривается отдельно, он основан на результатах ядерной гелиевой съемки, на работах Т.Б. Карпинской, Л.Л. Шанина, И.В. Борисевич (1965) и других исследованиях.

многократно повторявшейся зонной плавки в ядро под действием силы тяжести погрузились тяжелые элементы, преимущественно железо и никель. В промежуточный слой вошли соединения средней плотности (магний-железистые силикаты), а в кору выплавлялись легкие, высококислородистые кремний-алюминиевые соединения с весьма подвижными щелочными металлами и радиоактивными элементами.

Так объясняется, в частности, процесс гранитизации верхней коры с максимумом накопления в гранитно-осадочном слое калия, тория и урана; ниже, в породах мантии, содержание щелочных и радиоактивных элементов уменьшается на 2 - 3 порядка [Стейси, 1972; Ботт, 1974]. В соответствии с указанной моделью становится баланс теплового режима и схема распределения гелия в Земле.

Разумеется, из-за большого числа участвующих переменных все производившиеся в рамках рассматриваемой модели решения не выходили за границы гипотез; так, например, уже более 100 лет ведется дискуссия о механизме упомянутой гранитизации.

К наиболее распространенной в последние годы гипотезе относится модель распределения изотопов гелия по геосферам Земли с относительно низкой его общей упругостью и "легким" изотопным составом на уровне мантии (таблица). Экспериментальным подтверждением указанной гипотезы считают результаты изотопного анализа гелия в тектонически активных областях (Закавказье, Забайкалье), в районах современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Исландия) и в морских илах, где отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ повышается до $(1-5) \cdot 10^{-5}$ [Герлинг и др., 1971; Толстихин, Друбечкой, 1975]. Последнее значение аппроксимируют с составом гелия в каменных метеоритах ($^3\text{He}/^4\text{He} = n \cdot 10^{-4}$). Железные метеориты, состав гелия в которых еще более "легкий" ($^3\text{He}/^4\text{He} > 10^{-3}$), в общей модели Земли приравнивают к веществу ядра. Наконец, по мнению В.П. Якуцени (1968), захваченный с протопланетным материалом первозданный гелий был полностью потерян на ранних этапах дегазации планеты.

Наблюдаемый в верхней части литосферы гелий с высокими концентрациями и "тяжелым" изотопным составом ($^3\text{He}/^4\text{He} < 10^{-8}$) связывают с местными альфа-продуцирующими радиоактивными элементами, содержание которых в гранитно-осадочном слое повышенное [Каменский и др., 1971].

В рамках изложенной модели есть несколько несогласующихся между собой фактов. К первому из них относится наличие практически во всех нерадиоактивных минералах с плотной кристаллической структурой (бериллах, магнетите, сфене и др.) так называемого "избыточного" гелия, природа которого до сих пор остается необъяснимой [Щуколюков, Левский, 1972]. Количество "избыточного" гелия обычно велико - достигает десятикратных превышений относительно имеющегося в минерале альфа-излучателя.

Т а б л и ц а

Распределение концентраций изотопов гелия по геосферам (хондритовая модель) (период накопления гелия составляет $4 \cdot 10^9$ лет)

Геосфера	Содержание, вес. %		Содержание гелия, см ³ /г	Изотопный состав, ³ He/ ⁴ He
	U	Th		
Гранитно-осадочный слой	$1,5 \cdot 10^{-4}$ (1)	$6 \cdot 10^{-4}$ (1)	$1,3 \cdot 10^{-3}$ (2)	$n \cdot 10^{-8}$ (3)
Базальтовый слой коры и мантия	$1,1 \cdot 10^{-6}$ (4)	$4,3 \cdot 10^{-6}$ (4)	$1,1 \cdot 10^{-5}$ (2); $6,8 \cdot 10^{-5}$ (5)	$n \cdot 10^{-5}$ (3)
Ядро Земли	$7 \cdot 10^{-7}$ (6)	$4 \cdot 10^{-6}$ (6)	$8 \cdot 10^{-6}$ (2)	$n \cdot 10^{-4}$ (7)

Примечания: 1 - А.П. Виноградов (1964); 2 - В.П. Якуцени (1968); 3 - И.Л. Каменский и др. (1971); 4 - Turekian (1959); 5 - Э.К. Герлинг и др. (1971); 6 - Brown (1949); 7 - И.Н. Толстихин и др. (1975).

Второе противоречие заключается в том, что с глубиной упругость гелия повсеместно растет и достигает избыточных (по сравнению с расчетными для хондритовой модели) значений для определенных геологических условий на глубине уже первых сотен метров, т.е. в зоне активного водогазообмена с атмосферой. В серии работ показано, что фиксируемые здесь концентрации гелия не могут быть объяснены никакими реально допустимыми количествами альфа-излучающего радиоактивного вещества в пределах земной коры и не связаны с какими-либо другими факторами приповерхностного геологического строения [Еремеев и др., 1971, 1975; Яницкий, 1974; Еремеев *е.а.*, 1972]. Поскольку восходящие потоки гелия имеют достаточно большую скорость [Голубев и др., 1970, 1974] и встречаются при любой мощности гранитно-осадочного слоя, вплоть до его полного отсутствия (область рифтогенеза), то характерные для них высокие упругости позволяют предположить, что основные источники гелия находятся на большой глубине.

Наконец, в соответствии с популярной концепцией неомобилизма зоны Заварицкого-Беньофа, представляющие собой термодинамические реакторы, где перерабатывается материал молодой океанической коры, не могут содержать "первозданный" гелий, поскольку давление здесь избыточное (нисходящая конвекция) и локализованный массобмен осуществляется за сотни миллионов лет [Кропоткин, 1973; Еремеев и др., 1975].

Таким образом, наблюдаемый в зоне островных дуг и тектонически активных областей "легкий" изотопный состав гелия при его

достаточно низких концентрациях никак нельзя объяснить выходом к поверхности "первозданного" гелия.

Основанием для уточнения структуры поля гелия Земли и происходящих в недрах процессов массообмена являются новые материалы, полученные в области гелиеметрических исследований. Этот вид работ выполняется у нас около 10 лет в различных геологических условиях. Установлены закономерности регионального распределения гелия как в плане, так и в разрезе. В отдельных точках выполнены режимные наблюдения, интенсивность потоков гелия имерялась в течение нескольких (от 3 до 10) лет. Эти исследования показали относительную стабильность поля гелия, кратковременные колебания которого определяются только геодинамическими и гидрогеологическими факторами.

Наиболее интенсивные аномалии гелия характерны для разломов, приуроченных к участкам длительного поднятия блоков коры. Такие участки встречены на щитах, в складчатых областях и в зонах рифтогенеза. Мощные восходящие потоки гелия разгружаются по граничным разломам мегаблоков и в местах сопряжения крупных внутренних разрывов (Казахский, Украинский, Балтийский щиты; Воронежский массив).

В достаточно консолидированных платформенных условиях аномалии гелия также тяготеют к элементам разрывной тектоники, сохраняющим какие-либо признаки мобильности, например к авлакогенам (Московский и Рязано-Саратовский авлакогены). Наконец, на участках длительного опускания коры обычно наблюдается ослабленное поле гелия. Сюда относятся синеклизы, впадины и желоба.

Интенсивность аномальных сигналов гелия в приповерхностном слое (уровень опробования 50 - 100 м), характеризующих выход фазы-носителя по разломам, падает по мере увеличения мощности осадочной толщи, экранирующей кристаллический субстрат. Это свидетельствует об интенсивном рассеянии потока гелия в осадочных породах. Общая статистическая зависимость интенсивности аномальных сигналов гелия в приповерхностном слое может быть выражена следующей связью:

$$C_{\text{He, аном}} = \frac{A}{(X + B)^2}, \quad (1)$$

где A отражает поток на уровне кристаллического фундамента, атм/м^2 , B - средняя мощность осадочной толщи; X - расстояние до фундамента в данной точке. При этом A численно равно площади, через которую поток с единичной величиной $N/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ (N - число частиц) обеспечивает прохождение такого же количества молекул, что и через заданную точку субстрата.

Результаты изотопного анализа гелия в различных природных средах публикуются рядом исследователей с 1939 г. (Л. Альварец, Р. Корног, А.О. Нир, Э.К. Герлинг и др.). В последние 8 лет

большой объем подобных анализом выполнен коллективом авторов под руководством Б.А. Мамырина (ФТИ им. Иоффе АН СССР).

Всего было проанализировано около 2500 проб. В настоящей работе использовано только около 300 проб, по которым известны количественные показатели гелиенасыщения, на основе чего можно рассчитывать упругость гелия. Часть этих проб (около 100) отобрана авторами статьи с соисполнителями.

Рассмотрим результаты сопоставления значений упругости и изотопного состава гелия. Определение этих параметров проведено в пробах газа, воды и пород, отобранных в различных геологических обстановках (щиты, платформы, складчатые зоны, районы современного вулканизма, дно океанов и пр.). Столь разнообразные условия отбора проб исключают ошибки выборки и обеспечивают представительность материала.

Распределение изотопных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в интервале от 10^{-11} до 1 показано на рис. 1. Кривая распределения, как и следовало ожидать, имеет единственный максимум (отношение $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 5 \cdot 10^{-7}$), что определяется исключительно уровнем отбора проб относительно дневной поверхности Земли. Нет сомнений, что при увеличении глубины отбора максимум будет смещаться в сторону утяжеления, а при уменьшении — в область облегчения изотопного состава (причины рассматриваются ниже).

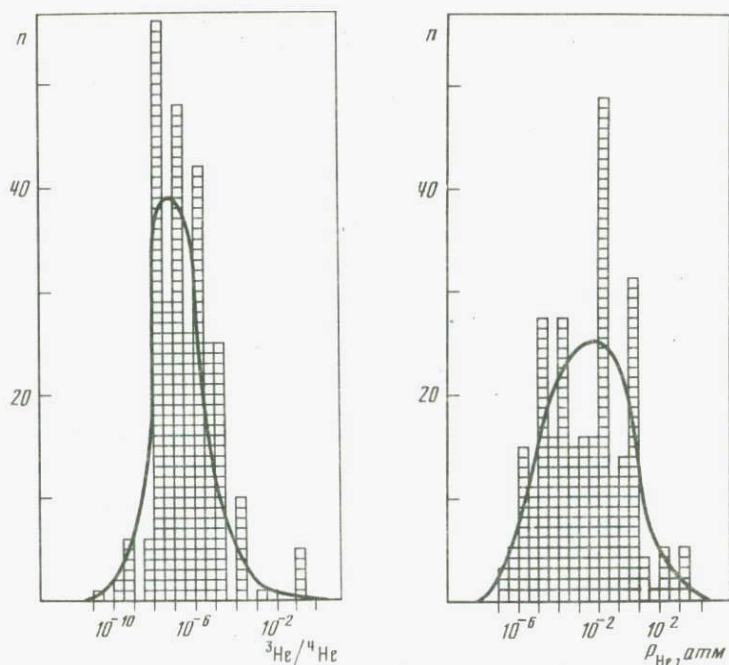
На рис. 2 дано распределение по упругости суммарного гелия. Весь интервал значений упругости охватывает весьма большой диапазон — от 10^{-7} до 10^4 атм; максимум частот падает на величину $5 \cdot 10^{-2}$ атм. Это значение также определяется только глубиной отбора проб.

Общий характер зависимости изотопных отношений ($^3\text{He}/^4\text{He}$) от упругости (P_{He} , атм) показан на рис. 3. Как следует из рисунка, общий разброс значений изотопных отношений составляет около трех порядков; для 95% проб — два с половиной порядка (А); для 70% — один порядок (Б). Указанный разброс определяется как разнообразием природных процессов разделения, так и суммарными методическими погрешностями. Достаточно сказать, что использованы данные анализов проб, выполненных несколькими авторами (А.О. Нир, Э.К. Герлинг, Б.А. Мамырин) на различных типах приборов (диффузионных, двухлучевых и резонансных масс-спектрометрах) за 35 лет. Несмотря на это, приведенные результаты указывают на уверенную тенденцию к уменьшению отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ с ростом упругости гелия

$$^3\text{He}/^4\text{He} = f(P_{\text{He}}). \quad (2)$$

Нет сомнений, что указанная зависимость обусловлена соотношением между областью питания глубинного потока гелия и рассеянием его в зоне активного водогазообмена.

На рис. 3 условно выделено пять зон состояния приповерхностного поля гелия.



Р и с. 1. Распределение частоты встречаемости $^3\text{He}/^4\text{He}$ в природных объектах ($n = 300$)

Р и с. 2. Распределение частоты встречаемости упругости гелия (P_{He}) в природных объектах ($n = 300$)

I. Зона квазистационарного потока, отражающая условия глубинного питания (аналогия устанавливается по радиоактивным минералам с достаточно плотной кристаллической упаковкой, обеспечивающей некоторую сохранность гелия).

II. Нижняя часть зоны рассеяния глубинного восходящего потока в гидrolитосфере. Примером служат природные объекты наиболее высокого гелиенасыщения (по типу месторождения Реттиснейк) и нерадиоактивные минералы с плотной кристаллической упаковкой, содержащие "избыточный" гелий.

III. Средняя часть зоны интенсивного рассеяния глубинного восходящего потока в области верхней гидросферы. Сюда входит большая часть изученных на глубине нескольких сотен метров рудных месторождений (радиоактивных и нерадиоактивных), подземных вод, газов и комплексов гранитоидных пород.

IV. Верхняя часть зоны рассеяния глубинного восходящего потока. Сюда входят все упомянутые в III зоне объекты, опробованные на глубине < 100 м (кроме твердой фазы, которая во всех случаях может быть отобрана и с поверхности).

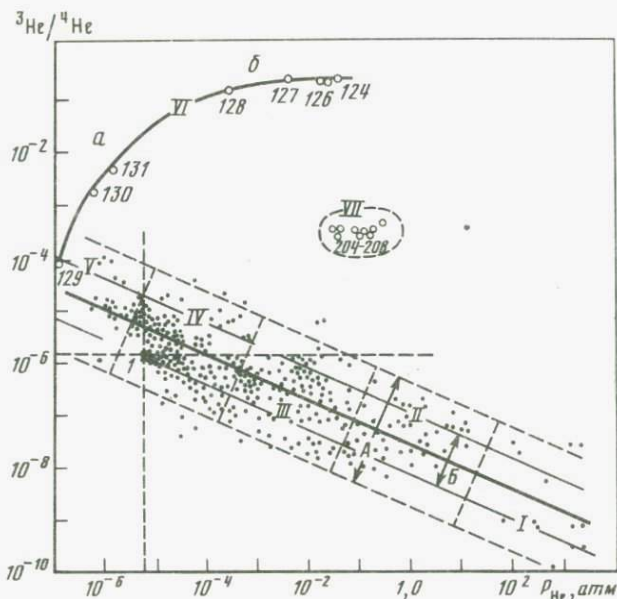


Рис. 3. Зависимость между ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и упругостью (P_{He} , атм) гелия по всем исследованным природным объектам ($n = 300$)

Зоны разграничения диаграммы для определенных групп проб: I — радиоактивные минералы, II — нерадиоактивные минералы и все виды месторождений (рудных, газовых, подземных вод), опробованных в нижней части зоны активного водогазообмена; III — гранитоидные породы и все виды месторождений, опробованных в средней части зоны активного водогазообмена; IV — основные породы и все виды месторождений, опробованных в верхней части зоны активного водогазообмена; V — приповерхностная зона опробования районов современного вулканизма; VI — метеориты (а — ахондриты, б — хондриты, за исключением газонасыщенных); VII — газонасыщенные хондриты; I — атмосфера Земли. Разброс значений: А — для 95% случаев; Б — для 70% случаев

V. Зона вторичного термодинамического фракционирования изотопов гелия, наиболее выраженная в районах современного вулканизма.

На рис. 3, кроме того, показано положение отношения изотопов гелия в различных по типам метеоритах. Рассмотренная зона V сопрягается с кривой VI (ахондриты, участок а). Хондриты занимают автономную область (VI, участок б). Наконец, в обособленной области (VII) расположены так называемые газонасыщенные хондриты.

Наблюдается изменение $\frac{({}^3\text{He}/{}^4\text{He})}{P_{\text{He}}}$ в зависимости от некоторых факторов отбора проб и способов их обработки. Наиболее чувствитель-

но сказывается глубина отбора проб. При ее изменении в пределах аномалий изотопный состав гелия от зоны насыщения к поверхности облегчается (от $n \cdot 10^{-8}$ до $1,4 \cdot 10^{-6}$, т.е. на два порядка). Упругость гелия в этом же интервале уменьшается от 1 до $5 \cdot 10^{-6}$ атм, т.е. примерно на шесть порядков. Нашли отражение также факторы ступенчатого повышения температуры отжига твердой фазы, кислотной обработки проб и разделения породы на мономинеральные фракции по мере увеличения плотности кристаллической решетки.

Рассмотренные на рис. 3 данные показывают единый механизм распределения гелия в опробуемой верхней части гидросферы и литосферы и разделения его изотопов под действием условий вмещающей среды. Все отмеченные процессы отражают единую схему распределения, подчиняющуюся только механизму глубинной генерации потока гелия и его приповерхностного рассеяния.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3-12.
- Виноградов А.П. Газовый режим Земли. - В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, т. 2, с. 5-21.
- Виноградов А.П. Высокотемпературные протопланетные процессы. - Труды Междунар. геохим. конгресса. М.: ГЕОХИ, 1971, т. 1, с. 11-47.
- Герлинг Э.К., Толстихин И.Н., Мамырин Б.А. и др. Новые исследования изотопной геохимии гелия. - Труды I Междунар. геохим. конгресса. М.: ГЕОХИ, 1971, т. 1, с. 200-216.
- Голубев В.С., Осипов Ю.Г., Яницкий И.Н. Некоторые особенности миграции гелия в проницаемых системах верхней части земной коры. - Геохимия, 1970, № 11, с. 1341-1348.
- Голубев В.С., Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Анализ некоторых моделей миграции гелия в литосфере. - Геохимия, 1974, № 7, с. 1067-1076.
- Еремеев А.Н., Ершов А.Д., Яницкий И.Н. Некоторые аспекты гелиевой съемки при структурно-геологическом картировании и прогнозе эндогенного оруденения. - В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Ин-т минералогии, геохимии редких элементов, 1971, с. 49-66.
- Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Гелий раскрывает тайны земных недр. - Природа, 1975, № 1, с. 23-33.
- Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А. Изотопы гелия в природе. - Геохимия, 1971, № 8, с. 914-931.
- Карпинский Т.Б., Шанин Л.Л., Борисевич И.В. Искусственное внедрение аргона в слюду, оливин и пироксен. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 14-16.
- Каула У. Введение в физику планет земной группы. М.: Мир, 1971.
- Кропоткин П.Н. Динамика земной коры. - В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973, с. 78.
- Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972.

Толстихин И.Н., Друбечкой Е.Р. Изотопные отношения He^3/He^4 и ($\text{He}^4/\text{Ar}^{40}$ рад.) в породах земной коры. — *Геохимия*, 1975, № 8, с. 1123–1136.

Шмидт О.Ю. Важнейшие задачи геофизики. — В кн.: Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Шуклюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия благородных газов. М.: Атомиздат, 1972.

Якуцени В.П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968.

Яницкий И.Н. О механизме формирования гелиеносных газов. — *Сов. геол.*, 1974, № 11, с. 53–66.

Eremeev A.N., Sokolov V.A., Solovov A.P., Yanitsky J.N. Application of helium surveying to structural mapping and ore deposit forecasting. — *Geochem. Explor. Inst. Min. and Metal. London*, 1972, p. 183–192.

Turekian K.K. The terrestrial economy of helium and argon. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, vol. 17, N 1/2, p. 242–249.

О ВОЗМОЖНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СЛЕДСТВИЯХ ДЛИТЕЛЬНОГО СУЩЕСТВОВАНИЯ СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ ФЛЮИДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Как и ряд других геологов, сверхвысокими мы называем флюидные давления, близкие к литологическому и превышающие его. В соответствии с темой статьи обратим внимание лишь на один аспект проблемы — на связь этого явления со складкообразованием. Эта связь на примере альпийских областей доказана неоднократно многими исследователями и состоит в следующем: сверхвысокие флюидные давления распространены в виде очагов на тех площадях (по крайней мере в сотни тысяч квадратных километров), где происходит альпийское складкообразование — в межгорных, краевых прогибах и шельфовых зонах окраинных морей, на тех же глубинах — от первых сотен метров и во всяком случае до 10 км, с той же тенденцией нарастания с глубиной и столь же длительно, т.е. на отрезках времени в первые десятки миллионов лет (о чем свидетельствует, в частности, грязевой вулканизм).

Таким образом, связь сверхвысоких флюидных давлений и складкообразования как в пространстве, так и во времени представляется несомненной. Вызывает сомнение трактовка этого феномена. Обычно принято считать сверхвысокие флюидные давления следствием складкообразования (горизонтального тектонического сжатия толщ наряду с другими причинами). Реже высказывается противоположное мнение, согласно которому складкообразование — следствие сверхвысокого флюидного давления (также наряду с другими причинами). Ниже приводятся аргументы, позволяющие обосновать именно это последнее мнение.

Вслед за многими геологами полагаем, что основными причинами возникновения и длительного существования в земной коре сверхвысоких флюидных давлений служат метаморфические преобразования горных пород начиная с самых ранних стадий: 1) переход воды и других веществ из связанного в свободное состояние и, как следствие, увеличение их объема при повышении температуры с глубиной в условиях низкой проницаемости вмещающих толщ; 2) приток высоконапорного флюидного вещества из верхней

¹ Московский государственный университет.

мантии и низов коры в ее верхнюю часть, где и совершается складкообразование.

В результате возрастания флюидных давлений с глубиной замедляется рост вязкости и плотности вмещающих горных пород. Таким образом, создаются инверсионные обстановки, когда вязкость и плотность подстилающих горизонтов оказывается меньше, чем у перекрывающих. Эти соотношения, судя по многочисленным буровым и геофизическим данным, представляют собой обычное явление в областях современного складкообразования. Но такие обстановки создают гравитационную неустойчивость и, как следствие, адвективные движения толщ горных пород (по терминологии В.В. Белоусова), приводящие к складкообразованию. В процессе адвекции высоконапорное флюидное вещество может играть различную роль. Если флюидное давление ниже литостатического, то флюиды выступают как ускорители адвекции: они подталкивают, ускоряют послойное движение твердого вещества горных пород в область пониженного литостатического давления. Если же флюидное давление превышает литостатическое, то оно становится не только ускорителем, но и источником адвективного движения.

Тектонические следствия длительного существования сверхвысоких давлений флюидов в земной коре могут быть различны при разных геотектонических режимах. Режим погружения с присутствием ему умеренным флюидным и тепловым потоками из мантии и региональным метаморфизмом характеризуется замедленным нарастанием флюидного давления с глубиной и его асимптотическим приближением к литостатическому. В результате инверсия плотности и вязкости возникает локально, что обуславливает соответственно и локальные адвективные движения, приводящие к формированию прерывистой и промежуточной складчатости.

Режим поднятия со свойственным ему повышенным флюидным и тепловым потоком из мантии и региональным метаморфизмом характеризуется ускоренным нарастанием флюидного давления с глубиной. Начиная с некоторой глубины флюидное давление систематически превосходит литостатическое. В этих условиях инверсия плотности и вязкости толщ становится правилом и вызывает региональное адвективное движение вещества земной коры и формирование полной и метаморфической складчатости.

Для конкретизации этих представлений было предпринято моделирование. В качестве физического аналога адвекции была избрана хорошо изученная физиками тепловая конвекция. Главным параметром последней является безразмерное число Рэлея

$$R = \frac{h^3 C_p \beta \rho_g^2 (T_1 - T_2)}{\eta \chi},$$

где h — мощность слоя подогреваемой снизу жидкости, характеризующейся вязкостью η , теплопроводностью χ , изобарической

удельной теплоемкостью C_p , коэффициентом объемного теплового расширения β и плотностью ρ ; T_1 и T_2 — температура в подошве и кровле слоя, g — ускорение силы тяжести.

В отличие от тепловой конвекции адвекция имеет свою специфику. Причиной объемного расширения пород здесь служит не само по себе нагревание, а избыточное обводнение. Поэтому учитывать нужно не тепловой, а флюидный (в первую очередь водный) восходящий поток и вместо β , χ и C_p должны фигурировать параметры, обусловленные этим специфическим объемным расширением, гидравлической проницаемостью и пористостью пород.

В настоящее время не все величины, определяющие R , можно оценить количественно. Но можно вполне определенно утверждать, что повышение степени метаморфизма обусловлено увеличением $T_1 - T_2$ и сильно понижает как вязкость пород, так и их проницаемость, что ведет к увеличению R . Этому же весьма способствует и возрастание мощности адвектирующих толщ.

Существуют два критических числа: $R_1 \sim 10^3$ и $R_2 \sim 2 \cdot 10^4$. Если $R < R_1$, то тепловая конвекция невозможна и миграция тепла осуществляется посредством одной теплопроводности. (В случае адвекции это утверждение относится к миграции флюидов и проницаемости.)

При $R_1 < R < R_2$ возникает движение в форме линейно вытянутых "конвективных валов", а в случае $R < R_2$ — в форме куполов.

Первый случай с малыми значениями R имеет место при слабом метаморфизме, свойственном режиму погружения. Адвекция осуществляется лишь в отдельных очагах сверхвысокого флюидного давления, что приводит к обособлению деформации в ядрах антиклиналей, разделенных участками спокойного залегания слоев. Это — прерывистая и промежуточная складчатости.

Второй случай со средними значениями R реализуется при более высоком метаморфизме, свойственном режиму поднятия. Сверхвысокое флюидное давление распространяется сплошь на всю толщу пород, которая адвектирует в линейной форме. При этом формируется полная и метаморфическая складчатость линейного типа.

Третий случай с большими значениями R осуществляется при еще более высоком метаморфизме. В отличие от предыдущего случая адвекция здесь происходит в купольной форме. Возникают гнейсовые и гранитогнейсовые купола.

С помощью математического моделирования и экспериментов с тонкослоистыми эквивалентными материалами, слегка подогреваемыми снизу, была воспроизведена линейная складчатая структура. Ее главные черты: 1) группировка мелких складок в антиклинории и синклинории, 2) отсутствие геометрического подобия между смежными антиклиналями и синклиналями, 3) изменение формы складок вверх и вниз по разрезу; 4) развитие лежащих складок на периферии складчатой зоны; 5) возникновение

наложенных складок на поздней стадии конвекции, а также другие особенности позволяют уподоблять ее природной геосинклинальной складчатости. При более сильном подогревании снизу в тонкослоистых моделях возникали купола, осложненные мелкой складчатостью.

Результаты выполненного моделирования и экспериментов подтверждают физическую реальность возникновения различных типов складчатости в процессе адвективных движений. Тип складчатости тесно связан с интенсивностью процессов флюидизации (или подогрева при моделировании), причем фиксируются закономерные переходы от прерывистого к линейному типу складчатости и, наконец, проявлению купольных форм. В реальных геологических условиях адвективные движения происходят в связи с процессами метаморфогенной и наложенной глубинной флюидизации и обусловлены длительным существованием сверхвысоких давлений флюидов в земной коре.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГАЗОВОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ (НА ПРИМЕРЕ ИСЛАНДИИ)

Особенности геологической истории и современного геотектонического режима различных регионов определяют условия формирования распространенных в них термальных вод и выражаются в геохимической специфике их. Эта специфика проявляется прежде всего в газовом составе гидротерм, на основании которого выделяются следующие генетические типы термальных вод: метановые, азотные, углекислые, азотно-углекислые, сероводородно-углекислые, водородные [Вернадский, 1929; Овчинников, 1947; Иванов, 1960].

Мировой опыт региональных гидротехимических исследований показывает, что эти типы имеют всеобщее распространение, встречаясь практически в одних и тех же модификациях в самых разных регионах. Все современные гидротермы находятся в тектонически активных областях, причем факторами, определяющими возникновение того или иного типа гидротерм, являются степень тектонической активности и наличие или отсутствие современного или недавнего вулканизма.

Чрезвычайно ярко современная гидротермальная активность проявляется на территории Исландии. В последние годы этот остров привлекает особое внимание геологов в связи с резким расширением исследований строения и истории дна Мирового океана. Находясь географически на оси Срединно-Атлантического хребта, Исландия часто рассматривается как своеобразное наземное выражение глобальной системы океанических рифтов [Муратов, 1961; Тораринссон, 1970; Пейве, 1975; Palmason, Saemundsson, 1974]. В то же время некоторые исследователи [Шейнмани, 1968; Белоусов и др., 1975; Зверев и др., 1975] рассматривают Исландию как останец древней континентальной плиты.

В составе экспедиции АН СССР авторы в течение нескольких лет проводили на территории Исландии полевые геотермические и гидротехимические исследования. Одной из задач было изучение геохимических особенностей современных гидротерм и распре-

¹ Геологический институт АН СССР.

деления их различных типов в связи с выяснением глобальных закономерностей проявления геотермальной активности. Полученные нами данные в сопоставлении с известными материалами по гидрогеохимии других тектонически активных областей позволяют сделать в этом направлении определенные выводы и увязать характер гидротермальной активности с тектоникой и глубинными геологическими условиями региона.

Как известно, Исландия характеризуется интенсивной вулканической деятельностью, не прекращающейся с конца миоцена. Продукты этой деятельности, представленные в основном базальтами, покрывают всю территорию острова и слагают его видимый разрез. В четвертичный период вулканическая активность сконцентрировалась в пересекающей Исландию Срединной зоне и на полуострове Снайфедльснес. В голоцене вулканическая активность локализовалась еще уже и сосредоточилась на севере Срединной зоны в ее осевой части, а на юге — в двух ветвях по ее крайнам.

Как выяснилось в результате наших исследований [Кононов, Поляк, 1974], на территории Исландии существует четкая зональность газового состава гидротерм, хорошо согласующаяся с геолого-структурным районированием острова. Так, в области развития миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов распространены азотные термы.

К вулканической зоне полуострова Снайфедльснес, по-видимому, отмирающей, приурочены углекислые воды. В областях доголоценовой вулканической активности Срединной зоны и в некоторых прилегающих участках разгружаются азотно-углекислые пароводяные смеси. Наконец, в наиболее активных частях Срединной зоны развиты наиболее высокотемпературные водородные парогидротермальные системы (рисунок).

Самый распространенный в Исландии азотный тип гидротерм характерен вообще для всех тектонически активных поясов Земли. Как было показано [Барабанов и др., 1968; Елманова, 1976], они широко развиты в молодых орогенах и особенно в зонах, охваченных интенсивной неотектонической активизацией, сопровождающейся сводовым воздыманием, оживлением древних разломов и формированием разрывных структур, разделяющих свод на отдельные глыбы. Проявления азотных терм приурочены к массивам изверженных пород любого возраста и состава. Они могут быть встречены как в отдельных структурах эпиплатформенных (Тянь-Шань, Прибайкалье и др.) или эпигеосинклинальных (Кавказ, Памир, Копетдаг) орогенов, так и в некоторых районах современного геосинклинального пояса. Во всех случаях они находятся вне участков проявления активного вулканизма.

Главная черта этого типа терм — резкое преобладание азота в составе спонтанного газа (обычно 95–98 объемн.%). На дневной поверхности температура азотных терм, как правило,

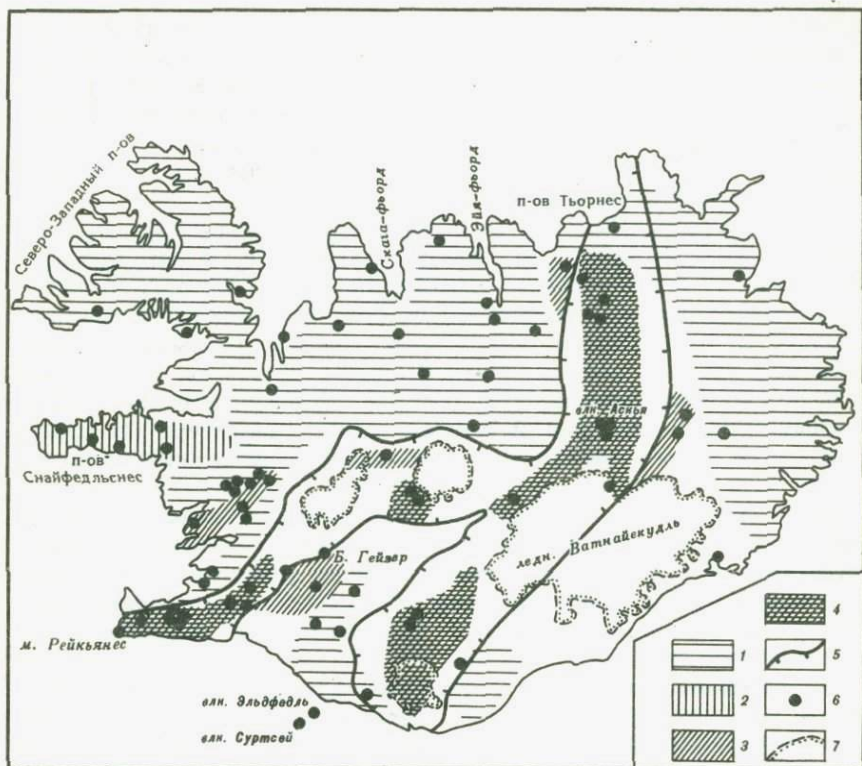


Схема газовой зональности современных гидротерм Исландии

Зоны распространения флюидов: 1 – азотных, 2 – углекислых, 3 – азотно-углекислых, 4 – водородных, 5 – границы вулканически активных ветвей Срединной зоны [Palmason, Saemundsson, 1974], 6 – термопроявления с изученным газовым составом, 7 – границы ледников

ниже точки кипения, а на базовой глубине¹ не превышает 150°C. Вынос тепла в отдельных очагах разгрузки относительно невелик – порядка 10⁶ кал/с.

Тепловые параметры азотных терм хорошо согласуются с моделью нагрева инфильтрационных вод в фоновом геотемпературном поле в пределах первых 2–2,5 км геологического разреза. Обычно считают, что их формирование происходит без влияния маг-

¹ Понятие о базовой температуре введено Г. Бедварссоном. Оно основано на модели, в которой вода метеорного происхождения нагревается в фоновом геотемпературном поле земной коры в процессе глубокого конвекционного цикла. Глубина этого цикла и температура на этой глубине называются соответственно базовой глубиной и базовой температурой.

матических и термометрических процессов. Однако в последнее время исследованиями изотопного состава гелия установлено, что в азотных термах может присутствовать какое-то количество глубинных эманаций.

В Исландии типичными представителями этих гидротерм являются источники Северо-Западного полуострова, фьордов Эвьяфьордур и Скагафьордур, Восточной Исландии и др., на Камчатке — источники Начики, Малкинские (горячие), в Прибайкалье — Горячинские, а на Тянь-Шане — Оби-Гарм и Ходжа-Оби-Гарм.

Углекислые холодные и горячие источники, содержащие в газовой фазе около 98 объемн. % CO_2 , представляют собой второй тип термоминеральных вод. Он типичен для районов с затухающей или сравнительно маломощной вулканической активностью. Эти источники особенно широко развиты на орогенных поднятиях эпигеосинклинального пояса (Альпы, Карпаты, Балканы, Кавказ, Копетдаг). Встречаются они также в отдельных районах эпиплатформенного орогенеза (например, в Прибайкалье) и в современном геосинклинальном поясе (Камчатка). Для вод этого типа характерно как региональное, так и очаговое распространение.

Считается, что формирование обширных провинций углекислых вод протекает под воздействием мощных процессов регионального метаморфизма, в то время как интрузивный метаморфизм вмещающих толщ (при внедрении отдельных интрузий) может обеспечить лишь локальные месторождения углекислых вод на сравнительно ограниченных площадях [Вартанян, 1966]. Можно думать, что процесс регионального метаморфизма базальтов, содержащих много CO_2 , играет ведущую роль в формировании холодных и горячих углекислых вод Исландии, которые выходят на довольно значительной территории в пределах вулканической зоны п-ова Снайфедльснес. Их типичные представители — источники Лизуходль и Раудамельволькельда. Отдельные же выходы углекислых вод в других районах Исландии скорее связаны с локальным интрузивным метаморфизмом вмещающих толщ, где не исключено и прямое поступление углекислоты из остывающих магматических очагов.

Аналогами исландских углекислых вод являются малкинские (холодные), Налычевские и Оганчинские источники на Камчатке, нарзаны Кавказских минеральных вод и многие другие. Формирование месторождений углекислых вод происходит в закрытых или полузакрытых структурах, где геологические условия препятствуют быстрой потере углекислоты, какими бы процессами ни было обусловлено ее поступление в воды.

Следующий тип — азотно-углекислые термы. К ним относятся наиболее известные мощные высокотемпературные гидротермальные системы районов современного вулканизма. Они встречаются как на островных дугах (Паужетская, Узон-Гейзерная и другие системы на Камчатке, Горячий Пляж на о. Кунашир, Беппу и Оникобе в Японии и т.д.), так и в перигеосинклинальных областях (например, гейзеры Йеллоустона), а также, по-видимому, в ин-

тракратонном молодом орогене — зоне Восточно-Африканских рифтов. Именно к этому типу терм в Исландии относятся гидротермальные системы знаменитого Большого Гейзера, а также районов Хвераведпир-Кьолур, Хвераведпир-Рейкьяхверфи и ряд других.

Азотно-углекислые термы отличаются от азотных присутствием в газовой фазе существенного количества углекислоты (до 80 объемн. %), а от типичных углекислых — меньшим газовым фактором и намного большим тепловым потенциалом. На дневную поверхность они разгружаются в виде пароводяных смесей, а на базовой глубине их температура, согласно расчетам, может превосходить 250°C. В локальных очагах их разгрузки вынос глубинного тепла достигает величин порядка 10^{17} кал/с, что эквивалентно фоновым кондуктивным теплопотерям на площади около 1000 км². Принимая во внимание геологическую структуру этих систем, их тепловой потенциал нельзя объяснить нагреванием в фоновом геотемпературном поле. Его может обеспечить только приток некоторого количества глубинного флюида с высокой энтальпией.

В пользу этого предположения свидетельствуют также и особенности изотопного состава некоторых компонентов исландских гидротерм, в частности гелия, аргона и серы. Эти результаты уже освещались в литературе [Кононов и др., 1974; Виноградов и др., 1974; Смелов и др., 1975; Polak e.a., 1975], поэтому охарактеризуем их лишь в самом общем виде. Изотопия гелия показала, что во всех гидротермах Исландии величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ имеет порядок 10^{-5} , т.е. близка к типичной для метеоритного вещества.

В термальных флюидах, наиболее обогащенных легким изотопом гелия ^3He , одновременно обнаружено обогащение тяжелым изотопом аргона ^{40}Ar (до 12% относительно атмосферного значения), отвечающее теоретическим представлениям о современном составе мантийного аргона.

В термопроявлениях Срединной зоны, кроме того, установлен метеоритный (нулевой, $\delta^{34}\text{S} = 0$) состав серы как в восстановленных, так и в окисленных ее формах. Сочетание всех этих признаков, каждый из которых может быть следствием дегазации мантии, в гидротермах Исландии при ее геологической специфике, на наш взгляд, убедительно говорит об участии в формировании этих гидротерм потока мантийных эманаций.

Еще один тип гидротерм — сероводородно-углекислые термы пространственно и генетически связаны с выходами вулканических газов. Они наблюдаются в кратерах, кальдерах и на склонах действующих вулканов на островных дугах, в современных внутренних морях (например, в Средиземном море), а также в перигеосинклинальных и интракратонных областях эпиплатформенного орогенеза. Несомненно, сероводородно-углекислые фумарольные эманации выделяются и подводными вулканами океанических

орогенов, но прямыми наблюдениями они пока не охарактеризованы.

Формирование этих терм, как было показано В.В. Ивановым (1960), происходит благодаря поступлению вулканических газов и паров в подземные или поверхностные воды, чаще всего — в насыщающие вулканические постройки грунтовые воды. В результате эти воды нагреваются и разгружаются на поверхность в виде кипящих источников и струй влажного или даже сухого пара. Однако геологические условия локализации сероводородно-углекислых терм препятствуют возникновению мощных закрытых гидротермальных систем, столь типичных для терм азотно-углекислого типа.

Последний из выделяемых типов термальных флюидов — водородные термы — представляет собой самую яркую и сугубо специфическую черту современной гидротермальной активности в Исландии. Главная его особенность — высокое содержание свободного водорода, являющегося в ряде источников господствующим газом. Это было обнаружено в некоторых термопроявлениях еще в 1853 г. Р. Бунзенем (Bunsen, 1904) и подтверждено детальными исследованиями Т. Торкельссона [Thorkelsson, 1910, 1940].

В.И. Вернадский отметил результаты этих наблюдений как геологический факт первостепенной важности. Основываясь на них и собственных теоретических построениях, он в ряде своих работ периода 1912–1936 гг. указывал на необходимость выделения особого гидрогеохимического типа "водородных вод, связанных, по-видимому, не с биосферой, а с более глубокими земными оболочками. Это воды, связанные с магмами и вулканическими процессами" [Вернадский, 1954–1960, т. 4, кн. 2, с. 149]. К сожалению, эта идея В.И. Вернадского не была оценена по достоинству, и в современных гидрогеохимических классификациях такой тип вод не выделяется. Вместе с тем роль H_2 в земных глубинах сейчас представляется весьма важной, как это следует, например, из работ Л.Л. Перчука (1973), В.Н. Ларина (1975) и др.

Собранный нами достаточно представительный материал позволил выделить среди вулканических гидротерм новую специфическую группу — водородные термы исландского типа. Г. Сигвалдассон, назвавший высокое содержание водорода "уникальной чертой химии термальных газов Исландии", приводит максимальное из установленных пока его значений — 64 объемн. % [Sigvaldasson, 1966]. Обычно же содержание водорода в газах гидротерм Исландии колеблется от нескольких объемных процентов до первых десятков их. Остальные компоненты газового состава — сероводород (до 25 объемн. %) и углекислота; в малых количествах присутствуют также азот, инертные газы, метан, который именно в водородном типе терм найден в Исландии в наибольших количествах, достигающих в двух пробах из района Хенгидль

4,2 и 10,8 объемн. %. Но, как правило, в водородных термах содержание CH_4 много меньше 1 объемн. %.

Наблюдающийся ассортимент газов сближает исландские водородные термы с сероводородно-углекислыми флюидами fumarольных полей многих действующих вулканов мира, где также отмечается водород, причем количество его возрастает при усилении вулканической активности. В газах активных вулканов Исландии содержание H_2 особенно велико. Так, в парогазовых струях, выходящих в межпароксизмальную стадию в кратере вулкана Аскья, оно достигает 14,6 объемн. %. Во время же извержения вулканов Суртсей и Эльдфедль (архипелаг Вестманнаэйр) в пробах газа, отобранных на лавовых потоках поблизости от кратеров, содержалось соответственно 35,7 и 50,2 объемн. % H_2 (В. Amason, личное сообщение).

Водородные термы Исландии строго локализованы в районах активного современного (голоценового) вулканизма внутри Срединной зоны. Но в отличие от кратерных fumarол эти термы представляют собой крупные водообильные гидродинамические системы, приуроченные к обширным отрицательным геологическим структурам (в том числе и к редким в Исландии кольцевым вулкано-тектоническим депрессиям) и отличающиеся особыми условиями циркуляции и разгрузки флюидов из-за их высокой температуры. Это типичные современные гидротермальные системы в понимании этого термина советскими исследователями [Vakin e.a., 1970] или преимущественно паровые (vapour dominated) системы по терминологии Д. Уайта и др. [White e.a., 1971]. Их общей чертой является естественная разгрузка в виде паровых струй, температура которых на выходе обычно не превышает температуры кипения. Этот факт свидетельствует о подземном кипении в резервуарах, содержащих такие флюиды, и отражает их высокий тепловой потенциал.

В сопоставлении с фоновыми геотермическими и гидрогеологическими условиями Исландии тепловой потенциал водородных терм еще более явно, чем в случае азотно-углекислых, свидетельствует об участии в их формировании глубинного теплоносителя. Содержание водорода в газах гидротерм этого типа и их тепловые параметры представляются взаимосвязанными. Например, на термопроявлении Наумафьядль зафиксированы как максимальный в Исландии градиент температуры в пределах первого километра геологического разреза $-26\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$, так и наибольшая концентрация водорода в газе. Общий же вынос водорода в атмосферу на этом месторождении, учитывая данные К. Рагнарса и др. [Ragnars e.a., 1970], лежит в диапазоне $0,1-1,0\text{ м}^3/\text{мин}$. В этой связи можно вспомнить и о том, что водород — самый энергичный природный теплоноситель, обладающий к тому же крайне высокой миграционной способностью.

Происхождение водорода в термах такого типа сейчас не вполне ясно. В принципе возможна его близповерхностная генерация

из-за окисления гидросульфид-ионов, содержащихся в этих флюидах. Р. Бунзен [Bunsen, 1904] полагал, что водород может получаться вследствие разложения сероводорода при высокой температуре. Однако и сероводород, и гидросульфид-ион — обычные компоненты вулканических парогазовых струй, в том числе и не содержащих свободного водорода.

На наш взгляд, более вероятно глубинное происхождение водорода. Он, в частности, может экстрагироваться из столь типичных для Исландии базальтов (содержащих его по сравнению с породами иного состава в наибольшем количестве) в случае воздействия на них достаточно высоких температур. Заслуживают внимания возможность его генерации при глубинных реакциях между водой и железосодержащими минералами, и в частности с фаялитом, учитывая высокое содержание последнего в исландских базальтах [Jakobsson *et al.*, 1973]. Эта реакция, возможная и в термодинамических условиях магматического расплава [Matsuo, 1960], выражает процесс серпентинизации, вызывающий общий интерес в связи с проблемой строения и развития срединных хребтов [Hess, 1964; Schuiling, 1964, и др.]. Она продуцирует также SiO_2 и протекает с высоким экзотермическим эффектом и увеличением объема.

Наконец, появление водорода может быть следствием дегазации внутренних частей Земли, где, как полагают [Вернадский, 1954–1960; Ларин, 1975; Перчук, 1973], он может присутствовать в большом количестве. На основании изучения изотопного состава H_2 в вулканических эксгаляциях Суртсея был сделан вывод об относительной бедности их дейтерием по сравнению с поверхностными водами [Arnason *et al.*, 1968]. Этот факт в свете представлений об изотопном составе ювенильного (мантийного) водорода [Виноградов, 1959; Craig, 1963] может рассматриваться как признак глубинного происхождения H_2 в гидротермах Исландии.

За пределами Исландии водородные термы почти неизвестны. К ним, по-видимому, все же относятся гейзеры долины Сонома в Калифорнии (США), где водород составляет 14–15% общего объема газов [Эллис, 1970], и термальное поле Азуачапан в Сальвадоре, где его содержание достигает 40% в объеме [Sigvaldasson *et al.*, 1970].

Геотектоническая позиция исландских водородных терм и их американских аналогов сходна — последние лежат в зоне примыкания к Американскому континенту Восточно-Тихоокеанского поднятия, входящего в ту же мировую систему океанических рифтов, что и Срединно-Атлантический хребет. Выявляющаяся таким образом приуроченность специфического водородного типа терм к геологически единой структуре планетарного масштаба, где наиболее благоприятны условия для выноса к поверхности Земли глубинного вещества и аккумуляированной в нем тепловой энергии, кажется глубоко закономерной. Этот факт позволяет считать, что такой тип

термальных флюидов вообще характерен для гидротермальной активности в системе срединно-океанических хребтов.

Таким образом, Исландия представляет собой район, уникальный по полноте и отчетливости проявления всех известных типов современных гидротерм. Благодаря однородности как базальтового состава разреза, так и геологической структуры острова обнаруженная в Исландии газовая зональность ничем не затушевывается и проявляется в наиболее чистом виде. Анализ геохимических особенностей гидротерм вместе с их тепловыми параметрами приводит к выводу, что одни их типы (азотные и углекислые) могут формироваться без притока глубинного теплоносителя, тогда как другие (азотно-углекислые и водородные) образуются с его неперенным участием.

Обобщая все известные материалы о современной гидротермальной деятельности, можно заключить, что: а) гидротермальная активность является отличительной чертой всех тектонических мобильных поясов; б) распространение одинаковых типов гидротерм в регионах с разной историей развития свидетельствует об определенном сходстве современных термодинамических условий в их недрах; в) локализация разных типов гидротерм в пределах одного и того же региона позволяет выделить в нем зоны с различной интенсивностью проявления общей дегазации Земли. Поэтому изучение характера гидротермальной активности может помочь в решении неясных вопросов геологического строения и глубинного ренима отдельных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР. М.: Центр ин-т курортологии и физиотерапии, 1968.
- Белюсов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3, с. 81-98.
- Вартанян Г.С. Типизация месторождений минеральных вод для целей разведки. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 12, вып. 5, с. 152-154.
- Вернадский В.И. О классификации и химическом составе природных вод. - Природа, 1929, № 9, с. 735-758.
- Вернадский В.И. Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1954-1960, т. 1-5.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии. - ДАН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 1149-1152.
- Елманова Н.М. Основные типы месторождений азотных терм в гранитных массивах. - В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Центр. ин-т курортологии и физиотерапии, 1976, с. 141-161.
- Зверев С.М., Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Михота Г.Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шот-

ландского региона по результатам сейсмических исследований. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3, с. 99-115.

Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм. - Геохимия, 1960, № 5, с. 443-450.

Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. - ДАН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 172-175.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения. - ДАН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 163-165.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975.

Муратов М.В. О тектоническом строении и положении Исландии. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1961, № 12, с. 16-29.

Овчинников А.М. Минеральные воды. М.: Госгеолиздат, 1974.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.

Торариссон С. Срединная зона Исландии. - В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 110-127.

Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. - Геотектоника, 1975, № 5, с. 1-17.

Смелов С.Б., Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Изотопный состав аргона в термальных флюидах Исландии. - ДАН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 429-432.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М.: Недра, 1968.

Эллис А.Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 389-427.

Arnason B., Sigurgeirsson Th. Deuterium content of water vapor and hydrogen in volcanic gas at Surtsey, Iceland. - Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32.

Bunsen R. Gesamm. Abhandlungen, II. Leipzig, 1904.

Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. - In: Nuclear geology in geothermal areas / Ed. E. Tongiorgi. Pisa, 1963, p. 17-59.

Hess H.H. History of ocean basins. - In: Petrologic studies. New York: Geol. Soc. Amer., 1969, p. 599-620.

Jakobson S.P., Pedersen A.K., Ronsbo J.G., Larsen L.M. Petrology of mugearite-hawaiite: Early extrusives in the 1973 Heimae eruption, Iceland. - Lithos, 1973, vol. 6.

Matsuo S. On the origin of volcanic gases. - J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1960, vol. 8, N 2, p. 61-77.

Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. - Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, vol. 2.

Polak B.G., Tolstikhin I.N., Kononov V.I. et al. The helium isotopes in thermal fluids. - In: Proceedings of the Grenoble Symposium, Aug.-Sept. 1975. IAHS-AISH Publ., 1975, N 119, p. 17-33.

Ragnars K., Saemundsson K., Benediktsson S., Einarsson S.S. Development of the Namafiall area - Northern Iceland. - Geothermics. Spec. issue 2, 1970, vol. 2, pt 1, p. 925-935.

Schulling R.D. Serpentinization as a possible cause of high heat flow values in and oceanic ridges. - Nature, 1964, vol. 201, N 4921. 379 p.

Sigvaldasson G.E. Chemistry of thermal waters and gases in Iceland. — Bull. Volcanol., 1966, vol. 29, p. 589–602.

Sigvaldasson G.E., Cuellar G. Geochemistry of the Ahuachapan thermal Area, El Salvador. Central America. — Geothermics, Spec. issue 2, 1970, vol. 2, pt 2, p. 1392–1400.

Thorkelsson T.H. The hot springs of Iceland. — Kgl. danske vid. selsk. skr. Ser. 7, sect. 8, 1910, N 4, p. 12–27.

Thorkelsson T. On thermal activity in Iceland and geyser action. Reykjavik, 1940.

Vakin E.A., Polak B.G., Sugrobov V.M. et al. Recent hydrothermal systems of Kamchatka. — Geothermics. Spec. issue 2, 1970, vol. 2, pt 2, p. 1116–1134.

White D.E., Muffler L.J.F., Truesdell A.H. Vapor-dominated hydrothermal systems. — Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 1, p. 75–97.

ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОЦЕССОВ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ В СОСТАВЕ ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Одним из несомненных результатов процесса дегазации Земли является формирование газовых месторождений. Исследование состава их залежей, расположенных фактически в самой верхней части литосферы, может дать непосредственное представление о характере "газового дыхания" земной коры.

Общая картина распределения газовых скоплений разного состава [Воронов и др., 1975] показывает, что наиболее распространены углеводородные залежи (72% общего числа залежей более чем на 90% объема состоят из углеводородов). Аналогичные залежи азотного состава составляют менее 3% общего их числа. Взаимоотношение азота и углеводородов определяет состав абсолютного большинства газовых залежей и в основном отражает характер зависимости этого состава от тектоники. Залежи со значительным содержанием CO_2 , а тем более H_2S встречаются крайне редко. Чисто углекислые залежи составляют лишь 0,2% общего их числа, а процент аналогичных залежей газа сероводородного состава достоверно не установлен.

При всем наблюдаемом разнообразии состава свободных газов прежде всего обращает на себя внимание монотонность его в платформенных бассейнах и пестрота в областях интенсивной постплатформенной орогенной складчатости.

В газовых залежах платформенных нефтегазоносных бассейнов резко преобладают углеводороды. По мере увеличения возраста складчатого фундамента и уменьшения мощности осадочного чехла содержания тяжелых гомологов метана в составе углеводородов и концентрации азота, гелия и аргона в составе газа плавно и последовательно увеличиваются. Содержание тяжелых углеводородов увеличивается от 1-7 до 1-14%, содержание азота — от 0,2-2,2 до 6-15%, гелия — от 0,001 до 1-2% и радиогенного аргона — от 4 до 900 частей млн.

В поведении H_2S и CO_2 в свободных газах платформенных бассейнов никакой определенной зависимости от тектоники не наблюдается. Можно лишь отметить заметное увеличение содержания двуокиси

¹ Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ).

углерода с глубиной в ряде бассейнов эпигерцинских платформ.

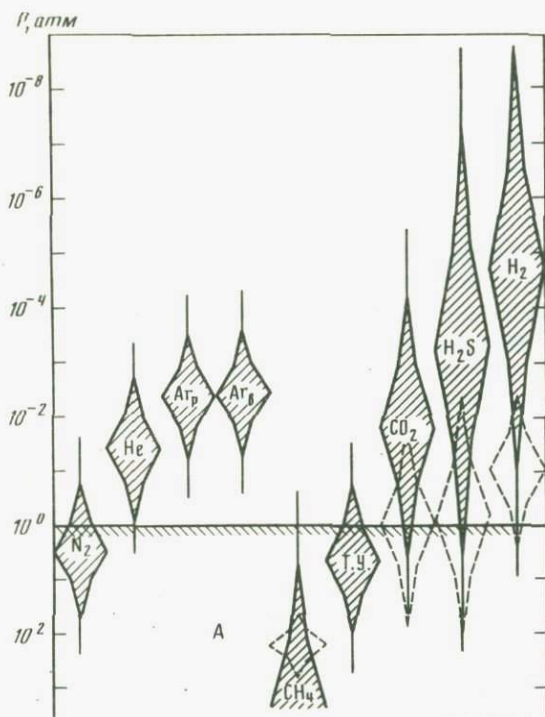
В бассейнах, расположенных в областях постплатформенной орогенной складчатости, состав газовых залежей резко меняется, и рядом могут сосуществовать месторождения чистого азота, углекислоты и углеводородов. Особой пестротой состава газов выделяются здесь бассейны, связанные с приподнятыми платформенными блоками. Так, например, газовые залежи нефтегазоносных бассейнов плато Колорадо (США) и Паннонской впадины (Венгрия, Румыния и Югославия) характеризуются сложным и резко меняющимся составом.

Состав газовых залежей отражает лишь взаимоотношение газовых компонентов и ничего не говорит об абсолютном вкладе их в отдельности в общий поток "газового дыхания". Более правильное представление о поведении газовых компонентов в недрах дает распределение их парциальных упругостей.

На рисунке показаны диапазон (длина ромбов) и частота встречаемости (ширина ромбов) величин парциальных упругостей наиболее изученных газовых компонентов. Из рисунка следует, что в термодинамических условиях осадочного чехла выделяться в свободную газовую фазу могут лишь углеводороды, реже азот и крайне редко двуокись углерода и сероводород, т.е. компоненты, имеющие парциальную упругость > 1 атм. Гелий, аргон и водород не обладают для этого достаточными упругостями.

Парциальная упругость углеводородов в большей мере, чем у любого другого компонента, отражает величину пластового давления. Поэтому по мере увеличения мощности осадочного чехла и диапазона пластовых давлений фоновые упругости углеводородов растут главным образом за счет метана, достигая максимальных значений в районах наибольшего прогибания фундамента и проявления аномально высоких пластовых давлений (АВПД). С уменьшением глубины залегания допалеозойского фундамента фоновая упругость углеводородов падает, опережая уменьшение пластовых давлений. Это находит отражение в уменьшении доли углеводородов в объеме газовых залежей до 70–80% и ниже, в снижении газовой насыщенности нефтей и пластовых вод и сопровождается сменой зон преимущественной газоносности зонами преимущественной нефтеносности.

В поведении азота, гелия и радиогенного аргона много общего. Наименьшие упругости этих компонентов встречаются в неглубоко залегающих залежах в районах глубокого прогибания фундамента. Упругость азота здесь часто на порядок ниже, чем в атмосфере. Но и на больших глубинах в этих районах упругость азота, как правило, не превышает нескольких атмосфер; упругость гелия варьирует от 0,002 до 0,014 атм. В свободных газах молодых платформ упругости азота варьируют в интервале 2,5–10 атм, а гелия – 0,007–0,089 атм. Наибольших значений фоновые упругости азота и гелия достигают в залежах древних платформ –



Распределение парциальных упругостей различных газовых компонентов в газовых залежах

Пунктир — распределение упругостей без учета залежей, в которых концентрации находятся за пределами порога чувствительности, принятой по методике анализа; Т. У. — тяжелые углеводороды, Ar_B — аргон; Ar_R — радиогенный аргон; А — область пластовых давлений

1,5–35 и 0,021–0,195 атм соответственно. В платформенных бассейнах упругости азота и гелия растут в направлении уменьшения мощности осадочного чехла.

К категории аномально высоких можно отнести величины упругостей более 35 атм для азота и 1 атм для гелия. Залежи газа с азотно-гелиевыми аномалиями делятся на две группы. С одной стороны, это многочисленная группа незначительных по величине аномалий (упругость азота не более 50 атм), связанных с древними платформами и небольшими глубинами (600–1000 м).

Фактически здесь имеем проявления повышенной фоновой упругости, которая выглядит аномальной лишь в общей выборке. С другой стороны, это немногочисленный ряд залежей, тяготеющих к породам фундамента (в нижней части разреза) в районах повышенной тектонической активности и крупных дизъюнктивных нарушений. С этим типом аномалий связаны самые высокие упру-

гости азота (до 329 атм и выше). Наиболее яркие представители этого типа аномалий встречены в бассейнах США, Польши и ГДР.

Привлекает внимание, что в региональном плане эти аномалии тяготеют к краю древних платформ и могут быть генетически связаны с их обломками, вовлеченными в орогенную складчатость.

Содержание CO_2 и особенно H_2S в большинстве залежей находится за порогом чувствительности анализа. Поэтому известные значения упругостей этих компонентов следует относить к категории аномальных. Исследовать поведение фоновых упругостей H_2S и CO_2 пока не представляется возможным. Аномально высокие упругости их достигают очень больших значений. Так, упругости CO_2 в залежах месторождений Чарч-Баттерс и Тип-Топ (США) превышают 400 атм, а упругость H_2S в залежах месторождения Кросфилд и Ватертон (Канада) превышает 100 атм, на месторождении Лак (Франция) достигает 181 атм.

Как известно, на поведение этих компонентов большое влияние оказывает карбонатность коллекторов. Пока трудно судить об относительной роли тектонических и литологических факторов в формировании аномально высоких упругостей CO_2 и H_2S . Тем не менее в распределении CO_2 просматривается определенная связь с тектоникой. Так, наибольшие упругости CO_2 (более 50 атм) в нефтегазоносных бассейнах связаны с районами постплатформенной орогенной складчатости.

Кроме того, следует обратить внимание на аномалии CO_2 , связанные с нефтегазоносными бассейнами современных синклиналей азиатской части Тихоокеанского кольца. Немногочисленные данные свидетельствуют о больших концентрациях и упругостях двуокиси углерода в газовых залежах Сахалина, Индонезии и Новой Гвинеи. На Сахалине CO_2 сопровождается некоторым количеством мантийного гелия (по изотопным данным) [Каменский и др., 1974], что дает основание предполагать мантийное происхождение углекислоты некоторых месторождений в этих бассейнах.

Наиболее высокие упругости H_2S (более 25 атм) связаны с другими районами, и роль тектонических факторов в их распределении менее очевидна.

Таким образом, как в изменении общего состава газовых залежей, так и в распределении парциальных упругостей отдельных газовых компонентов наблюдается связь с тектоникой. Прежде всего обращает на себя внимание, во-первых, зависимость состава свободных газов от типа нефтегазоносных бассейнов — от возраста складчатости, определившей их структуру, и, во-вторых, зависимость состава газов от положения залежи внутри отдельных бассейнов, прежде всего от мощности осадочного чехла.

Как показали исследования, наибольшие фоновые упругости азота, гелия и аргона связаны с залежами древних платформ.

Наибольшие фоновые упругости двуокиси углерода можно ожидать в нефтегазоносных бассейнах областей молодой складчатости с проявлением современного вулканизма, где они, вероятно, связаны с дегазацией пород мантии. Если учесть преимущественно углекислый состав газов зон современного вулканизма, можно говорить о последовательной смене "газового дыхания" от преимущественно углекислого в областях современной складчатости, через углеводородный на территории мощного и длительного осадконакопления к азотному в районах положительных структур добайкальского фундамента.

Как показывают результаты исследований изотопного состава гелия и аргона [Воронов и др., 1974], эта эволюция состава "газового дыхания" земной коры сопровождается последовательным увеличением относительной доли гелия и аргона корового (главным образом радиогенного) происхождения за счет гелия и аргона мантийного генезиса.

В областях орогенной складчатости, где непосредственно сталкиваются относительно молодой вулканизм и дегазированные породы древнего фундамента, могут, как уже отмечалось, сосуществовать рядом залежи азотного, углеводородного и углекислого состава. Можно предполагать, что первые генетически связаны с породами древнего фундамента, вторые — с осадочной толщей межгорных впадин, а третьи — с породами молодого вулканизма. Термическая интенсификация процесса дегазации пород древнего фундамента, возможно, является основной причиной формирования высоких парциальных упругостей молекулярного азота в этих районах, а следовательно, и азотных залежей на больших глубинах.

В пределах отдельных бассейнов, особенно в платформенных условиях, закономерное изменение состава свободных залежей газов наблюдается при переходе от центральных, прогнутых частей к бортам бассейнов. Оно сопровождается увеличением парциальных упругостей тяжелых углеводородов, азота, гелия и аргона. Это наиболее отчетливо проявляется в нефтегазоносных бассейнах древних платформ.

Любая миграция пластовых флюидов в породах сопровождается объемным расширением и снижением величин парциальных упругостей и не может вызвать увеличение упругости азота, гелия и аргона вверх по поднятию пластов. Это дает право рассматривать наблюдаемую зональность как отражение условий газообразования и газонакопления, а не как результат латеральной миграции газа из ограниченных по площади очагов генерации углеводородов.

Пермский бассейн и бассейн Анадарко (США) содержат в разновозрастных пермских отложениях при близких глубинах залегания газовые залежи почти без азота (~1% и менее) в центральных частях и почти азотные (10–100% N₂) на бортах. Так как эти залежи находятся в близких геологических условиях и нет оснований

допускать, что залежи бортовой части древнее центральной, то нельзя объяснить изменение их состава процессами в области газонакопления, в частности вымыванием или окислением углеводородов. Видимо, следует предположить, что наблюдаемая зональность отражает изменение условий газонакопления.

Рассматривая наблюдаемую закономерность увеличения упругости азота и тяжелых углеводородов в направлении к бортам бассейнов в свете разрабатываемой в настоящее время гипотезы зонной дегазации пород осадочного чехла в узком интервале наиболее благоприятных температур главной фазы газообразования, можно допустить последовательное снижение содержания и упругости азота, гелия, аргона в процессе погружения пород вследствие метаморфизма рассеянного органического вещества (РОВ) и усиливающейся генерации углеводородов, прежде всего метана. Но зонная дегазация в однородном геохимическом поле (имеется в виду относительно равномерное распределение РОВ) давала бы сугубо вертикальную зональность и не могла бы объяснить зональность региональную. Чтобы зонная дегазация удовлетворяла фактическому распределению газовых залежей разного состава, необходимо допустить либо существование ограниченной по разрезу зоны геохимически однородных газоматеринских пород при меняющихся термодинамических условиях, либо изменение состава газоматеринских пород в зоне интенсивной дегазации, т.е. в области главной фазы газообразования (ГФГ).

Первый вариант удовлетворяет предъявленным требованиям, если глубина залегания газоматеринских пород следует за глубиной залегания фундамента, например, если газоматеринские породы залегают в непосредственной близости от поверхности фундамента. В толще осадочного чехла такая зависимость не фиксируется.

Второй вариант приводит к допущению участия в газообразовании пород фундамента, роль которых растет с возрастом бассейна и с уменьшением мощности осадочного чехла.

Таким образом, региональные изменения в составе газовых залежей осадочного чехла находятся в тесной зависимости от геотектонической обстановки и, вероятно, отражают условия газообразования. Характер изменения их состава, а именно с возрастом складчатости, определившей структуру нефтегазоносного бассейна, и с глубиной залегания фундамента, дает основание предполагать, что залежи формируются за счет дегазации не только пород осадочного чехла, но также и пород более глубоких горизонтов (фундамента).

Все сказанное дает возможность рассматривать газовые залежи как результат дегазации Земли, а не только ее осадочного чехла, а изменение их состава — как отражение тектонических закономерностей процессов дегазации.

ЛИТЕРАТУРА

Воронов А.Н., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. Соотношение радиогенных изотопов аргона и гелия в газовых залежах. — Геохимия, 1974, № 12, с. 1842—1855.

Воронов А.Н., Тихомирова В.Г., Тихомиров В.В. Некоторые общие черты состава газовых залежей осадочной оболочки. — Советская геология, 1975, № 3, с. 135—138.

Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. О ювенильных компонентах в газовых залежах Сахалина (по изотопным данным). — Геохимия, 1974, № 8, с. 1226—1231.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ В ПРЕДЕЛАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ АЗЕРБАЙДЖАНА)

Территория Азербайджана, расположенная в Альпийском геосинклинальном поясе юга СССР, представлена мегантиклинориями Большого и Малого Кавказа и Куринским межгорным прогибом. Каждый из этих регионов характеризуется своеобразным тектоническим режимом. Эти особенности тектонического строения и развития указанных участков территории Азербайджана находят свое отражение в составе и масштабах естественных газопроявлений на поверхности.

Газопроявления на территории Азербайджана и примыкающей акватории Каспийского моря достаточно изучены. Здесь можно выделить несколько типов естественных газопроявлений: интенсивные газопроявления, связанные с грязевым вулканизмом и минеральными источниками, различные сухие выходы газов и микровыделения газа, которые происходят по всей территории Азербайджана (рис. 1).

По наблюдениям В.А. Соколова, масштабы микровыделений газа составляют для Апшеронского полуострова около $120 \text{ см}^3/\text{м}^2$ в год, а по данным других исследователей этот поток в зависимости от условий варьирует в пределах $35-250 \text{ см}^3/\text{м}^2$ в год [Войтов, 1975]. Исходя из этих данных, микрогазовыделения, т.е. диффузионно-фильтрационный поток на территории Азербайджана принят равным $100 \text{ см}^3/\text{м}^2$ в год. Таким образом, общее количество выносимых газов составит величину порядка $n \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$.

Основной вклад в общий баланс газообмена Земли с атмосферой в пределах Азербайджана вносят грязевые вулканы и минеральные источники.

На территории Азербайджана известно около 220 грязевых вулканов, 70% из них действующие [Якубов, 1975]. По подсчетам Ф.Г. Дадашева (1963), этими вулканами ежегодно выбрасывается около $2,7 \cdot 10^8 \text{ м}^3$ газа, из которых приблизительно $2 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ — в спокойные периоды их деятельности.

Значительные потери газов недрами Земли в пределах Азербайджана происходят также в результате деятельности минеральных и термальных вод. В настоящее время в Азербайджане за-

¹ Институт геологии АН АзССР (г. Баку).

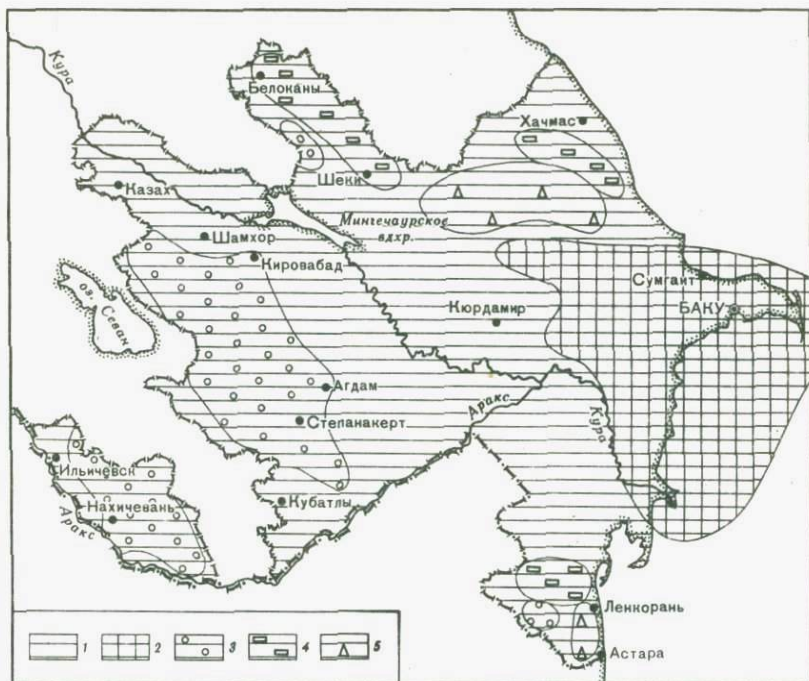


Рис. 1. Преобладающий состав газов и масштаб естественных газопроявлений на территории Азербайджана

1 - региональные газопроявления (диффузионно-фильтрационные потоки), общее количество выделяющегося в них газа на территории Азербайджана порядка $n \cdot 10^6$ м³/год; локальные газопроявления - интенсивные (2, 3) и слабые (4, 5): 2 - грязевый вулканизм (метановые газы) - $n \cdot 10^8$ м³/год, 3 - углекислые минеральные воды - $n \cdot 10^7$ м³/год, 4 - метановые минеральные воды - $n \cdot 10^6$ м³/год, 5 - азотные минеральные воды - $n \cdot 10^5$ м³/год

регистрировано более 1000 выходов минеральных и термальных вод. Из них примерно 400 источников являются метановыми, 350 - углекислыми и 250 - азотными с суммарным дебитом воды около 105 млн. л/сут.

По проведенным расчетам суммарное количество газов, ежегодно выносимых с территории Азербайджана минеральными и термальными водами, составляет около $n \cdot 10^7$ м³.

Данные, полученные по исследуемой территории, позволяют дать приближенную количественную оценку масштабам выделения природных газов с поверхности альпийского орогенеза. Учитывая, что грязевые вулканы не имеют широкого распространения, рассмотрим масштабы выноса газов минеральными водами. Условно допустим, что плотность минеральных источников на единицу поверхности альпийского орогенеза соизмерима с плотностью

Т а б л и ц а

Масштабы естественных проявлений газа

Источники	Выносимые газы, м ³ /год	
	Азербайджан	Альпийский орогенез
Вулканы:		
магматические	-	$n \cdot 10^9^*$
грязевые	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^9^*$
Минеральные источники	$n \cdot 10^7$	$n \cdot 10^{11}$
Диффузия и фильтрация	$n \cdot 10^6$	$n \cdot 10^{10}$
Итого	$n \cdot 10^8$	$n \cdot 10^{11}$

* По данным Г.И. Войтова (1975).

распределения минеральных источников, характерной для территории Азербайджана. Тогда, исходя из размеров территории, занятой поясами альпийского орогенеза ($\sim 6 \cdot 10^{14}$ м²) [Войтов, 1975], общий объем выносимого минеральными водами газа должен составить $n \cdot 10^{11}$ м³/год. Интересно, что эта цифра превышает масштабы выноса газов лавовыми и грязевыми вулканами с этой же территории, составляющие, по данным Г.И. Войтова, около $n \cdot 10^{10}$ м³/год (таблица).

Исходя из масштабов выноса гелия в атмосферу минеральными водами Азербайджана можно определить приближенную величину потерь его всей зоной Альпийского орогенеза. В результате подсчета, проведенного на основании непосредственных замеров содержания гелия в газах, сопутствующих минеральным источникам, величина выноса гелия оценивается как величина порядка $n \cdot 10^7$ м³/год. Это превышает предыдущие оценки масштабов поступления гелия из недр в атмосферу, осуществленные косвенными методами. Так, по данным В.П. Якуцени (1968), количество ежегодно теряемого всей Землей гелия составляет $3,2 \cdot 10^6$ м³.

Анализируя рассмотренные масштабы газовыделений с территории Азербайджана, можно отметить, что они контролируются геотектоническими особенностями региона. Максимальные газопоявления, связанные с деятельностью грязевых вулканов и минеральных источников, приурочены к определенным крупным структурным единицам. Так, зона проявления грязевого вулканизма расположена в восточной части Куринского межгорного прогиба. Зона углекислых минеральных вод находится в пределах Малого Кавказа, где имело место интенсивное проявление магматизма в

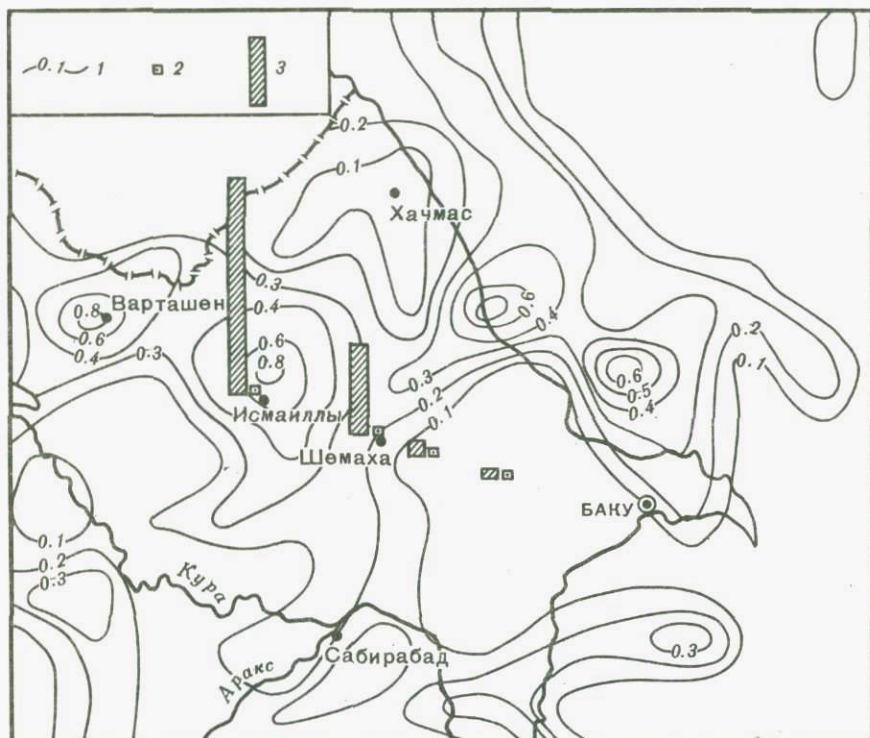


Рис. 2. Зависимость фоновых концентраций CO_2 в подпочве от сейсмотектонической активности территории Азербайджана

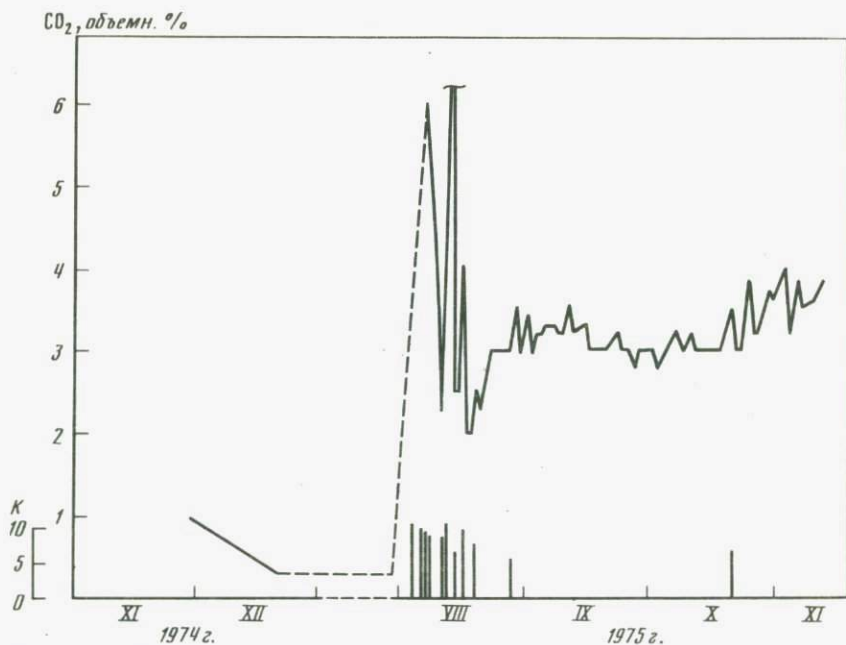
1 — величина сейсмотектонической активности, 2 — районы исследования; 3 — средние величины концентраций CO_2 в подпочве (масштаб: 1 см — 1% CO_2)

третичном и четвертичном периодах. Зона распространения азотных и метаново-азотных минеральных вод приурочена к горному сооружению Большого Кавказа.

Наблюдается также зависимость интенсивности газовых потоков от современных тектонических условий. Так, в результате проведения газовой съемки на площадях, характеризующихся различной сейсмической активностью, было обнаружено увеличение углекислого газа в подпочве по мере перехода в зону более высокой активности (рис. 2).

Увеличение содержания в подпочве углекислого газа и углеводородов было обнаружено во время Шекахинского землетрясения в августе 1975 г. (рис. 3).

Таким образом, геотектонические особенности региона и сейсмическая активность территории определяют интенсивность газообмена Земли с атмосферой.



Р и с. 3. График режимных наблюдений за вариациями концентраций CO_2 в опытней скважине (г. Шемаха) до и после Шемахинского землетрясения в августе 1975 г.

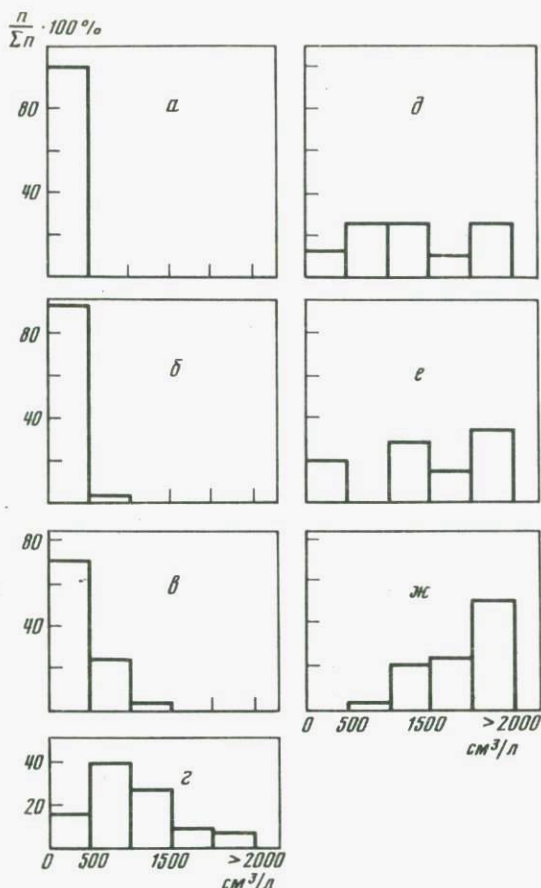
Сейсмическая энергия $K = \lg E$, где E — сейсмическая энергия в очаге землетрясения

Геохимические особенности естественных газопроявлений связаны с их интенсивностью. Так, в наиболее интенсивных газопроявлениях, связанных с грязевыми вулканами, газы представлены преимущественно метаном (более 90%).

Если рассматривать отдельно газонасыщенность минеральных вод Азербайджана, то наиболее газонасыщены углекислые воды, а менее — метановые и азотные. В результате доля газов, выносимых каждым типом вод, составит соответственно (в %) — около 90 CO_2 , 9 CH_4 и 1 N_2 . Соотношение между метановыми, углекислыми и азотными газами в общей массе выносимых с территории Азербайджана газов равно соответственно 80, 18 и 2%.

Низкая газонасыщенность вод, в которых преобладает азот, наблюдается и по данным ~1100 анализов водно-растворенных газов из различных регионов СССР (рис. 4).

В зависимости от химического состава газовой фазы минеральных вод находится и интенсивность гелиевого потока. Наибольшие абсолютные содержания гелия приурочены к углекислым водам (в среднем ~0,35 $\text{см}^3/\text{л}$), а наименьшие — к метановым



Р и с. 4. Гистограммы газонасыщенности подземных вод СССР (по литературным данным)

а - метаново-азотные; *б* - азотные, *в* - азотно-метановые; *г* - углекислые; *д* - метановые; *е* - метаново-углекислые; *ж* - углекисло-метановые

($\sim 0,08 \text{ см}^3/\text{л}$) и азотным ($\sim 0,004 \text{ см}^3/\text{л}$). Учитывая, что уменьшение абсолютных содержаний гелия происходит от углекислых вод к метановым и азотным и в этом же направлении происходит уменьшение общей газонасыщенности вод, можно предположить, что интенсивность потока газа находится в зависимости от интенсивности основного газового потока, который играет роль носителя гелия.

Отмеченную закономерность уменьшения интенсивности газового потока при увеличении содержания азота в составе газа можно объяснить следующей схемой эволюции газовой фазы горных пород и вод в течение геологического времени.

Породы и воды в процессе осадконакопления содержат в своем составе азот и кислород, захваченные из атмосферы. В дальнейшем при погружении пород на значительные глубины, в результате биохимических и термокаталитических превращений органического вещества, гидролиза карбонатов и других процессов газообразования генерируется значительное количество газов, в основном метанового и углекислого состава. Образование органического азота хотя и наблюдается, однако количество его относительно невелико. Вследствие большого разбавления содержания азота в смеси становится незначительным.

В течение геологического времени процессы связывания химически активных газов и их миграция к дневной поверхности начинают преобладать над процессами газообразования. В результате этого относительное содержание азота, как химически инертного и слабо диффундирующего к поверхности газа (вследствие отсутствия необходимого градиента концентрации), начинает повышаться при уменьшении общего газосодержания.

Предложенная схема хорошо подтверждается данными по Азербайджану.

Куриный межгорный прогиб, который характеризуется газопроявлениями преимущественно метанового состава, представляет в настоящее время относительно глубокую депрессию, покрытую мощной осадочной толщей современных и третичных отложений. В недалеком геологическом прошлом в них происходили интенсивные процессы генерации углеводородных газов, огромные запасы которых обнаруживаются в настоящее время. Вследствие этого интенсивность газопроявлений здесь значительна.

Область Большого Кавказа, где в настоящее время распространены газы преимущественно азотного и метаново-азотного состава, начиная с юры испытывала интенсивное воздымание, сопровождавшееся образованием в толще пород широкой сети нарушений. Юрские отложения, слагающие в основном эту толщу, испытали метаморфизм, а заключенные в ней запасы углеводородов, которые могли здесь существовать, оказались в значительной степени истощенными. В результате сильной дегазации толщ определяющую роль в составе газов стал играть азот, а интенсивность газопроявлений на поверхности значительно понизилась.

Наблюдаемые в настоящее время на Малом Кавказе интенсивные газовыделения, преимущественно углекислого состава, связаны с проявлениями здесь третичного и четвертичного магматизма.

Таким образом, химический состав и интенсивность естественных газопроявлений на территории Азербайджана контролируются геотектоническими особенностями региона.

Исследование естественных газопроявлений на территории Азербайджана дает возможность приближенно оценить масштабы дегазации Земли из зоны альпийского орогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Войтов Г.И. Газовое дыхание Земли. — Природа, 1975, № 3, с. 91—93.
- Дадашев Ф.Г. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. Баку: Азернешр, 1963.
- Якубов А.А. Грязевые вулканы Южно-Каспийской впадины, как источники максимального проявления углеводородных газов на поверхности Земли. — Материалы Всесоюзного совещания — семинара "Газовые геохимические методы поисков залежей нефти и газа в Южно-Каспийской впадине". Баку: ЭЛМ, 1975.
- Якуцки В.П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968.

СВЯЗЬ СОСТАВА ГАЗОВЫХ СТРУЙ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Состав, распределение и интенсивность миграции природных газов в значительной степени обусловлены особенностями тектонического строения отдельных районов, и в первую очередь разрывными структурами.

Современное распределение природных газов, наблюдаемое в различных рудных районах, определяется воздействием ряда геологических факторов. Важное значение имеют тектонические структуры и особенности их геологического развития, определившие, с одной стороны, условия газообразования и, с другой — дегазации.

В результате проведенных исследований установлено, что преобладающие количества природных газов рудных месторождений Северного Кавказа находятся в свободном состоянии и растворяются в напорных минерализованных водах. Между скоплениями природных газов и подземными водами существует тесная взаимосвязь, которая выражается в общности путей миграции и приуроченности основных скоплений природных газов и напорных вод к разрывным структурам сопутствующим им зонам повышенной трещиноватости [Фридман, 1970].

Наблюдения за составом и характером газопровявлений проводились на ртутных месторождениях Северо-Западного Кавказа и медноколчеданных месторождениях и рудопроявлениях Центральной и Восточной частей Северного Кавказа (рис. 1).

Ртутные месторождения Северного Кавказа расположены в пределах Западного погружения мегантиклинория Большого Кавказа и входят в состав Кубанского ртутного рудного района [Геология СССР, 1968; Трушин, 1975]. В геологическом строении района принимают участие отложения верхней юры, мела и палеогена, причем преимущественным распространением пользуются субфлишевые отложения нижнего мела. В разрезе последнего преобладают глины с подчиненными прослоями обломочных пород (песчаников, конгломератов, алевролитов).

Ртутное оруденение приурочено к заключительному этапу формирования альпийских складчатых сооружений, вызвавшему ожив-

¹ Московский геологоразведочный институт (МГРИ).



Р и с. 1. Схема расположения некоторых рудных районов с изученными газопроявлениями в структуре Большого Кавказа

I - рудные районы: ртутные месторождения северного (I^a) и южного (I^b) склонов Главного Кавказского хребта, 2 - Урупо-Лабинский медноколчеданный рудный район, 3 - Худесский медноколчеданный рудный район, 4 - Хнов-Борчинский медноколчеданно-полиметаллический рудный район; II - грязевой вулкан Шуго; III - вулкан Эльбрус; IV - Пшекиш-Тырныаузская шовная зона; V - разломы и тектонические швы (a - установленные, б - предполагаемые); Бз - Безепский глубинный разлом, Ах - Ахтычайский (Главный Кавказский) глубинный разлом, Т - Туапсинская зона поперечных разломов, С - Самурская зона поперечных разломов, П-А - Пшехско-Адлерская зона поперечных разломов; VI - границы тектонических зон и крупных структур

ление перемещений по глубоким расколам земной коры и сопряженным с ними крупным разломам. Возраст ртутного оруденения Кубанского рудного района большинством исследователей считается позднеальпийским [Трушин, 1975].

Размещение ртутного оруденения определяется сочетанием факторов структурного и литологического контроля. Основными рудоконтролирующими структурами являются региональные разломы глубокого заложения общекавказского простирания — Безепский, Верхне-Абинский, Тхамахинский и другие, связанные с расколом фундамента (рис. 2).

Большое влияние на распределение оруденения оказывают крупные поперечные нарушения. Оруденение локализуется в местах пересечения их с разломами общекавказского простирания и антиклинальными структурами.

Было изучено большинство газопроявлений, расположенных в пределах рудных полей района. Многочисленными анализами состава газов свободных выделений (газовых струй) и растворенных в подземных напорных водах в зонах тектонических нарушений установлены сероводород, углекислый газ, метан с примесью тяжелых углеводородных соединений, водород, азот и редкие газы. Преобладающими компонентами являются углекислый газ и метан, т.е. по составу природные газы могут быть отнесены к углекисло-углеводородным.

Углеводородные газы, главным образом метан, широко распространены в природных газах ртутных месторождений. Максимальное содержание углеводородных газов отмечается в газовых струях и достигает 98,8%. В напорных минерализованных водах зон разломов их количество гораздо меньше — до 29,3% (30,6 см³/л воды). В составе газовых струй отмечены повышенные концентрации гелия — до 0,495%.

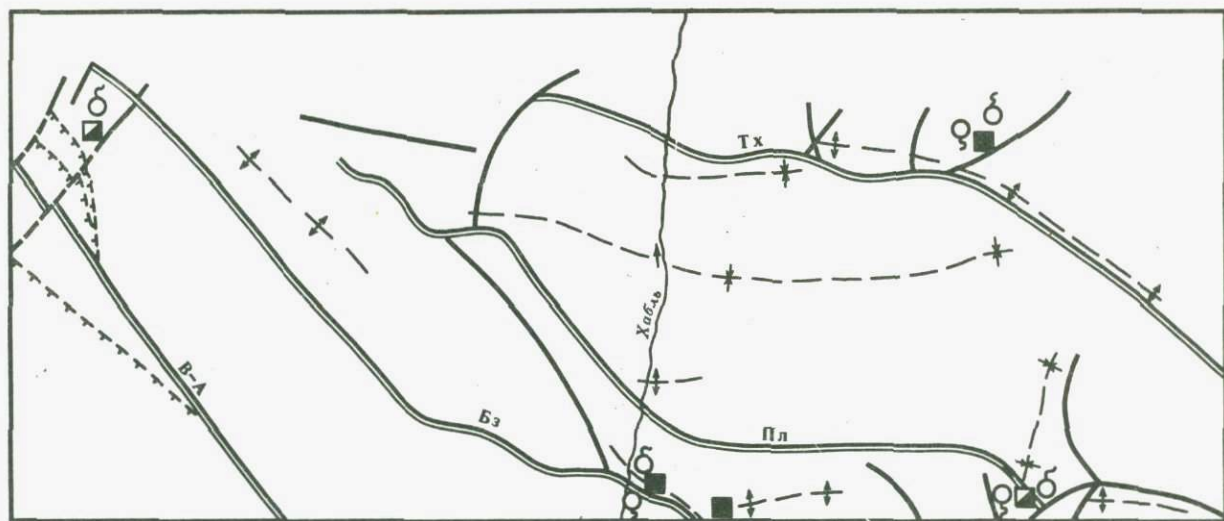
Углекислый газ весьма широко распространен в природных газах ртутных месторождений. Однако в отличие от углеводородных газов основные его количества растворены в напорных минерализованных водах и достигают 98,1% (429,0 см³/л)¹ (таблица).

Водород в свободных выделениях и подземных водах имеет довольно ограниченное распространение. Он встречается почти исключительно в приуроченных к зонам разломов и подвергшихся воздействию гидротермальных растворов участках. В составе газовых струй содержание водорода достигало 0,8%.

Это свидетельствует о том, что в нижнемеловых и, возможно, в подстилающих их юрских породах водорода гораздо меньше, чем углеводородных газов и углекислого газа, а подток его по зонам разрывных нарушений весьма незначительный.

Сопоставление состава газов ртутных месторождений с газами грязевых вулканов Тамани, приуроченных к периклинальной зоне

¹ Растворимость углекислого газа в подземных водах примерно в 27 раз больше, чем метана.



Р и с. 2. Схема расположения ртутных месторождений и газопроявлений в пределах Северо-Западного Кавказа

1 - оси антиклинальных складок; 2 - оси синклиналиных складок; 3 - основные разрывные нарушения (Бз - Безепский, Пл - Планчешский, Тх - Тшамашинский, В-А - Верхне-Абинский разломы); 4 - второстепенные разрывы (а) и надвиги (б); 5 - месторождения; 6 - рудопроявления; 7 - свободные газовыделения; 8 - изливающиеся скважины и источники с растворенными газами

Т а б л и ц а

Состав и содержание природных газов в рудных районах Северного Кавказа (газовые

Район	Форма нахождения газов	Состав газов (без воздуха)				
		%				
		CO ₂	У.В.	H ₂	N ₂	
Кубанский*	С	0,4-33,6	47,20-98,80	0,0-0,8	0,0-51,3	
	Р	52,4-98,1	0,00-29,30	0,0	1,1-40,4	
Урупский**	С	0,0-2,0	29,1-84,3	0,0	15,5-70,7	
	Р	0,0-15,6	0,2-50,2	0,0	34,8-97,3	
Большешлабинский**	С	Нет	Нет	Нет	Нет	
	Р	1,7-44,6	0,0-0,12	0,0-0,6	55,4-98,1	
Худесский**	С	1,0-7,8	0,0-0,5	63,2-82,6	12,4-28,8	
	Р	35,2-43,0	0,00	1,07-30,0	27,0-67,7	
Хнов-Борчинский**	С	0,0-7,2	70-98,5	0,0	7,2-20,0	
	Р	60,0-95,0	0,0-40,0	0,0	0,0-30,0	

* Месторождения ртутные.

** Месторождения медноколчеданные.

Примечание. С - свободный, Р - растворенный, У.В. - углеводородные газы.

(восточная часть Керченско-Таманского прогиба), показало, что они практически не отличаются друг от друга. В изливающейся грязи определены: углекислый газ в количестве 77,8 - 86,0%, или до 261,5 см³/л, метан - до 8,9%, или 14,6 см³/л и азот - до 16,3%, или 53,4 см³/л. В свободно выделяющихся газах превалирует метан, концентрация которого изменялась от 70 до 93,7%, углекислого газа - от 5,3 до 10,5% и азота - от 0,0 до 21,3%. Отмечены несколько повышенные концентрации гелия (0,0023%). Если учесть, что в выделениях сопочной грязи была обнаружена и ртуть, то можно утверждать, что природные газы ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа и грязевых вулканов Керченско-Таманской зоны имеют одну и ту же природу и образовались в сходной геохимической обстановке.

Изотопный состав углерода метана газовых струй ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа (¹³C, %) изменялся от -3,63 до -5,13 (среднее = -4,2). Изотопный состав углерода углекислого газа свободных газовыделений ($\delta^{13}\text{C}$, %) варьировал от -0,34 до -1,80 (среднее -0,72). Полученные данные, так же как и геологические материалы, свидетельствуют о магматическом происхождении основных количеств углекислого газа, мигрирующих в настоящее время по зонам разломов [Фридман, и др., 1972].

Медноколчеданные месторождения Центральной части Северного Кавказа расположены в пределах зоны Передового хребта, входящей в состав фундамента Северо-Кавказского краевого массива (см. рис. 1).

струи и подземные воды зон разломов).

Состав газов (без воздуха)						
см ³ /л						
He	CO ₂	У.В.	H ₂	N ₂	He	
0,0008-0,4950	-	-	-	-	-	-
0,0000-0,0018	8,9-429,0	0,00-30,60	0,0	1,1-52,6	0,001	
0,580-1,59	-	-	-	-	-	
0,0015-0,0940	0,0-3,0	0,14=10,60	0,00	1,7-70,5	0,0007-0,040	
Нет	-	-	-	-	-	
До 0,007	0,3-6,3	0,00-0,01	0,0-0,3	3,7-23,2	0,0-0,0001	
0,001-0,009	-	-	-	-	-	
0,0000-0,0005	23,7-66,0	0,000	0,73-29,50	2,6-42,8	0,0004	
0,000-0,137	-	-	-	-	-	
0,0-0,01	20,0-227,0	0,0-12,2	0,00	0,0-70,0	0,003	

Изучение газопроявлений проводилось на медноколчеданных месторождениях Урупского, Большешлабинского и Худесского рудных районов.

Исследованные месторождения представлены массивными залежами медноколчеданных руд, залегающих в вулканогенных толщах среднего девона. Их формирование связано с подводным вулканизмом. Излияние лав происходило по зонам крупных разломов и сопровождалось гидротермальными и метасоматическими процессами.

В строении Урупского рудного района принимает участие комплекс геосинклинальных вулканогенно-осадочных образований среднего палеозоя, перекрытый моноклинально залегающими красноцветными отложениями нижней перми и породами плинсбахского яруса нижней юры. Наиболее крупными разрывными структурами района являются Никитско-Черемуховский и Бахмуткинский разломы, время заложения которых относится к среднему палеозою. По данным Г.Д. Ангирея, в районе Урупских месторождений проходит Срединный глубинный разлом каледонского возраста, который в основном утратил свою активность в герцинском этапе [Закономерности размещения..., 1964].

Для Большешлабинского рудного района характерно отсутствие осадочного чехла пород нижней перми и нижней юры и широкое развитие субмеридиональных разрывных нарушений, наиболее крупным из которых является Пцицерский разлом глубокого заложения.

Урупская группа медноколчеданных месторождений характеризуется преимущественно азотно-углеводородным составом

газовых струй. Основным газовым компонентом свободных газовыделений является метан, количество которого изменяется от 14,7 до 84,3% (см. таблицу). Тяжелые гомологи метана представлены в основном этаном и составляют лишь незначительную примесь в углеводородных газах (до 0,3%).

Содержание углекислого газа в свободных газовойделениях невелико и обычно не превышает 1,0%. Весьма характерным для газовых струй Урупского района является наличие значительных концентраций гелия, максимальное содержание которого достигало 2,18%.

Основным газовым компонентом напорных минерализованных вод является азот, количество которого достигает 97,3–98,4%. Содержание углекислого газа в большинстве проб невелико – до 10–11%, или 3,0 см³/л. Концентрация сероводорода также незначительна – обычно десятые доли процента.

Медноколчеданные месторождения Большешлабинского рудного района характеризуются отсутствием газовых струй, что обусловлено незначительным подтоком природных газов по зонам разломов и интенсивной дегазацией месторождений.

На Бескесском и Быковском месторождениях осадочные породы нижней перми и нижней юры, образующие газонепроницаемый экран, полностью размыты. Рельеф сильно расчленен и породы среднего и нижнего палеозоя глубоко вскрыты эрозией. Это привело к тому, что на этих месторождениях нет свободных газовойделений, а растворенные в напорных водах газы представлены в основном воздушными компонентами, характерными для области свободного водо- и газообмена.

Совершенно иной состав характерен для природных газов Худесского медноколчеданного месторождения, расположенного на северном склоне Эльбруса в срединной части Передового хребта. В структурном отношении Худесский рудный район располагается в непосредственной близости от Пшекиш–Тырныаузской шовной зоны (Краевого глубинного разлома длительного развития). На ее пересечении с зоной Эльбрусских поперечных разломов находится современный вулкан Эльбрус. Эруптивная деятельность вулкана Эльбрус имела место в позднем плейстоцене – голоцене, а термальные проявления и выходы газов и паров наблюдаются и в настоящее время [Геология СССР, 1968; Милановский, 1968]. Рудные тела Худесского месторождения и окружающих его рудопроявлений приурочены к девонской вулканогенной формации. Непроницаемый осадочный чехол в районе месторождения размыт, рельеф сильно расчленен, что способствовало его интенсивной дегазации.

Основные компоненты природных газов Худесского месторождения – водород и углекислый газ. Содержание водорода в составе свободных газовойделений достигало 82,5%. Концентрация углекислого газа вблизи месторождения достигала 95,6% [Трушин, 1975]. В отличие от Урупских месторождений углеводородные газы практически отсутствуют (содержание до 0,5%),

а концентрация гелия в составе выделяющихся газов не превышает 0,003% (см. таблицу).

Основными газовыми компонентами напорных вод являются углекислый газ (до 43%)¹, водород (до 30%) и в отдельных пробах — азот.

Аналогичный состав выделяющихся газов был отмечен в районе Тырнаузского вольфрамо-молибденового месторождения, где водород в количестве до 87,4% выделяется при бурении в сильно трещиноватых эльджуртинских гранитах [Гуревич, 1967].

По составу газопроявлений в районах медноколчеданных месторождений зоны Передового хребта отчетливо выделяются три типа газовых струй: гелиеносный азотно-углеводородный, углеводородный и углекислый.

Азотно-углеводородные газовые струи приурочены к стабильному участку земной коры в районе урупских слабодегазированных месторождений, где рудомещающие вулканогенные породы девона перекрыты мощным чехлом нижнепермских и нижнеюрских отложений.

Преобладающие количества углеводородных газов здесь обусловлены региональным метаморфизмом органического вещества осадочных пород среднего палеозоя. Не исключена и незначительная миграция ряда газовых компонентов по зонам глубинных разломов.

Углеводородные и углекислые газовые струи характерны для мобильной части Северного Кавказа и связаны с молодой неоген-четвертичной магматической деятельностью, которая интенсивно проявилась в районе Приэльбрусья, а также на всей территории Малкинского поперечного поднятия. Газовые струи обусловлены подтоком природных газов из неглубоко расположенных магматических очагов по зонам глубинных разломов, характеризующихся повышенной активностью в новейшее время. Об этом также могут свидетельствовать результаты газосъемочных работ, проведенных над зонами разломов глубокого заложения, ограничивающими крупные структурные элементы Передового хребта (Дназлыкским, Верхнетебердинским, Водораздельным и др.), по профилю Теберда — Черкесск.

Полученные данные позволяют заключить, что по ним в настоящее время происходит довольно значительная миграция углекислого газа, водорода и в ряде случаев метана. Содержание углекислого газа в подпочвенном воздухе над зонами разломов составляло первые проценты, а водорода и метана — сотые доли процента. Фоновые концентрации указанных компонентов в подпочвенном воздухе соответственно составляли 0,30 и $n \cdot 10^{-4}\%$.

Определение изотопного состава углерода углекислого газа, мигрирующего по зонам разрывных нарушений в Приэльбрусье, также подтверждает вывод о том, что подавляющие его количества генетически связаны с магматической деятельностью [Кравцов и др., 1974].

¹ До 99% вблизи месторождения.

Таким образом, различие в составе газовых струй в пределах центральной части Северного Кавказа обусловлено степенью тектонической активности отдельных его районов, временем окончания магматической деятельности, а также интенсивностью дегазации.

Исследования газопроявлений восточной части Северного Кавказа проводились в пределах Хнов-Борчинского рудного района, расположенного в Горном Дагестане. Район приурочен к восточной части мегантиклинория Большого Кавказа и прилегающей полосы южного склона, разделенных Ахтычайским (Главным Кавказским) глубинным разломом (см. рис. 1). Развитые в пределах изучаемой площади породы тоар-ааленского возраста (мощностью свыше 4000 м) относятся к аспидной формации и представлены аргиллитами и алевролитами с пластами песчаников.

Складчатые сооружения вместе с осложняющими их разломами глубокого заложения имеют северо-западное простирание с общим погружением к юго-востоку. Наряду с этим установлены и разломы субмеридионального направления, являющиеся отражением в осадочном чехле расколов фундамента.

Ахтычайский глубинный разлом, так же как и оперяющие его крупные разломы Хновский и Даличайский, был заложен еще в среднеюрское время [Геология СССР, 1968; Миялановский, 1968].

В период складкообразования по этим структурам происходило внедрение базальтоидной магмы, а после основных тектонических движений — поступление рудных гидротермальных растворов. Размещение рудных полей и магматических комплексов контролируется зоной Ахтычайского разлома.

Месторождение Кизил-Дере и рудопроявления, а также все известные газопроявления и источники расположены вдоль Ахтычайского разлома в полосе между Даличайским и Хновским разломами. Они локализованы в зонах дробления, смятия и рассланцевания пород в пределах отмеченных нарушений и оперяющих их трещин и представлены медноколчеданным, колчеданно-полиметаллическим и полиметаллическим оруденением.

В составе газов свободных выделений и растворенных в трещинных водах зон разломов присутствуют углекислый газ, метан с примесью тяжелых углеводородных соединений, азот, сероводород и гелий. Преобладающими являются углекислый газ и метан, т.е. по составу природные газы относятся к углекисло-углеводородным.

Максимальное содержание метана отмечено в газах свободных газовыделений и достигало 98,5% (см. таблицу). Содержание тяжелых углеводородных газов (главным образом этана и пропана) весьма невелико и обычно составляет тысячные, реже сотые доли процента. Из остальных компонентов в газовых струях встречены углекислый газ — до 7,2%, азот — до 20,0%. Характерным является повышенное содержание гелия — до 0,13%.

Основным газовым компонентом напорных трещинных вод зон разрывных нарушений (включая и термальные воды с температурой до 49°C) является углекислый газ, количество которого

достигало 95%, или 227 см³/л. Содержание углеводородных газов в напорных трещинных водах обычно незначительное и не превышало 12,2 см³/л. Количество азота в напорных трещинных водах составляло 30%, или 70 см³/л (см. таблицу).

Определение изотопного состава углерода метана и углекислого газа показало их обогащение тяжелым изотопом. Особенно это характерно для углерода углекислого газа, где $\delta^{13}\text{C}$ составляет от -0,61 до -1,03%, в среднем -0,83%, что весьма близко к изотопному отношению углерода в вулканических газах. Указанные данные наряду с геологическими материалами свидетельствуют о подтоке основных количеств углекислого газа по зоне глубинного разлома.

Изучение изменения состава газовых струй отдельных рудных районов Северного Кавказа в зависимости от истории их геологического развития, структурного положения и особенностей тектоники позволяет сделать следующие выводы.

1. Месторождения, расположенные в относительно стабильных участках, где глубинные разломы почти утратили свою активность в герцинском тектоническом этапе, а магматическая деятельность закончилась еще в досреднекарбовое время, отличаются преобладанием в составе газов углеводородных соединений и азота, иногда с повышенным содержанием гелия. При отсутствии газонепроницаемого чехла осадочных пород рудные районы почти полностью дегазированы и характеризуются отсутствием газовых струй.

2. Месторождения, расположенные в мобильных участках Северного Кавказа с повышенной сейсмической активностью и слабыми проявлениями магматизма (не моложе киммерийского возраста) и залегающие в мощных толщах осадочных пород, характеризуются наличием интенсивных газовых струй в основном углекисло-углеводородного состава.

3. Месторождения, расположенные в мобильной зоне области Кавказа, т.е. в зоне активно живущих глубинных разломов, где имеет место молодой и современный вулканизм, характеризуются преобладанием в составе газовых струй водорода и углекислого газа, которые являются продуктами магматической деятельности.

4. Проведенные исследования свидетельствуют о том, что по активно живущим глубинным разломам происходит интенсивная миграция природных газов, генетически связанных с глубокими горизонтами земной коры и, возможно, с мантией Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962, т. 3. 398 с.

Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. IX.

Гуревич М.Г. Водород в природных газах и его возможная роль в образовании нефтяных углеводородов. - В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967, с. 166-172.

Закономерности размещения полезных ископаемых. Металлогения Кавказа и других складчатых областей. М.: Наука, 1964, т. VII. 476 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.

Крацов А.И., Войтов Г.И., Гнипп Л.В. и др. Об углеводородных газах Кавказских минеральных вод (Центральная часть Большого Кавказа). — ДАН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 176—179.

Трушин С.М. Геолого-структурные условия локализации ртутного оруденения Кубанского рудного района (Северо-Западный Кавказ): Автореф. канд. дис. М., 1975. В надзаг.: УДН им. П. Лумумбы.

Фридман А.И. Газоносность рудных месторождений. М.: Недра, 1970. 192 с.

Фридман А.И., Лебедев В.С., Кропотова О.И. Исследование изотопного состава углерода газов ртутных месторождений в связи с использованием их в качестве геохимических индикаторов оруденения. — Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1972, с. 72—73.

О ДИНАМИКЕ ФЛЮИДОВ В СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ

До настоящего времени остаются слабо изученными геохимия и динамика подземных вод и газов в связи с сейсмичностью недр, а также геохимический фон флюидов в сейсмически спокойные периоды времени.

О гидродинамических эффектах сейсмичности говорят резкие колебания дебитов нефти, воды и газа в скважинах, исчезновение старых и возникновение новых минеральных источников; подобные явления, происходящие в связи с землетрясениями, известны давно [Хитаров и др., 1974а, 1974б]. Однако за долгие годы в сейсмологии сложилось мнение, что сейсмогидродинамические эффекты являются лишь следствиями сильных землетрясений и имеют место только в плейстосейстовых областях.

Режимными наблюдениями в 1970–1976 гг. и на примере изучения многих землетрясений Северного Кавказа 1956–1970 гг. было установлено, что резкие колебания дебитов нефти, газа, воды в скважинах и минеральных источниках не только сопровождают сильные и средние землетрясения, но также предшествуют им и имеют место не только в плейстосейстовых областях, но и далеко за их пределами на расстояниях свыше 200 км [Войтов и др., 1972; Осика и др., 1976]. Гидродинамические эффекты, предшествующие землетрясениям (прогнозные), охватывают зоны 5-балльной и более высокой интенсивностей в связи с землетрясениями класса 12 и выше. Вследствие же землетрясений гидродинамические эффекты отмечаются и в зонах с сейсмической интенсивностью, равной 4 баллам, и более низкой.

Более того, представляется, что форма гидродинамических эффектов, предшествующих землетрясениям, отражает генетическую сущность механизма формирования очагов тектонических землетрясений [Осика и др., 1976].

Так, за 10–30 дней до Анапского (1966 г.), Дагестанского (1970 г.) и других землетрясений наблюдалось резкое увеличение дебитов флюидов в скважинах и минеральных источниках в результате роста пластовых давлений в коллекторах осадочного чехла, по-видимому, вследствие увеличения общей напряженности земной коры.

¹ Дагестанский филиал АН СССР.

При этом рост пластовых давлений и соответственно дебитов скважин и минеральных источников, дренирующих осадочный чехол, возможен вследствие: 1) механического сжатия коллекторов, 2) отжатия поровых растворов и вовлечения их в потоки подвижных вод, 3) дегазации пород при некотором их разогреве, 4) внедрения глубинных флюидов, включающих ювенильные компоненты.

Непосредственно перед землетрясениями (за 1–5 сут.) дебиты резко падают за счет лавинообразного увеличения масштабов тектонической трещиноватости и утечки больших масс флюидов из перенапряженных коллекторов в образовавшиеся дополнительные емкости в подстилающих и покрывающих коллекторы породах и, вероятно, главным образом их перемещения в зоны разломов, где формируются очаги землетрясений. На этой стадии внедрение флюидов в зоны разломов возможно вследствие их миграции из перенапряженных коллекторов осадочного чехла и субвертикальных потоков глубинных вод и газов. В зонах максимальных напряжений за счет смачивания флюидами шовных поверхностей блоков фундамента и ослабленных зон силы сцепления уступают силам скольжения. В результате этого и происходит подвижка блоков фундамента, сопровождающаяся землетрясением. Так представляется один из возможных вариантов формирования очаговых зон неглубокофокусных тектонических землетрясений [Осика и др., 1976].

Однако форма прогнозных гидродинамических эффектов неодинакова в зависимости от природы коллекторов, дренируемых скважинами и минеральными источниками, и расстояния от них до эпицентра. Для коллекторов гранулярного типа (песчаники третичных отложений Предкавказья) характерно преимущественно главное увеличение дебитов, для коллекторов трещинно-кавернозного типа (карбонатные породы верхнего мела) – резко скачкообразное. Для коллекторов обоих типов в зонах сжатия отмечается резкое увеличение дебитов, в зонах растяжения – падение. Следствием же землетрясений в большинстве случаев является резкое увеличение дебитов нефти, газа и воды, по-видимому, за счет гидравлического удара. Затем дебиты снижаются по мере уменьшения сейсмической активности недр.

Наиболее сильные афтершоки также сопровождаются резкими увеличениями дебитов, и им, как правило, tone предшествует снижение дебитов.

Так как любые изменения дебитов нефти, воды и газа обусловлены колебаниями пластовых давлений в коллекторах, то из этого следует, что любые изменения $P-V-T$ условий в системе подземные воды–газы–горные породы с неизбежностью должны приводить к диспропорциям в концентрациях отдельных компонентов флюидной системы прежде всего за счет их различной растворимости. Изменчивость химического состава подземных вод и газов должна происходить также вследствие внедрения в осадочный чехол субвертикальных потоков глубинных флюидов.

Эта теоретическая предпосылка была нами проверена при изучении ряда землетрясений: Гудермесских - 1950 и 1955 гг., Краснополянского - 1956 г., Анапского - 1966 г., Дагестанских - 1966 и 1970 гг., Сочинских - 1970-1971 гг., Черногогорского - 1976 г. При этом было установлено, что землетрясениям предшествовали и их сопровождали наряду с гидродинамическими эффектами глубокие изменения в химическом составе подземных вод и газов. Они выражались прежде всего в резком обогащении вод такими глубинными компонентами, как Cl_2 , Br_2 , B , As , Ba^{2+} , H_2SiO_3 и возрастании содержания H_2 , He , N_2 , CO_2 в газах. Такие изменения были установлены не только в эпицентрах, но и далеко за их пределами на расстояниях до 200 км.

В эпицентре Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. из зияющих трещин с. Ахатты в течение нескольких месяцев наблюдалось истечение в атмосферу ювенильных газов: водорода - на 5-6 порядков, гелия - на 1, двуокиси углерода - на 1 и метана - на 2-3 порядка выше их кларкового содержания в воздухе [Войтов и др., 1972].

Изложенное явилось основой для систематических исследований начиная с 1970 г. механизма и масштабов газового дыхания Земли в связи с сейсмичностью недр и разработки геохимических методов прогноза землетрясений. С этой целью была создана сеть станций режимных наблюдений в области Дагестанского клина и в Южном Дагестане на базе глубоких разведочных скважин и термальных газлирующих минеральных источников, расположенных в зонах глубинных разломов кавказской и антикавказской ориентации.

При обсуждении результатов изучения геохимических следствий землетрясений возник вопрос, не являются ли изменения химического состава вод и газов фоновыми?

В гидрохимии и гидрогеологии за многие годы их развития сложилось мнение об относительном постоянстве химического состава минеральных вод и газов во времени при отсутствии влияния антропогенного фактора.

Режимные наблюдения 1970-1976 гг. показали, что в сейсмически спокойные периоды (при анализе проб один раз в сутки) химический состав подземных вод непостоянен во времени. Он характеризуется довольно значительными колебаниями концентраций SO_4^{2-} , HCO_3^- , Mg^{2+} , и в особенности растворенных газов H_2S и CO_2 , по величине близкими к колебаниям содержания этих компонентов при землетрясениях или даже превышающими их. Геохимический фон Cl^- , Br^- , J^- , B , As , Ca^{2+} и, возможно, $Na+K$ в водах и He , ^{40}Ar , Rn , CH_4 , $T.U.$ в газах является при этом относительно стабильным.

В пределах суток (при отборе проб через каждые 2 ч) для CO_2 и H_2S в газах, SO_4^{2-} , HCO_3^- , Mg^{2+} в водах наблюдаются внутрисуточные квазигармонические колебания их концентраций в пределах 2-5% относительно среднесуточной величины. Кривые

этих изменений напоминают синусоиды, с ночными и дневными максимумами и утренними и вечерними минимумами. Эти колебания, по-видимому, обусловлены лунно- и солнечно-приливными движениями и другими экзогенными факторами, как, например, колебаниями атмосферного давления и температуры.

В сейсмически активные периоды времени в связи с землетрясениями 14-го энергетического класса (Килятинским 13.X 1974 г., Салатауским 23.XII 1974 г., Буйнакским 10.I 1975 г. и Чернолесским 28.VII 1976 г.) ($K=15$), а также целым рядом более слабых землетрясений в области Дагестанского клина было установлено, что незадолго до землетрясений в водах минеральных источников и скважин, дренирующих осадочный чехол, минерализация возрастает за счет резкого увеличения содержания преимущественно хлоридов натрия и калия и отчасти кальция на 400-700% и более относительно фона.

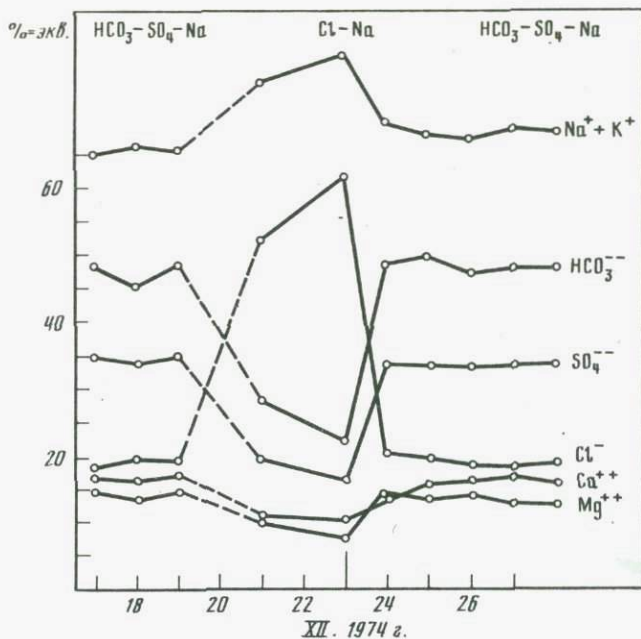
Это происходит при фоновых концентрациях SO_4^{2-} , HCO_3^- , Mg^{2+} вследствие вертикальной миграции рассолов хлорнатриевого типа с глубины и разбавления ими слабоминерализованных вод вышележащих водоносных горизонтов и комплексов, вплоть до изменения химического типа вод с HCO_3^-Na на $Cl-Na$ (рис. 1).

Как правило, через сутки после сейсмического толчка химический состав вод принимает фоновые значения. Перед очередными афтершоками также возникают геохимические аномалии. Поскольку сильные землетрясения сопровождаются повторными толчками, продолжающимися нередко в течение многих месяцев, периодическая изменчивость химического состава подземных вод имеет длительный характер.

В сейсмически спокойные периоды времени в спонтанных газах азоту воздушного и биогенного происхождения, гипергенной двуокиси углерода и сероводороду присущи непрерывные внутрисуточные квазигармонические колебания их концентраций. Внутрисуточные колебания в содержании углеводородов и губинного азота не превышают 1 объемн. %.

В периоды усиления сейсмической активности недр, задолго (3-5 и более суток) до землетрясений отмечается резкое увеличение концентраций глубинных углеводородов (рис. 2), появляется молекулярный водород, увеличивается содержание гелия, радона. Концентрация гипергенных компонентов - биогенного сероводорода и двуокиси углерода снижается вплоть до их полного исчезновения в отдельных скважинах и источниках. В связи с последующими толчками наблюдается также изменчивость в химическом составе спонтанных и растворенных газов.

Таким образом, в характере холодного газового дыхания Земли следует различать, во-первых, фоновое дыхание, которое в сейсмически спокойные периоды времени имеет слабовыраженный колебательный характер. В периоды усиления сейсмической активности недр оно приобретает ярко выраженный импульсный характер, суть которого состоит в резких колебаниях дебитов флюидов. Эти

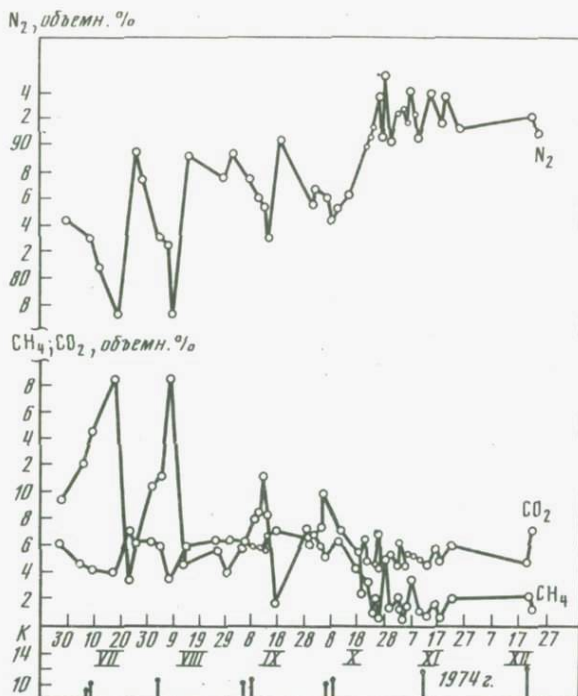


Р и с. 1. Гидрохимическая аномалия, проявившаяся в общей минерализации и содержании различных ионов в водах Зурамакентских терм (Дагестан) в связи с Салатаусским землетрясением 23. XII 1974 г. ($K=14$). Эпицентр землетрясения находился в 18 км от этих источников

колебания сопровождаются диспропорциями в составе газов — увеличением концентраций компонентов глубинного происхождения на десятки процентов за счет снижения содержания компонентов осадочного (биогенного, воздушного и гипергенного) происхождения вплоть до полного их исчезновения из состава газов. В подземных водах концентрация компонентов глубинного происхождения иногда увеличивается на 400–700% относительно фона.

Если бы импульсное сверхфоновое газовое дыхание Земли наблюдалось только при сильных землетрясениях, этим можно было бы пренебречь в общем балансе газового дыхания Земли, поскольку в литературе сложилось мнение, что сильные землетрясения — довольно редкое явление. В действительности это и не совсем так, потому что в эволюции нашей планеты имели место периоды усиления сейсмической и эруптивной деятельности. Примером тому является 1976 г., который называют годом сильных землетрясений.

В процессе режимных наблюдений установлено, что изменчивость химического состава подземных вод и газов наблюдается при землетрясениях 8-го и более высоких энергетических классов.



Р и с. 2. Вариации химического состава спонтанных газов Зурамакентских терм в VI–XII 1974 г. и происходившие в это время землетрясения в области Дагестанского тектонического клина; *K* – класс землетрясений

Во времени и пространстве масштабы газового дыхания Земли, происходящего за счет субвертикальных потоков ювенильных компонентов, приблизительно прямо пропорциональны magnitude землетрясений и глубине их очагов.

Так, например, только прогнозные геохимические и гидродинамические аномалии охватывают собой территории в связи с землетрясениями $K=8-9 \sim 25 \text{ км}^2$; $K=10-11 \sim 700-900 \text{ км}^2$; $K=13-14 \sim 2000-4000 \text{ км}^2$; $K=15 \sim 30\,000 \text{ км}^2$; $K=16 \sim 6000 \text{ км}^2$.

Из упомянутой сводки [Хитаров и др., 1974б] видно, что гидродинамические эффекты в связи с землетрясениями наблюдаются во всех сейсмоактивных регионах мира. Значительная изменчивость в связи с землетрясениями химического состава подземных вод и газов только за последние 10 лет установлена в Крыму, на Кавказе, в Средней Азии и на Сахалине. Отсюда следует, что сейсмогеохимические процессы, очевидно, имеют глобальный характер.

Ежегодно на Земле преимущественно в зонах альпийского орогенеза, срединно-океанических хребтов, рифтовых зонах и

зонах Беньюфа происходит более 20 000 тектонических землетрясений.

В сейсмоактивных областях осадочный чехол и породы фундамента дренируются массой газифицирующихся минеральных источников (а в настоящее время и многими десятками тысяч скважин), посредством которых в сейсмостойкое время осуществляется фоновое газовое дыхание Земли; его масштабы в связи с землетрясениями увеличиваются на 1–2 порядка. При этом нами не учитываются диффузия и фильтрация газов в атмосферу, подземных вод – на дневную поверхность сквозь ненарушенные породы осадочного чехла, которые при землетрясении также резко увеличиваются.

Учитывая высокую чувствительность флюидов к землетрясениям и то, что только в Дагестане каждые 4–5 лет случается одно–два сильных (7–8 баллов), а в году пять–семь средних (3–7 баллов) и несколько сот слабых землетрясений, влияние глубинных эманаций на формирование химического состава флюидов осадочного чехла в сейсмоактивных областях очевидно.

Таким образом, в общем балансе газового дыхания Земли следует учитывать сейсмогеохимические процессы.

Отношения концентраций глубинных компонентов в подземных водах и газах к компонентам: морского, поверхностного и гипергенного происхождения, как, например, ($\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$), ($\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$), (He/Ar), а также вариации в содержании радона, мышьяка и ртути могут быть использованы для количественной оценки масштабов газового дыхания Земли, а также в целях прогноза землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

Войтов Г.И., Осика Д.Г., Гречухина Т.Г., Плотников И.А. О некоторых геолого–геохимических последствиях Дагестанского землетрясения 15 мая 1970 года. – ДАН СССР, 1972, т. 202, № 2, с. 576–579.

Осика Д.Г., Магомедов А.М., Смирнова М.Н. и др. Гидродинамические и геохимические предвестники сильных землетрясений Северного Кавказа. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: ФАН, 1976, с. 65–68.

Хитаров Н.И., Войтов Г.И., Лебедев В.С. О геохимических предвестниках землетрясений. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974а, с. 165–170.

Хитаров Н.И., Войтов Г.И., Лебедев В.С. и др. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям. – В кн.: Новые данные по сейсмологии Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1974б, с. 303–330.

II. УГЛЕВОДОРОДЫ И ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ

В. Б. Порфирьев¹

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Вопрос о природе углеводородов природной нефти длительное время является объектом дискуссии, разделившей геологов, имеющих отношение к этой проблеме, на два непримиримых лагеря — "органистов" и "неорганистов". Сторонниками обоих представлений опубликовано много работ, главным образом исследователями, отстаивающими идеи органической (биогенной) природы нефти.

Трудно увязать положения и аргументацию органической теории с современными представлениями о верхней части мантии Земли. В то же время, излагая в неизбежно дискуссионном плане наши представления о нефти в отношении ее к верхней мантии, не можем не коснуться ряда положений современного варианта органической теории, хотя и ошибочных, но официально принимаемых за доказанные.

В современном варианте органической теории, или теории "нефтематеринских" пород, или "осадочно-миграционной", природная нефть считается продуктом преобразования в ископаемом состоянии рассеянной в осадочных породах растительно-животной материи. Неорганическое направление рассматривает нефть как продукт реакций неорганического синтеза, протекающего в условиях очень высоких температур и переменного давления.

В нашу задачу не входит детальное рассмотрение аргументации органической теории и ее критика. Это сделано в других опубликованных работах [Порфирьев, Краушкин, 1975; Porfir'ev, 1974]. Но при изложении материала, связанного с представлением о глубинной природе нефти, неизбежно приходится останавливаться на ряде критических замечаний, противоречащих этим представлениям.

В настоящее время эта многовариантная схема органической теории в ее геологической части состоит из целого ряда допущений, логически необходимых для данной теории, но совершенно произвольных и неаргументированных. Основными из них являются следующие.

1. Нефть образуется из остатков живой материи, накапливающихся в глинисто-карбонатных осадках, причем обязательно в рассеянном состоянии.

¹ Институт геологических наук АН УССР.

2. Чрезвычайно узкая по глубине зона образования нефти — 2–4 км. Только в этих пределах возможен тот температурный интервал, при котором могут образовываться и сохраняться нефтяные углеводороды. Это ограничение необходимо для объяснения образования нефтяных месторождений в условиях платформ, где исключается глубокое погружение и высокие температуры.

3. Очень низкая температура (20–40°C) начала образования углеводородов в "материнских" породах.

4. Генетическая связь нефти с породами с чрезвычайно низким содержанием в них рассеянных первичных углеводородов (до тысячных долей процента), что дает возможность признавать нефтематеринскую осадочную породу любого состава и любой фации.

5. Возможность латеральной миграции на любые расстояния, вплоть до сотен километров от места залегания материнских пород.

6. Представление о площадях питания нефтяных месторождений.

7. Необыкновенная химическая устойчивость нефти, могущей сохранять все свои свойства в течение сотен миллионов лет.

8. Перманентность процессов природного нефтеобразования, миграции и формирования залежей, по крайней мере, начиная с протерозоя до настоящего времени.

9. Возможность перетока сформированной залежи из одного стратиграфического комплекса в другой.

10. Образование нефтепроявлений и крупных залежей нефти в кристаллических и метаморфических породах фундамента путем миграции нефти из осадочных пород.

Подчеркнем также, что проблема происхождения нефти — проблема комплексная и при решении ее должны учитываться одновременно требования как химии, так и геологии. Но право окончательной апробации остается за геологией, ибо в данном случае нефть рассматривается как продукт определенных геологических условий. И наконец, практические выводы — определение закономерностей формирования и оценка перспектив этого ценного полезного ископаемого лежат также в геологической плоскости.

Главным, так сказать генеральным, представлением органической теории является гипотеза длительное время прогибающихся морских бассейнов, в которых накапливаются толщи глинисто-карбонатных пород значительной мощности, содержащих рассеянную форму органических остатков.

По неорганической теории такие бассейны должны рассматриваться только с позиций возможного наличия в них пород-коллекторов. Основная геологическая закономерность пространственного расположения нефтяных месторождений — приуроченность их к зонам разломов.

Гипотеза далекой латеральной миграции рассеянной нефти в форме газового или водного растворов и ее аккумуляций в ловушках — второе требование органической теории — противоречит требованиям геологии. Образование таким путем гигантских

скоплений нефти типа Ближневосточных и Канадских (группы Атабаски) необъяснимо с позиций органической теории.

Новые геологические факты, обнаружение промышленных залежей нефти в кристаллических и метаморфических породах, в которых она не могла образоваться по органической схеме, новые данные о присутствии типичных нефтяных углеводородов в метеоритах и результаты новейших тонких методов исследования природных битумов заставляют опускать возможные очаги образования нефти все глубже, в такие зоны, где нефть не может существовать как таковая согласно требованиям органической схемы.

Вряд ли в обозримый период времени удастся составить уверенное суждение о реальных условиях, существующих в верхней мантии Земли. Но логика геологических явлений и данные геофизики и геохимии позволяют и на данном этапе сформулировать представление о возможных процессах образования нефтяных углеводородов, поступающих в земную кору и на ее поверхность в потоке флюидов, выделяющихся из верхней мантии.

Химическая гипотеза И.В. Гринберга (1975) кажется лучше других увязанной с современными представлениями об исходном углеродистом материале, привнесенном в состав планеты углестыми метеоритами. Группировка простейших углеводородных радикалов обеспечила затем образование бесконечно разнообразного и в то же время однотипного комплекса углеводородных соединений.

Формирование таких соединений увязывается с геологическими представлениями о роли глубинных разломов, вертикальной миграции флюидов к земной поверхности и об образовании месторождений. Эта схема может быть принята за физико-химическую основу всех дальнейших геологических построений и должна объяснить ряд явлений, непонятных с позиции любой из обсуждаемых геохимических схем.

Следует обратить внимание на одно явление, имеющее исключительно важные следствия. Это вопрос о геологическом времени формирования нефтяных аккумуляций (месторождений).

Заключение о времени формирования месторождений нефти в любом регионе неизбежно определяется представлениями автора о принимаемой им геохимической гипотезе природы нефти. Но проблема образования природных нефтяных углеводородов сама — объект острой дискуссии, и потому все заключения о времени формирования нефтяных месторождений, базирующиеся на той или иной геохимической концепции, являются только чисто логическим следствием априорных положений.

Нами было выдвинуто еще в 1958 г. положение об единственной фазе миграции глубинных нефтей в конце третичного периода, основанное на чисто геологической аргументации. Оно не вытекает из геохимических представлений и, что весьма важно, свободно от влияния догматических положений органической теории.

Представление это оформилось в результате критического просмотра литературы и консультаций со специалистами по самым различным регионам мира. Оно выглядело нелогичным с любых геохимических позиций как органической, так и неорганической теорий. Представление о непрерывности образования нефти в течение геологической истории, по крайней мере за последний миллиард лет, никогда не ставилось под сомнение и всем казалось очевидным.

В отношении залежей нефти в третичных отложениях вопрос ясный и недискуссионный. Раньше третичного времени они образоваться не могли. Но возраст залежей в более древних отложениях (а таковые по стратиграфической колонке спускаются и в архей) в каждом конкретном случае требует специальной аргументации. И эта аргументация должна охватывать как геологическую, так и геохимическую стороны вопроса.

При использовании для этой цели литературного геологического материала необходимо учитывать его неизбежную неполноту и то, что в каждом случае объект предстает сквозь призму взглядов его автора. Поэтому так трудно сформулировать чисто геологические критерии образования месторождений, которые имели бы бесспорное значение для сторонников и органической, и неорганической концепций.

В этом плане был пересмотрен материал по главным нефтеносным провинциям мира. В результате обнаружилось следующее. В отношении всех регионов, где геологический материал позволял высказать соображения по этому вопросу, оказалось, что нефтяные месторождения были сформированы в конце третичного периода, а там, где геологического материала было недостаточно, имеющиеся данные этому заключению не противоречат. При этом везде отсутствуют геологические доказательства существования нефтяных месторождений до миоцена.

Вывод этот ни в малейшей мере не определяется нашей симпатией к теории глубинной неорганической природы нефти и глубоко отрицательным отношением к органической теории. Следует сказать, что это представление об единой и молодой фазе миграции глубинной нефти было единодушно отвергнуто не только сторонниками органической теории, но и такими неорганистами, как Н.А. Кудрявцев и П.Н. Кропоткин. Но критического рассмотрения нашей аргументации не предложил никто.

Прошло 20 лет, как была опубликована работа на эту тему [Порфирьев, 1959], которая в расширенном виде и с новыми данными напечатана в 1968 г. Идея выдержала испытание временем. Были выдвинуты только три контраргумента в виде ссылок на три случая, опровергающих, по мнению авторов, нашу аргументацию. Но прежде чем рассмотреть эту дискуссию, остановимся на методической стороне исследований по вопросу о времени формирования нефтяных месторождений.

В качестве бесспорных и точных чисто геологических критериев были предложены остатки древних разрушенных залежей.

Принимая во внимание физико-химическую неустойчивость нефти — вещества, легко разлагающегося, окисляющегося, твердеющего, должны были бы встречать в последовательном разрезе отложенный (начиная по крайней мере с начала кембрия) бесчисленное количество таких остатков разрушенных залежей. Окисленные и затвердевшие формы асфальтового характера чрезвычайно устойчивы, а нефтяные месторождения, согласно всем существующим вариантам теории происхождения нефти, образовывались во все геологические эпохи.

Легко можно представить эрозионный срез антиклинальной складки, содержащей нефтяной пласт девонского возраста, срезанный и несогласно перекрытый, скажем, юрскими непроницаемыми глинами. Это типичный случай стратиграфической ловушки. И если голова срезанного нефтеносного песчаника представляет собой выветрелый закированный песок, можем с уверенностью утверждать, что юрское море размывало сформированную залежь, существовавшую уже в доюрское время. Но если в голове срезанного пласта коллектора находится жидкая нефть, то этот случай не может служить доказательством разрушения древней залежи. Нефть могла заполнить эту ловушку и вчера.

Вторым признаком эрозии и разрушения древней залежи могут являться гальки закированного песка в базальном конгломерате. Единственный установленный такой случай — это гальки в базальном конгломерате бакинского яруса на Апшеронском полуострове. Но бакинский ярус относится уже к четвертичному периоду.

Третий объективный критерий (в более широком аспекте) — стратиграфическое положение следов деятельности газонефтяных, или грязевых, вулканов. Таковыми следами нужно считать характерные вулканические брекчии, состоящие из самых разнообразных по возрасту пород. Геологический возраст самих пород, входящих в состав брекчии, в данном случае значения не имеет. Так, например, брекчия вулкана Алигул на Челекене состоит из обломков пород различного возраста, начиная с юры и кончая четвертичным. Свидетельством деятельности грязевых вулканов является только пластовые залегания брекчии, и на том же Челекене пласты вулканической брекчии встречены по стратиграфическому разрезу в отложениях только начиная со среднего апшерона (плиоцен).

По мнению крупнейшего знатока грязевого вулканизма С.А. Ковалевского, в мировом аспекте следы деятельности грязевых вулканов не опускаются ниже палеогена. Таким образом, можно сказать, что на Земле не было грязевых вулканов до палеогена.

Четвертым критерием являются данные, полученные новым методом исследования изменений минералов пород-коллекторов при взаимодействии их с нефтью. Имеются в виду интересные и перспективные работы Г.Н. Перозио. Пока этот метод использовал-

ся только в Западной Сибири, но и здесь он устанавливает третичное время образования нефтяных залежей.

Таков перечень объективных, чисто геологических критериев, не зависящих от априорных представлений о вероятной природе нефти. Только эти критерии могут быть использованы для уверенного решения вопроса о времени формирования ее месторождений. Остальные, предложенные в различное время критерии, основанные на заполнении ловушек, ненасыщенности или недонасыщенности газом, относятся к разряду косвенных соображений.

Все они необходимы для органической теории, но являются не более чем логическими следствиями ее, ни в малейшей мере не подтвержденными геологией.

В геологической литературе встречаем данные специальных исследований в этом плане. К ним относится работа В. Гассоу о времени миграции нефти и формирования залежей нефти в Канадской провинции Альберта, с ее гигантскими и сверхгигантскими месторождениями тяжелых нефтей группы Атабаски. По заключению В. Гассоу [Gussow, 1965], аккумуляция нефти в меловых отложениях Атабаски, равно как и насыщение нефтью девонских коллекторов этого бассейна, протягивающегося от предгорий Скалистых гор до Канадского щита, могли иметь место только в третичное время. Месторождение Пембина было сформировано в палеоцене.

Ясность в вопрос о якобы установленных В.С. Вышемирским размытых древних (палеозойских) залежах нефти в Поволжье внес К.Б. Аширов, доказавший третичное время формирования нефтяных месторождений Поволжья. Такая же картина наблюдается в разобранном [Порфирьев, 1963] случае доказательств молодого возраста месторождения Оклахома Сити, описанного А. Леворсеном [Levorsen, 1945].

Имеется ряд других описанных месторождений, третичный возраст которых также не вызывает сомнений. Однако все эти данные остаются необобщенными и недооцененными.

Затвердевшие и выветрелые нефтеносные пески, рассматриваемые как уцелевшие фрагменты разрушенных эрозией пород коллекторов древних месторождений, встречены в ряде регионов (например, в Башкирии, в Средней Азии и Восточной Сибири). Все они трактуются как убедительный пример древних разрушенных нефтяных месторождений.

Но, как правило, образование этих древних и выветрелых форм связано с особым свойством некоторых нефтей (возможно, богатых непредельными) затвердевать и превращаться в хрупкую массу при умеренных температурах. Такие нефти встречаются в Башкирии.

Нефть Битковского месторождения (Карпаты) застывает и твердеет при 26°C , а нефть месторождения Джанкл-Барангл (о. Ява) — при 42°C . Образование асфальтитовых ял, очевидно, связано с этим обстоятельством и понятно, к каким ложным заключениям можно прийти, не учитывая это обстоятельство.

В палеозойских отложениях Южной Ферганы широко развиты твердые битумные образования, принимавшиеся всеми геологами, ранее посещавшими этот регион, за антрацитовую разность обычных ископаемых углей. С.Д. Талиев (1968), проводивший в конце 60-х годов детальное обследование этой полосы, которая изобилует выходами битуминозных пород различного состава, в различной степени испытавших метаморфизм, оценил запасы этих антрацитов в десятки миллиардов тонн. Эти же образования были исследованы группой известных геохимиков [Радченко и др., 1951]. По совокупности полученных данных как геологического, так и химического характера С.Д. Талиев решил, что в данном случае имеем редкий пример древней нижнепалеозойской миграции нефти, выветрелые остатки которой ошибочно принимались за антрацитовые угли.

Меньшая часть коллекции С.Д. Талиева была передана И.В. Гринбергу, который в результате исследования присланных образцов пришел к заключению, что в данном случае имеем результат пропитывания древних метаморфизованных битуминозных сланцев молодой (третичной по времени миграции) нефтью. Общая картина нефтепроявлений этого региона не противоречит заключению, которое перекликается с данными по территории Ферганской долины, расположенной севернее.

Здесь в конце 60-х годов проводилось геологом С. Трвати специальное изучение верхнепалеозойских отложений в аспекте современного варианта органической теории и в плане проблемы возможной нефтеносности последних. Автор отмечает, что исходным моментом проведенного исследования являются основные положения осадочно-миграционной теории происхождения нефти, согласно которой углеводороды (УВ) — есть продукт преобразования РОВ [Трвати, 1970].

В результате тщательного анализа С. Трвати приходит к заключению, что "мезозойские отложения нефтепромысловых площадей только начали реализовать свои потенциальные нефтематеринские возможности вследствие последнего погружения в неогеновое время, ибо только в это время они опустились до глубин, никогда до этого ими не достигнутых. Этот вывод действителен и для мезозойских отложений более внутренних частей впадины, так как здесь мощности перекрывающих их палеогеновых отложений также не были достаточными для того, чтобы в них происходили в донеогеновое время процессы углеводородообразования в более или менее значительных масштабах, иначе говоря, в донеогеновое время нечему было мигрировать из центральных частей впадины к бортовым" [Трвати, 1970, с. 31].

В поисках нефтепродуцирующего комплекса ему пришлось обратиться к верхнепалеозойским отложениям, которые сохранили свои потенциальные возможности генерировать нефтяные углеводороды. Однако промышленных скоплений нефти в этом

комплексе не встречено, по мнению автора, из-за высокой трещиноватости и отсутствия покрышек.

Таким образом, можно сказать, что, судя по объективным данным, нефть, не задерживаясь, прошла здесь в неогеновое время через трещиноватый палеозой и образовала промышленные скопления нефти и газа в мезозойских и третичных отложениях.

Эта картина сохраняется и для Южной Ферганы, где она осложняется только своеобразным сочетанием древнепалеозойских битуминозных сланцев с молодой, мигрировавшей в третичное время нефтью, но она выдержана также для всех других регионов Средней Азии при неизбежном и понятном искажении ее в отдельных случаях, в зависимости от местных геологических особенностей.

Несомненно, она сохраняет свое значение и для Западной Сибири, где имеем такую же, как в Ферганской зоне, стратиграфо-тектоническую основу. В принципе же она объясняет картину нефтеносности каждого нефтяного региона в мире.

Основываясь на этих фактах и ранее изложенных соображениях [Порфирьев, 1963; Гринберг, 1975; Чекалок, 1967], можем утверждать, что любое из известных нефтяных месторождений и просто нефтепроявлений (в породах любого возраста и любого литологического характера) образовано путем вертикальной миграции водо-газо-нефтяных флюидов из верхней мантии, происшедшей только в промежуток времени от начала миоцена до начала четвертичного периода.

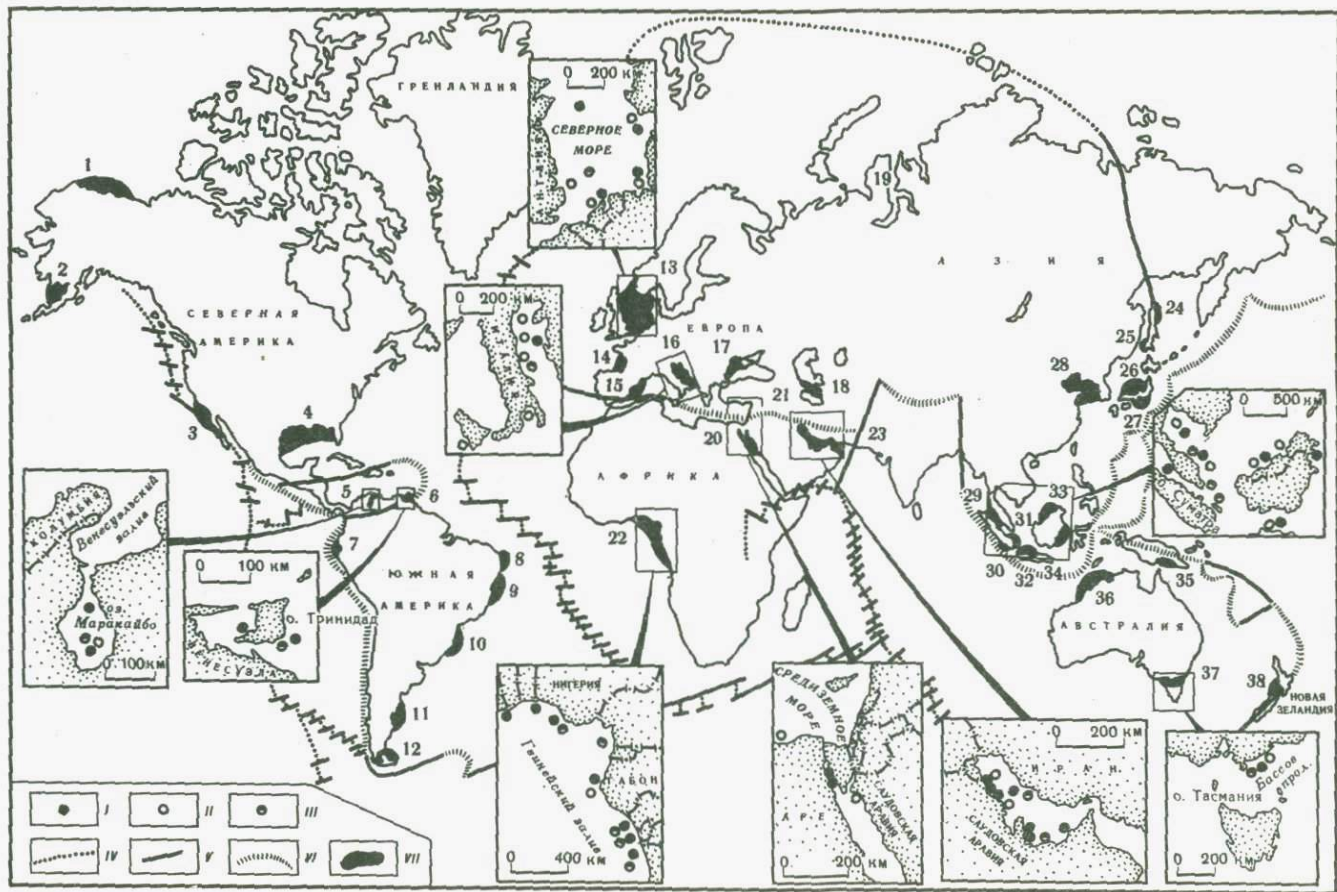
Из этого следует сформулированный нами тезис практического характера — "всякая структура, нефтеносная в осадочном комплексе, в принципе перспективна для разведки на нефть в подстилающем ее фундаменте. Вряд ли есть необходимость останавливаться на значении этого вывода, открывающего новые перспективы.

Возвращаясь к теоретической стороне аспекта обсуждаемой проблемы дегазации Земли, необходимо отметить следующее.

1. Во-первых, все виды так называемых нефтяных углеводородов связаны с условиями, присущими верхней мантии, и являются компонентами флюидного потока, поступающего из верхней мантии в земную кору по зонам крупных дизъюнктивных нарушений.

2. Состав сформированных в глубинных зонах углеводородов, по-видимому, сохраняется неизменным на всем пути миграции, и все структурные формы вплоть до таких, которым приписывалось биогенное происхождение (фитан, пристан и др.), являются продуктами дегазации верхней мантии.

3. Наблюдаемые совместные залегания нефтяных углеводородов с рядом рудных минералов (соединения ртути, урана и др.) не могут рассматриваться как образования парагенетические.



И наконец, самое загадочное обстоятельство. Почему миграция (только миграция, не говорим образование самих углеводородов) имела место в точно определенное время в геологической истории Земли — от начала миоцена до начала четвертичного периода?

До недавнего прошлого на этот вопрос вынуждены были отвечать аналогичными вопросами. А почему в мезозое был "базальтовый потоп"? Почему в истории Земли фиксируется шесть фаз образования золотосодержащих жил? Приходилось связывать это событие с какой-то еще неученной особой фазой развития Земли как планеты.

В последнее время [Порфирьев, Краюшкин, 1975] была высказана мысль, что отмеченное выше время совпадает, по-видимому, с наиболее интенсивной фазой диастрофизма, расколовшей Пангею на современные материки. Это, несомненно, сопровождалось образованием гигантских разломных зон, обрубивших со всех сторон материковые глыбы и послуживших путями для миграции глубинной нефти. Логично предположить, что именно эти заведомо глубинные разломы как раз и явились каналами для нефтяных флюидов, поднимающихся из верхней мантии.

Еще в 1957 г. нами была представлена карта, на которой подчеркнута наличие разломов по краям Африканского континента и приуроченность к этим разломам крупных нефтяных месторождений [Порфирьев, 1959].

Прошло 20 лет, и открытие нефтяных и газовых месторождений на шельфовых зонах Мирового океана полностью подтвердило и расширило значение высказанной тогда идеи о связи нефте-

←

Принципиальная схема расположения нефтегазоносных бассейнов на шельфе Мирового океана [Internation. Petroleum Encyclopedia, 1973, с дополнениями В.А. Краюшкина]

I — нефтяные месторождения, *II* — газовые месторождения; *III* — площади, находящиеся в разведке; *IV* — срединно-океанические хребты; *V* — трансформные разломы; *VI* — зоны субдукции; *VII* — нефтегазоносные бассейны шельфа: *1* — море Бофорта, *2* — залив Кука, *3* — Вентура, *4* — Галф Кост, *5* — Маракайбо, *6* — Матурин, *7* — Санта-Елена, Пиура, *8* — Камаму-Альманда, *9* — Сердженп, *10* — Кампощ, *11* — Комодору Ривадавия, *12* — Магелланов, *13* — Североморский, *14* — Аквитанский, *15* — Балеарский, *16* — Адриатический, *17* — Мизийский, *18* — Южно-Каспийский, *19* — Западно-Сибирский, *20* — дельта Нила, *21* — Суэцко-Красноморский, *22* — Гвинейский, *23* — Аравийский, *24* — Северо-Сахалинский, *25* — Южно-Сахалинский, *26* — Северный Япономорский, *27* — Южный Япономорский и др., *28* — Бохайваньский, *29* — Малаккский, *30* — Булу, *31* — Южно-Суматринский, *32* — Западно-Яванский, *33* — Северо-Калимантанский, *35* — Палауа, *36* — Карнарвон, *37* — Днипсленд, *38* — Западный Новозеландский

носности с разломами, ограничивающими континентальные глыбы (рисунок).

Нами [Порфирьев, Краюшкин, 1975] сделана попытка геолого-статистического анализа полученных к настоящему времени данных по нефтеносности мирового континентального шельфа.

За последние 20 лет на шельфах зарубежных стран было открыто 34 гигантских нефтяных месторождения с суммарными начальными запасами 12,5 млрд. т. Газовых месторождений за период с 1951 по 1970 г. на шельфе было открыто 11 с суммарными запасами в 3,2 трлн. м³.

Суммарные извлекаемые запасы нефти на земном шаре подсчитаны в сумме 100 млрд. т. Следует отметить, что в этот официальный подсчет не включены запасы Канадской группы месторождений тяжелой и нетекучей нефти - Атабаски (103 млрд. т), Коул Лейк (12,5 млрд. т), Уобаски (8,25 млрд. т) и Пис Ривер (8,25 млрд. т), составляющие в сумме 131,5 млрд. т. Не включены они по той простой причине, что органисты не могли объяснить их образование по своей схеме.

Из этих официально принятых запасов (100 млрд. т) на гигантские нефтяные месторождения шельфа приходится около 20%. А газа из мировых запасов (40 трлн. м³) в 14 крупнейших газовых месторождениях, расположенных в зонах шельфа, содержится 4,115 млрд. м³, т.е. 10,5%.

В 1972 г. суммарная добыча нефти на всех месторождениях шельфа достигла 1,5 млн. т/сут. Предполагается, что в 1980 г. в одном Северном море будет добываться не менее 0,5 млн. т/сут. [Порфирьев, Краюшкин, 1975]. Запасы отдельных морских месторождений нефти составляют от 68 млн. т до 4 млрд. т, а газовых - от 85 до 1685 млрд. м³. Суммарное количество нефти в морских месторождениях составляет 20,3 млрд. т (83%), а газа - 4 трлн. м³ (17%).

Приведенные данные характеризуют высокую перспективность шельфовых зон в отношении нефти и газа (нередко с преобладанием нефти) и логично увязываются с приведенными ранее соображениями в отношении неорганической природы нефти, являющейся одним из продуктов дегазации верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

Гринберг И.В. Геохимические основы генезиса и метаморфизма сингенетических и эпигенетических битумов. - В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наукова думка, 1975, с. 7-29.

Порфирьев В.Б. Время формирования нефтяных месторождений. - В кн.: Проблемы миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений. М.: Гостоптехиздат, 1959, с. 165-193.

Порфирьев В.Б. К вопросу об условиях формирования промышленных нефтяных скоплений. - Геол. журн. АН УССР, 1968, № 4, с. 3-33.

Порфирьев В.Б., Краюшкин В.А. Анализ промышленной нефтегазоносности мирового континентального шельфа. - Геол. журн., 1975, т. 35, вып. 3, с. 3-18.

Радченко О.А., Карпова И.П., Чернышева А.С. К вопросу о химическом характере продуктов выветривания нефти. — Труды ВНИГРИ. Новая сер., 1951, вып. 57, с. 118–150.

Талиев С.Д. Свидетельства миграции и аккумуляции палеозойской нефти в Южной Фергане. — ДАН СССР, 1968, т. 183, № 3, с. 676–680.

Тривати С. Верхнепалеозойские отложения Южной Ферганы и их роль в нефтеобразовании: Автореф. канд. дис. М., 1970. В надзаг.: МГУ.

Чекалюк Э.Б. Нефть верхней мантии Земли. Киев; Наукова думка, 1967.

Gussow W.C. Time of migration of oil and gas. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, vol. 39, N 5.

Levorsen A.I. Time of oil and gas accumulation. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1945, vol. 29, N 8, p. 1189–1194.

Porfir'ev V.B. Inorganic origin of petroleum. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 1, p. 3–34.

Л. М. Зорькин, Е. В. Карус,
В. И. Багиров, В. Г. Тыминский¹

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОГЕНЕЗА НА ИНТЕНСИВНОСТЬ УГЛЕВОДОРОДНОГО ДЫХАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В истории дегазации Земли отчетливо выделяются два крупных скачка, обусловленных формированием гидросферы и биосферы. Гидросфера благодаря непрерывности своего распространения (с учетом подземных вод), значительной газоёмкости и подвижности существенно снизила интенсивность дегазации Земли, однако мало повлияла на качественный состав газового потока. Очевидно, в какой-то степени прав В.Н. Корценштейн (1976), считая, что без гидросферы Земля давно оказалась бы дегазированной.

Еще большее значение имело формирование биосферы, так как с появлением жизни на Земле газовый поток пополняется "углеводородным дыханием". Регулирующая роль биосферы проявилась в возвращении в литосферу гигантских масс углекислоты в виде карбонатных пород и пополнении атмосферы кислородом. Необходимо учитывать геологическую роль биоса, в особенности в фанерозое, так как в начале этого времени общая масса живого вещества не только существенно возросла, но и широко распространилась на континенты.

По-видимому, роль различных оболочек Земли должна значительно отличаться как по масштабам дегазации, так и по качественному составу поставляемых газов. В этом плане важные различия наблюдаются между осадочной оболочкой, с одной стороны, и гранитной и базальтовой оболочками, и особенно мантией — с другой.

Гигантские количества захороненного органического вещества в осадочных толщах сказались на газообмене литосферы с атмосферой. Основным поставщиком углеводородных газов в атмосферу стали осадочные толщи, особенно в пределах нефтегазоносных бассейнов, занимающих значительную часть суши и акваторий. Так сформировалось углеводородное дыхание Земли.

С глубокой древности человечеству известны многочисленные выходы горючих газов и нефти на дневную поверхность. Кроме этих макропроявлений, имеются и другие формы разгрузки газов

¹ Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геофизики и геохимии (ВНИИЯГГ).

осадочных толщ в атмосферу, роль которых в значительной степени определяется тектонической активностью регионов [Мехтиев и др., 1972].

Отводя значительное место осадочным породам в газообмене литосферы с атмосферой, рассмотрим масштабы процессов газообразования в осадочных толщах, возможные пути разгрузки газов в атмосферу и их зависимость от геотектонической активности регионов. Основным источником углеводородных газов осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов (НГБ) является захороненное в них органическое вещество, которое способно продуцировать гигантские количества углеводородных газов. Даже весьма заниженные подсчеты показывают, что в результате деструкции рассеянного органического вещества осадочная толща такого НГБ, как Западно-Сибирский, могла образовать около 250 000 трлн. м³ углеводородных газов (с учетом жидких углеводородов). Из этих газов в водонапорной системе в настоящее время содержится около 1000 трлн. м³, а максимальное содержание в залежах вряд ли превышает 100 трлн. м³ [Зорькин, 1973].

Иначе говоря, потенциалы органогенного газообразования в осадочных толщах, объемы водорастворенных и свободных газов относятся как 250:1:0,1. Это отношение показывает, что основная масса природных газов НГБ рассеивается; реже создаются благоприятные условия для их концентрирования в залежах [Корценштейн, 1958; Гедберг, 1966; Зорькин, 1973].

Каковы же пути и формы рассеивания природных газов осадочных отложений?

Имеющиеся данные показывают, что рассеивание газов НГБ происходит в результате диффузии, посредством пластовых вод и в результате эффузии по разрывным нарушениям. Возможность рассеивания газов из залежей послужила теоретической основой прямых геохимических поисков месторождений углеводородов.

Из указанных трех основных видов миграции наиболее универсальна газовая диффузия, которая протекает повсеместно при наличии перепадов давлений или концентраций. Оценить количественно рассеяние газа путем диффузии можно расчетным путем. Однако такие расчеты для многопараметровых геологических систем весьма приближенны. Для примера можно указать, что в процессах первичной миграции газа из глинистых толщ в коллекторские породы на долю диффузионного переноса приходится 65–70%.

Весьма большие количества газов из осадочных толщ выносятся подземными водами. Подземные воды, начиная от грунтовых и до глубоких артезианских вод и вод магмы, в том или ином количестве содержат растворенные газы. Особенно большие объемы растворенных, преимущественно углеводородных, газов содержатся в пластовых водах НГБ. Так, в 1 м³ пластовой воды палеозойских отложений Волго-Уральского НГБ содержится до 1,3 м³ углеводородного газа. Газонасыщенность пластовых вод Западно-

Таблица 1

Содержание растворенных, промышленных и прогнозных запасов газа некоторых НГБ СССР (трлн. м³)* [Зорькин, 1973]

НГБ	Растворенные	A + B + C	D ₁ + D ₂
Волго-Уральский	50	1,38	5,3
Днепрово-Донецкий	30	0,63	2,1
Средне-Каспийский	156	0,22	1,9
Западно-Сибирский	1000	9,70	14,8

* Запасы газа категории A+B+C и D₁+D₂ взяты по состоянию на 1.1 1966 г., запасы категории D₁+D₂ для Средне-Каспийского бассейна приведены только для Мангышлака.

Сибирского мегабассейна достигает 2-3 м³ газа на 1 м³ воды. Еще более высока газонасыщенность пластовых вод Средне-Каспийского НГБ - до 4-5 м³/м³. Максимальные ее значения зафиксированы в Индоло-Кубанском прогибе на Медведевской структуре - 9 м³/м³.

Суммарные же количества растворенных газов в пределах отдельных НГБ весьма значительны и намного превышают их промышленные и прогнозные запасы (табл. 1). Совершенно очевидно, что в водонапорных комплексах основная масса газов мигрирует с пластовыми водами.

Исключительное значение миграции углеводородных газов с пластовыми водами определяется их повсеместным распространением в литосфере и огромными массами растворенных газов. При движении пластовых углеводородных газов, часть которых в благоприятных термодинамических и геологических условиях расходуется на формирование залежей, основная масса выносится в атмосферу. Количество газов, рассеянных пластовыми водами, определяется растворимостью газов в пластовых водах и интенсивностью разгрузки пластовых вод.

Оценить объемы газов, вынесенных из состава толщ НГБ пластовыми водами, можно по интенсивности водообмена. Так, для палеозойских отложений Урало-Волжского НГБ допускается пятикратная смена пластовых вод [Зерчанинов, 1971]. Исходя из современной газонасыщенности пластовых вод Урало-Волжского бассейна, подземными водами этого бассейна могло быть рассеяно не менее 250 трлн. м³ газа.

Еще большее значение имеет интенсивность седиментационного водообмена. Например, для Западно-Сибирского мегабассейна количество циклов седиментационного водообмена составляет более 10. Следовательно, на стадии седиментационного водообмена пластовыми водами из недр Западной Сибири могло быть вынесено ми-

нимум 10 000 трлн. м³ углеводородного газа. Если же учесть большую газоёмкость седиментационных вод и большую интенсивность газообразования на ранних стадиях развития нефтегазоносных бассейнов, эта величина составит 50 000–60 000 трлн.м³.

Весьма значительное количество углеводородных газов выносятся из осадочных толщ эффузивным путем. Отметим, что над многими месторождениями наблюдаются поверхностные нефтегазопроявления. Последнему благоприятствуют большие площади, занимаемые такими месторождениями (большая вероятность незалеченных разрывных нарушений), и зачастую наличие аномально высоких пластовых давлений. В качестве примера можно привести месторождения Газли, Шебелинка, Оренбург, Вуктыл, Нефтяные Камни и др.

Вот как описываются поверхностные нефтегазопроявления на месторождении Нефтяные Камни: "Окрестности Нефтяных Камней представляют область открытого моря, среди которого над зеркалом вод выступают отдельные утесы песчаника продуктивной свиты. Из обнаженных песчаных горизонтов непрерывным потоком выделяются пузырьки нефти и газа. Эти выделения настолько значительны, что в тихую погоду вся гладь моря покрывается пленкой нефти, а выделения газа создают впечатление кипящего котла" [Багир-Заде и др., 1974, с. 10]. В США из 2,5 тыс. эксплуатирующихся месторождений около 300 имеют поверхностные выходы нефти и газа [Успенский, 1970].

Значителен эффузивный вынос биологических углеводородных газов из осадочных толщ грязевыми вулканами, на что неоднократно указывалось в геологической литературе. Следует подчеркнуть факт приуроченности грязевых вулканов, выносящих углеводородные газы, к бассейнам с мощными толщами слабо литифицированных осадочных пород. Благодаря быстрому осадконакоплению биогенные и биокатагенные газы не рассеиваются, а захороняются вместе с осадками. Количество этих газов громадно, что в совокупности со слабой литификацией пород приводит к грязевому вулканизму. Попытка некоторых геологов связывать такие вулканы с глубинными (мантийными) процессами явно несостоятельна. Конечно, есть грязевые вулканы, выводящие глубинные газы. В виде примера можно указать участок Намансардэ в Исландии [Зорькин, 1973]. Здесь вдоль участка с севера на юг проходит крупный разлом, который трассируется цепочкой гейзеров и грязевых вулканов. Однако эти грязевые вулканы выносят преимущественно углекислый газ, сероводород и пары воды.

При разработке прямых геохимических методов поисков было установлено, что интенсивность газообмена литосферы с атмосферой (углеводородного дыхания Земли) повышается с усилением тектогенеза [Мехтиев и др., 1972]. В свое время В.А. Соколов (1947) подчеркивал повышение информативности газовых геохимических методов при приближении к тектонически активным зонам.

С усилением тектогенеза интенсивность различных форм разгрузки газов изменяется не одинаково. Очевидно, тектогенез мало скажется на интенсивности диффузии. Можно допустить некоторое повышение роли диффузионного массопереноса в связи с уменьшением объема порового пространства пород. Однако это усиление будет компенсировано снижением диффузионной проницаемости пород при уплотнении.

Тектогенез приводит к повышению гидродинамической активности водонапорных систем и, следовательно, к усилению разгрузки газов пластовыми водами. Неоднократные воздымания суши в одних участках земной коры и опускания в других, превращение геосинклиналей в горноскладчатые области, образование на границе геосинклиналей и платформ глубоких краевых прогибов и т. д. способствуют выжиманию и перемещению огромных масс пластовых вод с растворенными в них углеводородными газами. Особенно большие массы седиментационных вод выжимаются на окраинные части платформ из геосинклиналей, а впоследствии — из смежного краевого прогиба. Горообразование в геосинклиналях вызывает выжимание на платформу дополнительных объемов флюидов. Так как в процессе горообразования возникают высокие давления, резко возрастает и газоемкость подземных вод.

Неоген-четвертичное время характеризуется усилением тектогенеза. Это должно было вызвать достаточно резкие изменения в термодинамических условиях водонапорных систем и выделение значительных объемов газа из пластовых вод. Действительно, многочисленные определения времени формирования газовых залежей Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит показывают, что формирование газовых месторождений на указанных территориях происходило в интервале времени с конца палеогена по неоген включительно, а в некоторых районах и в четвертичное время [Ласточкин, 1974]. Однако в результате этих процессов в залежах коллектировалась только часть газов, основная же их масса рассеивалась в атмосферу.

Усиление тектогенеза сопровождается нарушением сплошности слоев. По разрывным нарушениям происходит разгрузка газов как с пластовыми водами, так и в виде свободных газовых струй. Режимные наблюдения, выполненные сотрудниками ВНИИЯГГ под руководством К.Х. Кильметова в скважинах глубиной до 6 м над нефтяным месторождением Мухто (о. Сахалин), показали существенное увеличение концентраций метана и его гомологов в подпочвенном газе после сейсмических толчков. Наблюдалось также увеличение дебитов по ряду эксплуатационных скважин.

Наблюдается зависимость между газонасыщенностью донных осадков и тектонической активностью регионов. Отметим, что все типы донных отложений морей и океанов в том или ином количестве содержат углеводородные газы, часть которых мигрировала из нижележащих осадочных пород. В региональном плане

содержания этих газов зависят от геодинамической (неотектонической) обстановки регионов.

По геодинамической активности нами условно выделены области относительного покоя — щиты, слабоподвижные — плиты, подвижные — парагеосинклинали и наиболее подвижные — геосинклинали. В качестве показателей тектонической активности взят объем осадочной толщи, средняя скорость поднятий регионов и средняя скорость погружения. Отношение средней скорости поднятия к средней скорости погружения рассматривается как коэффициент тектонической активности. Подсчитанные по материалам А.Б. Ронova (1961) коэффициенты тектонической активности для платформ колеблются в диапазоне 0—0,8, парагеосинклиналей — 0,7—1,0 и геосинклиналей — 0,9—1,35. Если по оси абсцисс отложить коэффициенты тектонической подвижности, а по оси ординат — содержания наиболее представительных газов — гелия и метана в донных отложениях морей и океанов, то увидим, что газонасыщенность донных отложений возрастает от платформенных морей к геосинклинальным.

Тектонические движения в активных регионах приводят к возникновению бесчисленных нарушений — каналов в земной коре, включая и осадочные породы. Происходит миграция не только газов глубоких частей коры, но и газов, образованных в стратисфере, в том числе и углеводородных. Вероятно, поэтому в геосинклинальных областях не обнаружено ни одного промышленного месторождения гелия.

Доля добычи нефти и газа из месторождений геосинклинальных областей составляет всего 3%. Остальные 97% месторождений обнаружены в парагеосинклинальных и платформенных областях [Timko, Fertl, 1972]. Это объясняется тем, что в геосинклинальных областях сохранность скоплений газа весьма низкая.

Для оценки интенсивности разгрузки газов из литосферы предлагается использовать коэффициент (фактор) сохранности радиогенного газа — гелия, радона, аргона, рассчитываемый по соотношению количества генерируемого газа к фактически наблюдаемому. Эта величина в значительной степени является функцией тектонической активности региона (табл. 2). Методика подсчета фактора сохранности изложена в других, ранее опубликованных работах [Зорькин, 1973].

Для характеристики активности газовой выделения также можно использовать соотношения различных радиогенных газов (например, He/Rn). С учетом принятых фактических параметров было предложено оценивать величину возраста подземных вод по радиогенным газам [Зорькин, 1973]. Если сопоставить значение возрастных величин, полученных по радиогенным газам, то нетрудно убедиться, что максимальные различия устанавливаются для тектонически активных зон, где имеет место активное поступление газов с глубины. Для районов, характеризующихся относительным покоем, как, например, в Бухаро-Каршинском артезианском бас-

Т а б л и ц а 2

Фактор сохранности радиогенных газов для различных структур в Бухаро-Каршинском бассейне

Возраст отложения	Газли	Караньр	Ташку-дук	Мубарек	Щурги	Юлдуз-как
Сеноман	0,40	0,22	0,09	0,31	0,13	0,04
Альб	0,45	0,25	0,12	0,15	-	-
Апт	0,43	0,30	0,16	0,44	-	0,41
Неоком	0,53	0,40	-	-	-	0,53
Юра	-	-	-	0,60	0,20	1,15

Т а б л и ц а 3

Результаты расчета среднего эффективного возраста подземных вод He/Ar-, He/Rn-методами, в млн. лет

Зона	He/Ar	He/Rn	Сейсмичность в баллах
Ташкентский артезианский бассейн			
Питания (интенсивный водообмен)	0,13	0,6	5
Переходная	1,0	13,0	7
Замедленного водообмена	3,0	48,0	8
Бухаро-Каршинский артезианский бассейн			
Относительного покоя	$\frac{17-115^*}{53}$	$\frac{17-140}{72}$	-

* В числителе - диапазон колебания, в знаменателе - средняя величина.

сейне, различия в возрастных цифрах значительно меньше (табл. 3).

Как видим, состав и интенсивность дегазации Земли на протяжении геологической истории не оставались постоянными. С появлением жизни на Земле углекисло-азотная дегазация пополнилась углеводородным дыханием. Вместе с биокатагенными процессами углеводородного газообразования в широких масштабах протекают биогенные процессы. Так, по данным Т. Кояма

Как следствие указанных обобщений следует заключение, что углеводородные газы в литосфере Земли (в том числе и в первую очередь — их аномальные скопления) — суть производная интегрального эффекта их накопления за геологическое время из рассмотренных в работе источников в соответствии с их долевым вкладом в баланс углеводородных газов на Земле.

ЛИТЕРАТУРА

Багир-Заде Ф.М., Буряковский Л.А., Бабаев Ф.Р. Геохимия нефти и газов Апшероно-Прибалханского порога. М.: Недра, 1974.
Гедберг Х.Д. Геологические аспекты происхождения нефти. Л.: Недра, 1966.

Зерцанов И.К. Формирование зон нефтегазоаккумуляции различных районов СССР. М.: Недра, 1971.

Зорькин Л.М. Геохимия газов пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1973.

Корцентштейн В.Н. Новые данные по газонасыщенности подземных вод палеогеновых горизонтов Центрального Предкавказья в связи с вопросами формирования газовых залежей. — ДАН СССР, 1958, т. 118, № 3, с. 573-576.

Ласточкин А.Н. Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа. — Труды ВНИГРИ, 1974, вып. 327, 68 с.

Мехтиев Ш.Ф., Карус Е.В., Багиров В.И. и др. О взаимосвязи интенсивности газового дыхания с тектонической активностью регионов. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1974, № 12, с. 7-10.

Ронов А.Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). — В кн.: Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 118-164.

Соколов В.А. Прямые геохимические методы поисков нефти. М.: Гостоптехиздат, 1947.

Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970.

Koyama T. Gaseous metabolism in lake sediments and paddy soils and the production of atmospheric methane and hydrogen. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, N 13.

Fertl W.H., Timko D.J. How downhole temperatures pressures affect drilling. — World Oil, 1972, vol. 174, N 7, p. 67-70.

**ТЕКТОНИКА, ДЕГАЗАЦИЯ МАНТИИ
И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЕ В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

Осуществление международного проекта изучения верхней мантии обогатило геологическую науку новыми знаниями о строении Земли и закономерностях образования и размещения полезных ископаемых.

Появилась новая теория глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит [Кропоткин, 1959, 1972; Новая глобальная тектоника, 1974; Пейве, 1963, 1969; Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974; Хаин, 1972], новое учение о развитии геосинклиналей [Доленко, Данилович, 1975; Зоненшайн, 1972; Сорохтин, 1972], расширились и углубились знания в области прикладных вопросов геологии, связанной с этими новыми теориями [Доленко и др., 1975; Зоненшайн, 1972].

На современном этапе геологическая наука преобразуется из описательной в теоретическую. Осуществляются широкие научные обобщения и глубокий анализ природных явлений с учетом всесторонних фактов из разных областей геологии, геофизики и геохимии, расширяются экспериментальные исследования с моделированием природных процессов, внедряются математические методы с использованием электронно-вычислительной техники и т. д.

С учетом достижений общей геологической науки происходит переосмысливание сведений из разных областей геологических знаний, в том числе сведений о закономерностях нефтегазонакопления в земной коре, а вместе с ними и суждений о происхождении нефти и газа.

Проведенный анализ и широкое обобщение материалов по нефтегазоносности земного шара с учетом теории тектоники литосферных плит и нового учения о развитии геосинклиналей позволяют предложить новую концепцию развития нефтегазоносных провинций, рассматриваемый в связи с процессами верхней мантии. Эта концепция основывается на том, что все явления природы образуют непрерывную цепь событий, связанных с развитием Земли. Отдель-

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (г. Львов).

ные звенья этих событий взаимосвязаны и взаимообусловлены, каждое последующее звено объясняется результатами предыдущего. Процессы осуществляются в определенном пространстве и в определенное время.

Основные положения концепций сводятся к следующему. Образование нефтегазоносных провинций связано непосредственно с развитием геосинклинальных областей. Нефтегазонакопление, как правило, осуществлялось в предгорных прогибах и внутригорных впадинах геосинклинальных областей, на платформенных склонах, прилегающих к геосинклиналям, и во внутриплатформенных впадинах, развивавшихся по геосинклинальному типу.

В соответствии с новым учением о геосинклиналях, основанным на теории тектоники литосферных плит, зарождение и развитие геосинклиналей осуществлялось в области перехода от континентов к океанам. При этом внутренние (эвгеосинклинальные) зоны геосинклиналей развивались в области континентального склона и его подножия, т.е. на океанической коре, а внешние (миогеосинклинальные) — в области шельфа на континентальной коре.

В тектонической эволюции эвгеосинклинальных зон выделяются две стадии: начальная, или океаническая, в ходе которой формировалась так называемая офиолитовая ассоциация пород, характеризующаяся образованиями гипербазитов, габбро, высокометаморфизованных сланцев и кремнистых пород, и зрелая, для которой характерно образование вулканогенно-осадочных образований. Завершалось развитие эвгеосинклиналей интенсивной складчатостью, внедрением гранитов и интенсивным динамометаморфизмом пород.

Развитие миогеосинклинальных зон характеризуется формированием и накоплением вначале флишевых, а затем молассовых образований. Тектоническая эволюция этих зон отличается относительно спокойным и закономерным погружением бассейна седиментации, без особых тектонических и стратиграфических несогласий. Завершение тектонического развития отражалось складчатыми процессами с развитием чешуйчатой структуры, с шарьяжными перекрытиями, явлениями гравитационного сползания пород с отчетливо выраженной вергентностью в сторону примыкающей платформы.

Формирование общей системы складчатых горных сооружений и сопровождающих их предгорных и внутригорных прогибов, а также платформенных склонов и внутриплатформенных впадин, связанных в своем развитии с геосинклиналями, происходило в результате сжатия, обусловленного поддвигом океанической коры под континентальную. Полная инверсия геотектонического развития геосинклинальных областей осуществлялась при достижении океанической корой астеносферы мантии Земли.

В процессе поддвига океанической коры под континентальную в условиях астеносферы активизировались геохимические процессы, среди которых, по нашему мнению, осуществляются

также процесс неорганического синтеза газа и нефти. Образование газа (метана) могло осуществляться по схеме:



или



Возникновение нефти происходило, скорее всего, вследствие взаимодействия углекислоты с водой в присутствии закиси железа при сверхвысоких термобарических условиях по схеме:



до полного компонентного состава нефти.

Одновременно с геохимическими процессами синтеза нефтяных углеводородов в условиях верхней мантии зарождались и развивались до поверхности Земли глубинные разломы. Их можно назвать глубинными эндогенными разломами. По ним происходила миграция нефти из очагов астеносферы в осадочные породы земной коры.

С периодом активизации процессов астеносферы связана также инверсия геотектонического развития геосинклинальных областей, обусловившая формирование основного современного структурно-тектонического плана. Наиболее активно она проявлялась в предгорных и межгорных впадинах, на платформенных склонах и внутриплатформенных впадинах, где вследствие максимального прогибания и накопления (в связи с этим) мощных толщ осадочных пород интенсивно проявлялись вертикальные тектонические напряжения и развивались в максимальной степени эндогенные глубинные разломы. Отметим также, что в пределах этих геоструктурных элементов земной коры максимальное развитие получили также глубинные разломы экзогенного происхождения, т.е. развивавшиеся от поверхности на глубину при погружении земной коры. Надо полагать, что на участках пересечения эндогенных и экзогенных глубинных разломов существовали наиболее благоприятные условия для миграции нефти и газа. Именно эти участки являлись зонами основной углеводородной дегазации мантии.

В структурно-тектоническом отношении эти зоны приурочены к бортовым склонам нефтегазоносных провинций, к промежуточным участкам между поднятиями и депрессиями фундамента осадочного чехла, где кроме глубинных разломов — основных путей миграции нефти и газа в истории геологического развития нефтегазоносных провинций концентрировались структуры —

ловушки, улавливающие нефть и газ в процессе их передвижения, породы-коллекторы, аккумуляировавшие углеводороды, и существовала благоприятная гидрогеологическая обстановка для образования и сохранения залежей нефти и газа от разрушения.

Из всего сказанного следует, что весь процесс — развитие геоструктурных элементов земной коры, с которыми связаны нефтегазоносные провинции, синтез нефти и газа в условиях астеносферы, миграция их по глубинным разрывам к поверхности земной коры, формирование современного структурно-тектонического облика нефтегазоносных провинций и образование месторождений нефти и газа в благоприятных структурно-тектонических и литолого-фациальных условиях — представлял единое генетическое целое.

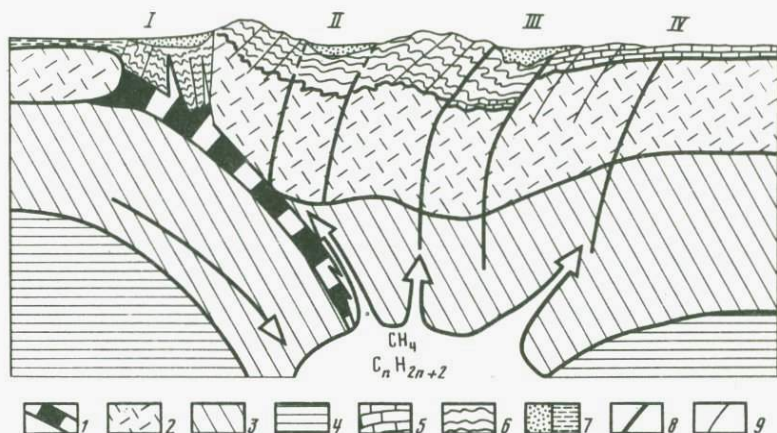
В этом единстве, вытекающем из истории развития геосинклинальных областей, как основных геотектонических элементов земной коры, отражается происхождение нефти и газа и формирование их промышленных месторождений. Пространством при этом являются предгорные прогибы и внутригорные впадины геосинклинальных областей, платформенные склоны, примыкающие к геосинклиналям, и внутриплатформенные впадины, развитие которых связано с геосинклиналями. Время нефтегазонакопления приурочено к инверсионному периоду геотектонического развития геосинклиналей. Схема развития нефтегазоносных провинций представлена на рисунке.

С позиций концепции образования нефтегазоносных провинций в связи с развитием геосинклиналей, обусловленными процессами, протекающими в верхней мантии Земли, находят свое логическое и закономерное объяснение все явления нефтегазовой геологии. Среди них прежде всего можно упомянуть неравномерное распространение нефтегазонакопления в земной коре и в отдельных нефтегазоносных провинциях.

Так, в пределах Ближнего и Среднего Востока сосредоточено около половины выявленных мировых запасов нефти. Из них 27% приходится на Кувейт, территория которого составляет менее 0,4% территории стран Ближнего и Среднего Востока. В пределах Аравийской нефтегазоносной провинции располагаются самые богатые в мире месторождения: Бурган с запасами 11 385 млн. т и Гхавар — 10 750 млн. т. Эти месторождения вместе с семью другими месторождениями содержат 32 млрд. т нефти, или 99% запасов всей Аравийской провинции.

Огромные масштабы нефтегазонакопления в пределах Аравийской нефтегазоносной провинции объясняются с позиций развиваемой концепции наличием палеозойского и мезокайнозойского периодов, связанных с палеозойским и мезокайнозойским циклами геотектонического развития этой провинции.

Неравномерное нефтегазонакопление в нефтегазоносных провинциях характеризуется следующими данными: в США 60% выявленных запасов нефти сосредоточено на 259 месторождениях,



Принципальная схема образования нефтегазоносных провинций и формирования нефтяных и газовых месторождений

I - эвгеосинклиналь (загорный прогиб), *II* - миогеосинклиналь (внутригорная впадина), *III* - предгорный прогиб, *IV* - платформа (платформенный склон); 1 - океаническая кора, 2 - континентальная кора, 3 - верхняя мантия, 4 - астеносфера, 5 - платформенные образования, 6 - флиш, 7 - моласса (точки) и другие осадочные отложения, 8 - глубинные разломы, 9 - прочие разрывные тектонические нарушения

составляющих 2% от общего количества крупных месторождений. В пяти газовых месторождениях (из 3182) содержится 42% всех запасов газа.

В целом на пяти континентах 88% запасов нефти сосредоточено в 71 месторождении из 28 000 выявленных. На шести месторождениях-супергигантах сосредоточено ~ 45% всех мировых запасов нефти (без СССР). В 24 газовых месторождениях-гигантах из 5000 выявленных сосредоточено 70% мировых запасов газа (без СССР).

Такое неравномерное нефтегазонакопление в нефтегазоносных провинциях мира может быть объяснено не иначе, как признанием генерации нефти и газа в условиях мантии и поступлением к поверхности по глубинным разломам на участках интенсивного их развития. Этими же процессами объясняется концентрация залежей нефти и газа преимущественно по вертикальному стратиграфическому разрезу месторождений, независимо от наличия в них так называемых нефтематеринских свит.

Связью нефтегазоносных провинций с геосинклинальными областями объясняются периоды нефтегазонакопления в земной коре - палеозойский и мезозойско-альпийский. В первом случае время образования месторождений нефти и газа послепермское,

во втором — послеплиоценовое. В допалеозойский период нефтегазонакопление в земной коре, видимо, не осуществлялось, так как развитие геосинклинальных областей не сопровождалось образованием типично выраженных предгорных прогибов и внутригорных впадин, а платформенные склоны и внутриплатформенные впадины также не испытывали интенсивного развития.

С предположением о существовании двух периодов нефтегазонакопления в земной коре согласуется представление о существовании двух типов нефтей — палеозойских, более метаморфизованных и мезокайнозойских, менее метаморфизованных. В принципе же все нефти земного шара по своим коренным физико-химическим свойствам однотипны: содержание углерода в них достигает значительных величин и колеблется в небольших пределах — от 83,5 до 87%, содержание водорода — от 11,5 до 14%. Это свидетельствует о единой их геохимической природе.

Формирование месторождений нефти и газа за счет поступления углеводородов с больших глубин правдоподобнее всего объясняется возникновением избыточных аномально высоких пластовых давлений в залежах. По-видимому, заполнение структур-ловушек углеводородами, мигрировавшими с глубины по разрывам, происходило под более высоким давлением, чем давление окружающей среды. Для сохранения аномально высоких давлений в залежах требовалось лишь присутствие в разрезе уплотненных пород-покрышек, предохраняющих залежи от разрушения, а также наличие благоприятной гидрогеологической обстановки, т.е. затрудненного водообмена.

Наконец, экзотермическими процессами окисления углеводородов нефти и газа, поступавших из очагов мантии, объясняются повышенные геотермические поля, наблюдаемые в пределах нефтяных и газовых месторождений.

Все отмеченные явления нефтегазовой геологии позволяют в свою очередь утверждать, что образование нефтегазоносных провинций и в их пределах месторождений нефти и газа обусловлено процессами в верхней мантии и связано с развитием геосинклинальных областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Доленко Г.Н., Ярош Б.И., Кравец В.В., Парыляк А.И. Нефтегазоносность территории Украины в свете тектоники литосферных плит и направление разведочных работ на нефть и газ. — Геол. журн., 1975, т. 35, вып. 4, с. 3-19.
- Доленко Г.Н., Данилович Л.Г. Новое в учении о геосинклиналях и его приложение к Украинским Карпатам. — Геол. журн., 1975, т. 35, вып. 5, с. 3-10.
- Зоненштейн П.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972.
- Кропоткин П.Н. Проблема дрейфа материков (мобилизма). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 3, с. 3-18.

К р о п о т к и н П.Н. Динамика горизонтальных движений земной коры. — Вестн. АН СССР, 1972, № 7, с. 80–89.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.

П е й в е А.В. Проблемы планетарной геологии. М.: Недра, 1963.

П е й в е А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.

С о р о х т и н О.Г. Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7, с. 55–56.

С о р о х т и н О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.

У ш а к о в С.А. Строение и развитие Земли. Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1974. Т. 1.

Х а и н В.Е. О новой глобальной тектонике. — Вестн. АН СССР, 1972, № 7.

ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В АСПЕКТЕ ГЛУБИННОЙ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

В нефтегазовой геологии проблема зональности нефтегазо-накопления рассматривается с точки зрения факторов, обуславливающих раздельное в пространстве (на площади и в разрезе) формирование залежей нефти (жидких углеводородов) и газа. При этом решающее значение отводится причинам генетического порядка, влияющим на генерацию жидких или газообразных углеводородов.

Исследователи, разделяющие взгляды об органическом происхождении углеводородов, преобладание нефти или газа связывают с типом (сапропелевым или гумусовым) органического вещества и стадиями диагенетического и катагенетического преобразования пород. Выделяются, в частности, главная фаза (зона) нефтеобразования (ГФН и ГЗН) [Вассоевич, 1967] и главная фаза (зона) газообразования (ГФГ и ГЗГ).

Одна группа исследователей относит ее наступление после прохождения ГФН [Неручев и др., 1973], другая – ранее [Строганов, 1973; Алексеев 1974]; некоторые исследователи допускают существование обеих ГФГ.

С позиций абиогенного генезиса углеводородов преимущественное накопление нефти или газа в осадочном разрезе связывается со спецификой условий глубинной генерации углеводородов: мощностью гранитно-метаморфического слоя [Никонов, 1971], глубиной залегания астеносферы [Бойко, 1976].

Казалось бы, региональная зональность нефтегазоаккумуляции должна тесно перекликаться с региональными закономерностями нефтегазоаккумуляции. Однако подобных связей геологи-нефтяники не фиксируют и причина заключается, видимо, в том, что при выявлении региональных закономерностей нефтегазоаккумуляции чаще всего вообще абстрагируются от вопросов генезиса углеводородов, как крайне спорных. При анализе реальной картины пространственного размещения залежей нефти и газа в расчет берутся в основном факторы, влияющие на процессы аккумуляции, формирования нефтегазовых месторождений [Наливкин и др., 1972, 1976].

¹ Геологический институт АН СССР.

В этой статье вопросы зональности рассматриваются в свете идей П.Н. Кропоткина (1955 и др.) о связи нефтегазоаккумуляции с процессами амагматической "холодной" дегазации Земли. При этом подход к анализу пространственной зональности и пространственных закономерностей нефтегазоаккумуляции оказывается единым. Отметим также, что в отличие от других сторонников глубинного абиогенного генезиса углеводородов нами учитываются данные не только о промышленных скоплениях нефти, газа и конденсата, но и о залежах битуминозных песчаников (песков) и сланцев, об углеводородах, растворенных в пластовых водах и рассеянных (в нашем понимании, сорбированных) в породах. Тем самым выявляются главные факторы, обуславливающие перераспределение и трансформацию потока глубинных углеводородов в верхних горизонтах земной коры, прежде всего в стратисфере.

В то же время со всей отчетливостью проявляется контролирующая роль ведущих факторов: глубинного строения (глубинные проницаемые зоны) и характера эндогенного (термодинамического) режима недр. В связи с последним нефтеаккумуляция выпадает из разряда явлений специфических, связанных исключительно с эволюцией изолированной, закрытой системы стратисферы, а тем более отдельных ее литолого-фациальных комплексов. Нефтегазоаккумуляция оказывается в одном ряду с формированием рудных концентраций и нерудных месторождений, связанных с процессами глубинной дифференциации и дегазации Земли, с процессами формирования наложенных, аллохтонных концентраций минеральных компонентов.

ВТОРЖЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ С ПОТОКОМ ГЛУБИНЫХ ФЛЮИДОВ В СТРАТИСФЕРУ

В нефтяной геологии уже стало традиционным рассматривать формирование залежей нефти и газа как процесс концентрирования углеводородов, рассеянных в породах и пластовых водах. Этот итог является неизбежным, коль в качестве исходного, материнского для образования углеводородов принимаются рассеянные в породах в любых (и даже незначительных) концентрациях формы биогенного, органического вещества ($C_{орг}$) [Вассоевич, 1967, и др.]. Удовлетворительного механизма первичной миграции до сих пор не предложено, что уже неоднократно обсуждалось [Линецкий, 1975, и др.]. Но не лучше положение и с механизмом вторичной миграции.

Большая часть залежей газа и конденсата верхних горизонтов (до глубин 3-4 км) заключена в пластовых геогидродинамических системах (ГДС), далеких от насыщения углеводородными газами. Фоновые концентрации углеводородов в пределах нефтегазоносных бассейнов составляют 100-800 см³/л. Предел растворимости метана в пластовых водах достигает нескольких тысяч

кубических сантиметров на литр; подобные концентрации достигаются лишь вблизи контура газовых залежей. Это же положение только в более резкой форме проявляется и для залежей нефти. В сущности концентрации тяжелых газообразных углеводородов на расстоянии 3–6 км от контура нефтеносности становятся совершенно незначительными – менее $25 \text{ см}^3/\text{л}$ [Воронов и др., 1976].

Залежи углеводородов не только эпигенетичны, вторичны вмещающим породам, но они им чужды термодинамически. Промышленные скопления углеводородов по отношению к углеводородам, растворенным в пластовых водах, а тем более находящимся в рассеянном (точнее, сорбированном) состоянии в породах, термодинамически можно представить как раскаленные утюги в теплых комнатах, окруженных морозным воздухом.

Это несоответствие, невозможность формирования залежей углеводородов за счет энергетических ресурсов вмещающего их комплекса пород особенно ощущается для месторождений с аномально-высокими пластовыми давлениями (АВПД). Превышение давления над окружающим фоном достигает многих десятков, а порой и нескольких сот атмосфер [Кропоткин, Валяев, 1965, 1976; Валяев, Люстих, 1976]. Расчеты свидетельствуют о быстром характере процессов снижения АВПД [Кропоткин, Валяев, 1965, 1976], а следовательно, АВПД могут проявляться только на месторождениях с недавним (геологическим) вторжением флюидов.

В случаях с АВПД с особой остротой проявляется формирование залежей нефти и газа в связи с процессами вторжения флюидов (углеводородов и термальных вод) снизу из зон, очагов их глубинной генерации. Это вторжение обнаруживается аномально-высокой минерализацией хлоридных или, наоборот, низкой минерализацией конденсационных гидрокарбонатно-натриевых внутриконтурных и приконтурных вод [Колодий, 1975; Мехтиев, 1969, и др.], проявлением гидротермальной минерализации в перекрывающих залежь с АВПД породах и др.

К.А. Аникиев (1964, 1975) проследил и выделил над крупными залежами с АВПД ореолы вторжения. Но из представлений об абиогенном глубинном генезисе углеводородов следует, что с процессами вторжения глубинных углеводородов связано формирование не только залежей с АВПД, но и вообще всех скоплений углеводородов.

Действительно, обнаруживается, что в зависимости от интенсивности вторжения и качества природных резервуаров в разрезе итог вторжения глубинных флюидов может оказаться разным. В случае формирования значительной вторичной емкости резервуаров (трещинно-кавернозной, трещинно-поровой или поровой), связанной с процессами вторжения в условиях незначительной первичной пористости, образуются скопления углеводородов с яркими проявлениями АВПД. Коэффициент аномальности (K_a) может достигать 1,8–2,2. Подобные случаи характерны для раз-

резов глубоких ($> 5-8$ км) осадочных прогибов и впадин (предгорных прогибов, межгорных впадин, авлакогенов) начиная с глубин $2-2,5$ км, а часто — и с глубин $0,5-1$ км.

В менее глубоких (до $3-4$ км) прогибах и впадинах платформенных областей залежи с АВПД формируются реже, однако и в этих случаях процессы вторжения проявляются повышенными пластовыми давлениями (ППД) с K_a до $1,3$.

В монографии Б.А. Тхостова (1966) ППД отмечаются для большого числа нефтяных месторождений Волго-Уральской области. Подобные, казалось бы незначительные, превышения пластовых давлений по сравнению с нормальными (условно гидростатическими) нельзя отнести к действию каких-либо вторичных или экзогенных факторов (повышенный удельный вес пластовых минерализованных вод, повышенные отметки областей питания и т.п.), поскольку режимы разработки залежей, как правило, оказываются в той или иной (значительной) степени упругими (упруго-водонапорными), т.е. в случае вторжения углеводородов в пласты, обладающие значительной первичной емкостью (пористостью) — в верхних горизонтах платформенных областей формируются залежи с ППД за счет оттеснения пластовых вод при упругом сжатии зерен резервуаров и оттесняемых законтурных вод.

Таким образом, формирование залежей нефти и газа в процессе глубинной дегазации Земли оказывается связанным с формированием в разрезе стратиферы специфических вторичных (наложенных) по отношению к вмещающему комплексу пород локальных эманационно-флюидных очагов вторжения глубинного генезиса, для которых оказываются характерными в той или иной мере (в зависимости от степени релаксации) упруго-флюидные режимы.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЛУБИННОЙ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Наши заключения о формировании всех залежей нефти, газа и конденсата за счет вторжения глубинных углеводородов находятся в согласии с исследованиями геологов, занимающихся изучением процессов формирования месторождений нефти и газа в различных регионах. Можно привести десятки работ, в которых обосновывается решающая роль восходящей вертикальной (ступенчатой) миграции при формировании залежей нефти и газа в пермских и карбоновых отложениях Волго-Уральской области, в третичных и меловых отложениях эпигерцинских платформ, в палеогеновых и неогеновых отложениях альпийского пояса юга СССР. В качестве продуцирующих этими исследователями обычно рассматриваются самые нижние, базальные горизонты платформенного чехла, порой отложения так называемого переходного комплекса (на молодых платформах).

В последнее время появились работы об участии в формировании залежей нефти и газа углеводородов, генерированных

глубоко-метаморфизованными породами фундамента [Сидоренко А., Сидоренко Св., 1970, 1975]. В этом проявляется процесс неизбежной, вынужденной, но развивающейся еще медленно эволюции взглядов геологов-нефтяников на проблемы генезиса углеводородов и нефтегазоаккумуляции.

Главная причина продолжающегося неприятия взглядов об абиогенном генезисе нефти и газа состоит в том, что в геологии (петрологии) до сих пор доминируют представления о водно-углекислом составе флюидной фазы глубинных зон земной коры и верхней мантии и о преимущественно сквозной (в атмосферу) их разгрузке в пределах поясов молодого вулканизма и магматизма. Работы самых последних лет вскрыли несостоятельность подобных представлений.

Убеждения в водно-углекислом составе флюидов глубинных зон Земли сформировались в результате изучения состава летучей фазы вулканических извержений (преимущественно фумарольной стадии), а также состава газовых включений метаморфических и кислых изверженных пород. Выяснилось, однако, что в составе газов активной эруптивной фазы извержения нередко в значительных количествах (до 10% и более) фиксируется водород [Тазиев, 1973; Мархинин, 1975, 1977 и др.]. В пепловых тучах были обнаружены различные аминокислоты и более сложные органические абиогенные соединения [Мархинин, 1975].

Оказалось, что углеводороды играют ведущую роль и вместе с водородом доминируют в составе газов, рассеянных и находящихся во флюидных включениях не только в таких специфических комплексах, как щелочные [Петерсилье, 1964] и карбонатитовые [Капустин, 1976] интрузии, но в широко распространенных основных и особенно ультраосновных породах [Войтов, 1976; Геншафт, 1977; Иванкин, Иншин, 1977; Летников и др., 1976; Лутц, 1975; Маракушев, 1976; Перчук, 1976; Семенов, 1975; Хитаров, 1976], слагающих нижнюю часть разреза земной коры и верхней мантии. Восстановленный характер газовой фазы для этих глубинных условий намечался из прежних термодинамических расчетов [Краускопф, 1961] и был в полной мере подтвержден результатами аналогичных новейших исследований [Волков, Рузайкин, 1974].

В сущности мантийному водороду теперь отводится роль основного теплоносителя, способствующего формированию глубинных проницаемых зон разломов и магматических очагов.

В пределах последних и при метаморфизме на уровне земной коры происходит образование кислых (метаморфических) газов [Летников, Шкандрий, 1976], которые и фиксируются в областях активного современного и недавнего вулканизма и магматизма. В тех проницаемых зонах, где глубинные восстановленные газы (H_2 , CH_4 и другие углеводороды) полностью не используются (не разлагаются вблизи магматических очагов, не окисляются), они могут поступать и разгружаться как в разрезе стратисферы,

так и на дневной поверхности. В сущности идеи, высказанные и развиваемые П.Н. Кропоткиным и соавторами (1955, 1971, 1972 и др.), о поступлении глубинных углеводородов (и формировании за их счет залежей нефти и газа в осадочных породах) в зоны "холодной" амагматической дегазации получили в новейших петрологических работах прочный фундамент.

П.Н. Кропоткиным (1955) было показано, что нефтегазоносные регионы и месторождения расположены не случайно, а тяготеют к активно развивающимся прогибам и впадинам, располагающимся по периферии подвижных поясов. Для центральных частей Тихоокеанского и Альпийского поясов характерны современные или в недавнем геологическом прошлом вулканические и интрузивные проявления магматизма. Этим же зонам свойственны сквозные и скрытые разгрузки глубинных флюидов, представленных помимо воды главным образом углекислотой.

П.Н. Кропоткин относит эти зоны к "горячим". Прогибы и депрессии по периферии альпийских геосинклинальных поясов, а также в их пределах, выполненные мощными комплексами преимущественно осадочных отложений, были отнесены им в зоны "холодной", амагматической дегазации, состав вторгающихся глубинных газов в пределах которых представлен преимущественно углеводородами.

Близкую по существу схему районирования можно найти у специалистов по геохимии гидротерм, прежде всего в работах В.В. Иванова (1974, 1977 и др.), А.В. Щербакова (1974). Так, в областях современного активного вулканизма В.В. Ивановым (1977) выделены две основные группы: высокотемпературные "фумарольные" воды с хлористо-сернисто-углекислыми газами и низкотемпературные "сульфатные" воды с сероводородно-углекислыми газами. Для глубоких горизонтов и периферии зон активного вулканизма характерны азотно-углекислые с невысокой газонасыщенностью (200-300 мм/л) воды. Эта третья группа вод В.В. Ивановым и В.И. Кононовым (1977) относится к "метаморфогенным" термам.

Для зон современного вулканизма, связанных с осевыми частями срединно-океанических хребтов (для Исландии), В.И. Кононов и Б.Г. Поляк (1974) выделили водородный тип терм, который В.В. Иванов (1977) ввиду присутствия в их газовой фазе CO_2 и H_2S относит к смешанному типу сероводородно-углекисло-водородных терм. Именно в составе этих рифтовых (Иванов, Кононов, 1977) терм присутствие ювенильных, мантийных газовых компонентов наиболее ощутимо.

Области развития молодых глубинных магматических термометаморфических процессов характеризуются, по В.В. Иванову (1977), различными по минеральному составу типами термальных вод, а последние в свою очередь - преимущественно углекислым составом газовой фазы. В пределах СССР эти области охватывают горные части Карпат, Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, а также акти-

визированных областей Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока.

Территории докембрийских и эпигерцидских платформ, а также склоны щитов и выступов В.В. Ивановым отнесены к разряду областей, в которых современные и молодые магматические и метаморфические (наложенные) процессы отсутствуют. Пластовые воды принадлежат к разряду метановых, азотно-метановых и азотных. Преимущественно азотный состав газа характерен и для обрамления высокогорных районов альпийского пояса, а также значительной части активизированной территории Забайкалья и Дальнего Востока.

В связи с результатами изучения флюидной фазы в новейших работах петрологов зональность газового состава вод не только открытых, но и закрытых районов геосинклинальных и платформенных территорий, как и зональность состава газовых залежей, следует рассматривать с позиции зональности глубинной эманационной дегазации Земли.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Из сопоставления зональности газового состава подземных вод с зональностью дегазации следует, что в обоих случаях глобальные черты зональности контролируются (или коррелируются) с термодинамическим режимом недр. Надо полагать, что геотермический фактор должен быть одним из определяющих характерные черты региональной зональности дегазации Земли и нефтегазонакопления. Попытаемся рассмотреть эти вопросы на материалах по нефтегазоносным регионам СССР и ряда зарубежных стран. Западный склон Татарского свода и Мелекесская депрессия вмещают запасы битумов в пермских отложениях. Напротив, при движении на восток к Предуральскому прогибу и на юг к Прикаспийской впадине происходит последовательное обогащение осадочного разреза газом: это проявляется и в газонасыщенности законтурных вод, облегчении состава нефти и возрастании ее газонасыщенности [Зорькин, 1973], в появлении скопелений газа сначала мелких, а затем укрупняющихся. Облегчение состава нефти и переход к газовым залежам отмечается и при движении с запада на восток (в сторону регионального погружения) в Тимано-Печорской области.

Сходная картина прослеживается для Днепровско-Донецкой впадины, где наблюдается последовательный переход от чисто нефтяных залежей в ее северо-западной части к газоконденсатным и чисто газовым месторождениям на юго-востоке, по мере приближения к складчатому Донецкому бассейну. Глубокопогруженные окраинные части на востоке и юго-востоке Сибирской платформы также характеризуются газоконденсатными и газовыми месторождениями. Аналогичным образом смену нефтяных чисто

газовыми залежами можно проследить на Северо-Американской платформе при переходе к Предапалачскому прогибу.

На эпигерцинских платформах также наблюдается раздельное по площади размещение преимущественно нефтяных или газовых скоплений. На Скифской плите залежи газа и газоконденсата прослеживаются не в наиболее погруженных ее частях (внутренних бортах передовых прогибов, примыкающих к альпийскому поясу), а на выступах фундамента (Ставропольский свод, Ейско-Березанский и Майкопский выступы).

На карте теплового потока Предкавказья [Матвиенко, Сергиенко, 1976] эти выступы выделяются более высокими значениями тепловых потоков на фоне окружающих территорий. На Туранской плите газоносные территории также тяготеют к выступам фундамента (Каракумский свод). На Западно-Сибирской плите регионально газоносны ее северные погруженные районы, однако и в этом случае тепловой поток в их пределах превышает тепловой поток ее центральных нефтеносных районов [Сергиенко, 1977].

С.И. Сергиенко отмечает, что с величиной теплового потока (а не только значениями пластовых температур) коррелируются свойства нефтей различных районов Западно-Сибирской плиты (облегчение нефтей с возрастанием теплового потока). Межгорные впадины в пределах Альпийского и Тихоокеанского подвижных поясов, а также внутренние борта передовых прогибов характеризуются преимущественной нефтеносностью. Укажем для примера внутренние борта Предкарпатского, Индоло-Кубанского, Терско-Каспийского, Предтаврского прогибов, Куринскую и Мараканбскую впадины. Чисто или преимущественно газоносных районов немного (Адриатический, Трансильванский, Бенгальский, Паннонский, Ниигата), и все они характеризуются интенсивными неотектоническими погружениями.

К настоящему времени глубокие (до 4,5 км) и сверхглубокие (4,5-7 км и более) скважины пробурены во многих нефтегазоносных регионах. С глубиной обычно отмечается увеличение газонасыщенности и облегчение (метанизация) состава нефти; однако не подтверждается в полной мере прогноз некоторых нефтяников о полном исчезновении на глубинах 6-7 км ($T=175^{\circ}\text{C}$) жидких углеводородов и переходе на больших глубинах к чисто метановому типу залежей. Такая отчетливая смена обнаруживается лишь в Пермском и Западном внутреннем бассейнах (США), тогда как в других случаях нефтяные залежи прослеживаются во всем диапазоне (до 6-7 км) разбуренных глубин (впадина Сан-Хоакин, Мараканбская, Терско-Каспийская, Индоло-Кубанская) или отмечается переход к газоконденсатным (Южно-Каспийская впадина, Голф-Кост) залежам.

Вообще же более характерным является насыщение залежей всего разреза либо преимущественно жидкими, либо преимущественно газообразными углеводородами (что уже ранее отмечалось В.Ф. Никоновым (1971) и легло в основу раздельного прогнозирования нефтеносных и газоносных территорий), чем закономерная смена по разрезу газовых и нефтяных залежей. И как было показано,

намечаются определенные изменения фазового состава углеводородов по площади в связи с различиями термодинамического режима недр отдельных территорий.

Помимо термодинамического значительное влияние на пространственную зональность нефтегазоаккумуляции оказывают, видимо, еще два фактора: мощность и состав осадочных отложений, определяющих условия перераспределения и трансформации глубинного флюидного потока в разрезе стратиферы, его рассеяния и концентрации.

Формирование уникальных скоплений битуминозных отложений (Атабаска, Венесуэла, Мадагаскар, Мелекеская депрессия, Фергана, склон Анабарского щита) происходило за счет потери газовых компонентов и легких фракций нефти вследствие неудовлетворительных условий для их аккумуляций. Осадочный покров в этих районах составлял несколько сот метров или немногим превышал 1 км и не содержал в своем составе хороших региональных покрывок. В то же время для центральных частей глубоких впадин и прогибов характерно присутствие не только глинистых, но часто и мощных галогенных покрывок, которые обеспечивали для нижней, а то и большей части разреза сохранение от рассеяния и возможность аккумуляции газообразных углеводородов и соответственно накопление более легких газированных нефтей, залежей конденсата и газа, высокую газонасыщенность пластовых вод.

Следует отметить, что формирование битуминозных сланцев, их обогащение типично нефтяными компонентами происходило на стадии седиментогенеза или раннего диагенеза (доманиковые отложения, сланцы Грин-Ривер). Битумы в подобных сланцах геологами-нефтяниками традиционно рассматриваются в качестве сингенетических образований. Однако в соответствии с наиболее распространенными сейчас схемами преобразования биогенного органического вещества генерация жидких углеводородов может начаться только при погружении до 1,5–2 км (при достижении температуры 50°C).

Следовательно, обогащение сланцев битумами (как и формирование залежей битумов) могло происходить только за счет восходящей разгрузки, поступления углеводородов снизу. Вероятно, подобные разгрузки могли служить и в качестве донора в обогащении сланцев рассеянным органическим веществом (абиогенная компонента) за счет сорбции углеводородов.

Ранее уже отмечалось, что территории альпийских передовых прогибов и межгорных впадин во всем разбуренном диапазоне глубин характеризуются преимущественной нефтеносностью [Раабен, 1975]. Для этих же зон свойственны нефти, главным образом нафтенового основания [Радченко, 1965]. Подобная зональность в аспекте глубинной дегазации Земли может быть объяснена либо спецификой генерации глубинных углеводородов, либо спецификой трансформации глубинных углеводородов в разрезе стратиферы. Во втором случае следует допускать, что окончательное становление состава углеводородов происходит уже в разрезе осадочных пород,

которые оказывают либо катализирующее воздействие на процессы трансформации и рекомбинации исходной глубинной смеси углеводородов (углеводородных радикалов), либо способствуют их окислению.

Осадочные породы альпийских прогибов и впадин сильно отличаются от пород мезозойского, а тем более палеозойского чехла докембрийских платформ по степени литификации, а следовательно, и по вероятным каталитическим эффектам.

Обычно при анализе зональности "забывается" одна из главных особенностей нефтегазоаккумуляции: крайне неравномерное (дискретное) распределение в пространстве залежей нефти и газа. Достаточно напомнить, что 75% мировых запасов нефти содержится в менее чем 1% крупнейших месторождений. Эта одна из главных закономерностей и особенностей в зональности нефтегазопроявления находит удовлетворительное объяснение именно с позиций глубинной дегазации Земли. Неравномерная в пространстве интенсивность эманационной дегазации определяется характером, конфигурацией проницаемых зон.

Зоны глубинных разломов как главные проницаемые зоны для разгрузки глубинных флюидов отличаются весьма неравномерной проницаемостью на своем протяжении, о чем можно судить по неравномерной интенсивности вулканических излияний вдоль трещинных зон, формированию дискретных каналов центрального типа (вулканы, трубки взрыва, минеральные источники). Эта неравномерность хорошо знакома специалистам по рудным месторождениям, которые уже давно пришли к заключению о связи рудных концентраций с узлами, пересечениями зон разломов. В нефтяной геологии такая связь с проницаемыми каналами трещинного и центрального типа не столь очевидна, хотя со времен Д.И. Менделеева (1877) в работах сторонников неорганического генезиса нефти подчеркивается связь месторождений нефти и газа с глубинными разломами [Кропоткин, 1955; Кудрявцев, 1963; Порфирьев, 1959; и др.].

Приуроченность грязевых вулканов к узлам пересечения глубинных разломов была продемонстрирована в работах В.А. Горина и З.А. Буниат-заде (1971), а связь месторождений нефти и газа с узлами показана в трудах Г.Н. Доленко (1966).

Зоны глубинных разломов контролируют не только местоположение залежей в разрезе стратисферы чисто структурно, а в аспекте глубинной дегазации Земли являются проводящими каналами как для насыщения углеводородами ловушек (формирования залежей), так и для формирования локальных очагов и региональных зон аномального насыщения газами и битумами пластовых вод, горных пород, зон вторичных изменений пород (наложенного эпигенеза), связанных с вторгающимся потоком глубинных флюидов.

Таким образом, региональные закономерности и региональная зональность нефтегазоаккумуляции контролируются прежде всего основными чертами геологического строения — глубинными разло-

мами, мощностью и составом разреза стратисферы, размещением в разрезе региональных резервуаров и особенно покрывшек. Однако региональная зональность нефтегазоаккумуляции (как и глобальная) находится и в тесной связи с характером термодинамического режима недр нефтегазоносных регионов, т.е. в зависимости от зональности глубинной дегазации Земли.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕФТЕГАЗОАККУМУЛЯЦИИ. ЗНАЧЕНИЕ НЕСКВОЗНЫХ ВЕТВЕЙ ГЛУБИННОЙ ДЕГАЗАЦИИ В ДИНАМИЧЕСКОМ БАЛАНСЕ УГЛЕРОДА

В предыдущем разделе было показано, что в большинстве зон нефтегазоаккумуляции не намечается отчетливой смены с глубиной нефтяных залежей газоконденсатными и газовыми. Неравномерность в распределении запасов нефти и газа по разрезу контролируется в первую очередь распределением в разрезе региональных флюидоупоров-покрывшек. При этом большее значение имеет положение в разрезе нижней из них. Галогенные отложения и на больших глубинах (5–6 км) остаются надежными флюидоупорами, и в пределах их развития вертикальные перетоки нефти и газа оказываются возможными лишь над зонами разломов (ступеней) в подсолевых отложениях. Здесь происходят резкие изменения мощностей соленосных отложений и появляется возможность вертикальных перетоков.

Влияние региональных покрывшек на распределение запасов нефти в пределах платформенных территорий СССР было рассмотрено В.Д. Наливкиным (1972).

Отмеченная В.Ф. Раабеном (1975) разная глубина расположения основного этажа нефтеносности (ОЭН) связана не столько со стадиями преобразования ОВ, сколько с положением в разрезе и качеством нижней региональной покрывшки. Ранее [Валяев, 1977] было отмечено, что приуроченность скоплений углеводородов к тем или иным частям разреза стратисферы связана с условиями (возможностью) возникновения вторичных кавернозно-трещинных резервуаров, либо вторжения (и упругого оттеснения пластовых вод) в первично-поровые коллекторы. Неравномерность условий скопления приводит к обособлению в разрезе благоприятных и среди них оптимальных для накопления углеводородов интервалов – оптимальных зон накопления углеводородов (ОЗНУ).

При отсутствии в разрезе надежных флюидоупоров в первую очередь теряются газообразные компоненты, и окисленная нефть и битумы могут скапливаться и в условиях неудовлетворительной изоляции вблизи дневной поверхности (залени битуминозных песков) или даже образовывать скопления на дневной поверхности (асфальтовое озеро, Тринидад).

Сквозная разгрузка глубинных углеводородов на дневную поверхность возможна не только на склонах щитов с небольшой мощностью чехла, но и в центральных частях глубоких прогибов и

впадин, выполненных осадочными породами. Здесь можно отметить зоны глубинных разломов по границе геосинклинального обрамления с передовым прогибом (линейные трещинные каналы глубинной разгрузки).

К другому типу относятся грязевые вулканы. Разгрузка в этих случаях происходит по каналам центрального типа и вполне уместна аналогия с импульсной разгрузкой глубинных газов в трубках взрыва или в действующих вулканах. Аналогия с вулканами и трубками взрыва дополняется и тем, что в эруптивные фазы извержений грязевых вулканов происходит вынос не только флюидов, но и твердой фазы (горных пород), подвергшихся в той или иной степени брекчированию. Давления глубинных флюидов достигают столь больших значений, что их разгрузка получает катастрофический характер, причем в нее вовлекаются и вмещающие породы.

Однако формирование крупнейших и гигантских нефтяных и газовых месторождений в разрезе стратисферы связано в первую очередь не со сквозной разгрузкой глубинных углеводородов, а с несквозными ветвями глубинной дегазации Земли (как следует из трудов В.И. Вернадского и всех сторонников неорганического происхождения нефти), которые до последнего времени не нашли отражения в схемах баланса углерода.

Как известно, баланс сводится к выносу глубинной (ювенильной и метаморфогенной) углекислоты в атмосферу и захоронению хемогенных, биогенных карбонатов и остатков органического вещества в осадках. Нефть и газ по схемам органического происхождения генерируются в пределах стратисферы, частично аккумулируясь в залежах, отчасти уходя в атмосферу, частью растворяясь в пластовых водах и сорбируясь.

Как уже отмечалось, скрытая, несквозная разгрузка глубинных углеводородов в осадочный разрез не признается (исключением можно считать работы А.В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко, обосновывающие привнос в породы чехла метаморфогенных углеводородов из былых осадочных пород фундамента). Значение этих скрытых, несквозных ветвей трудно переоценить хотя бы потому, что именно они ответственные за формирование промышленных, так необходимых человеку скоплений углеводородов, а также таких ценных газовых примесей, как гелий и сероводород. Кстати, и формирование залежей серы в гипсоносных разрезах за счет восстановления углеводородами также происходит с участием глубинных газов.

Как известно, КПД многих промышленных установок и двигателей достигает нескольких процентов. КПД природных процессов, если их измерять потребительскими мерками, во многих случаях еще меньше. Вторжение глубинных углеводородов в стратисферу наряду с формированием интересующих человека месторождений нефти, конденсата и газа приводит к образованию вокруг месторождений ореолов рассеяния (вторжения) — газонасыщенных вод, сопровождается сорбцией углеводородов окружающими породами (прежде

всего покрывками над залежами) и затратами углеводородов на восстановление минерального комплекса пород и рассеивание в атмосфере. КПД формирования залежей по схеме глубинной дегазации составит в лучшем случае несколько процентов, а при значительной доле сквозной разгрузки (рассеиванию в атмосферу) и того меньше — доли процента. Наше заключение дает другое объяснение количественному соотношению — пропорциям углеводородов, сконцентрированных в залежах и в тех или иных формах рассеянных [Моделевский, 1971], вне связи с генерацией углеводородов из ОВ вмещающих осадочных пород.

При этом логичное, непротиворечивое объяснение получается для соотношения углеводородов в залежах и находящихся в рассеянном состоянии в водах и породах. Возвращаясь к примеру горячего утюга и теплой комнаты, было бы неправильно думать, что комнату нагрел утюг — хотя Н.Б. Вассоевич, а затем Л.М. Зорькин (1973) почему-то полагают, что с позиций неорганического происхождения углеводородов современные залежи должны служить источниками для обогащения углеводородами и битуминозными компонентами вод и пород.

Второй вариант, предлагаемый сторонниками органического генезиса углеводородов, — формирование залежей за счет рассеянных в чехле углеводородов — встречает неопреодолимые термодинамические затруднения — комнатным теплом утюг не раскалится.

В вариантах же глубинного генезиса нефти, в частности с позиций глубинной дегазации Земли, отмеченный парадокс исчезает, поскольку формирование залежей и рассеяние происходит параллельно за счет энергии и флюидов, поступающих (мобилизующихся) из зон с несравненно более высокими энергетическими (термодинамическими) параметрами.

Заслуживает внимания одно из следствий из развиваемых здесь представлений. С позиций формирования скоплений углеводородов за счет продуктов дегазации следует, что между залежами и битуминозными аномалиями (или аномалиями газонасыщенности вод) могут быть три соотношения — залежь сопровождается аномалиями вплоть до верхней границы вторжения глубинных углеводородов (в частном случае, при сквозной разгрузке до дневной поверхности); залежь не проявляется в виде аномалий в вышезалегающих горизонтах; аномалии существуют без промышленных залежей. И следовательно, неверными представляются бытующие взгляды, крайне важные для практики поисков, о залежах как источниках аномалий. Даже в случае залежей с АВПД "ореол вторжения" К.А. Аникиева следует рассматривать не как ореол залежи, а как ореол вторжения глубинных углеводородов, сформировавших залежь.

Заслуживает внимания соотношение в вертикальном разрезе рассеянных и концентрированных (в залежах) форм углеводородов и битумов в аспекте дегазации Земли. Из работ В.Ф. Раабена (1975), Е.А. Рогозиной и др. (1977) следует, что в целом обнаруживается значительное несоответствие по глубине в распре-

делении залежей нефти и газа (ГЗН, ГЗГ или ОЭН) и интервалов наиболее интенсивной генерации углеводородов (ГФН и ГФГ). Это несоответствие, выражающееся в более высоком расположении по разрезу интервалов концентрации по отношению к интервалам генерации, выглядит еще более разительным, если не упускать из внимания гигантских по масштабам запасов скоплений битуминозных пород. В аспекте дегазации Земли эти несоответствия находят удовлетворительное объяснение, с учетом дифференциации и трансформации в разрезе стратисферы вторгающегося потока глубинных углеводородов.

Из развиваемых нами представлений следует, что в зависимости от состава осадочного разреза в разных регионах соотношение между запасами углеводородов в залежах и рассеянными формами углеводородов может резко различаться. Прямая связь между ними может не только не проявляться, но и обязательно должна нарушаться для случаев гигантских скоплений.

Действительно, выше по разрезу над доманиковыми сланцами в Волго-Уральской области или над сланцами Грин-Ривер (США) крупных месторождений нефти и газа не обнаруживается. И напротив, наиболее богатая на земном шаре нефтеносная область Ближнего и Среднего Востока не содержит соответствующих по масштабам количеств углеводородов и битумов, рассеянных в породах. Так, например, максимальные по плотности запасов зоны углеводородов не зависят от обогащенности разрезов исходным биогенным ОВ [Конторович, Трофимов, 1976, рис. 2].

Вертикальная зональность в распределении запасов (залежей) углеводородов и количеств рассеянных битумов и углеводородов зависит от мощности и состава разреза стратисферы, и в первую очередь от распределения в разрезе покровных и их числа, от проявлений разрывной тектоники. Фазовая вертикальная зональность, помимо этих факторов, обуславливающих дифференциацию и трансформацию потока глубинных углеводородов, находится также в тесной зависимости от термодинамического режима регионов и их отдельных участков, контролирующей зональность глубинной дегазации Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обоснование зональности нефтегазонакопления в аспекте дегазации Земли является исключительно важным не только для разработки теоретических основ процессов нефтегазонакопления, но и для практики поисков нефти и газа. При глобальном подходе к проблемам глубинной дегазации процессы нефтегазонакопления могут уже рассматриваться в качестве одного из звеньев трансформации пород земной коры под воздействием восходящего потока глубинных флюидов и энергии. В современной петрологии утверждается тенденция объяснять причины магматизма (и связанный с ними вулканизм, газы вулканов), источник энергии магматизма процессами

привноса глубинных мантийных восстановленных флюидов. В таком случае рудогенез, формирование минеральных комплексов неметаллических полезных ископаемых, а также месторождений нефти и газа следует рассматривать как ветви процессов, прямо или косвенно связанные с глубинной дегазацией Земли.

Правда, намечающиеся в той или иной форме парагенетические связи процессов рудо- и нефтеобразования (точнее, рассмотрение их в одном ряду) не придают окончательной убедительности представлениям о глубинном генезисе углеводородов. Выявляется, что и в образовании ряда рудных, связанных с магматическими явлениями концентраций роль ювенильной компоненты проблематична.

Аналогичный характер носит заключение, сделанное ранее, о природе гидротерм по результатам изотопных анализов кислорода термальных вод. Однако материалы изотопных исследований во многих случаях не позволяют сделать однозначный вывод о природе тех или иных минеральных или газовых компонентов. Наблюдается явное перекрытие в отношениях стабильных изотопов азота, кислорода, серы, углерода, в продуктах разного генезиса. Процессы дифференциации изотопов в геологических процессах, в геологических открытых системах, характеризующихся значительными перепадами в термодинамических параметрах и значениях окислительно-восстановительного потенциала, далеки пока от окончательного познания.

Исследователи предпочитают интерпретацию изотопных данных проводить комплексно, с использованием разнообразных геологических данных. При этом возможные интерпретации изотопных данных с позиций новых, дискуссионных идей не могут получить широкого распространения, тогда как подкрепление изотопными определениями принятых в геологии схем выглядит предпочтительнее. Сомнения, связанные с ролью, участием ювенильной, мантийной, девственной по отношению к верхней части земной коры компоненты, остались и после выполнения изотопных исследований.

При использовании этих результатов упускается из виду, что для нефтяной геологии кардинальное значение имеет не обособление ювенильности пластовых флюидов, а данные об их глубинности. Принципиальное значение имеет решение дилеммы об автохтонном или аллохтонном характере углеводородов в разрезе стратисферы, о масштабах латеральной и вертикальной миграции. Главное заключается в разрешении вопросов о масштабах вторжения глубинных (а не исключительно ювенильных) флюидов в осадочный чехол. Результаты изотопных исследований находят удовлетворительное согласие с моделью широкого вторжения глубинных углеводородов в разрез стратисферы.

При классификации природных газов В.И. Вернадский важное место отводил тектоническим газовым струям. Он писал еще в 1912 г.: "тектонические газовые струи сосредоточены главным образом в областях, где процессы дробления земной коры про-

должныются... Газы, которые выходят в таких струях, вовсе не являются газами, образовавшимися на месте или вблизи места выхода струй" [Вернадский, 1960, с. 341]. В качестве корней таких струй В.И. Вернадский рассматривал газовые скопления и газовые сгущения, т.е., в первую очередь, газовые залежи, формирующиеся в газовых областях.

И.В. Высоцкий (1954) выделял газоаккумуляционные очаги, с которыми связаны выходы газовых источников и струй на дневную поверхность. В аспекте дегазации Земли следовало бы выделить глубинные проницаемые зоны, которые концентрируют разгрузку глубинных флюидов. На пути восхождения в земной коре в пределах проницаемых зон могут формироваться газовые скопления и газовые сгущения, связанные не только с чистой аккумуляцией глубинной фазы, но и с трансформацией ее состава, а также с генерацией глубинных газов (например, метаморфогенных).

Следовательно, с проницаемыми зонами могут быть связаны флюидогенные, флюидотрансформационные и флюидоаккумуляционные вторичные очаги, довольно часто обнаруживающие себя на дневной поверхности струйными выходами воды и газов.

Дискретный характер в распределении подобных очагов в недрах связан непосредственно с дискретным характером распределения проницаемости и природных резервуаров вблизи каналов восходящей разгрузки глубинных флюидов. И наконец, в зональности накопления углеводородов с особой силой проявляется зональность глубинной дегазации Земли, в свою очередь коррелирующей с термодинамическим режимом глубоких недр. С особой отчетливостью это проявляется при рассмотрении глобальных и региональных латеральных закономерностей (зональности) в размещении месторождений нефти, газа и конденсата. Однако закономерности (зональность) распределения скоплений углеводородов в вертикальном разрезе зависят в значительной мере и от геологического строения разреза стратисферы.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Ф.А. О зональности нефтегазообразования в земной коре по данным изотопных исследований. - Геология нефти и газа, 1974, № 4, с. 62-67.

Аникиев К.А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. - Труды ВНИГРИ, 1964, вып. 233, 168 с.

Аникиев К.А., Введенская А.Я. Аномально высокие пластовые давления - проявления глубинной жизни Земли. - В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наукова думка, 1975, с. 95-113.

Бескровный Н.С., Берсон Г.Л., Гурко Н.Н. и др. Геохимические особенности состава нефти из кальдеры вулкана Узон на Восточной Камчатке. - Сов. геол., 1974, № 10, с. 56-63.

Бойко Г.Е. Зональность в нефтегазоаккумуляции. Киев: Наукова думка, 1976, 126 с.

Валяев Б.М. Тектоническая глобальная и региональная зональность нефтегазоаккумуляции в аспекте дегазации Земли. - В кн.: Происхождение

нефти и газа и закономерности образования и размещения их залежей: Тез. докл. (Львов, апрель 1977). Львов: Вільна Україна, 1977, с. 75-77.

В а л я е в Б.М., Л ю с т и х А.Е. Условия проявления и природа сверхли-
тостатических пластовых давлений (на примере юго-востока Ставрополя). -
ДАН СССР, 1976, т. 230, № 4, с. 912-915.

В а с с о в и ч Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти
(исторический обзор и современное состояние). - Изв. АН СССР. Серия геол.,
1967, № 11, с. 135-156.

В е р н а д с к и й В.И. Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. V,
с. 337-351.

В и н о г р а д о в А.П. Газовый режим Земли. - В кн.: Химия земной
коры. М.: Наука, 1964.

В о й т о в Г.И. К оценкам современного субвертикального потока газов
в различных геоструктурных зонах Земли. - В кн.: Дегазация Земли и
геотектоника: Тез. докл. симп. (апрель 1976 г.). М.: Наука, 1976,
с. 47-50.

В о л к о в В.П., Р у з а й к и н Г.И. Математическое моделирование газо-
вых равновесий в вулканическом процессе. М.: Наука, 1974.

В о р о н о в А.Н., М а х м у д о в А.Х. и др. Природные газы осадочной
толщи/Под ред. В.П. Якуцени. Л.: Недра, 1976. 344 с.

В ы с о ц к и й И.В. Основы геологии природного газа. М.: Гостоптех-
издат, 1954.

Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.:
Наука, 1977. 292 с.

Г е н ш а ф т Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубин-
ной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.

Г о р и н В.А., Б у н и а т - з а д е З.А. Глубинные разломы, газонефтяной
вулканизм и залежи нефти и газа Западного борта Южно-Каспийской впадины.
Баку: Азернешр, 1971. 192 с.

Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтидов и битуми-
нозных пород. - Междунар. геологический конгресс, XXV сессия: Докл.
советских геологов. М.: Наука, 1976. 148 с.

Д о л е н к о Г.Н. Закономерности нефтегазонакопления в земной коре
и теория неорганического синтеза нефти и газа. - В кн.: Проблема происхож-
дения нефти и газа и образование их промышленных залежей. Киев: Наукова
думка, 1966, с. 3-36.

З о р ь к и н Л.М. Геохимия газов пластовых вод нефтегазоносных бас-
сейнов. М.: Недра, 1973.

И в а н к и н П.Ф., И н ш и н Г.Ф. О взаимосвязи углерода и воды в петро-
генезе. - Сов. геол., 1977, № 1, с. 35-46.

И в а н о в В.В. Основные закономерности распространения и образования
минеральных вод на территории СССР. - В кн.: Минеральные воды СССР.
Пояснительная записка к карте минеральных вод СССР (м-б 1:4 000 000).
М.: ЦНИИКИФ, 1974.

И в а н о в В.В. Генетическая классификация минерализованных вод
земной коры. - В кн.: Вопросы гидрогеологии минеральных вод. М.:
ЦНИИКИФ, 1977, с. 3-58.

И в а н о в В.В., К о н о н о в В.И. Проблемы генезиса терм регионов ак-
тивного вулканизма. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 11, с. 131-
143.

К а п у с т и н Ю.Л. Об источнике углекислоты карбонатитов и общем со-
ставе газовой составляющей в карбонатитовых комплексах. - В кн.: Природ-
ные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений
полезных ископаемых: Краткие тез. докл. М.: МГРИ, 1976, с. 23-24.

Колодий В.В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев: Наукова думка, 1975.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения. - ДАН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 163-165.

Конторович А.Э., Трофимук А.А. Литогенез и нефтегазообразование. - В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтидов и битуминозных пород. М.: Наука, 1976, с. 19-36.

Кравченко К.Н. О зональности распространения скоплений нефти и газа на территории юга СССР. - Сов. геол., 1974, № 2, с. 9-18.

Краускопф К.Б. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам. - В кн.: Геохимические исследования. М.: ИЛ, 1961, с. 333-357.

Кропоткин П.Н. Проблема происхождения нефти. - Сов. геол., 1955, сб. 47, с. 104-125.

Кропоткин П.Н. Выступления в прениях. - В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра, 1972.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1965, № 11, с. 29-46.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Напряженное состояние горных пород в земной коре и давление во флюидно-газовой фазе. - Геофизический сб., 1976, вып. 71, с. 3-18.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. - Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 209.

Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Л.: Недра, 1963, 220 с.

Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973.

Куликов П.К. Генетические типы и механизм образования гигантских газовых месторождений. - Сов. геол., 1976, № 7, с. 15-24.

Лагунова И.А., Яковлев О.Н. Гидрохимическая зональность Западно-Сибирского артезианского бассейна и особенности формирования вод пониженной минерализации. - Труды ВНИГРИ, 1977, вып. 396.

Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. Флюидный режим метаморфизма. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 79-85.

Линецкий В.Ф. Критический обзор современных представлений о первичной миграции биогенных нефтяных углеводородов. - В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наукова думка, 1975, с. 70-94.

Лондон Э.Е. О формировании регионального фона газонасыщения пластовых вод. - Геология нефти и газа, 1975, № 8, с. 24-30.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.

Макаренко Ф.А., Сергиенко С.И. Тепловой поток на нефтяных газовых и газоконденсатных месторождениях континентов. - ДАН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 173-175.

Мархинин Е.К., Подклетнов Н.Е., Збруева А.И. Аминокислоты, углеводороды и другие органические соединения в ювенильном составе вулканическом пепле. - ДАН СССР, 1975, т. 222, № 6, с. 1438-1440.

- Мархинин Е.К., Ураков В.А., Подклетнов Н.Е. Углеводороды в газах базальтовых лавовых рек Толбачинского трещинного извержения 1975-1976 гг. - ДАН СССР, 1977, т. 236, № 5, с. 1214-1217.
- Маракушев А.А. Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 7-21.
- Матвиенко В.Н., Сергиенко С.И. Тепловое поле нефтегазоносных районов Предкавказья. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1976, № 2, с. 149-155.
- Менделеев Д.И. Гипотеза о происхождении нефти. - Журн. Русского химического об-ва, 1877, т. 9, вып. 2, отд. 1.
- Мехтиев Ш.Ф. Проблемы генезиса нефти и формирования нефтегазовых залежей (по материалам нефтегазоносных областей Южно-Каспийской впадины), Баку, АН АзССР, 1969, 326 с.
- Наливкин В.Д. Зависимость распределения нефти и газа от типов крупных и крупнейших тектонических структур. - В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтяных структур. М.: Наука, 1972, с. 25-29.
- Наливкин В.Д., Лазарев В.С., Сверчков Г.П. Влияние геологических условий на размещение углеводородов в осадочных бассейнах. - В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтяных и битуминозных пород. М.: Наука, 1976, с. 108-115.
- Никонов В.Ф. О раздельном генезисе нефти и газа. - В кн.: Проблема неорганического происхождения нефти. Киев: Наукова думка, 1971, с. 171-190.
- Неручев С.Г., Rogozina E.A., Карпенко Л.Н. Главная фаза газообразования - один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого РОВ. - Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 14-16.
- Перчук Л.Л. Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 68-78.
- Осипов Ю.Г., Яницкий И.Н. Проявления метана и гелия в Южной Африке. - В кн.: Информационное сообщение. Сер. Методы геологической съемки, поисков, разведки и оценки месторождений, охрана недр. М.: ОНТИ ВИАМС, 1965, вып. 65, № 1.
- Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наукова думка, 1975.
- Перчук А.Л., Маракушев А.А. Проблема состава и происхождения ювенильных флюидов. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. симп. (апрель 1976 г.). М.: Наука, 1976, с. 28-30.
- Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1964.
- Порфирьев В.Б. К вопросу о времени формирования нефтяных месторождений - В кн.: Проблема миграции нефти и формирования скоплений нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1959, с. 165-193.
- Раабен В.Ф. Особенности размещения запасов нефти по глубинам в различных бассейнах. - Геология нефти и газа, 1975, № 10, с. 25-29.
- Радченко О.А. Геохимические закономерности размещения нефтеносных областей мира. Л.: Недра, 1965.
- Рогозина Е.А., Наливкин В.Д., Неручев С.Г. и др. Этапы газообразования и их влияние на распределение нефти и газа. - В кн.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977, с. 36-43.

Семеновенко Н.П. Континентальная кора. Киев: Наукова думка, 1975, 199 с.

Сергиенко С.И. Влияние теплового поля на нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 1, с. 104-114.

Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Об углеводородном дыхании докембрийских графитосодержащих толщ. - ДАН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184-187.

Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. - Труды ГИН АН СССР, 1975, вып. 277.

Соколов В.А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М.: Недра, 1965. 276 с.

Строганов В.П. О главных фазах генерации газообразных и жидких углеводородов и условиях формирования зон нефте- и газонакопления. - Сов. геол., 1973, № 9, с. 67-75.

Тазиев Г. Вулкан становится лабораторией. - В кн.: Будущее науки: Международный ежегодник. М.: Знание, 1973, вып. 6, с. 270-280.

Тхостов Б.А. Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. М.: Недра, 1966.

Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977.

Хитаров Н.И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. Шестнадцатое чтение им. В.И. Вернадского 12 марта 1974. М.: Наука, 1976. 24 с.

Швец В.М. Органические вещества подземных вод. М.: Недра, 1973.

Щербakov А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н. Газы термальных вод. М.: Наука, 1974.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРЮЧИХ ГАЗОВ И НЕФТИ

Для выяснения природы газов зон глубинных разломов в течение многих лет в МГРИ проводились исследования в следующих районах современных подвижек земной коры: области срединных океанических хребтов и рифтов, области глубоководных океанических впадин (желобов) и островных дуг, области альпийской складчатости и молодого (третичного и четвертичного) вулканизма, области краевых прогибов, мезозойской и кайнозойской складчатости.

Большой интерес представляют газы в областях новейших движений и новейшего вулканизма. Это в свою очередь позволяет применить принципы актуализма при решении ряда вопросов, в том числе вопросов, касающихся геохимии природных газов в тех регионах, где такие геологические процессы уже закончились.

Среди наиболее активных поясов привлекала внимание прежде всего Курило-Камчатская зона — единственный район Советского Союза, принадлежащий к Тихоокеанскому подвижному поясу, который характеризуется развитием глубоководных желобов и вулканических дуг.

Изучение вулканических газов, газопаровых струй, фумарол и газов термальных полей с уникальным по мощности тепловым потоком дает единственную и наиболее достоверную возможность выяснить первичный состав глубинных газов, термодинамическую обстановку, в которой проходят химические реакции, сопровождающиеся выходом газов, и глубже понять направленность процесса дегазации мантии.

Значительный интерес представляет геология и геохимия природных газов зон глубинных разломов, заложенных в более древних структурных этапах земной коры и участвующих в разных структурно-тектонических этапах ее развития.

В качестве объекта была выбрана зона Пшекиш-Тырныаузского разлома (Большой Кавказ); на западе она переходит в Ахтырскую зону и, наконец, уходит под складчатые сооружения Таманского и Керченского полуостровов.

1

Московский геологоразведочный институт (МГРИ).

При изучении вулканических газов Камчатки нас прежде всего интересовали вопросы геохимии углерода и водорода — основных элементов, из которых состоят углеводороды земной коры.

За последнюю четверть века были получены обширные данные о составе вулканических газов, в основном в результате исследований, которые проводились в Лаборатории вулканологии, преобразованной в Институт вулканологии СО АН СССР. Наши исследования 1963 г. [Кравцов, 1971] и особенно специальные исследования по геологии и геохимии природных газов, связанных с магматизмом, начатые в МГРИ в 1969 г., позволили получить большой и интересный материал по составу газов вулканов Камчатки и Курильских островов [Кравцов, 1974]. Изучались фумарольные газы, приуроченные к эруптивным или лавовым потоками, и газы их горячих источников.

Как показывает табл. 1, в составе фумарольных газов содержатся водород, двуокись углерода, а также метан и его гомологи.

Водород — постоянный компонент магматических газов, и его роль увеличивается в восстановительной обстановке. Водород содержится не только в составе магматических газов. Его содержание больше в базальтовой магме, чем в андезитовой, а тем более — в гранитной. Содержание водорода в газах уменьшается с понижением температуры.

Магматическая природа газов группы углерода не вызывает сомнения. Окись и главным образом двуокись углерода (CO и CO_2) — основные компоненты вулканических газов, независимо от расположения их выходов, геологии и состава вмещающих пород. С понижением температуры количество газов группы углерода (фумарольных газов) увеличивается, причем ниже 100°C газы группы углерода являются основными. Однако при одинаковых температурах количество газообразного углерода в газах различных фумарол варьирует в широких пределах. Это, по-видимому, обусловлено неодинаковым содержанием углеродистых газов в лавах различного состава. Так, например, замечено, что при остывании кислых лав из них отделяется больше углеродистых газов, чем из более основных; при остывании лав кислого состава в отделяющихся газах большую роль играет CO_2 , а при остывании основных лав — CO , которая в фумаролах из базальтов Ключевского вулкана даже преобладает над CO_2 . Снижение температуры фумарол приводит к уменьшению в газах доли CO и увеличению доли CO_2 . Нахождение CO в высокотемпературных, а CO_2 в низкотемпературных фумарольных газах, по-видимому, контролируется обратимой реакцией $\text{H}_2\text{O} + \text{CO} = \text{CO}_2 + \text{H}_2$. При повышении температуры ее равновесие смещается влево, а при снижении — вправо.

Метан и его гомологи, содержащиеся в фумарольных газах, также имеют магматическое происхождение. Это доказывается термодинамическими расчетами образования метана в магме при малых парциальных давлениях кислорода ($P_{\text{O}_2} < 10^{-21}$).

Таблица 1

Состав газов fumarol Прорыва Пийпа, объемн. %

HF	HCl	SO ₂	SO ₃	H ₂ S	NH ₃	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄ +T.Y.*
Фумарола 1									
0,12	2,98	0,00	2,23	29,83	2,23	25,88	0,00	14,9	22,36
0,41	9,41	0,00	6,99	0,00	1,43	61,35	0,00	20,45	0,00
Фумарола 2									
0,00	46,94	0,00	2,32	0,00	0,02	11,70	0,60	0,00	39,03
0,01	0,08	0,00	0,01	0,00	0,02	59,93	0,00	0,00	39,95
19,48	19,48	0,00	2,43	0,00	0,15	9,75	0,00	48,71	0,00
Фумарола 9									
0,38	5,69	0,00	0,01	0,00	0,00	37,54	0,00	0,00	56,38
0,04	-	0,00	1,34	0,00	-	-	0,00	49,31	49,31

* T.Y. - тяжелые углеводороды.

Важную информацию о генезисе вулканических газов дает изотопный состав углерода. С этой целью были подвергнуты изотопным исследованиям газы свободных выделений и газы из конденсата газопаровых струй, а также углерод карбонатов, осаденных из растворов (табл. 2). Изотопный состав углерода определялся на масс-спектрометре МИ-1309 прецизионным компенсационным методом, точность определения $\pm 0,05\%$ от величины $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$ выражается в процентах относительно Чикагского стандарта PDB).

Как видно из приведенных анализов, диапазон изменения изотопного состава углерода в изученных газах fumarol и газовых струй невелик, $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от $-0,68$ до $-0,90\%$. Если учесть, что изотопный состав углерода алмазов и кимберлитов варьирует в пределах (в $\delta^{13}\text{C}$) от $-0,40$ до $-0,80\%$, то полученные результаты можно рассматривать как подтверждение ювенильного происхождения углерода в газах fumarol и паровых струй вулканов и термальных полей Камчатки и Курильских островов. Изотопный состав углерода кальцитов утяжелен по сравнению со стандартом; это указывает на их образование в условиях изотопного относительно низкотемпературного обмена в системе углекислый газ-карбонаты.

Содержание метана в fumarольных газах различных вулканов уменьшается с увеличением температуры fumarol, т.е. метан более характерен для низкотемпературных газов (табл. 3). Одной из причин, которой можно объяснить наблюдаемый факт, может быть энергичный подсос атмосферного кислорода к месту выхода газа с повышением температуры; при этом метан может окислиться до CO_2 и H_2O .

Наблюдаются следующие соотношения между газами при понижении температуры fumarol:

при 190°C $\text{CO}_2 > \text{SO}_2 > \text{HCl} > \text{H}_2 > \text{CO}$;

при 100°C $\text{CO}_2 > \text{CH}_4 > \text{CO} > \text{H}_2$;

при 90°C $\text{CO}_2 > \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S} > \text{CO}$.

Т а б л и ц а 2

Изотопный состав углерода в углеродистых газах и минералах Камчатки (анализы выполнены О.И. Кропотовой)

Характеристика пробы	Место взятия пробы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB
Кальцит из отложений на стенках выхода источника	Нальчевское месторождение высокотермальных вод (МВТВ)	+0,23
CO ₂ из газопаровой струи	То же	-0,89
Кальцит из отложений на стенках выхода источника	Большебанное месторождение высокотермальных вод (МВТВ)	-0,45
CO ₂ из газопаровой струи	Долина Гейзеров	-0,90
	Паужетское месторождение высокотермальных вод (МВТВ)	-0,80
CO ₂ из фумарол	Вулкан Эбеко (Восточный цирк)	-0,71
	Вулкан Карымский (южный склон)	-0,68

Т а б л и ц а 3

Состав газов фумарол пирокластических потоков вулкана Безымянного, объемн. %

Температура, °С	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄ + Т.У.
400	13,39	1,76	Сл.	22,32	17,80	44,86	-
250	22,22	4,88	-	-	-	73,14	-
140	1,67	0,58	-	96,58	-	0,42	0,42
102	23,57	5,95	-	-	-	47,63	17,85
100	-	0,21	2,86	81,13	0,74	0,56	4,45
94	-	-	3,23	66,53	-	-	30,24

Дальнейшее снижение температуры фумарол до 60-40° приводит к исчезновению из состава газов как CH₄ и H₂, так и CO₂. В таких фумаролах содержатся воздух и пары воды.

Изменение состава вулканических газов, выделяющихся на различных стадиях эксплозивного процесса, по-видимому, объясняется дифференциацией летучих, отделяющихся от магмы, поступающей на поверхность в процессе извержения. Магма - это силикатный расплав (или жидкость) с растворенными в ней летучими. При резком изменении внешнего давления на магму из нее

начинают бурно выделяться летучие, причем, как и в случае с жидкостями, вначале отделяются наименее растворимые газы, а затем более растворимые.

Аналогичный процесс, по-видимому, характерен для фумарольной стадии извержений вулканов.

Во всяком случае снижение температуры фумарол от 700–800°C до ~300°C сопровождается уменьшением содержания фтора в составе газов; он практически отсутствует при температурах фумарол около 100°C и более низких. По-видимому, при температуре около 100°C появляется возможность конденсации газов и образования жидких растворов около фумарол, в которых фиксируется HCl. Снижение температуры фумарольных газов до 60°C приводит к фиксации слабо растворимых газообразных соединений серы, при этом фумаролы становятся углекислыми и метановыми, еще при более низких температурах – чисто паровыми.

Таким образом, остывание извергнутого магматического материала и связанное с этим понижение температуры фумарол ведет к дальнейшей дифференциации газов.

Исследования показали, что в фумарольных газах из более основных лав метана больше, чем в фумарольных газах из кислых. Видимо, не случайно, что в фумаролах с температурой 60–70°C, выделяющихся из лав базальтового состава Ключевского вулкана, "вулканические" газы содержат, кроме паров воды и воздуха, в основном метан. Таким образом, в магматических расплавах кислого состава создается окислительная обстановка, а в расплавах основного состава – восстановительная. Окислительная обстановка благоприятствует образованию CO₂, а восстановительная – CO, H₂ и CH₄. Этим, очевидно, и объясняется то, что фумарольные газы из лав основного состава содержат повышенные количества CO, H₂ и CH₄, а из кислых – CO₂.

Мы так подробно остановились на геохимии магматических газов, так как считаем, что образование и скопление углеводородов в земной коре в конечном итоге связано с дегазацией мантии (углеводородное дыхание Земли). На примере современного вулканизма видно, какие огромные количества углеводородов могут при этом выделяться¹.

Для сравнительных оценок изучались природные газы глубинного происхождения не только в системе Камчатско-Курильской дуги, с ее проявлениями новейшего вулканизма, но также и в альпийской складчатой области Большого Кавказа. В центральной части Большого Кавказа (в западной половине хребта) имеется область палеозойской складчатости, тектонически деформированная в некоторой степени и в альпийском цикле складчатости. Здесь

¹ Изучение современного вулканизма имеет также первостепенное значение для понимания основных закономерностей накопления различных металлов в эффузивно-осадочном комплексе пород, связанном с выносом их вместе с летучими газами.

изучались газы Пшекиш-Тырнаузского глубинного разлома, который переходит западнее в Ахтырскую зону и далее уходит под складчатые сооружения Таманского и Керченского полуостровов. Центральная часть Северного Кавказа представляет определенный интерес также и потому, что мощность осадочного чехла в ее пределах по сравнению с мощностью чехла в пределах Азово-Кубанской впадины значительно сокращена.

В ряде случаев, например по долинам р. Баксан и притоков р. Кубань, на дневную поверхность выходят кристаллические породы палеозоя.

Очень интересный состав природных газов наблюдается в зоне Тырнаузского разлома. Здесь скв. 104, пробуренной на правом берегу р. Баксан, в интервале глубин 764,3 - 834,0 м в порфири-видных сильно трещиноватых эльджуритских гранитах была вскрыта сильно газированная минеральная вода. В газе было найдено 83,8% водорода. В воде содержится также некоторое количество лития. Водород в значительных количествах встречается только в водах, приуроченных к зонам глубинных разломов, тогда как с удалением от последних его содержание резко падает, либо он почти не встречается. В этой связи интересно отметить, что в Приэльбрусье на Кызылкольском медноколчеданном месторождении из скв. 2, пробуренной в штольне 7, состав газа был следующий (в %): H_2 - 82, N_2 - 12,4, CO_2 - 3,95, CH_4 - 0,5, H_2S - 0,05.

Величина $\delta^{13}C$ углекислого газа мощных минеральных источников Северного Кавказа, выходящих по долинам рек Баксан, Даут, Кубань, Константы и других, изменяется, по данным МГРИ, от -0,8 до -0,99%, что свидетельствует об ювенильной природе углекислого газа, который имеет здесь широкое распространение. Углекислый газ является продуктом проявлений молодого интрузивного магматизма района Кавказских Минеральных Вод (КМВ), конкретным выражением которого являются лакколиты Пятигорска, сложенные липаритами и трахилипаритами.

Как отмечено, с кислыми магмами связан главным образом CO_2 . По-видимому, этим и объясняется, что основным газовым компонентом минеральных вод района КМВ является углекислый газ (до 90% и более), образовавшийся в результате недавно (в ачкагыльском веке) закончившейся вулканической деятельности.

В районе Эссентуков из скв. 12, вскрывшей аргиллиты эссентукской свиты, с глубины 655-662 м был получен приток термальной минеральной воды со спонтанно выделяющимся газом, который содержит (в объемн. %): CO_2 - 10,44, N_2 - 30,76, Ar - 0,69, He - 0,071, CH_4 - 57,609, C_2H_6 - 0,276, C_2H_4 - 0,029, C_3H_8 - 0,008, C_3H_6 - 0,006.

Характерно, что в составе газов углекислых вод района КМВ найдены олефины. Это может указывать на существование современного процесса образования углеводородного газа на глубине.

Азово-Кубанская впадина (северо-западная часть Северного Кавказа), ограниченная с востока Ставропольским сводом, на западе продолжается под акваторией Азовского моря. Северная, большая ее часть принадлежит к Предкавказской (Скифской) плите, а южным бортом является Альпийское складчатое сооружение Кавказского хребта. В современном структурном плане наиболее погруженную часть этой впадины занимает Индоло-Кубанский передовой прогиб. Ее восточная часть, расположенная в Предкавказье, выделяется под названием Западно-Кубанского передового прогиба, выполненного осадочными породами, мощность которых изменяется от 3,5-4,5 км на востоке до 13 км на западе (в приосевой части прогиба). Этот мощный комплекс осадочных пород характеризуется своеобразным составом газов (в объемн. %): H_2S - 16-70, CO_2 - 21-56, CH_4 - до 90, N_2 - 4-35.

Керченско-Таманская область, как и все известные в настоящее время области развития грязевого вулканизма, располагается в пределах альпийской складчатой зоны, характеризующейся высокой тектонической активностью¹.

Основными компонентами газов грязевых вулканов этой области являются метан (от 57 до 97,8%) и углекислый газ (от 3-4 до 91%). Тяжелые углеводороды присутствуют в газах грязевых вулканов в незначительных количествах; они представлены в основном этаном (~2,5%) и пропаном (~1,4%). Среди газов грязевых вулканов установлены также водород (до 3%) и окись углерода (до 1,5%); они появляются в газах грязевых вулканов преимущественно в наиболее активную фазу деятельности.

Рядом исследователей в газах грязевых вулканов были установлены пары ртути с содержанием от $7,10^{-7}$ до $2,10^{-6}$ мг/л. Отмечено, что наиболее высокое содержание паров ртути приурочено к наиболее позднему этапу развития грязевулканической деятельности. Углерод углекислого газа грязевых вулканов характеризуется повышенным содержанием изотопа ^{13}C . Величина $\delta^{13}C$ углерода углекислого газа изменяется от -0,49 до +1,17%, причем основная масса значений величины $\delta^{13}C$ располагается в интервале от -0,57 до +0,74%. Колебания величины $\delta^{13}C$ углерода CH_4 лежат в пределах от -0,33 до -0,84%.

Повышенные концентрации лития, бора и паров ртути в грязи вулканов также свидетельствуют о том, что в грязевулканической деятельности принимают участие глубинные магматические газы.

Подводя некоторые итоги, следует отметить, что основную роль в перемещении вещества к земной поверхности играют зоны глубинных разломов.

При образовании глубинного разлома в земной коре и верхней мантии давление в пластичной зоне (астеносфере) резко снижается -

¹ При рассмотрении геохимии природных газов считаем, как и многие исследователи [Ковалевский, 1940], что образование грязевых вулканов связано с глубинными разломами и проявлением магматической деятельности.

магма разжижается и устремляется вверх. По мере движения магмы к поверхности происходит с уменьшением давления дальнейшее разжижение и поднятие ее по зоне глубинных разломов. При этом газы, выделяющиеся в огромных количествах в результате перепада давления, также способствуют продвижению магмы вверх.

Магма, продвигаясь вверх по зоне глубинных разломов, достигает земной поверхности, и тогда это приводит к образованию вулкана или служит причиной площадного излияния лав у линии разлома, как это имеет место на Камчатке. Пути и условия проникновения магмы и газов на разных участках глубинного разлома не одинаковы. В тех случаях, когда магма не доходит до земной поверхности, образуются габиссальные интрузивные тела, внедренные в толщу осадочных пород. Во всех этих случаях перемещение магмы происходит по разломам, а вместе с ней переносятся и содержащиеся в ней газы. При этом надо иметь в виду, что выделение газов происходит не только при извержении вулканов, но и во время всей поствулканической или интрузивной деятельности, как это видно на примере вулканов Камчатки.

Как видно, газы, выделяющиеся из вулканов, представляют собой по существу газы верхней мантии, в той или иной степени измененные при движении магмы к земной поверхности. Состав газов, непосредственно выделяющихся из жидких лавовых озер вулканов, по-видимому, наиболее близок к составу газов верхней мантии. Температура газов, выделяющихся из лавовых озер, видимо, ненамного отличается от температуры магматических очагов ($1000-1200^{\circ}\text{C}$), различие же в составе связано прежде всего с разницей в давлении. Высокие давления ($16\ 000 - 20\ 000$ атм) существуют в магме на глубине (в подкорковых слоях). Изменение давления приводит к изменению физического состояния силикатного расплава и газов и к смещению равновесия реакций.

Температура газов, выделяющихся вблизи вулканов, понижена по сравнению с температурой газов жидкой магмы. Поскольку многие газы при изменении $P-T$ условий в поднимающейся магме реагируют с горными породами, состав вулканических газов претерпевает некоторые изменения. Тем не менее многие компоненты, которые присутствуют в газах лавовых озер, являются в значительной степени компонентами вещества верхней мантии.

Вода в магме является, по-видимому, той средой, в которой и сосредоточены главным образом газообразные и другие летучие вещества. Как справедливо отмечает В.А. Соколов (1966), происходящие в верхней мантии и в магме обратимые химические процессы, в которых участвуют газообразные вещества, можно подразделить на несколько основных групп: 1) образование H_2 , CO , CO_2 и CH_4 ; 2) образование галоидоводородных кислот и их взаимодействие с веществом горных пород, 3) образование и изменение газообразных сернистых соединений, 4) образование газообразных веществ, содержащих азот, бор, кремний и фосфор.

Все эти процессы происходят в присутствии воды, количество которой гораздо больше количества других летучих веществ.

Интерес представляет прежде всего первая группа газов (H_2 , CO , CO_2 и CH_4), так как с ними связано образование углеводородов.

Термодинамические расчеты показывают, что в исходном магматическом газе (и это подтверждается анализом вулканических газов) присутствует главным образом H_2O , а из других газовых компонентов главным образом — водород (в базальтовой и дацитовой магме) или сернистые газы (в гранитной магме). Однако, кроме H_2O , H_2 и сернистых соединений, в магме в больших количествах содержатся углерод и его окислы.

В такой системе основными реакциями должны быть: 1) $CO_2 + 4H_2 \rightleftharpoons CH_4 + 2H_2O$; 2) $CO + 3H_2 \rightleftharpoons CH_4 + H_2O$; 3) $C + 2H_2O \rightleftharpoons CO_2 + 2H_2$; 4) $CO_2 + CO + 7H_2 \rightleftharpoons 2CH_4 + 3H_2O$; 5) $CO + H_2O \rightleftharpoons CO_2 + H_2$; 6) $2CO + 2H_2 \rightleftharpoons CH_4 + CO_2$; 7) $2CO \rightleftharpoons C + CO_2$.

Таким образом, в реакциях между углеродом, его окислами, водой и водородом образуется метан. Однако если учесть, что по мере движения магмы к дневной поверхности, вместе с газопаровым потоком при снижении температуры образуется в огромных количествах не только метан (исходное вещество для образования более тяжелых углеводородов), но и сами эти углеводороды, можно связать с этим процессом образования углеводородных флюидов. Вначале они образуют в осадочном чехле конденсат, который при понижении давления переходит в легкую бензинистую нефть и газ. Этот процесс особенно интенсивно идет при наличии соответствующих катализаторов в толще пород.

Таким образом, водород, окись и двуокись углерода рассматриваются как основной исходный материал для образования метана и затем тяжелых углеводородов.

В.И. Вернадский не исключал глубинное происхождение метана. "Далеко не всегда, — писал он, — углеводороды вод связаны с жизнью. Есть метан, поднимающийся из более глубоких частей земной коры... Именно для метана исключительная связь с жизнью сомнительна, так как этот легкий газ имеет свойства, напоминающие водород. Известные его синтезы в лаборатории чрезвычайно разнообразны и часто независимы от органических соединений. Аналогичные процессы должны идти в магмах" [Вернадский, 1933, с. 133].

Наши эксперименты по синтезу углеводородов подтверждают это¹. При соответствующих термодинамических условиях из окиси и двуокиси углерода и водорода был получен метан и полная гамма тяжелых углеводородов — гомологов метана, вплоть до жидкой фазы.

1

Исследования проводились при участии В.А. Боброва, Л.Н. Хетчикова и В.А. Безрукова во Всесоюзном научно-исследовательском институте синтеза минерального сырья (ВНИИСМС).

Эксперименты проводились при моделировании конкретных природных условий с соответствующими катализаторами.

Совместное изучение гидротермальных растворов и углеводородов должно привести, по нашему мнению, к выводу о единстве процессов газо-нефте- и рудообразования.

Углеводороды образуют единый парагенетический ряд с эндогенными минералами. При этом "нижние" температуры для выделения минералов из гидротермальных растворов являются "верхними" для сохранения углеводородов.

Углеводородные газы и сопутствующие им минералы (сера, целестин, барит и др.) образуют единый парагенетический ряд с ртутными и другими эндогенными минералами и связаны с ними общностью локализации в земной коре и источником вещества.

Переходные зоны от платформ к складчатым областям, сложные по своему строению и характеризующиеся большими размерами (протяженностью — тысячи километров и шириной — десятки и сотни километров), контрастностью тектонических движений и глубиной заложения, могут рассматриваться в качестве принципиально перспективных на газ площадей.

Узлы пересечений или сопряжений поперечных структур отличаются повышенной проницаемостью, облегчающей проникновение газопаровых эманаций от их глубинных источников к местам газоаккумуляции (к ловушкам).

Перспективными для поисков залежей углеводородных газов являются краевые части авлакогенов, которые характеризуются развитием глубинных разломов (типа краевых) и специфической внутренней структурой, в частности гребневидной (эжективной) складчатостью, несущей следы диапиризма первого или второго порядка.

Гипербазитовые пояса, а также пояса даек и малых интрузий преимущественно основного состава рассматриваем так же, как указание на разломы, которые могут быть каналами движения углеводородов.

Под тектоническими плитами платформ и щитов плавнение и дифференциация вещества верхней мантии происходят главным образом вдоль зон глубинных разломов, которые и являются наиболее перспективными для поисков залежей углеводородных газов и нефтяных месторождений.

Наиболее интенсивно и полно была проплавлена и лишена легкоплавких компонентов мантия под Русской и Северо-Американской платформами и Канадским щитом. Об этом свидетельствуют слабые проявления в этих регионах базальтового вулканизма в платформенный этап развития. Поэтому они менее перспективны в отношении месторождений углеводородных газов и нефти.

В меньшей мере мантия дегазирована под Сибирской, Индийской и Африканской платформами. На них имели место обширные излияния платобазальтов в палеозое, мезозое и кайнозое, широко распространены никеленосные породы и кимберлиты. По-

этому эти регионы исключительно перспективны в отношении углеводородных газов и нефти.

С нашей точки зрения, более перспективными для поисков месторождений углеводородных газов и нефти являются те регионы, где осадочный чехол формировался на океанической коре, а не на континентальной.

В настоящее время становится известно все большее количество фактов, показывающих, что углеводороды, а следовательно, и нефть представляют собой вещество неорганического происхождения. Так, например, метан и этан присутствуют на Юпитере и других планетах, существование жизни на которых исключено, битумы встречаются в метеоритах (углистых хондритах). Все это делает необходимым радикальный пересмотр распространенных представлений о генезисе нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В.И. История минералов земной коры. М.; Л.: ОНТИ, 1933, т. 2, с. 1, вып. 1.

Ковалевский С.А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия. Баку: Азгостоптехиздат, 1940.

Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов зон глубинных разломов. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных запасов. Киев: Наукова думка, 1971.

Кравцов А.И. О газонефтеносности Камчатки. — Изв. вузов. Серия геол. и разведка, 1974, № 8.

Соколов В.А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М.: Недра, 1966.

НОВЕЙШАЯ РАЗДРОБЛЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И РАЗМЕЩЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В последние годы, особенно после работ Н.А. Кудрявцева, показавшего в глобальном плане связь размещения нефтегазоносности с разломами земной коры, многими исследователями обращается внимание на приуроченность месторождений нефти и газа к зонам дробления фундамента и флексур осадочного чехла. Такая зависимость четче проявляется в районах Волго-Уральской провинции, Нижнего Поволжья, Западного Предкавказья, Бухаро-Хивинской ступени и некоторых других, где цепочки нефтегазоносных структур сопряжены с зонами разломов и флексур.

Однако наряду с такой общей закономерностью в пределах нефтегазоносных земель известны зоны разломов, не связанные с размещением месторождений нефти и газа. В связи с этим интересно напомнить высказанное в свое время замечание Н.А. Кудрявцева (1963) о том, что нефть и газ могут мигрировать только по тем разломам, которые недавно обновлялись и еще не заполнены минеральными новообразованиями.

На примере Рязано-Саратовского авлакогена и некоторых центральных районов Русской плиты, где не обнаруживается промышленная нефтегазоносность, удалось установить, что имеющиеся там разломы оказываются латентными, не испытавшими активизацию в новейший тектонический этап. Поэтому изучение новейшей активизации движений по разломам и оценка ее влияния на размещение нефти и газа представляются весьма актуальной и практически важной задачей.

Обоснованием для выделения большинства разломов фундамента платформенных областей послужило сочетание геологических и геофизических данных. В качестве показателя подвижности разломов в новейший тектонический этап принимается геоморфологическая их выраженность в рельефе земной поверхности и в рисунке речной сети. Все эти показатели уже известны геологам из опубликованных работ.

На основании сочетания таких данных удается разделить все выделенные разломы земной коры на активные и неактивные.

¹ Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ).

Сопоставление их с размещением месторождений нефти и газа по всем платформенным областям Советского Союза показало преимущественную приуроченность зон нефте- и газонакопления к разломам, активным в новейший тектонический этап.

Еще более наглядно намеченную зависимость можно видеть на схеме, обобщенно изображающей степень новейшей тектонической раздробленности фундамента (рисунок), которая выражается как суммарная длина активизированных разломов, отнесенная на единицу площади. В данном случае — это линейная длина, в км на 10 000 км², изменяющаяся от 0 до 400 км. Подсчет производится методом "скользящего окна". Удобство такого приема заключается в том, что значения новейшей мобильности могут быть показаны в виде изолиний. При этом видно, что в большинстве регионов дизъюнктивная тектоника согласуется с расположением зон нефте- и газонакопления, причем наиболее отчетливо она согласуется с размещением месторождений газа.

Характер влияния новейшей разломной тектоники на размещение нефти и газа зависит, кроме того, от общей гипсометрической приподнятости плит и от степени герметичности земных недр.

В погруженных областях, на молодых эпигерцидских плитах с хорошей герметичной покрывкой молодых отложений наблюдается приуроченность газонакопления к зонам наиболее интенсивной новейшей раздробленности, а нефтегазонакопления — к относительно менее мобильным зонам.

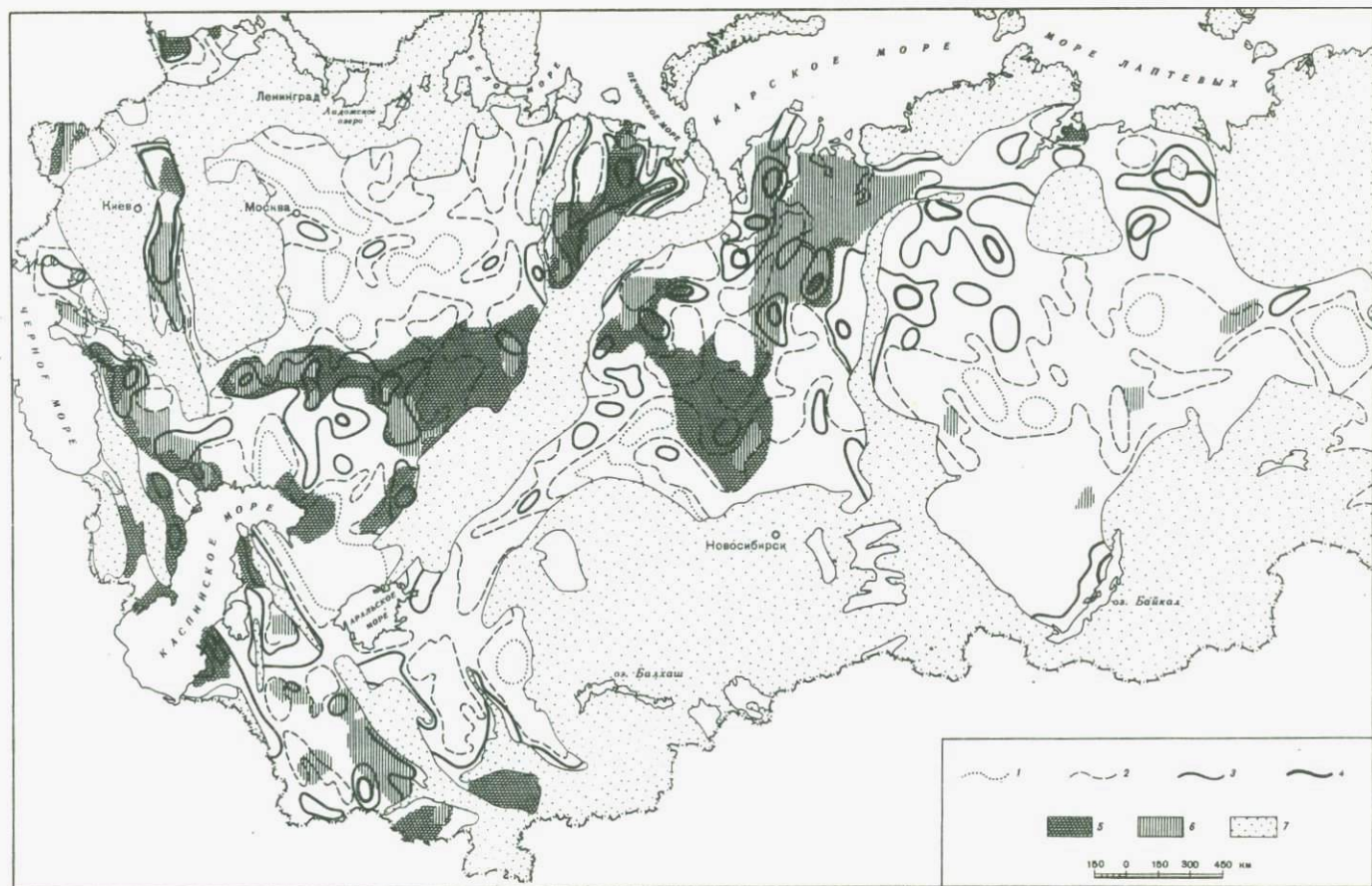
Так, на Западно-Сибирской плите область преимущественного газонакопления приурочена к наиболее раздробленной активизированной северной ее половине, а область нефтенакопления — к сплошной южной части плиты.

На Скифско-Туранской плите газоносность также отвечает относительно приподнятым и более раздробленным в новейшее время районам Бухаро-Хивинской ступени, Ставропольского и Централно-Каракумского сводов, а преимущественная нефтеносность — погруженной и менее активизированной области, окаймляющей впадину Каспийского моря.

На Русской плите, в ее восточной погруженной части, газоносность также отвечает мобильным раздробленным зонам (Нижнее Поволжье, Юг Волго-Уральской провинции, южные и восточные районы Тимано-Печорской провинции). Нефтеносные районы характеризуются несколько менее интенсивной новейшей раздробленностью фундамента.

С подъемом Русской плиты к западу в связи с ухудшением ее герметичности в зоне дробления Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена газоносность отвечает более погруженной восточной его части, а нефтеносность относительно приподнятой — западной.

В еще более приподнятой Северо-Западной краевой части Русской плиты газовые месторождения отсутствуют, а нефтенос-



ность соответствует погруженной зоне Балтийской синеклизы с повышенными значениями новейшей раздробленности.

В пределах высокоприподнятой и интенсивно раздробленной Сибирской платформы, с нарушенной герметичностью недр, газовые (и газоконденсатные) месторождения концентрируются в относительно слабо раздробленной погруженной зоне, протягивающейся в субширотном направлении к западу от устья р. Вилюй, а наиболее интенсивно раздробленные и приподнятые территории северной части платформы характеризуются распространением твердых (в том числе нерастворимых) битумов.

Таким образом, новейшая раздробленность земной коры в одних случаях, при наличии изолирующих толщ осадочных отложений большой мощности, способствует концентрации нефти и газа и формированию их месторождений, а в других – при нарушении герметичности недр играет негативную роль и приводит к дегазации месторождений. Сочетание этих факторов в значительной степени определяет пространственное размещение зон нефте- и газонакопления.

Установленная связь размещения нефтегазоносности с зонами активизированных разломов может рассматриваться как подтверждение молодого возраста формирования современного плана размещения нефти и газа. Это положение согласуется также и с тем, что образование многих приразломных локальных структур, служащих ловушкой для нефти и газа, обязано новейшим тектоническим движениям.

Наиболее вероятно предположение, что концентрация нефти и газа в залежах совпадает со временем формирования современного рельефа поверхности, когда создавались благоприятные условия для миграции углеводородов в результате возникновения проницаемых зон в земной коре. Механизм такой миграции обязан физическому состоянию пород верхней части земной коры, которое меняется в зависимости от знака рельефообразующих движений.

Как показали исследования по механике горных пород, хрупкость и пластичность представляют собой две соседние области поведения пород, связанные взаимопереходом в зависимости от величины нагрузки на них.

При общем подъеме поверхности растяжения осадочного чехла и уменьшении всестороннего давления возникает общая трещиноватость пород, способствующая вертикальной миграции углеводородов, и особенно газа. При общих опусканиях, с увеличени-

←

Схема новейшей раздробленности фундамента и размещения зон нефте- и газонакопления в пределах платформенных областей СССР.

Изолинии суммарной длины разломов, активных в новейшей тектонический этап, км на 10 000 км²: 1 – 0; 2 – 100; 3 – 200; 4 – 300 км и более; 5 – территории с установленной промышленной нефтеносностью; 6 – районы газонакопления; 7 – бесперспективные территории

ем сжатия и всестороннего давления, трещины залечиваются, породы приобретают пластичность и покрывающие отложения становятся малопроницаемыми для нефти и газа. Поэтому новейшие тектонические движения, обуславливающие дробление земной коры, играют контролируемую роль в размещении углеводородов. В одних условиях они способствуют их концентрации, в других (при нарушении герметичности недр) — приводят к дегазации.

Вопрос об источнике углеводородов является предметом острой дискуссии. С точки зрения их глубинного происхождения, выраженной в работах Н.А. Кудрявцева (1973), П.Н. Кропоткина (1955), Э.Б. Чекалюка (1971) и других, физическое состояние мигрирующего флюида представляет собой смесь жидких и газообразных углеводородов (парогазовую смесь), которая, поднимаясь из недр по трещинам и разломам, образует вследствие дифференцированной сепарации в земной коре залежи нефти и газа.

Однако установленные особенности пространственного размещения зон газонакопления и нефтенакпления не согласуются с такими представлениями. Если преимущественную концентрацию нефтяных месторождений какого-либо региона можно объяснить последующей утечкой газа, то причина образования скоплений газа без нефти или с незначительным содержанием ее остается загадкой. Не находят они также удовлетворительного обоснования и с позиций генерации углеводородов органическим веществом осадочных пород.

Обнаруженная пространственная селективность в размещении нефти и газа и более четкая по сравнению с нефтью приуроченность месторождений газа к определенным неотектонически активным зонам в сочетании с условиями герметичности недр приводят к мысли о том, что концентрация газа в земной коре является относительно более молодой, чем формирование зон нефтенакпления. Это дает основание предполагать, что миграция углеводородов из недр происходит в газовой или близкой к ней фазе и представляет собой "газовое дахание Земли" (по В.А. Вернадскому). Нефть и твердые битумы являются лишь результатом последующего метаморфизма первичного продукта в условиях дегазации недр.

Таким образом, газ, нефть и битумы представляют разные стадии такого процесса: газ — это молодость, нефть — зрелость, а твердые битумы — старость одного и того же исходного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Кропоткин П.Н. Проблема происхождения нефти. — Сов. геол., 1955, сб. 47, с. 104–125.

Кудрявцев Н.А. О закономерностях размещения нефтяных и газовых месторождений. — В кн.: Закономерности размещения месторождений нефти и газа Волго-Уральской области. М.: Наука, 1963.

Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Л.: Недр, 1973.

Чекалюк Э.Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. Киев: Наукова думка, 1971.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ СВЕРХВЫСОКОЙ ПЛАСТОВОЙ ЭНЕРГИИ РАЗБУРИВАЕМЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ НЕДР ЗЕМЛИ

Сверхвысокая пластовая энергия разбуриваемых нефтегазоносных недр проявляется в виде аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и температур, метасоматических изменений пород около залежей с АВПД, загазований, разжижений, разбуханий и диапировых сгрудиваний пластичных толщ-покрышек над крупными залежами с АВПД, а также других результатов превращения эндогенной энергии, периодически поступающей в осадочный чехол из очагов мантии Земли.

Геодинамическая теория АВПД рассматривает пластовые сверхдавления в связи со всеми проявлениями сверхвысокой пластовой энергии и процессами в глубинной корово-мантийной подошлеке нефтегазоносных впадин, избыточных АВПД. Она объединяет обширную эмпирию нефтегазоразведки и современную теорию геодинамики — эндогенной энергетики Земли. Она развивается в русле эндогенного "неорганического" направления нефтегазовой геологии. Огромный геолого-промысловый и технолого-буровой опыт разведки недр с АВПД обобщается этой теорией в виде пластово-барических моделей, которые раскрывают основные закономерности возникновения и распределения АВПД в недрах нефтегазоносных структур как результаты вертикальных пульсационных прорывов высокосжатых и перегретых флюидов из мантийных подкоровых очагов в структуры осадочного чехла [Аникиев, 1976, 1977а, 1977б; Аникиев, Введенская, 1975].

Геодинамическая теория АВПД развивает первоначальную концепцию автора о неотектонической эманационно-дислокационной эндогенной природе АВПД [Аникиев, 1963, 1964, 1971]. Она представляет цельное монистическое эндогенное воззрение на происхождение сверхвысокой пластовой энергии разбуриваемых нефтегазоносных недр.

Экзогенное "органическое" направление нефтегазовой геологии, его артезианская и литогенетическая доктрины не могут объединить наблюдаемые эмпирические закономерности АВПД в цельное монистическое экзогенное воззрение, поэтому они

¹ Весоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ).

вынуждены допустить, "что по своей природе АВПД чаще всего полигенны" [Вассоевич, Карцев, 1976, с. 105]. Их методология принципиально исключает из рассмотрения "неведомые глубины" корово-мантийной подошвы нефтегазоносных впадин, избыточных АВПД.

Однако еще на заре нефтедобычи массовые проявления АВПД в приповерхностных "девственных" залежах первых месторождений, подвергавшихся разбуриванию многочисленными мелкими скважинами до глубин 200-300 м, были объяснены Д.И. Менделеевым и вслед за ним Ю. Костом как результаты нагнетания в залежи сжатых природных газов - продуктов дегазации глубинных подкоровых недр Земли.

Так, по Д.И. Менделееву (1949, с. 622, 746), продолжающееся поныне массовое газообразование в "земных внутренностях" и вторжение глубинных сжатых газов "через трещины" и "отдушники" грязевых (газовых) вулканов в осадочный покров породили те сверхнапорные пересыщенные сжатым газом нефтяные скопления в приповерхностных горизонтах целинных месторождений, которые давали знаменитые сверхмощные фонтаны - свидетельства огромных АВПД, и массами уничтожались фонтанной эксплуатацией на заре нефтедобычи в странах геосинклинальных провинций.

Ю. Кост утверждал: "Там под (земной) корой и только там находится источник как самого природного газа, так и его мощной (упругой) энергии, называемой сверхвысоким пластовым давлением" [Coste, 1904, с. 99]. Он подчеркивал, что именно в моменты активизации разломов фундамента в осадочный чехол могут прорываться сжатые эндогенные газы, которые порождают АВПД в залежах нефтяных и газовых месторождений: "Сжатые газы и пары внутренних геосфер могут во время активного периода или периодов формирования разломов силой проложить себе путь вверх по ослабленным зонам к самой поверхности" [Coste, 1904, с. 102].

В трудах Д.И. Менделеева и особенно Ю. Коста отчетливо выражены принципы современной газовой эндогенной концепции АВПД, за исключением принципа пульсации вертикальной миграции сжатых флюидов - привносчиков АВПД в залежи, чем объясняется важная эмпирическая закономерность - скачкообразное распределение величин АВПД по этажам и горизонтам месторождений. Этот принцип не был ими достаточно прояснен и применен к анализу и объяснению картины "свистопляски сверхдавлений" по пластам и блокам месторождений, которая тогда не была особенно заметна из-за отсутствия количественных манометрических замеров АВПД, проявлявшихся качественно: выбрасыванием из скважин буровых снарядов, лавин тяжелой глинисто-песчаной жижи с камнями, образованием кратеров и т.п.

В 1950-х годах, когда возрождалась эндогенная "неорганическая" парадигма в отечественной нефтегеологической науке, было указано также и на некоторое превышение пластовых дав-

лений глубоких газовых залежей над гидростатическим давлением пластовых вод, что было истолковано в духе менделеевской газовой концепции поднятием в осадочный чехол эндогенных углеводородов и других глубинных газов [Кропоткин, 1955, с. 120-121].

Проявления АВПД в глубоких залежах были включены Н.А. Кудрявцевым (1959, с. 138-141) в его механизм формирования месторождений нефти и газа как доказательства эндогенных напоров вертикально мигрирующих вверх, сквозь осадочный чехол, нефтегазовых флюидов против давящих вниз гравитационных водных масс чехла. Этим был открыт современный этап развития монистического эндогенного воззрения на массовое распространение АВПД в глубоких закрытых этажах нефтегазоносных впадин.

Первое обобщение данных по геологии АВПД мира, включающее месторождения, разбуренные до глубин 3500-4000 м, позволило впервые показать, что АВПД являются производными функциями именно пульсирующей вертикальной миграции сжатых газов, газированных нефтей и вод, прорывающихся сквозь мощные толщи-покрышки осадочного чехла под воздействием пульсирующих эманационных дислокационных процессов неотектогенеза (геодинамики) в зонах глубинных разломов; при этом было подтверждено, что АВПД являются "отражениями эндогенной энергии глубинных недр" Земли [Аникиев, 1964, с. 110].

Сопоставление итогов указанной первой глобальной сводки АВПД с моделью дегазации Земли по А.П. Виноградову позволило заключить, что АВПД "возникают в результате подъема в осадочный чехол глубинных флюидов, выделяющихся в процессе дифференциации и дегазации вещества мантии Земли" [Кропоткин, Валяев, 1965, с. 45].

В 1970-х годах развитие эндогенной системы познания АВПД поднимается на новый уровень благодаря разработке геодинамических моделей эндогенной энергетики Земли, описываемых понятиями новой глобальной тектоники, тектоники плит, астеносферных диапиров и другими, а также пластово-барических моделей нефтегазоносных структур с АВПД, разбуренных на большие глубины вплоть до кристаллического фундамента.

Соединение геодинамических моделей литосферы и пластово-барических моделей нефтегазоносного осадочного чехла раскрывает глобальные, региональные закономерности АВПД, образует основы геодинамической теории АВПД.

Геодинамическая теория АВПД устанавливает, что явления АВПД, перегретости пластов и другие признаки сверхвысокой пластовой энергии нефтегазоносных недр возникают вследствие превращений эндогенной энергии продуктов дегазации мантии в избыточные упругие и тепловые запасы флюидных залежей внутри структур осадочного чехла. Это происходит при упругопульсационных вторжениях сжатых и перегретых флюидов в залежи, а также

при тектонических сжатиях замкнуто-упругих жидкостных залежей в новейшее геологическое время и даже сейчас.

Составленный автором Геологический кадастр АВПД мира, охватывающий данные по более чем 150 регионам глубокого бурения, позволил установить, что нефтегазоносные и парогидротермальные провинции с АВПД совпадают по своему положению и контролируются геодинамическими поясами Земли.

Геодинамические пояса выделяются в теле Земли высокой сейсмичностью, вулканизмом, интенсивными изостатическими аномалиями, разуплотнениями и "размягчениями" слоев верхней мантии, высокой гидротермальной активностью, повышенными тепловыми потоками, глубинными магнито-теллурическими аномалиями и другими отражениями поднятий в литосферу глубинных астеносферных диапиров, которые проплавливают и утоняют кристаллические слои литосферы, приближаются снизу к мощным осадочным выполнениям глубоких нефтегазоносных впадин и насыщают их недра сжатыми перегретыми мантийными флюидами, привносящими сверхвысокую пластовую энергию в осадочные толщи. Чем ближе массы астеносферных диапиров — очагов дегазации мантии поднимаются к осадочному чехлу впадин, тем интенсивнее чехол насыщается продуктами дегазации мантии и тем выше уровень сверхвысокой пластовой энергии в пределах разбуренного диапазона чехла.

Геодинамические пояса АВПД заметно отличаются от имеющегося стандарта тектоники плит, особенно тем, что они охватывают обширные активизированные территории древних платформ Африки, Азии и Северной Америки. Очевидно, АВПД как чувствительные индикаторы глубинных эндогенных процессов отражают также скрытые активные стыки литосферных плит.

Глубочайшая в мире скважина Берта Роджерс 1 в авлакогене Анадарко (США) нарвалась на глубине 9584 м на сверхмощный выброс из пласта газированного расплава серы с АВПД более 1700 атм при температуре свыше 260°C. Такие сверхдавления пластового флюида, нередкие в сверхглубоких скважинах, соизмеримы с давлениями расплавов в корневых камерах магматических вулканов вроде Везувия. Вместе со сверхтемпературами такие АВПД являются прямыми "уликами" мантийного газогеодинамического, а не литогенетического происхождения сверхвысокой пластовой энергии нефтегазоносных недр.

Нередко пластовые сверхдавления превышают вес литостатической нагрузки осадочных толщ над залежами. Поэтому разбухшие от вторжений флюидов перекрывающие толщи выпираются вверх крупными залежами, как гидравлическими домкратами, и образуют глинистые, соляные и иные диапиры — постоянные спутники месторождений с АВПД. Жидкостные замкнуто-упругие мелкие залежи внутри растущих диапиров подвергаются всесторонним стрессовым сжатиям, вследствие чего в них повышаются удельные упругие запасы и давления флюидов. Внутрдиапировое сжатие мелких залежей и другие дислокационные механизмы создания АВПД

приводятся в действие напорами крупных залежей, формируемых эманациями мантии. Следовательно, дислокационные и эманационные механизмы создания АВПД в залежах тесно переплетаются в растущих нефтегазоносных структурах осадочного чехла.

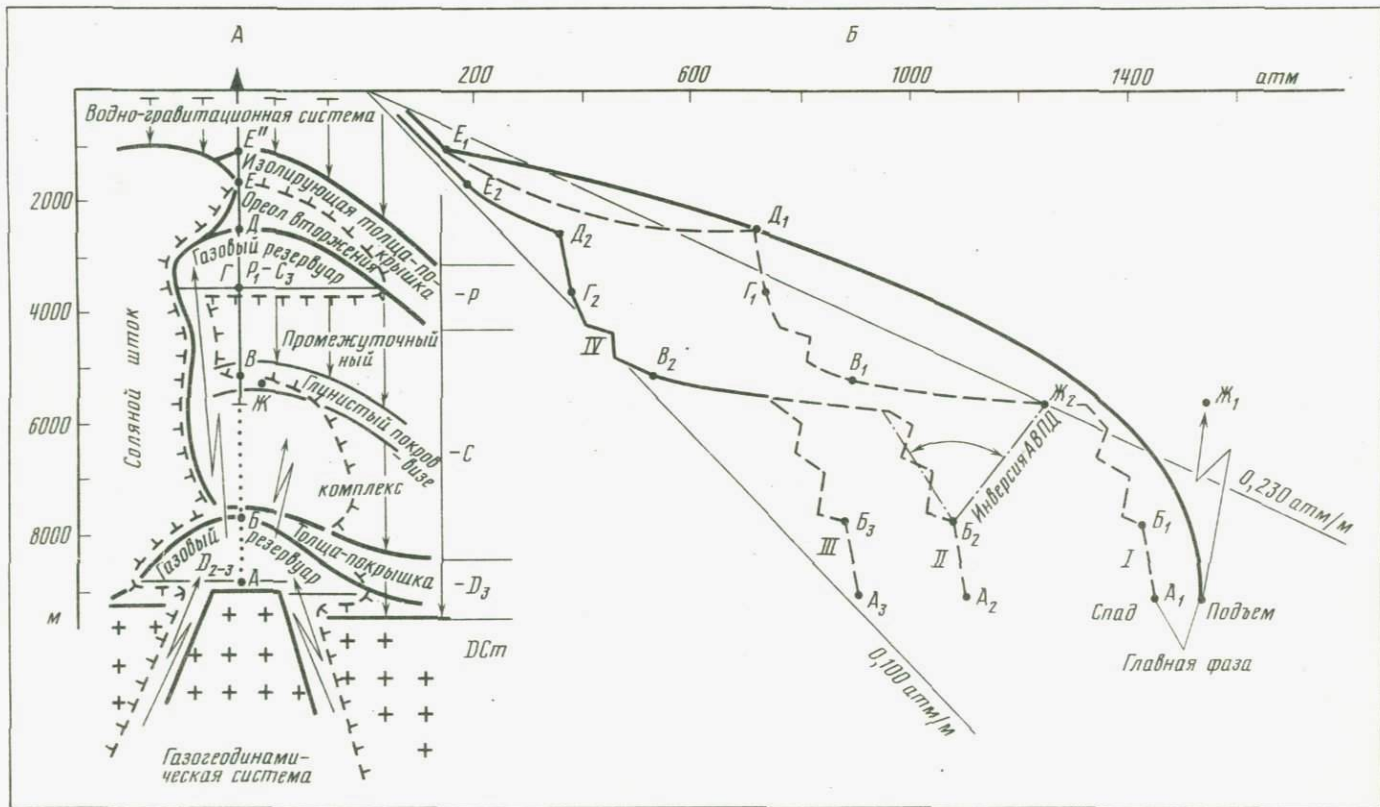
Таким образом, природа АВПД, всей сверхвысокой пластовой энергии нефтегазоносных недр является эндогенной геодинамической, связанной с динамикой коры и мантии Земли, с "дыханием" астеносферных диапиров — очагов дегазации мантии, с вторжением продуктов дегазации в толщи осадочного чехла, претерпевающие вследствие этого диапировые и иные дислокации.

Газовые и газонефтяные месторождения авлакогена Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) на Русской платформе, авлакогенов Делавер-Вэл Верде (ДВВ) и Анадарко на Северо-Американской платформе, разбуриваемые на большие глубины вплоть до кристаллического фундамента, являются как бы "манометрами", показывающими распределение сверхдавлений "дыхания" мантии по всей толще осадочного чехла.

Пластово-барические модели месторождений авлакогенов ДДВ, ДВВ и Анадарко (рис. 1-3) раскрывают природное единство двух противодействующих систем пластовых давлений: экзогенной, давящей вниз водно-гравитационной системы нормальных пластовых давлений, и эндогенной, рвущейся вверх газогеодинамической системы пластовых сверхдавлений.

Модель газовых месторождений авлакогена ДВВ (см. рис. 2) состоит из гигантского "газгольдера" газогеодинамической системы, содержащего крупные и мелкие газовые залежи в коллекторах, прогазованные перекрытия коллекторов, скопления газа в секущих полостях разрывов и т. п. В целом разнородные скопления газа образуют колоссальный массив, как бы всплывающий в среде водно-гравитационной системы, но удерживаемый сверху мощной изолирующей толщей-покрышкой. Общий объем газа в массиве составляет сотни миллиардов кубических метров. Однако львиная доля газа заключена в крупном резервуаре в низах чехла у кристаллического фундамента, а промежуточный комплекс и ореол вторжения лишь прогазованы, но вмещают мало промышленных запасов газа в небольших резервуарах комплекса и в мелких "карманных" полостях ореола.

В связи с пульсационностью, периодичностью "дыхания" мантии и нагнетания АВПД в осадочный чехол каждый газогеодинамический цикл формирования избыточных упругих запасов в недрах моделируемых месторождений подразделяется на прогрессивную и регрессивную стадии. На прогрессивной стадии в "газгольдер" врываются массы сжатого горячего газа из разломов фундамента и нагнетают АВПД в залежи по этапам осадочного чехла (см. рис. 2, кривые "главной фазы"). А на регрессивной стадии происходит перераспределение избыточных упругих запасов между залежами и общая утечка сжатых газов из массива газогеодинамической системы в окружающую среду водно-гравитационной системы



месторождения при отсутствии новых мощных притоков газа из разломов фундамента (см. рис. 2, II). Весь прогрессивно-регрессивный газогеодинамический цикл распределения и перераспределения АВПД в недрах месторождений напоминает цикл работы тепловой машины.

Инверсии градиентов АВПД (например, см. рис. 2, Б₂-Д₂) обусловлены прежде всего более быстрыми утечками флюидов из крупных резервуаров, нежели из мелких, которые "запечатаны" в пластичных породах ореолов вторжения. Кроме того, в мелких "запечатанных" залежах дополнительно повышаются давления при их тектонических сжатиях.

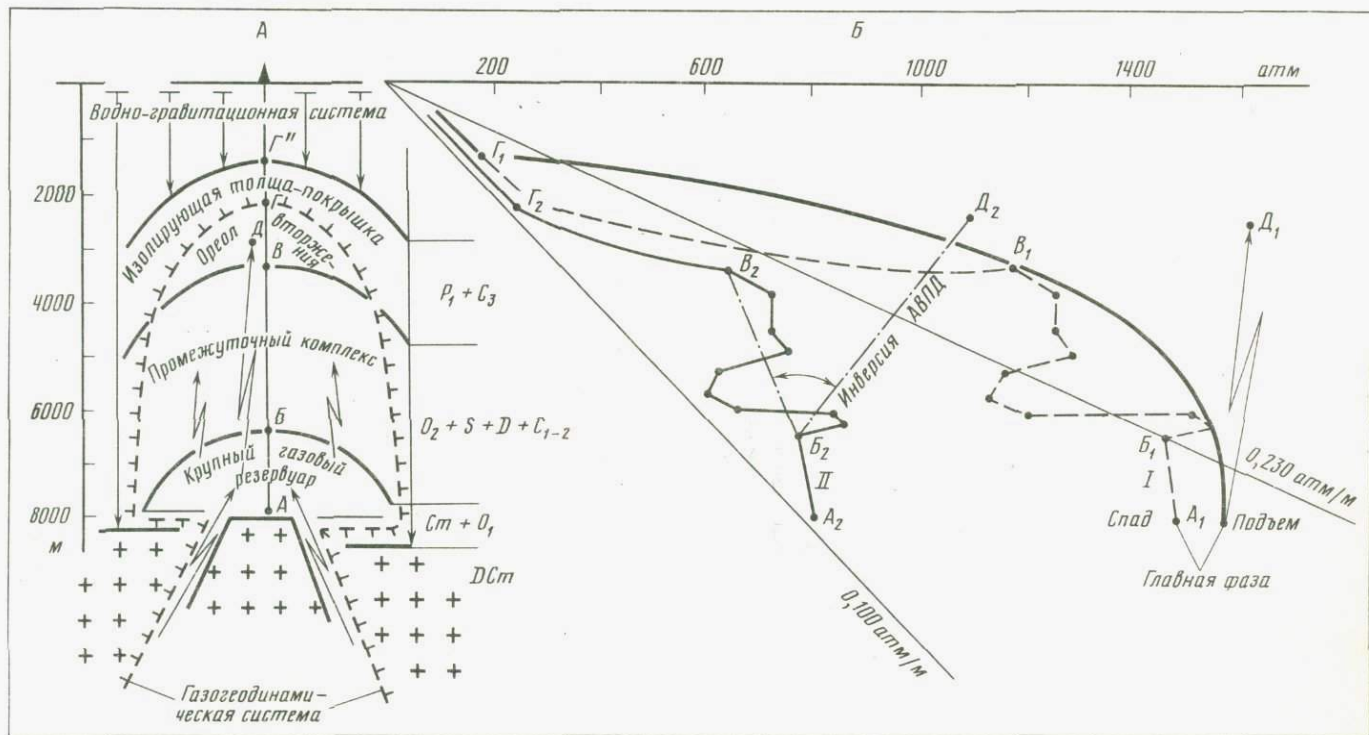
Сопоставление моделей месторождений авлакогенов ДВВ, ДДВ и Анадарко (см. рис. 1-3), а также месторождений Паннонской впадины и впадины оз. Маракайбо, где АВПД встречены в выступах кристаллического фундамента под базальными толщами-покрышками осадочного чехла, выявляет контроль главных этажей АВПД изолирующими покрышками, которые оказывают наибольшее сопротивление рвущимся вверх по разрезу массам сжатых флюидов, вторгающимся в осадочный чехол из разломов фундамента и создающим характерные градиенты АВПД в массивных залежах, в промежуточных комплексах, в ореолах вторжения и т.д.

Большие глубины авлакогенов в низах осадочного чехла у фундамента сплошь загазованы метаном, а также сероводородом, углекислым газом и примесями других эндогенных продуктов. Вверх по разрезу от фундамента массы метана сменяются скоплениями газоконденсата, а в верхах промежуточного комплекса и в ореолах вторжения появляются высокогазированные нефти. Еще выше, над изолирующей толщей-покрышкой в условиях незатрудненной дегазации недр верхнего раскрытого этажа обитают малонасыщенные газом дегазированные нефти. Как образуются все эти конденсаты и жидкие нефти?

Мысль Д.И. Менделеева о том, что нефти образуются на фоне массового эндогенного загазования земных недр путем конденсирования глубинных углеводородных газов по мере их поднятия к поверхности, вполне согласуется с указанным распределением газовых, газоконденсатных, газонефтяных и нефтяных масс снизу

Р и с. 1. Пластово-барическая модель главных газовых месторождений авлакогена Днепровско-Донецкой впадины (по К.А. Аникиеву)

А - обобщенный сводный профиль пластово-барической структуры солянокупольных месторождений (глубины условны); Б - градиенты пластовых давлений в газогеодинамической и водно-гравитационной системах месторождений; I - постулируемые на прогрессивной стадии газогеодинамического цикла в неогеновом периоде при спаде главной фазы газонасыщения структуры; II и III - постулируемые на современной регрессивной стадии цикла в глубоких неразбуренных недрах; IV - наблюдаемые при бурении



от фундамента вверх по разрезу месторождений авлакогенов ДДВ, ДВВ и Анадарко.

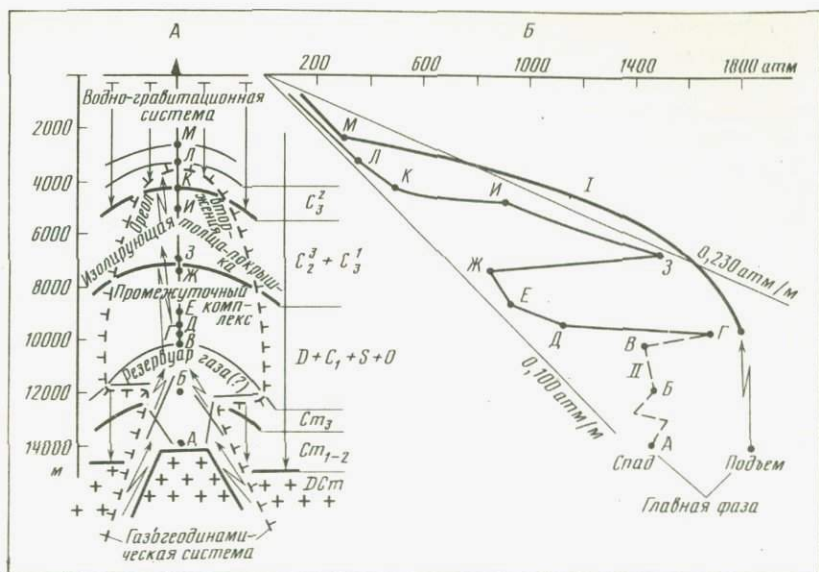
Вероятно, структуры этих месторождений являются как бы гигантскими природными реакционными колонками, внутри которых происходит превращения рвущихся вверх масс эндогенного метана в газоконденсаты и далее в высокогазированные жидкие нефти под действием огромных перепадов давлений и температур, а также каталитических влияний минеральных частиц осадочных пород, при фильтрации через них масс флюидов. Вероятно также, что фильтрующимися эндогенными флюидами растворяются, вымываются и мобилизуются углеводороды органического происхождения из рассеянной захороненной органики, особенно внутри глинистых толщ-покрышек. Органические углеводороды могут индуцировать оптическую активность эндогенной нефти и ускорять процессы полимеризации углеводородов.

Менделеевская минеральная теория нефтеобразования, рассматривающая эндогенный метан как родоначальник нефти, подтверждается и конкретизируется пластово-энергетическими моделями авлакогенных месторождений, разбуренных до кристаллического фундамента. Модели — геологический фундамент этой теории, тогда как "с химической точки зрения минеральная теория не вызывает в настоящее время никаких сомнений" [Наметкин, 1939, с. 314]. Академик Н.Д. Зелинский (1941) также считал, что метан может быть материнским веществом нефти.

Геодинамическая теория АВПД вносит в геотектонику и в нефтегеологическую науку новые представления об активном влиянии крупных сверхнапорных залежей на зарождение и рост диапировых структур месторождений, о создании трещинно-кавернозной емкости резервуаров расклинивающим и корродирующим действием глубинных флюидов, о развитии метасоматических барьеров переотложенного калыцита в ореолах вторжения над залежами, о развитии эпиантиклинальных разрывов над растущими ядрами диапиров и др. Словом, впервые выясняется, что весь механизм формирования месторождений с АВПД питается энергией, привносимой массами флюидов. Выясняется, что в геодинамических поясах Земли энергия диапирового складкообразования привносится

Р и с. 2. Пластово-барическая модель главных газовых месторождений авлакогена Делавэр-Вэл Верде (США) (по К.А. Аникиеву)

А — обобщенный сводный профиль пластово-барической структуры месторождений, разбуренных до кристаллического фундамента (глубины условны); В — градиенты пластовых давлений в газогеодинимической и водно-гравитационной системах месторождений; I — постулируемые на прогрессивной стадии газогеодинимического цикла в неогеновом периоде при спаде главной фазы газонасыщения структуры; II — наблюдаемые на современной регрессивной стадии цикла при бурении



Р и с. 3. Пластово-барическая модель типичного газового месторождения авлакогена Анадарко (США) (по К.А. Аникиеву)

А — профиль пластово-барической структуры месторождения, разбурного скважиной Берта Роджерс 1 до глубины 9584 м; Б — градиенты пластовых давлений в водно-гравитационной и газогидродинамической системах месторождения на современной прогрессивной стадии газодинамического цикла при спаде главной фазы газонасыщения структуры: I — наблюдаемые при бурении; II — постулируемые на неразбуренных больших глубинах осадочного чехла

в осадочный чехол "интрузиями" эндогенных высокосжатых и перегретых флюидов. Так, при извержениях грязевых вулканов прямо наблюдаются вспучивания и проседания антиклинальных складок. Разбухание и диапировые деформации пластичных толщ-покрышек в грязевулканических и иных антиклинальных складках всегда сопряжены с вторжениями в эти толщи масс высоконапорных флюидов. Ореолы вторжения перерастают в крипто- и макродиапиры. Флюиды, вторгающиеся в глинистые покрышки, вызывают разуплотнение глин, их пропитывание газами, парами, конденсационными водами, которые разжижают глины, регенерируют в них разбухающие частицы монтмориллонита. В результате ореолы вторжения приобретают текучесть, внутреннюю упругую энергию и сгруживаются в интрузивные диапиры линейного или центрального типа. Таков же механизм формирования соляных диапиров и серпентинитовых протрузий на месторождениях с АВПД.

Выявляются существенные аналоги в механизмах воздействия нефтегазоносных и магматических центральных интрузивов на вмещающую их раму осадочных толщ.

Энергетические параметры расплавленных магматических и нефтегазовых интрузивов оказываются одного порядка: давления — 1–2 кбар, температуры — 200–300°С, объемы — несколько кубических километров.

Те и другие интрузивы пульсационно внедряются в раму осадочных толщ снизу, разламывая ее мощными импульсами давлений. В результате образуются сходные "узоры" эпиантиклинальных разрывов, которые в структурной петрологии магматических интрузивов образно называют "черепашьей структурой", а в структурном картировании нефтегазоносных диапиров — структурой "разбитой тарелки".

Обе эти структуры образуются выходами на картируемую дневную поверхность кольцевых, конических и футлярообразных разрывов рамы, возникающих геометрически правильно под влиянием импульсов давлений на раму со стороны внедряющегося пластичного диапира или расплавленного магматического интрузива.

Проникающие по зонам разрывов в раму дериваты магматического интрузива застывают в виде кольцевых, конических радиальных и иных жильных тел. Аналогичным образом в раме нефтегазоносных диапиров распределяются по разрывам и по блокам структуры высоконапорные мелкие залежи — сателлиты крупных залежей, стимулирующих рост диапиров.

Магматическим и гидротермальным жилам в раме магматических интрузивов отвечают морфологические аналоги в раме нефтегазоносных диапиров в виде так называемых нефтевулканических некков и даек, газоструйных песчаниковых жил и пр.

Неглубокие магматические очаги формируются в осадочном чехле под изолирующими покрывками точно так же, как и крупные нефтегазовые залежи с АВПД.

Установление существенных аналогий в механизмах формирования нефтегазовых, магматических и гидротермальных рудных образований [Поспелов, 1973] в толщах осадочного чехла вносит вклад в один из разделов учения об энергетике земной коры, посвященный энергетике осадочного чехла геодинамических поясов Земли.

Итак, дегазация мантии питает энергией всю систему складчато-диапировых и разрывных механизмов в недрах месторождений с АВПД. Здесь действуют механизмы интрузивного выдавливания, гравитационного всплывания, складок нагнетания (по В.В. Белоусову), дилатационных складок (по М.В. Гзовскому), складок глубинного набухания (по И.В. Кирилловой) и т.п.

Представление о возникновении складкообразующих усилий внутри самих складчатых толщ при их разбухании под воздействием вторгающихся глубинных флюидов (по С.А. Захарову) находит конкретное воплощение в механизме роста диапировых складок на месторождениях с АВПД. Прихваты бурильных колонн, смятия обсадных труб, выбросы флюидов и выпирания разжиженных пород из глубоких скважин являются формами разрядки внутренней упругой энергии растущих диапиров.

Моделирование пластово-барических обстановок в свете геодинамической теории АВПД является основой прогнозов АВПД в буровой и разведочной практике при освоении богатой газоносности больших глубин.

Геодинамическая теория АВПД плодотворно служит практике прогноза пластовых сверхдавлений и управления ими при бурении [Аникиев, 1971; и др.] именно потому, что она дает возможность предвидеть термодинамические параметры фундамента и "неведомых глубин" мантии Земли, откуда в чехол поступают сверхсжатые и перегретые флюиды - привносчики пластовых сверхдавлений и сверхтемператур.

Теория пластовой энергетики разбуриваемых нефтегазоносных недр с АВПД обобщает в стройную монистическую геосистему знания по геодинамике, нефтегазовой геологии, технологии глубокого бурения, петрологии магматических интрузивов и т.д. Она обогащает геотектонику доказательствами ведущего участия продуктов дегазации мантии в развитии диашировой складчатости нефтегазоносного осадочного чехла геодинамических поясов Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Аникиев К.А. О неотектонической природе anomalно высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях альпийских геосинклинальных областей. - ДАН СССР, 1963, т. 152, № 5, с. 1192-1195.

Аникиев К.А. Anomalно высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л.: Недра, 1964 (Труды ВНИГРИ; вып. 233).

Аникиев К.А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л.: Недра, 1971. 168 с.

Аникиев К.А. Газодинамическая теория сверхвысокой пластовой энергии разбуриваемых нефтегазоносных недр Земли. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976, с. 74-76.

Аникиев К.А. Вопросы геодинамической теории anomalно высоких пластовых давлений (АВПД) и ее применения. - В кн.: Происхождение нефти и газа и закономерности образования и размещения их залежей. Львов: ИГиГГИ, 1977а, с. 87-89.

Аникиев К.А. О геологических основах прогноза сверхвысоких пластовых давлений и осложненных условиях глубокого бурения. - В кн.: Anomalно высокие пластовые давления и методы прогноза АВПД в процессе бурения. Л.: Недра, 1977б, с. 14-54 (Труды ВНИГРИ; вып. 397).

Аникиев К.А., Броновицкий А.В., Талиев С.Д. Anomalно высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях Восточного Предкавказья. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1965, вып. 16(5), 68 с.

Аникиев К.А., Введенская А.Я. Anomalно высокие пластовые давления - проявления глубинной жизни Земли. - В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наукова думка, 1975, с. 95-113.

Вассоевич Н.Б., Карцев А.А. Полезный обзор. - Изв. вузов. Нефть и газ, 1976, № 8, с. 103-106.

Зелинский Н.Д. Несколько замечаний к вопросу происхождения нефти. - В кн.: Зелинский Н.Д. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1941.

Кропоткин П.Н. Проблема происхождения нефти. — Сов. геол., 1955, сб. 47, с. 104–125.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1965, № 11, с. 29–46.

Кудрявцев Н.А. Механизм формирования месторождений нефти и газа. — В кн.: Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений. М.: Гостоптехиздат, 1959, с. 136–150.

Менделеев Д.И. Сочинения. Т. 10. Нефть. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1949. 830 с.

Наметкин С.С. Химия нефти. 2-е испр. и доп. изд. М., Л.: ГОНТИ, 1939. 792 с.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматозы. Новосибирск: Наука, 1973. 312 с.

Cos te E. Volcanic origin of natural gas and petroleum. — Canad. Mining Inst. J., 1904, vol. 6, p. 73–128.

ПРОЯВЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНОГО ДЫХАНИЯ
В ВЕРХНИХ СЛОЯХ СТРАТИСФЕРЫ

Результаты многолетних исследований рассеянного органического вещества (РОВ) методами традиционной химической битуминологии и под ультрафиолетовым микроскопом на образцах, собранных на территории ряда нефтегазоносных бассейнов (НГБ) СССР, позволили выделить пять форм битуминозности, отражающих закономерности взаимосвязанных изменений между РОВ, его битумоидной (и углеводородной) частью и минерально-текстурными элементами вмещающих пород. Вниз по вертикальному разрезу отложений была подмечена закономерность перехода от I формы до V включительно, что позволило их интерпретировать как соответственное возрастание процессов генерации углеводородов (УВ).

Верхним горизонтам стратисферы (в области протокатагенеза и слабого мезокатагенеза МК₁) до глубин 1,5 км свойственны I и II формы битуминозности, т.е. дисперсно-рассеянное состояние органического вещества (ОВ) и битумоидов без заметного перераспределения в минеральной среде. На больших глубинах (в области МК₃), в среднем на глубине 1,5–3,5 км, обычно встречается III форма, для которой типичны хроматографическое разделение РОВ и битумоидов и образование локальных концентраций масел.

При дальнейшем погружении, на глубинах более 3,5 км (в области от МК₃ и более), происходит частичный (IV форма), а затем полный (V форма) переход УВ в фазу газового раствора [Саркисян, 1970, 1975]. Максимальное развитие этих форм приурочено к глубинам более 4–5 км и температурам выше 120–130°C.

Изучение специфики возникновения форм битуминозности в связи с присутствием эпигенетичных фракций по разрезу и площади различных НГБ позволило выявить ряд эпигенетичных и смешанных по генезису типов и объяснить их появление в верхних горизонтах стратисферы.

Доказано, что в современных и молодых осадках образование типичных для нефти УВ (бензиновых и керосиновых фракций)

¹ Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геофизики и геохимии (ВНИИЯГГ).

в заметных количествах не происходит. Все случаи их обнаружения обычно связаны с миграцией снизу, либо с поверхностными загрязнениями. Однако в ряде случаев в верхних горизонтах стратосферы (в области диагенеза и прокатагенеза) зафиксированы локальные проявления жидких УВ, свойственные средним и большим глубинам и обусловленные их вертикальными перетоками.

Концентрация УВ обычно коррелируется с хорошо сорбирующими средами (с содержаниями пелитовой фракции и C_{org}), а качественный состав — с геохимическим и фациальным обликом отложений (что стоит в связи с дифференциальным улавливанием УВ и условиями их сохранности). Этими причинами можно объяснить пародоксальную "преобразованность" РОВ, обнаруженную в поверхностных красноцветах Средней Азии и красной глубоководной глине Индийского океана, или аномальное присутствие широкого спектра ароматических УВ в современных глинистых осадках Каспийского моря, в частности на Апшеронском порог.

Результаты специально проведенных исследований показали, что следы вертикальных перетоков УВ спорадически регистрируются в широком диапазоне глубин (включая и поверхностные осадки) и могут быть установлены по качественным аномалиям битумоидов и их ассоциациям с минеральной и органической составляющими, т.е. по формам эпигенетичной и смешанной битуминозности.

На глубинах в среднем до 0,3–0,5 км (в области диагенеза), где осадки сильно обводнены, подвержены воздействию бактерий и атмосферного кислорода, часть УВ окисляется и сорбируется РОВ, а другая — растворяется в пластовых водах. Здесь следы углеводородных перетоков выявляются по эпигенетичной битуминозности, представленной в основном двумя типами, либо их сочетаниями.

Первый тип — присутствие пузырьков газа с пленкой жидких УВ, состоящих (по данным инфракрасной спектроскопии) из нефтяных и ароматических структур и отчасти смолистых фракций и представляющих собой следы миграции жидких фракций в газовом растворе из глубоких горизонтов. Их сохранность в поверхностных условиях обеспечивается "консервацией" окисленными компонентами и гелеобразными фрагментами РОВ, а региональные проявления типичны для главной зоны нефтеобразования.

Второй тип эпигенетичной битуминозности представлен сочетаниями смол и масел в порах, кавернах, трещинах, либо в диффузно рассеянном состоянии. Преобладание масел "легкого" состава обычно обусловлено либо их "консервацией" окисленными компонентами РОВ и битумоидов, либо вторичными минералообразованиями; оно наблюдается чаще в вертикальных и субвертикальных трещинах. Более "тяжелый" состав смол и масел типичен для открытых каверн и трещин, в особенности ориентированных по напластованию.

Широкое площадное распространение обоих типов эпигенетичной битуминозности в диффузно рассеянной форме (как следствие интенсивности перетоков УВ по вертикальному разрезу отложений) зарегистрировано в современных и четвертичных осадках Южно-Каспийского бассейна, мелководного шельфа Прикаспийско-Кубанской, Прикуриной областей, Бакинского архипелага. Контрастные проявления эпигенетичной битуминозности встречаются в современных осадках западной части Апшеронского порога. Более локальные микропроявления (в особенности первого типа) встречаются на западном шельфе Средне-Каспийского бассейна и еще в большей степени — на шельфе около о. Сахалин (например, на Красногорской и Одоптинской площадях), где современные осадки располагаются в областях разломов, оперяющих, в частности, главный Дербентский разлом, или над структурами третьего порядка, осложненными тектоническими нарушениями.

Выявлено, что накопление и качественная сохранность УВ заметно повышаются в глинистых породах со значительным содержанием $C_{орг}$ (т.е. в восстановительных условиях хорошо сорбирующих сред) и снижаются до микропроявлений в грубозернистых породах за счет частичного разгазирования, "сброса", а также окисления пленок жидких УВ бактериями и придонными водами. Так, например, в глинистых осадках Южно-Дагестанского шельфа (на широте Махачкалы и Дербента) зарегистрированы оба типа эпигенетичной битуминозности, а исключительно второй тип (с преобладанием смолистых компонентов) — в грубозернистых, трассирующих оперение Главного Дербентского разлома.

Эпигенетичная битуминозность локально проявляется и в верхних горизонтах суши до глубин 0,5–1,5 км и более (на стадиях диагенеза–протокатагенеза и до МК₁ включительно). Подобные случаи зарегистрированы в локальных участках разреза четвертичных и мезозойских отложений Ферганской и Иссык-Кульской впадин (в частности, на Нарынском моноклинии, в ряде обнажений, расположенных около Исфары), в майкопских отложениях Ставропольского свода (на Мирненской площади), Арзгирского выступа (на Сельской площади) и других.

Установлено, что для верхних горизонтов суши характерен второй тип эпигенетичной битуминозности при спорадическом проявлении первого и обычно в связи с повышением газонасыщенности пород (в основном CH_4), концентрациями углистых включений и ОВ гумусового типа. Аналогичные следы углеводородных перетоков обнаруживаются и на больших глубинах (до 1,5–2,5 км и более).

Так, например, для отложений нижнего карбона Урало-Поволжья (в частности, на Башкирском своде) весьма характерен второй тип эпигенетичной битуминозности в диффузно рассеянном состоянии. Первый тип спорадически регистрируется среди частично окисленных, либо почти неизмененных эпигенетичных масел, заключенных во вторичных минералообразованиях вокруг трещин или на пути углеводородных перетоков.

Однако наряду с эпигенетическими типами регистрируются разнообразные формы смешанной (сингенетично-эпигенетичной) битуминозности, весьма сходные со свойственными для регионального фона, наблюдаемого на средних и больших глубинах. Среди их многочисленных типов, характеризующих специфику "реакций" РОВ на воздействие чуждых ему УВ, упомянем лишь те, в которых по мере возрастания эпигенетических фракций (в общем балансе битумоидов) обнаруживается сходство с формами, ситавшимися ранее типично сингенетическими.

Выявлено, что в случае равноценных содержаний либо при незначительном преобладании сингенетических компонентов (СББА) над эпигенетично-смешанными (ХБА) регистрируется II форма смешанной битуминозности (СББА/ХБА от 1 до 1,5), типичная при диффузном рассеянии УВ из микроскоплений в пористых линзах и трещинах хорошо сорбирующих сред (рис. 1, вкл.). В отличие от своего регионального аналога ее диагностический признак — широкий спектр УВ, отражающих влияние углеводородных перетоков.

Иллюстрацией механизма образования II формы смешанного генезиса являются юрские породы Нарынского моноклинория (область протокатагенеза), где на стыке с трещинами и в ореолах рассеяния УВ наблюдается "корродирование" и ступкообразность сингенетических смол как следствие их частичного растворения (рис. 2, вкл.). На некотором удалении спектр люминесценции битумоидов занимает промежуточную область между РОВ и УВ, что свидетельствует об образовании сложных по генезису и составу смесей [Саркисян, 1976]. Аналогичные примеры встречены в локальных участках разреза нижнего карбона Урало-Поволжья и мезозоя Среднего Приобья. Примечательно, что интенсивность поступлений УВ более контрастна в пористых породах: она представлена следами в непродуктивных разрезах (на Фроловской и Елизаровской площадях) и эпигенетическими типами — в продуктивных (Сургутская площадь).

При заметном преобладании эпигенетично-смешанных битумоидов (СББА/ХБА от 1 до 0,5) наблюдается их фракционирование, свойственное III форме смешанной битуминозности (рис. 3, вкл.). Иллюстрацией служат морские и лагунные отложения мелового и палеогенового возраста Нарынского моноклинория, где первичная структура РОВ в виде отдельных реликтов наблюдается либо вокруг форменных органических остатков, либо в слабо проницаемых участках. Поскольку состав мобильных битумоидов (ХБА) зависит от присутствия в УВ гетероатомных соединений РОВ, содержание масел ХБА в глинистых породах в ряде случаев понижается в восстановительных условиях и повышается в окислительных. Нивелирование этих особенностей обычно проявляется в связи с нефтепроявлениями (как, например, в туркестанских слоях палеогена на ряде площадей Нарынского моноклинория).

Примечательно, что образование III формы смешанной битуминозности не свойственно пористым породам, но регистрируется

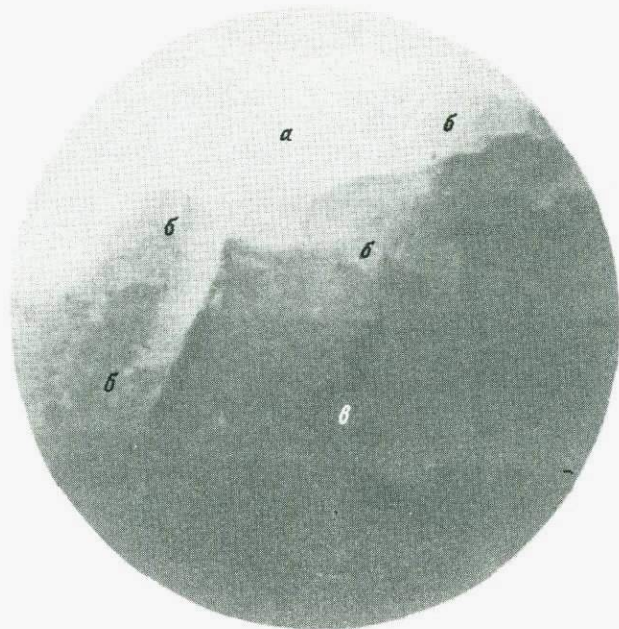
при значительных содержаниях $C_{орг}$ в восстановительных условиях, где сочетается с эпигенетическими, либо другими смешанными типами (рис. 4, вкл.). Примером служат апт-альбские породы Скифской платформы (по профилю Шангрыкская – Максимокумская – Величаевская – Зимне-Ставкинская площади), где характер перетоков УВ по типовым и количественным признакам проявляется контрастнее в глинистых разностях, а по качественным – в пористых средах. Нивелирование этих особенностей происходит только на небольшом расстоянии от залежей (как, например, на расстоянии 2–10 м от продуктивного горизонта Б10 в Сургутской скв. 161) либо в связи с нефтепроявлениями (например, в неогеновых породах Нарынского моноклинория).

При значительном преобладании эпигенетично-смешанных битумоидов (СББА/ХБА менее 0,5) образуется IV форма смешанной битуминозности, выявляющаяся по нивелированию поступающими углеводородами структуры минеральной и органической составляющих пород (рис. 5, вкл.). С ней обычно сочетается III форма смешанной битуминозности – следствие неравномерного рассеяния мигрирующих УВ.

Подобные случаи встречены в палеогене на Нарынском моноклинории, а также регистрируются на различных уровнях разреза (до глубин 1,5–2,5 км) в глинистых разностях майкопа на Мирненской, Сельской, Пашелкинской, Правокумской, Южно-Ачикулакской и других площадях Восточного Предкавказья, благодаря локальному улучшению коллекторских свойств, развитию трещиноватости или обогащению песчано-алевритовым материалом. Контрастные проявления IV формы смешанной битуминозности наблюдаются на близких расстояниях от залежи и в еще большей степени – под продуктивными горизонтами (т.е. по пути перетоков УВ к экранизирующим толщам).

Более затруднительно выявление смешанных форм битуминозности в области глубин, соответствующих главной зоне нефтеобразования, из-за их сходства с фоновыми. Выявлено, что их диагностическим признаком является либо непосредственность чередования, либо совместное существование III, IV и V форм в вертикальном разрезе отложений, а по качеству, например, аномальная ароматизация УВ. В частности, в нижнемеловых породах Союзненской и Лесной площадей Восточного Предкавказья, находящихся на верхнем уровне этой зоны, чередование III и IV форм битуминозности взаимосвязано с локальным возрастанием ароматических УВ, непропорционально увеличивающихся с глубиной, по сравнению с углеводородами метано-нафтеновыми. Аналогичные примеры зарегистрированы в породах того же возраста в ряде районов Терско-Каспийского прогиба.

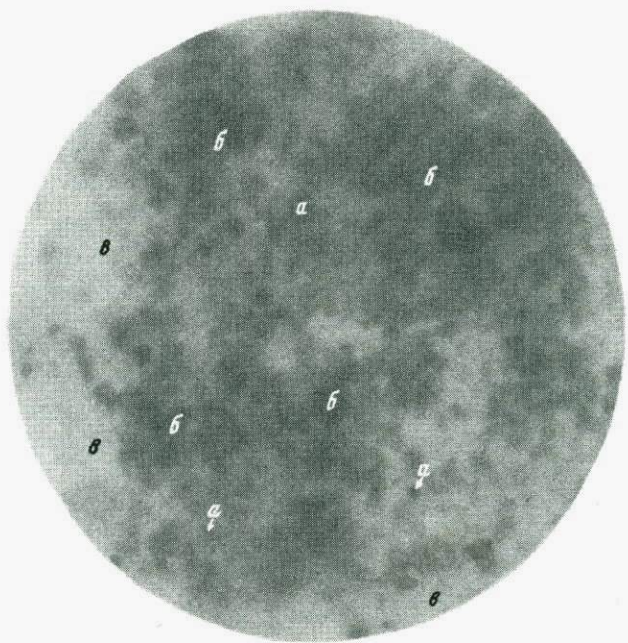
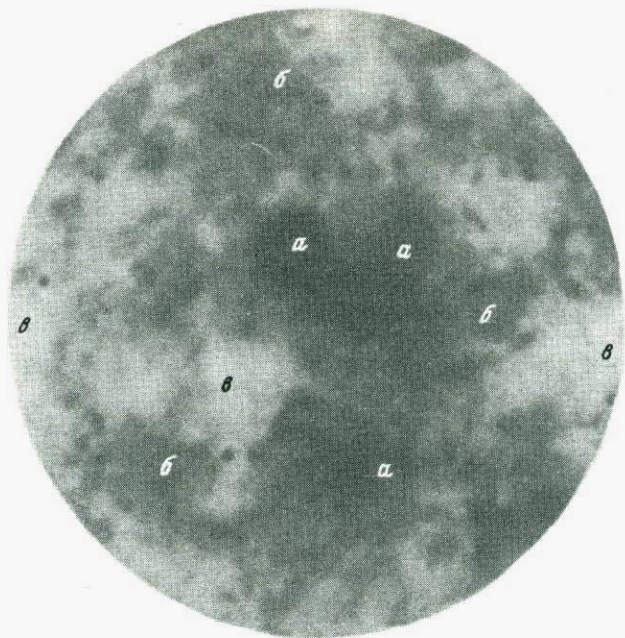
Таким образом, следы перетоков углеводородов фиксируются в широком диапазоне глубин (вплоть до поверхностных отложений) и выражаются в образовании эпигенетических и смешанных форм битуминозности. В верхних горизонтах стратисферы

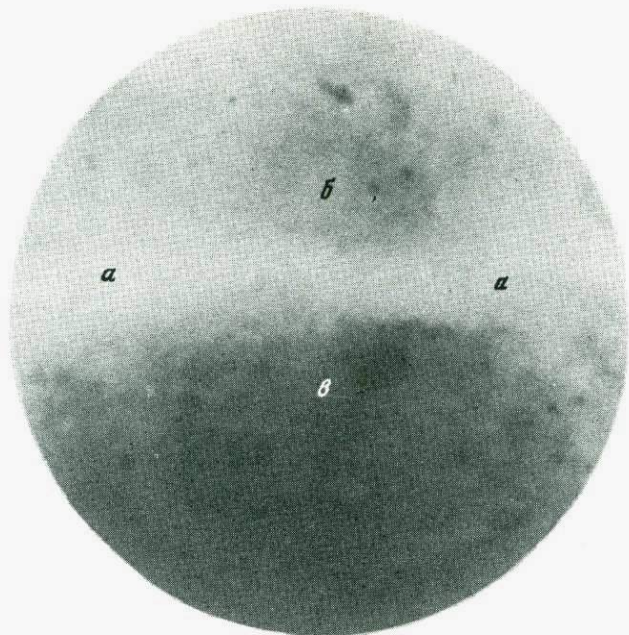


Вкл. к стр. 221

Р и с. 1. Формирование II типа смешанной битуминозности за счет локального рассеяния эпигенетических масел из трещин

а - микроконцентрации масел по трещинам, *б* - растворение сингенетических битумоидов в ореолах рассеяния масел из трещин;
в - особенности распределения сингенетической битуминозности





Вкл. к стр. 222

Р и с. 4. Сочетание II и III типов смешанной битуминозности, возникшее вследствие неравномерного рассеяния углеводородов из трещин

a — микроконцентрации эпигенетических масел по трещине; *b* — III тип смешанной битуминозности; *c* — II тип смешанной битуминозности

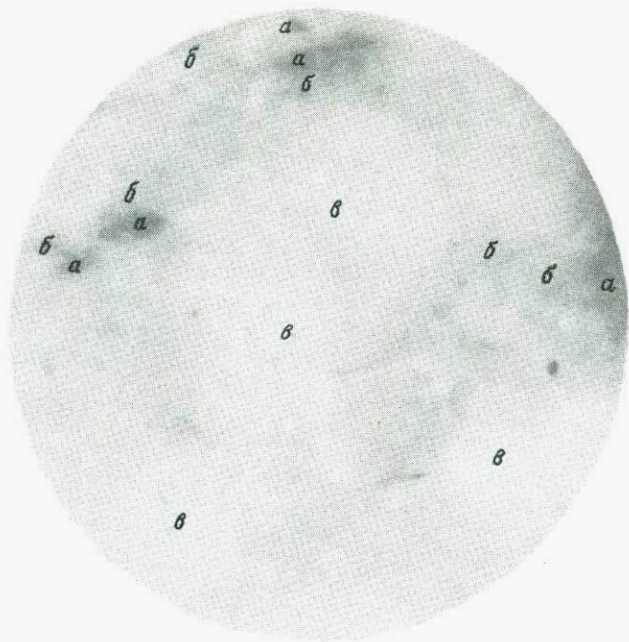
Вкл. к стр. 221

Р и с. 2. Механизм образования II типа смешанной битуминозности

a — реликты сингенетических смол в виде локальных участков; *b* — следы частичного растворения сингенетических смол поступающими в породу углеводородами; *c* — микроскопления эпигенетических масел в пористых участках породы

Р и с. 3. Формирование III типа смешанной битуминозности за счет накопления в породах эпигенетических масел

a — реликты сингенетических смол в виде микровкраплений; *b* — следы растворения сингенетических смол эпигенетическими маслами, выраженные сложными по генезису ассоциациями битумоидов; *c* — концентрация эпигенетических масел в крупных участках породы



Вкл. к стр. 222

Р и с. 5. Формирование IV типа смешанной битуминозности за счет нивелирования поступающими маслами структуры минеральной и органической составляющих пород

а — микроточечные реликты сингенетических смол; *б* — следы фракционирования сингенетических битумоидов; *в* — концентрация масел эпигенетического генезиса

поступающие углеводороды частично растворяются в пластовых водах и сорбируются рассеянным органическим веществом, вызывая его аномальную дифференциацию, характерную для более глубоких горизонтов. Из этого следует, что фракционирование восстановленных битумоидов связано не с процессами генерации углеводородов, а с сорбционно-физико-химическими изменениями рассеянного органического вещества под воздействием углеводородного дыхания земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Саркисян И.С. Исследование рассеянных битумов с помощью ультрафиолетовой микроскопии. М.: Наука, 1970.

Саркисян И.С. Опыт применения люминесцентно-микроскопических исследований рассеянного органического вещества для поисков нефти и газа (на примере Восточного Предкавказья). — В кн.: Нефтегазовая геология и геофизика (экспресс-информация). М.: ВНИИОЭНГ, 1975, № 16.

Саркисян И.С., Лопатин Н.В. Исследования проявлений микро-нефти и углеводородных газов методом люминесцентной микроскопии. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. V Всесоюзный семинар: Тезисы докл. М.: МГУ, 1976, с. 219–220.

И. В. Гринберг¹

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДО- И ВОДОРОДОСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЗОНАХ И ПРОБЛЕМА ГЛУБИННОГО СИНТЕЗА УГЛЕВОДОРОДОВ

Становится все более очевидным, что познание условий формирования и превращения углеводородов нефтяного ряда уже невозможно без детального научно-теоретического и экспериментального изучения механизма выделения летучих компонентов из глубинных зон Земли [Пейве, 1956; Кропоткин, 1955; Порфирьев, 1971].

Необходимо было последовательно изучить основные природные источники летучих компонентов, могущие быть донорами для углеводородного синтеза. Уже эта предпосылка вынудила нас представить в первом приближении некоторую генетическую классификацию летучего материнского вещества с кратким анализом механизма формирования, условий и сущности химизма превращения летучих углеродо- и водородосодержащих флюидов.

Анализируя последовательно возможные источники летучих, образующихся на разных уровнях глубины, от поверхностных слоев до слоев мантии Земли, прежде всего согласно упомянутой генетической классификации нужно выделить так называемую геобиозону материнского вещества, содержащую группу элементов-органогенов (С, Н, N, S и О), в биогенном прошлом которых нельзя сомневаться. Совершенно очевидно, что к таковым относятся особенно богатые источники углеродосодержащего керогенно-угольного вещества сапропелево-торфяного комплекса в форме так называемого рассеянного углерода, общие запасы которого превосходят все остальные горючие, вместе взятые.

Важность рассмотрения механизма и сущности химизма формирования летучих из твердых керогенно-угольных систем определяется еще и тем, что именно с ними, особенно за счет так называемых рассеянных керогенных форм, связывается проблема образования нефти и газа по биогенной схеме.

Согласно той же генетической классификации углеродо- и водородосодержащих летучих веществ выделяется класс типичных глубинных ювенильных летучих, в абиогенном прошлом которых нет сомнения.

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (г. Львов).

При этом намечаются две формы нахождения летучих, охватывающие как первый класс (биогенных), так и второй (абиогенных), но отличающиеся друг от друга по условиям выделения, формирования и концентрации летучих комплексов. В одном случае они формируются в открытые, неизолированные системы и в этой обстановке любые летучие компоненты практически обретают неограниченную свободу миграции вплоть до полного улетаживания с земной поверхности, концентрируясь в верхних зонах атмосферы Земли или вблизи ее поверхности (гидросфера, биогенный комплекс и др.).

Качественно иные формы процесса образования и превращения летучих происходят в замкнутых системах, в условиях предельно экранируемых, изолируемых разломов и разрывов, в глубинных зонах земной коры и верхней мантии, комплекс физико-химических параметров для которых принципиально иной. По своей геохимической сущности и конечным результатам формирования углеводородосодержащих систем этот комплекс эндогенных геохимических условий до последнего времени был мало изучен. Как выяснилось, изолированные процессы превращения летучих представляют огромный интерес именно в плане познания реальной геохимической обстановки природного синтеза углеводородных и других соединений.

Кратко рассмотрим процесс формирования летучих 1-го класса, т.е. биогенных веществ керогено-угольного комплекса.

В последние десятилетия появились, особенно у нас, многочисленные публикации, аргументирующие возможность генерации углеводородов в условиях превращения захороненного органического вещества и увязывающие процессы формирования летучих компонентов с определенными стадиями метаморфизма и так называемой разноэтапностью нефтегазообразовательных процессов.

Как известно, процессы захоронения и превращения органического вещества происходят на протяжении длительных геологических периодов. Химизм газовых летучих компонентов формируется, согласно упомянутой классификации, не в изолированной системе, а при постепенном удалении летучих и нарастании интермолекулярных превращений твердого остатка. Процессы образования и выделения летучих компонентов из керогено-угольного вещества развиваются в природе качественно в совершенно иных по сравнению с лабораторными условиями. Определение летучих для технических показателей того или иного угля в сущности сводится к тепловому удару (до 1000°C), поэтому качество и сумма определяемых летучих содержат весь комплекс газовых, паровых и радикальных фрагментов. При охлаждении они дают всю гамму смоляных, газовых и водяных фракций.

Кратко рассмотрим результаты моделирования в автоклавно-бомбовой аппаратуре условий превращения захороненного органического вещества и, в частности, углей различных марок метаморфизма. Опыты проводились в условиях, близких к реальной гео-

химической обстановке, т.е. предельной изоляции, высокого давления, температуры, водной среды. Самый важный вывод из этих экспериментальных наблюдений заключается в том, что процессы углекислотной фиксации захороненного органического вещества характеризуются, с одной стороны, все усложняющимся макромолекулярным типом керогено-угольного вещества и, с другой — процессом формирования только газовых фрагментов H_2S , CO_2 , CO , H_2 и CH_4 .

Результаты указанных экспериментальных наблюдений находятся в полном согласии с данными исследования геохимической истории захоронения и метаморфизма органического вещества в природных условиях. Это положение не только соответствует практически всему многолетнему экспериментальному материалу, накопленному и хорошо изученному при исследовании летучих фрагментов сапропелевых, торфяных и угольных месторождений, но вытекает также из самой природы и структуры керогено-угольного вещества, при обосновании модели которого нами проведены многочисленные химические, физико-химические и физические исследования [Гринберг, 1957].

В основе керогено-угольного вещества лежит сложная химически взаимосвязанная минерально-органическая система, периферийная область которой содержит более лабильные группы, а в крайних участках макромолекулы сконцентрирована основная масса гетероатомов в форме различных функциональных группировок ($-COO$, $-COOH$, $-SH$, $-NH_2$, OH и др.). Их разрушение в процессе метаморфизма (так как это в сущности процесс дефункционализации) и приводит к образованию низкомолекулярных газовых летучих соединений.

Периферийные карбоксильные ($-C \begin{array}{l} \text{O} \\ \parallel \\ \text{OH} \end{array}$) группы становятся донором углекислоты в результате реакции декарбосилирования, метаксильные группы — источник образования молекул метана, сульфгидрильные группы — сероводорода, аминокислотные группы образуют в результате дезаминирования аммиак и CO_2 . Однако нет ни одной потенциальной возможности в системе керогеновой молекулы для формирования высокомолекулярных гомологов метана. Только термическая деструкция с появлением элементов пиролиза и полукоксования дает летучие с обилием непредельных углеродосодержащих соединений и их серо-, азото- и кислородопроизводных, химическая природа которых не имеет ничего общего с природной нефтью.

Совершенно очевидно, что в плане дальнейшего химико-геохимического анализа роли летучих компонентов в процессе формирования природной нефти не обойтись без хотя бы краткого анализа современных данных о природе самой нефти и ее коренных свойствах. Надо, однако, напомнить, что эти вопросы сложны и в рамках короткой статьи невозможно осветить даже основные положения. Напомним только, что, несмотря на почти вековую интенсивную работу огромной армии исследователей, мы с трудом разобрались в

природе самой легкой части нефти — бензиновой, и частично — керосиновой массы углеводородов.

Новые методы хроматографического анализа с применением высокоэффективных капиллярных колонок, масс-спектрографические, изотопные, ядерно-магнитные анализы, анализы с помощью термомодифузии, ультрацентрифугирования и многие другие тонкие физические и физико-химические методы, которые не были известны в лабораторной практике 10–15 лет назад, позволили по-новому взглянуть и на генетическую проблему.

Прежде всего следует напомнить, что нефть — сложнейшая система, которая только в первом приближении может быть разделена на парафиновые, нафтеновые и ароматические соединения. Подавляющее большинство их представлено так называемыми гибридными молекулами, в состав которых одновременно входят как метановые, так и нафтеновые и ароматические углеводородные соединения. Внимательный анализ геохимической природы нефтей мира показал, что они различаются между собой главным образом соотношением отдельных классов структур. Однако в своей основе они характеризуются однотипным монотонным нарастанием молекулярных весов и гомологов от метановых, пропан-бутановых, конденсатных до высших сложных, но индивидуальных молекулярных систем, предельно насыщенных водородом. Обратим внимание только на один "простой" класс углеводородных соединений — группу алканов.

Представленная таблица показывает, как взрывоподобно разрастается количество изомеров при увеличении числа атомов углерода в молекуле — до сотен тысяч на каждую индивидуальную молекулу. При этом доказано (там, где это физически и экспериментально оказалось уже возможным), что известное явление изомерии, свойственное органическим соединениям вообще и углеводородам в частности, полностью представлено на примере индивидуальных соединений природной нефти. Оказалось, что практически почти все изомеры, например, для парафиновых углеводородов до C_{10} , уже выявлены в бензиновой фракции различных природных нефтей и характер их содержания и соотношения почти равноценный для всех нефтей мира, независимо от условий их нахождения. Что касается высших парафиновых углеводородов типа фитана, количество изомеров которых достигает сотен тысяч, то нет основания считать, что они не представлены в природной нефти. Однако проведенные для одного изомера расчеты средней разности температур кипения (см. таблицу) показывают, что даже самые тонкие современные хроматографические методы анализа не позволят в ближайшем будущем фиксировать индивидуальные изомеры высших углеводородов. Эти факты еще раз свидетельствуют о необозримо сложном составе природной нефти, несравнимой ни с одним из известных органических соединений животного-растительного мира.

В свое время [Гринберг, 1966] была сделана попытка рассмотреть химико-генетические соотношения природной нефти

Т а б л и ц а

Физико-химические свойства и структурная основа строения парафиновых

Углеводород	Со-дер-жание угле-род-ных ато-мов	Эмпириче-ская форму-ла	Теоретическое количе-ство изомеров	Количе-ство изоме-ров, от-крытых в природной нефти	Темпера-тура кипе-ния Н-уг-леводородов при давле-нии 760 мм рт. ст.
Метан	C1	CH ₄	-	-	161,6
Этан	C2	C ₂ H ₆	-	-	88,6
Пропан	C3	C ₃ H ₈	-	-	-42,1
Бутан	C4	C ₄ H ₁₀	2	2	-0,5
Пентан	C5	C ₅ H ₁₂	3	2	36,1
Гексан	C6	C ₆ H ₁₄	5	5	68,7
Гептан	C7	C ₇ H ₁₆	9	7	98,4
Октан	C8	C ₈ H ₁₈	18	16	125,7
Нонан	C9	C ₉ H ₂₀	35	35	150,8
Декан	C10	C ₁₀ H ₂₂	75	75	174,1
Ундекан	C11	C ₁₁ H ₂₄	159	-	195,9
Додекан	C12	C ₁₂ H ₂₆	355	-	216,3
Тридекан	C13	C ₁₃ H ₂₈	802	-	235,4
Тетрадекан	C14	C ₁₄ H ₃₀	1858	-	253,5
Пентадекан	C15	C ₁₅ H ₃₂	4347	-	270,6
Нонадекан	C19	C ₁₉ H ₄₀	-	-	331
Эйкозан	C20	C ₂₀ H ₄₂	366319	-	345
Пентакозан	C25	C ₂₅ H ₅₂	37797588	-	405
Триаконтан	C30	C ₃₀ H ₆₂	4111846763	-	457
Тетраконтан	C40	C ₄₀ H ₈₂	624911178058311	-	540

и различных форм нефтематеринских веществ, при этом пришли к выводу, что наиболее важным звеном в таком анализе, следующим за определением элементарного состава, должно быть изучение содержания и соотношений различных составных групп и звеньев структурных элементов коренного углеводородного состава.

По значимости определения структурного состава структурные элементы являются самыми важными после данных элементарного анализа. Они позволяют определить основные "кирпичи" всех перечисленных классов углеводородов и их производных.

Так, например, гексан содержит две метильные группы (-CH₃) и четыре метиленовые (-CH₂), фенил содержит шесть метиновых групп (-CH). Количество структурных элементов для всех пяти изомеров только гексана, как это видно из таблицы, характеризуется: 16 - CH₃, 9 - CH₂, 4 - CH и 1 - C.

Сочетания и различные количественные соотношения указанных структурных элементов определяют всю необозримую гамму классов нефтяных углеводородов. В этом заложены основы единства коренных свойств всех нефтяных углеводородов, независимо от их при-

углеводородов

Средняя раз-ность тем-ператур для одного изо-мера	Содержание эле-ментов, вес. %		Атомный состав, %		Соотношение "исход-ных структурных эле-ментов" - CH ₃ , CH ₂ , CH, C
	C	H	C	H	
-	74,9	25,1	20,0	80,0	(CH ₃) ₁
-	79,9	20,1	25,0	75,0	(CH ₃) ₂
-	81,7	18,3	27,28	72,72	(CH ₃) ₂ , (CH ₂) ₁
20,7	82,7	17,3	28,58	71,42	(CH ₃) ₅ , (CH ₂) ₇ , (CH) ₁
12,2	83,2	16,8	29,42	70,58	(CH ₃) ₉ , (CH ₂) ₄ , (CH) ₁ , (C) ₁
5,5	83,6	16,4	30,00	70,00	(CH ₃) ₁₆ , (CH ₂) ₉ , (CH) ₄ , (C) ₁
3,3	83,9	16,1	30,44	69,56	(CH ₃) ₃₂ , (CH ₂) ₂₀ , (CH) ₈ , (C) ₃
1,5	84,1	15,9	30,77	69,23	(CH ₃) _a , (CH ₂) _b , (CH) _b , (C) _r
0,72	84,29	15,71	30,04	68,96	
0,31	84,4	15,6	31,25	68,75	
0,14	84,53	15,47	31,43	68,57	
0,058	84,62	15,38	31,58	68,42	(CH ₃) _a , (CH ₂) _b , (CH) _b , (C) _r
0,024	84,70	15,30	31,71	68,29	
9·10 ⁻³	84,77	15,23	31,82	68,18	
3·10 ⁻³	84,83	15,17	31,92	68,08	
-	-	-	-	-	-
4·10 ⁻⁵	85,0	15,0	32,26	67,74	
-	85,15	14,85	32,47	65,53	(CH ₃) _a , (CH ₂) _b , (CH) _b , (C) _r
-	85,23	14,77	32,61	67,39	
-	85,33	14,67	32,79	67,21	

надлежности к тому или иному месторождению. В этом одно из подтверждений полученного вывода о единстве природы нефтей мира, детально рассмотренного в отдельной работе [Гринберг, 1971]. Совершенно очевидно, что единство природы нефтей всего мира обусловлено общностью условий их формирования, что должно неизбежно коррелироваться с выводами геофизического порядка о единстве глубинных условий формирования нефти и газа¹. Нам предстоит рассмотреть один из самых сложных разделов темы -

¹ Для сравнения можно отметить, что на единство генетической природы нефтей указывают также результаты изотопных исследований их углерода. Статистическая обработка многочисленных определений $\delta^{13}\text{C}$ показывает (по В. Я. Воробьеву и др.) как для зарубежных месторождений, так и для месторождений СССР единственный, резко выраженный максимум, соответствующий $^{13}\text{C} = -2,8\%$ (при общей вариации от $-2,3$ до $-3,4$). - *Прим. ред.*

вопрос взаимосвязи свойств природной нефти и глубинных геохимических условий ее синтеза.

Выше рассмотрены основные положения о наличии общего для всех нефтяных углеводородов довольно ограниченного количества исходных "структурных элементов": C, CH, CH₂ и CH₃. Их преобразование обеспечивает формирование углеводородсодержащих минералов от максимально насыщенных водородом (метаноконденсатные системы) до полиядерно-ароматических бедных водородом соединений (графитовый комплекс). Стала очевидной важность исследования условий формирования указанных структурных элементов, возможных источников их истинного материнского вещества и, наконец, определения условий существования и превращения этих структурных элементов. Основной комплекс экспериментальных исследований, накопленный в этом плане, частично уже опубликован [Гринберг, 1966, 1973, 1975], некоторые же дополнительные результаты и выводы попытаемся изложить в статье, разумеется, в сжатой форме.

Прежде всего напомним, что указанные структурные элементы представляют собой высоковозбужденные ионные системы. Одним из важнейших и решающих условий рождения и сколько-нибудь продолжительного времени их существования является наличие вакуумно-реакционной высокотемпературной восстановительной среды. Детальный анализ всех возможных схем глубинного синтеза углеводородов однозначно свидетельствует, что для формирования их требуются высокоактивные реакционные ионорадикальные системы, донорами которых являются летучие соединения типа угольной кислоты и воды мантийного происхождения.

Не имея возможности останавливаться здесь на деталях экспериментальных исследований, отметим только, что на протяжении последних лет нами был спроектирован и освоен комплекс целенаправленных экспериментов по исследованию условий вакуумно-термического превращения углекислоты и воды в различные углеводородсодержащие системы. При этом были привлечены меченые атомы водорода (дейтерий в форме D₂O), углерода (¹³C в форме ¹³CO₂) при строгом масс-спектрографическом, хроматографическом и химическом анализе, результаты которого частично опубликованы.

Кроме того, тщательный анализ всего объема экспериментальных исследований превращения угольной кислоты и воды в условиях глубокого вакуума, высокой температуры (до 900°C), восстановительной среды и наличия акцепторов кислорода не оставляет сомнения в том, что в результате этих превращений имеет место образование карбоцепных систем (C-C-C-C-C) различной сложности, от углеводородных газов (метана, этана, пропана и других высших гомологов углеводородов) до твердых конденсированных циклических соединений различной окраски (от желто-оранжевых до оранжевых) и сажиисто-графитового характера.

Таким образом, удалось экспериментально доказать образование новых карбоцепных систем не только путем их фиксации

масс-спектрографическими пиками, но и впервые конкретным выделением и идентификацией индивидуальных от газовых до твердых углеродосодержащих соединений, исходными веществами для которых были углерод, углекислоты и водород воды.

На основании накопленного опыта представляется возможным с известной долей достоверности подойти к решению в высшей степени сложной проблемы — эндогенного синтеза углеводородов.

Из литературы, посвященной результатам исследования проблемы мантии и ее влияния на развитие земной коры [Кропоткин, 1955; Пейве, 1956], известно, что в последнее время выявлены ряд важных закономерностей строения Земли в целом. Уточнены параметры меняющегося вещественного состава и свойств глубинных зон Земли и верхней мантии как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Доказано, что указанные свойства проявляются в различной плотности, магнитности, упругости и других показателях вещественного состава. Экспериментально, в том числе методами физического моделирования геофизических процессов, установлено, что при определенных термодинамических и термоупругих напряжениях, близких к критическим, в глубинных зонах Земли происходят фазовые полиморфные и другие глубинные физико-химические превращения веществ и перестройки, которые порой обуславливают скачкообразные изменения объема вещества и формирование так называемого отрицательного объема ($-dV$), что, в свою очередь, приводит к локальным зонам резко пониженных напряжений и перемещению веществ.

Вместе с тем известны результаты современных многочисленных геологических, геохимических и геофизических исследований гигантских месторождений мира в области нефтяной и газовой геологии. Они не составляют сомнения в том, что условия формирования месторождений нефти и газа, в особенности "месторождений — гигантов", в той или иной форме генетически связаны с глубинными разломами, разрывами и сбросами [Кудрявцев, 1963; Порфирьев, 1971].

В нашу задачу не входит анализ работ и существующих гипотез, касающихся механизма и причин формирования упомянутых глубинных разломов, разрывов и сбросов, их структуры и истории зарождения, существования и разрушения. Нам важен лишь основной вывод о том, что глубинные углеводородные флюиды связаны генетически с глубинными разломами, разрывами и другими формами возникновения глубинных разломов. Причем масштабы этих разломов измеряются сотнями и тысячами километров.

В то же время достаточно привести реальные глобальные объемы нефти, конденсатов и газа, добытых и имеющихся, чтобы представить те миллионы кубических километров первичных углеводородов, реакционный объем синтеза которых должен был им предшествовать. Возникает неизбежный вопрос — каков механизм формирования этих реакционных объемов и химизм глу-

бинного синтеза углеродо- и водородосодержащих минералов (пески, газа, конденсата, графита и др.), донорным веществом для которых служат те или иные летучие компоненты мантийного вещества.

В данной работе не представляется возможным задержаться на изложении других аспектов глубинных геохимических процессов, и особенно на последствиях разрушения, основной причиной которых также являются эндогенные процессы образования локальных вакуумно-реакционных объемов. Отметим только, что описываемый механизм глубинного пульсирующего процесса формирования баровакуумного объема, различных его форм и морфологии открывает также новые перспективы расшифровки процессов глубинной миграции вещества огромных масштабов по простиранию и глубине, формирования соответствующих месторождений различных полезных ископаемых, и не только углеводородного характера.

Неизбежным следствием формирования локальных вакуумных объемов является выделение огромных масс летучих компонентов (CO_2 , H_2O и др.) из мантийного вещества [Соболев и др., 1966]. Этот своеобразный массовый процесс "глубинного испарения" из поверхности "стенок" разлома не может не вызвать локального понижения температур поверхности стенок внутри образовавшегося вакуумного объема, что, в свою очередь, приводит к возникновению локальных перепадов температур и новых глубинных разрушительных процессов с нарушением целостности вещества и формирования "вторичных" разломов, разрывов и т. д. Таким образом, начавшиеся процессы зарождения глубинных разломов ведут к развитию крайних, экстремальных эндогенных явлений с переменными параметрами давления и температур.

Есть также некоторые основания привлечь описанные положения о формировании глубинных вакуумных объемов и их внезапных разрушений для расшифровки причин таких явлений, как газовые выбросы из угольных шахт, газовые грязевые вулканы, сейсмические удары и другие эндогенные явления большой разрушительной силы. Однако указанные направления требуют самостоятельного рассмотрения.

В данной же статье сделана попытка рассмотреть только результаты теоретических и экспериментальных исследований эндогенного процесса баровакуумного синтеза углеводородов как частного случая общего эндогенного баровакуумного процесса.

Таким образом, рассматриваемая схема синтеза глубинных углеводородов является закономерным и неизбежным следствием глубинных проявлений огромных источников тектонической энергии, критическое состояние которой приводит к формированию локальных зон резкого падения напряжений, образованию изолированных разрывов и локальных "баровакуумных объемов", аккумулирующих летучие компоненты (прежде всего CO_2 и H_2O) с последующим неизбежным зарождением системы промежуточных

ионо-радикальных структурных углеродо- и углерод-водородосодержащих элементов: С, СН, СН₂ и СН₃. Их различные количественные соотношения формируют весь необозримо сложный облик углеродо- и углеводородосодержащих соединений — от метановых и газоконденсатных до графитовых систем.

Облик природной нефти, ее структурный состав, установленное единство коренных свойств природных нефтей мира, закономерное упрощение состава [Гринберг, 1971] и рост "стерильности" с глубиной явно указывают на единство исходных ионо-радикальных структурных элементов. Их образование и существование связывают с наличием вакуумно-реакционных объемов в глубинных зонах Земли.

В геохимической истории развития, в силу переменных, пульсирующих глубинных динамических условий, сформировавшийся исходный реакционный объем неоднократно попадает в обстановку пониженных, высоких и сверхвысоких давлений, однако уже в качестве не твердой исходной "карбогидратной" фазы мантийного вещества, а гидростатической фазы — новой системы предельно сжатого углеводородного флюида.

В такой системе, т.е. в предельно сжатом "100%-ном рабочем объеме", могут неограниченно долго сохраняться состав и основные свойства нефтяных, конденсатных и метановых углеводородов; это полностью подтверждается нашими экспериментальными исследованиями над узкими нефтяными фракциями и модельными углеводородами. При 100%-ном заполнении реакционного объема в специально созданной автоклавно-бомбовой аппаратуре (т.е. в условиях, предельно близких к реальной геохимической обстановке) они выявили исключительную стабильность перечисленных веществ, даже при температурах до 700°С. Так, например, исследовались гептан, изооктан, кумол и другие соединения при 100%-ном заполнении аппарата, давлении до 3500 атм, развиваемом в системе, и продолжительности опытов до 40 ч. После вскрытия аппарата не было выявлено даже следов пиролизного газа, а сама исходная масса по всем своим физико-химическим показателям (температура кипения, коэффициент рефракции, хроматографическая характеристика) не обнаруживала каких-либо вновь приобретенных свойств.

За время, прошедшее после первого сообщения о глубинном баровакуумном синтезе углеводородов [Гринберг, 1966], был опубликован ряд работ в области изучения условий глубинного синтеза углеводородов, причем мантийная углекислота также исследовалась в качестве донора углеводородов. При этом была привлечена методика изотопии для выяснения температурных условий формирования глубинных источников углеводородов.

Так, например, в США появилась работа Т.П. Вайсмана [Weismann, 1971], посвященная схеме образования на базе СО₂ гигантских месторождений углеводородов Сакраменто в Калифорнии и глубоких горизонтов на площади бассейна Делавер-Вэл-Верде

в Западном Техасе. Однако здесь и в других работах этого направления пока еще игнорируются основные вопросы химизма превращения углекислоты в карбоцепные системы. Не рассматривается роль промежуточных структурных ионорадикальных систем CN , CN_2 и др. в условиях эндогенного баровакуумного объема, а это неизбежно приводит авторов к ошибочным выводам о существовании непреодолимой грани между углеводородами метанового и нефтяного ряда.

Уместно также отметить все возрастающее количество факторов нахождения сложных органических соединений в космических телах, в частности в метеоритах (углистые хондриты), в вакуумно-космохимическом прошлом которых некоторые сомнения полностью исключаются.

Таким образом, представляется крайне необходимым и перспективным дальнейшее теоретическое и экспериментальное исследование проблемы эндогенного происхождения углеводородов, одно из направлений которой продолжает развивать автор данной статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Гринберг И.В. Исследование химической природы и генетические соотношения органического вещества Карпатских сланцев и нефтей. Киев: Изд-во АН УССР, 1957.

Гринберг И.В. Некоторые химические аспекты проблемы генезиса нефти. Вакуумно-карбогидратный синтез глубинных углеводородов. — В кн.: Проблемы происхождения нефти и газа и образование их промышленных залежей. Киев: Наукова думка, 1966.

Гринберг И.В. Единство коренных свойств и природа нефтяных углеводородов. — В кн.: Проблема неорганического происхождения нефти. Киев: Наукова думка, 1971, с. 85–98.

Гринберг И.В. Геохимические основы генезиса и метаморфизма сингенетических и эпигенетических битумов. — В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наукова думка, 1975.

Кропоткин П.Н. Происхождение углеводородов земной коры. — В кн.: Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. Киев: Изд-во АН УССР, с. 90–121.

Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Л.: Госгостехиздат, 1963 (Труды ВНИГРИ; вып. 215).

Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1956, № 3, с. 57–71.

Порфирьев В.В. Опыт геологического анализа вопросов нефтеносности. — В кн.: Проблема неорганического происхождения нефти. Киев: Наукова думка, 1971, с. 3–33.

Соболев В.С., Добрецов И.Л., Хлестов В.В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2, с. 451–454.

Weissmann T.D. Igneous vose glen promising for gas, oil. — Gas J., 1971, vol. 69, N 14.

СПЕЦИФИКА УГЛЕВОДОРОДОВ АКТИВНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ИХ СВЯЗЬ С КРУПНЕЙШИМИ СКОПЛЕНИЯМИ НЕФТИ

Программа исследований [Кудрявцев, 1973], основанная на абиогенной (неорганической) гипотезе происхождения нефти, придает важное значение изучению углеводородов в продуктах лавового вулканизма, так как термально-вулканическим проницаемым зонам отводится роль одного из проводников углеводородов из выплавляющегося и дегазирующегося вещества мантии в верхние горизонты земной коры.

Проницаемые зоны земной коры, выраженные разными типами глубоких разломов, контролируют размещение нефтегазоносности. Это подтверждается примером Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит, межгорных впадин Средней Азии и других территорий. Но особенно большие запасы нефти и газа находятся вблизи тех систем разломов, которые формируют горные кряжи (по Менделееву), планетарные геосинклинальные пояса (по Дэйли), зоны повышенной раздробленности фундамента (по Розанову), тектонически подвижные зоны (по Кротовой) или геодинамические пояса Земли по более современной терминологии.

Представляющие промышленный интерес скопления углеводородов располагаются в бассейнах, находящихся на краях древних платформ, по соседству с геодинамическими поясами. Так создается неравномерность в размещении скоплений нефти и газа в земной коре самого высокого порядка (глобального). На более низком уровне (региональном) неравномерность в размещении скоплений углеводородов уже обоснована в качестве закономерности на мировом фактическом материале [Доленко, 1975]. Как иллюстрирующие примеры можно привести расположенные на Предуральском краю Русской платформы Волго-Уральскую и Тимано-Печорскую нефтегазоносные провинции. Более ярким примером является Западно-Канадский бассейн, прилегающий к Скалистым горам. Доказанные геологические запасы высоковязкой тяжелой нефти составляют здесь 144 млрд. м³, а прогнозные геологические запасы составляют 160 млрд. м³, что намного больше доказанных мировых извлекаемых запасов обычной нефти. Чтобы эти

¹ Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ).

тяжелые нефти образовались в нижнемеловых песках Мак-Маррей из исходной обычной нефти, ее потребовалось бы в 2-3 раза больше (320-480 млрд. м³), что близко к прогнозным запасам обычной нефти и в 1000 раз больше, чем генерирующая способность "нефтематеринских" пород Западно-Канадского бассейна [Кудрявцев, 1973].

Бассейн Персидского залива, где к Загросскому тектоническому шву на границе Аравийской и Персидской плит тяготеет по крайней мере половина доказанных извлекаемых мировых запасов обычной нефти, тоже является красноречивым примером.

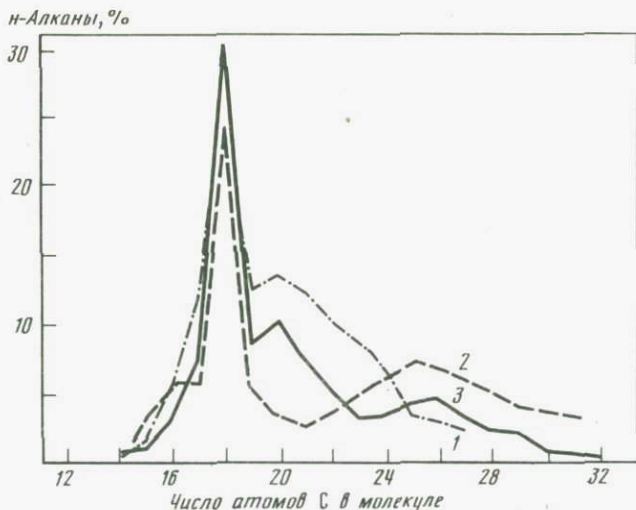
Бассейн Ориноко, находящийся на краю древней Бразильской платформ и примыкающий к Венесуэльским Кордильерам, содержит только в олигоценовых песчаниках "асфальтового пояса" Офисина - Тембладор 477 млрд. м³ прогнозных геологических запасов нефти. Эта величина близка к максимальной оценке мировых извлекаемых запасов обычной нефти. Но чтобы образовать тяжелые нефти "асфальтового пояса", потребовалось до 1,5 трил. м³ обычной нефти.

Гигантские скопления нефти нами связываются не с высокой генерирующей способностью "нефтематеринских" пород, не с "подвиганием" осадочных пород под континентальные плиты, а с огромной проницаемостью и глубиной заложения (до нескольких сот километров) глубоких разломов активных геодинамических поясов, обеспечивающих дренирование огромных масс астеносферы.

Выдвинутый против абиогенной гипотезы еще в прошлом веке довод об отсутствии углеводородов и нефти в условиях высоких температур, особенно приближающихся к магматическим, в значительной мере потерял свою силу в наше время. Дело в том, что уже приведено много данных о нахождении углеводородов в магматических породах и об участии высоких температур в образовании нефти. Многие вещества, присутствующие в нефти, например производные нафталина и антрацена, нафтолы и крезолы, пиридин, хинолин, тиофены, меркаптаны и другие, рассматриваются как показатели ее высокотемпературного образования [Porfiriev, 1974].

Если нефти являются равновесными смесями, палеотермометрами их образования могут служить соотношения ряда присутствующих в них соединений, таких, как циклогексан/метилциклогексан, *n*-парафины/*i*-парафины, 6-членные нафтены/5-членные нафтены и др. Таким способом были определены температуры образования нефти, равные 150-300°C [Форст, 1946; Обрядчиков, 1946; Кудрявцев, 1967]. Еще более высокие температуры (~700°C), которым подвергалась нефть в процессе своего формирования, отмечены по массовым анализам другими авторами [Smith et al., 1959], хотя эти авторы и сомневаются в своих результатах.

Влияние повышенных температур на состав нефтей Тихоокеанского геодинамического пояса уже отмечалось; было выска-



Распределение *n*-алканов в нефтях и органическом веществе вод и пород Узонской гидротермальной системы (Камчатка)
1 - породы; 2 - воды; 3 - нефть

зано даже мнение о нафтидно-нефтоидной природе этих нефтей [Радченко, 1965].

Нефти а также битумоиды пород и горячих вод термальновулканических зон Камчатки характеризуются рядом специфических особенностей, подтверждающих их нахождение в "горячих" условиях: наличием ненасыщенных соединений (карбонильная группа $-C=O$ кетонов и сложных эфиров, альдегидная группа $-C \begin{smallmatrix} \diagup O \\ \diagdown H \end{smallmatrix}$, непредельная связь $C=C$), преобладанием четных *n*-алканов и другими [Бескровный и др., 1974]; *n*-алканы гидротермальных нефтей, которых нами было собрано больше 8 л, имеют длину цепи до C_{33} с огромными пиками (до 30% фракции) на C_{20} , C_{18} , C_{16} . Коэффициент нечетности *n*-алканов 0,6 и выше. В наиболее изученной гидротермальной системе кальдеры вулкана Узон *n*-алканы нефти, как и битумоиды пород и горячих вод, имеют одинаковое преобладание четных *n*-алканов, особенно в интервале $C_{12}-C_{21}$ (рисунок).

Огромное преобладание нечетных *n*-алканов C_{12} и C_{19} известно в некоторых видах водорослей. В сине-зеленых водорослях *Nostoe* и *Anacystis*, в зеленой водоросли *Spirogyra* и других значительно преобладает *n*-алкан C_{17} . В нефотосинтезирующей бактерии *Micrococcus lysodeikticus* (анаэробной) преобладает *n*-алкан C_{19} . В сине-зеленых водорослях обнаружены только *n*-алканы $C_{15}-C_{20}$, тогда как $H-C_{18}$, $H-C_{19}$ и $H-C_{20}$ присутствуют только в следах или отсутствуют совсем [Кальвини, 1971]. Поэтому не может быть и речи о прямом наследовании

n-алканов синезеленых водорослей гидротермальными нефтями и битумоидами.

Жирные кислоты (ЖК) синезеленых водорослей тоже не могут быть источником *n*-алканов узонской нефти; в этих водорослях присутствуют только ЖК C₁₄-C₁₈ с преобладанием четных молекул [Клусмент, 1975]. Процессы декарбоксилирования этих жирных кислот в мягких условиях (без разрыва связей C-C) могут дать только *n*-алканы C₁₃-C₁₇ с преобладанием нечетных углеводородов, особенно C₁₇.

Нельзя объяснить распределение *n*-алканов в узонской нефти и за счет декарбоксилирования жирных кислот диатомовых водорослей, которые, как и синезеленые, встречаются в озерах кальдеры Узон; ЖК диатомовых водорослей встречаются в интервале C₁₄-C₂₄.

Остается неясным, сможет ли даже смешанный источник, в том числе наземные растения, обеспечить наследованис от живого вещества алкановой цепи такой длины (до C₃₃), какая наблюдается в нефтях, породах и гидротермальных водах кальдеры Узон. Но уже ясно, что он не может дать преобладания четных *n*-алканов, если углеводороды образуются в процессе декарбоксилирования ЖК, среди которых в живом веществе преобладают четные молекулы. Да и превращение ЖК в углеводороды не обязательно: они полимеризуются (нередко димеризуются) и конденсируются, образуя нерастворимый полимер - кероген.

На примере изучения 20 горючих сланцев выяснено, что "исходным биологическим материалом формирования 40-70% керогена служили жирные кислоты планктона и восков наземных растений, а основные составляющие исходного материала (углеводы, белки) при керогенообразовании разрушались" [Клусмент, 1975].

Поэтому только деструкция керогена с разрывом связей C-C может предполагаться в качестве процесса образования нефтяных углеводородов в напряженных термических условиях Узонской гидротермальной системы.

Согласно экспериментальным данным [Вельте, 1970], подогрев керогена кайнозойских "незрелых" пород до 300°C еще дает в полученных битумоидах преобладание нечетных *n*-алканов; *n*-алканы с равным соотношением четных-нечетных молекул образуются при температурах гораздо более высоких, чем 300°C.

В природных условиях, согласно так называемой осадочно-миграционной теории, переоценивающей значение фактора времени, "вызревание" нефтематеринских пород предполагается при 110±45°C. Но даже в таких "классических" нефтепроизводивших свитах, как миоценовые горючие сланцы Калифорнии и меловые отложения Скалистых гор, достаточно хорошо изученных к настоящему времени, преобладают нечетные *n*-алканы над четными. В коллекторах же, соседствующих с производящими породами, нефти обнаруживают вариации от слабого преобладания четных

до слабого преобладания нечетных n -алканов; $C_p = 0,9-1,15$ [Cordell, 1965].

В проблеме первичной миграции нас интересует вопрос: переходит ли преобладание нечетных n -алканов из нефтематеринских свит в жидкие углеводороды, эмигрирующие в водном растворе. Многие исследователи отвечают на этот вопрос отрицательно. Очевидно, потому, что n -алканы "микронефти" материнских пород и нефтей в смежных коллекторах настолько различаются по соотношению своих индивидуальных компонентов, что в сущности имеют мало общего. Этот "скачок" в свойствах даже зрелой микронефти по сравнению с настоящей нефтью должен как-то сглаживаться в процессе первичной миграции.

Э.М. Галимов (1973) привел доводы против возможности формирования углеводородных скоплений в результате первичной миграции, сильно растянутой в геологическом времени.

Но если процесс первичной миграции — геологически кратковременное явление, то его можно моделировать. Авторы работы [Saxby, Shibaoka, 1975] экстрагировали в лабораторных условиях горячей дистиллированной водой углеводороды из "незрелых" сланцев. Опыты показали, что в водном экстракте, как и в сланце, сохраняется преобладание нечетных n -алканов.

Эти опыты согласуются с нашими результатами изучения 20 фракций n -алканов в водах, нефтях и породах гидротермальных систем Камчатки (табл. 1, 2). Если предполагать современные озерные осадки кальдеры Узон нефтепроизводящими, как это уже сделал М.К. Калинин (1975), то распределение n -алканов в предполагаемой микронефти и в нефти по величине коэффициента нечетности и характеру хроматографических пиков было бы одинаковое или весьма близкое. А это может означать, что в процессе первичной миграции нефть наследует от микронефти преобладание четных n -алканов.

Таким образом, существующие представления об уменьшении коэффициента нечетности микронефти в процессе ее первичной миграции, осуществляемой в геологически краткое время, прямыми наблюдениями пока не подтверждаются. В таком случае узонская микронефть М.К. Калинин, во всяком случае ее n -алкановая фракция, является рассеянной в водах и породах обычной нефтью.

Проблема первичной миграции богата и многими другими нерешенными вопросами. Поэтому ниже даем альтернативное объяснение изученным нами явлениям.

Специфика гидротермальных углеводородов подтверждает их образование за счет мантийного источника в тех гидротермальных флюидах, которые парагенетичны базальтовому вулканизму и служат первопричиной кислого вулканизма.

Кроме гидротермальных систем Камчатки преобладание четных n -алканов выявлено в некоторых промышленных нефтях Альпийского геодинамического пояса [Albaiges, Torrades, 1974], в нефти из включений во флюорите одного из стратиформных ме-

Таблица 1

Распределение *n*-алканов и значение показателя их нечетности в нефтях, водах и породах

<i>n</i> -Алканы	Нефть (Узон Душ)		Гравелит с нефтью (Узон, Душ, обр. 101)		Глина - покрывка (Узон, Душ, обр. 102)		Бурая глина, не контактирующая с нефтью (Узон, Душ, обр. 103)	
	I	II	I	II	I	II	I	II
C ₁₂	-	-	0,04	-	-	-	-	-
C ₁₃	-	-	0,08	0,80	-	-	0,03	-
C ₁₄	0,59	-	0,16	-	0,30	-	0,05	-
C ₁₅	1,22	0,62	0,80	0,45	1,80	0,64	0,07	0,70
C ₁₆	3,32	-	3,38	-	5,30	-	0,13	-
C ₁₇	7,96	0,47	9,69	0,69	12,10	0,72	0,84	0,14
C ₁₈	30,21	-	24,46	-	28,20	-	11,16	-
C ₁₉	8,93	0,44	12,23	0,66	12,80	0,61	5,35	0,54
C ₂₀	10,17	-	13,16	-	13,60	-	8,59	-
C ₂₁	7,38	0,96	11,23	1,06	12,60	1,05	12,73	1,24
C ₂₂	5,16	-	7,79	-	10,24	-	12,20	-
C ₂₃	3,44	0,79	5,44	0,96	9,19	1,10	14,60	1,43
C ₂₄	3,51	-	3,24	-	6,37	-	8,24	-
C ₂₅	4,14	1,08	2,39	-	3,98	0,83	8,70	1,31
C ₂₆	4,47	-	-	-	3,23	-	4,23	-
C ₂₇	3,42	0,97	-	-	2,43	-	6,02	1,56
C ₂₈	2,52	-	-	-	-	-	3,39	-
C ₂₉	2,31	1,33	-	-	-	-	3,70	-
C ₃₀	0,94	-	-	-	-	-	-	-
C ₃₁	0,26	0,52	-	-	-	-	-	-
C ₃₂	0,05	-	-	-	-	-	-	-
C ₃₃	-	-	-	-	-	-	-	-
C ₃₄	-	-	-	-	-	-	-	-
C ₃₅	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. I - % от фракции, II - $\frac{2C_n}{C_{n-1} + C_{n+1}}$.

сторождений Балтийского щита [Rickard e.a., 1975], а также в продуктах крекинга нефтей [Henderson e.a., 1968]. В синтетических углеводородных смесях наблюдается значительное преобладание четных молекул [Бескровный и др., 1971].

Одинаковое преобладание четных *n*-алканов в нефтях, водах и породах Узонской гидротермальной системы на Камчатке, особенно в интервале C₁₂-C₂₁, вызвано тем, что основная масса углеводородов выносятся здесь снизу, из гидротермального резервуара. По мере подъема перегретой до 250-300°C воды по

гидротермальных систем Камчатки (анализы выполнены Г.П. Кудрявцевой)

	Углеводороды из воды, T=80°C (Узон, Душ)		Углеводороды из воды, T=20°C (Узон, Хлоридное озеро)		Темный гейзерит с растительными остатками (Узон, Банное озеро, обр. 6)		Вода (Саванские горячие источники, проба 10)		Вода (Паратунская система, проба 12)	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,48	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-
3,34	1,07	0,96	1,17	0,36	-	-	-	-	-	-
5,76	-	1,05	-	0,51	-	0,50	-	0,34	-	-
5,35	0,35	6,12	0,65	1,36	0,66	0,41	0,50	0,98	1,24	-
24,00	-	17,46	-	3,0	-	1,12	-	1,23	-	-
4,67	0,34	7,95	0,63	4,08	0,94	1,06	0,17	1,45	0,28	-
3,32	-	7,42	-	5,60	-	10,92	-	9,09	-	-
2,99	0,82	4,97	0,91	7,80	0,90	2,15	0,28	3,85	0,48	-
3,93	-	3,43	-	10,37	-	4,17	-	5,90	-	-
5,16	0,97	3,04	1,03	13,64	1,05	7,33	0,97	6,80	0,84	-
6,68	-	2,33	-	15,33	-	10,69	-	10,34	-	-
7,50	1,10	2,13	1,12	15,34	1,14	12,01	1,03	11,96	1,01	-
6,88	-	1,45	-	11,40	-	12,57	-	11,62	-	-
6,14	0,33	1,50	0,95	11,11	-	10,59	0,98	10,86	1,09	-
5,34	-	1,69	-	-	-	8,94	-	8,77	-	-
4,42	0,85	2,17	1,06	-	-	7,23	0,99	5,13	0,88	-
4,03	-	2,37	-	-	-	5,56	-	2,86	-	-
-	-	2,76	0,94	-	-	4,75	-	-	-	-
-	-	-	3,47	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	2,61	0,78	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3,19	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	1,88	-	-	-	-	-	-	-

тектоническим трещинам она вскипает, теряет пар и газ, а содержащиеся в "остаточной" воде нефтяные углеводороды выделяются в самостоятельную жидкую фазу. Эти углеводороды можно наблюдать на термальных полях в виде эмульсии жидкой нефти в горячей воде, а также в виде дисперсных углеводородов, растворенных в воде и сорбированных породами. Вне термальных полей современные осадки кальдеры Узон, как и в других местах, содержат следы рассеянных углеводородов с преобладанием нечетных *n*-алканов.

Таблица 2

Распределение *n*-алканов в нефтях, водах и породах на термальных полях кальдеры Узон

Место отбора пробы	Алканы, обнаруженные газовой хроматографией	Максимумы в ряду <i>n</i> -алканов	Примечание
Нефть (Душ)	C ₉ -C ₃₂ , C ₁₃ -C ₃₂	Огромный пик с C ₁₈ (30% фракции <i>n</i> -алканов)	
Нефть (Ната- I, II)	C ₁₆ -C ₂₃ , C ₁₄ -C ₂₆	C ₁₈	
Нефть (Безымяный)	C ₁₇ -C ₂₆	C ₁₈	
Вода (Хлоридное озеро)	C ₁₅ -C ₂₂ , C ₁₄ -C ₃₅	C ₁₈	Выполнены два анализа. Хроматограммы подобные
Конденсат воды из паровой струи (Ната-1)	C ₁₄ -C ₂₉	C ₁₈	
Гравелит с нефтью (Душ, обр. 101)	C ₁₂ -C ₂₄	C ₁₈	
Глина, контактирующая с нефтесодержащим гравелитом (Душ, обр. 102)	C ₁₄ -C ₂₇	C ₁₈	
Бурая глина, не контактирующая с нефтью (Душ, обр. 103)	C ₁₃ -C ₂₉	C ₁₈ , C ₂₁ -C ₂₃	Бурая глина - покрытие на участке нефтепроявлений Душ
Темный гейзерит (берег Ванного озера, восточное термальное поле, обр. 6)*	C ₁₅ -C ₂₇	C ₂₂ -C ₂₅	Гайзерит отлагался в условиях горячего болота, метасоматически замещает древесную и травяную растительность (береза, тростник и др.).
Торф из голубого грифона (восточное термальное поле, обр. 114)*	C ₁₂ -C ₂₉	C ₁₈	Торф извлечен с глубины 0,7 м, где он находится при 74°C; наблюдались маслянистые пленки
Кальцит желтоватого цвета из пемзовых гравелитов (западный берег Хлоридного озера, обр. 18)*	C ₁₁ -C ₂₉	C ₁₈ -C ₂₁	Распределение <i>n</i> -алканов в обр. 114, 18 и 116 очень сходно
Халцедон светло-серый (Севик-2, Камбальный хребет, обр. 116)*	C ₁₂ -C ₂₁	C ₂₀ -C ₂₃	

* Наличие большого горба на хроматограмме.

Причину преобладания четных *n*-алканов в нефтях и битумоидах из кальдеры Узон, ассоциирующих с метаном, температура изотопного равновесия которого с CO₂ по углероду составляет 400°C (средние данные), при наличии других подобных термопроявлений следует искать в более высокой вероятности образования молекул четных *n*-алканов при высокотемпературных синтетических процессах. Преимущественно образование молекул с четным числом атомов углерода происходит при синтезе нефти в среде, богатой водородом, из равномерной смеси четных и нечетных радикалов и блоков. Возможные процессы конденсации и полимеризации не-

насыщенных молекул ведут к образованию четных молекул более сложного состава. Очевидно, соединение двух радикалов с нечетным числом атомов углерода, как и соединение двух радикалов с четным их числом, дает молекулу с четным числом атомов углерода. Нечетные молекулы образуются только при соединении четного радикала с нечетным. При парном соединении одинаковых радикалов должны образовываться только четные молекулы.

Предполагается, что сверхгигантские скопления нефти в бассейнах, соседствующих с геодинамическими поясами, образовались не в результате созревания микронепти или нефти, в которой вначале преобладали нечетные n -алканы, а началось с образования нефтей, в которых преобладают четные n -алканы и высокие пики, как $\text{H}-\text{C}_{18}$. Последние появляются не в результате заимствования реликтов биоорганического вещества из пород, а под действием процессов синтеза. Образовавшиеся при этом высокие концентрации отдельных углеводородов в дальнейшем в свою очередь подвергаются термokatалитическим воздействиям и сами начинают генерировать новый ряд углеводородов. В результате этого концентрация углеводородов, аккумулярованных в ловушках, выравнивается и на хроматограммах промышленных нефтей обычно уже не наблюдаются аномально высокие пики n -алканов, а соотношение нечетных и четных алканов становится равным 1.

Выравненные соотношения n -алканов в битумоидах из гидротермальных жил древнего геологического возраста (Юго-Западная Африка, Дербишир) являются прямым подтверждением предположения, что созревание абиогенных нефтей в сторону выравнивания четных и нечетных n -алканов может происходить и без заимствования нечетных n -алканов из незрелых осадочных пород.

Наши выводы на примере камчатских термально-вулканических зон геодинамического пояса о связи выделяющихся здесь больших количеств углеводородов с радикально-полимеризационными и радикально-конденсационными процессами в условиях метаморфических и магматических температур и о направлении их дальнейшей эволюции в сторону ликвидации первоначальных специфических особенностей и тождества состава с промышленными месторождениями, как мы надеемся, окажут стимулирующее влияние на дальнейшие исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Бескровный Н.С., Дигонский В.В., Кондратьева Р.И. К вопросу об абиогенном синтезе углеводородов. - В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев: Наукова думка, 1971.

Бескровный Н.С., Богомоллов А.И., Гурко Н.Н. Геохимические особенности состава нефти из кальдеры вулкана Узон на Восточной Камчатке. - Сов. геол., 1974, № 10, с. 56-63.

Вельте Д.Х. Генезис углеводородов в осадочных породах. Исследование термического разложения керогена и особенно образования *n*-алканов. — В кн.: Органическая геохимия. М.: Недра, 1970, вып. 2, с. 140–150.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.

Доленко Г.Н. К проблеме происхождения нефти и газа и формирования их промышленных месторождений. — В кн.: Проблема геологии и геохимии нефти. Киев: Наукова думка, 1975, с. 40–51.

Калинко М.К. Генезис микронептепроявлений кальдеры вулкана Узон (Восточная Камчатка). — Труды ВНИГНИ, 1975, вып. 175, с. 50–57.

Кальвин М. Химическая эволюция. М.: Мир, 1971.

Клессмент И.Р. Структура и образование алифатических составляющих горючих сланцев. "Горючие сланцы", эстонское республиканское совещание, I, Таллин, 1975. Тезисы. Таллин, с. 42–45.

Кудрявцев Н.А. Состояние вопроса о генезисе нефти на 1966 г. — В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967, с. 262–291.

Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1973. 214 с.

Обрядчиков С.Н. Температурные условия образования нефти в природе. — Нефтяное хоз., 1946, № 3–4, с. 39–44.

Радченко О.А. Геохимические закономерности размещения нефтеносных областей мира. Л.: Недра, 1965. 314 с.

Фрост А.В. Содержание в нефтях гексанафенов как мера температуры образования нефти. — Нефтяное хоз., 1946, № 3–4, с. 36–38.

Albaiges J., Torrades J.M. Significance of the even-carbon *n*-paraffin preference of a Spanish crude oil. — Nature, 1974, vol. 250, N 5467, p. 567–568.

Henderson W., Eglinton G., Simmons P., Lovelock J.E. Thermal alteration as a contributory process to the genesis of petroleum. — Nature, 1968, vol. 219, N 5158, p. 1012.

Cordell R.J. Depth of oil origin and primary migration: Discussion. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1965, vol. 52, N 4, p. 723–726.

Porfiriev V.B. Inorganic origin of petroleum. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 1, p. 3–33.

Rickard D.T., Wilden M., Marde J., Ryhade R. Hydrocarbons associated with lead-zinc ores at Laiswall Sweden. — Nature, 1975, vol. 255, N 5504.

Saxby J.D., Shibaoka M. Depth of oil origin and primary migration: Discussion. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, vol. 59, N 4, p. 721–722.

Smith H., Dunning H., Rall H., Ball J. Keys to the mystery of crude oil. — 24th mid-year meeting of the API's Div. of refining. New York, 1959.

УГЛЕВОДОРОДЫ В СОСТАВЕ МАНТИЙНЫХ ЛЕТУЧИХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

Проблема мантийных углеводородов возникла в связи с вопросом о происхождении нефти и газа. Развитие неорганической теории нефтегазообразования требовало решения конкретных задач: где и когда в природе естественным путем образуются углеводороды и как они формируют залежи в осадочных ловушках. Для изучения этих вопросов были применены аппарат химической термодинамики [Чекалюк, 1971] и экспериментальное моделирование [Чекалюк и др., 1968].

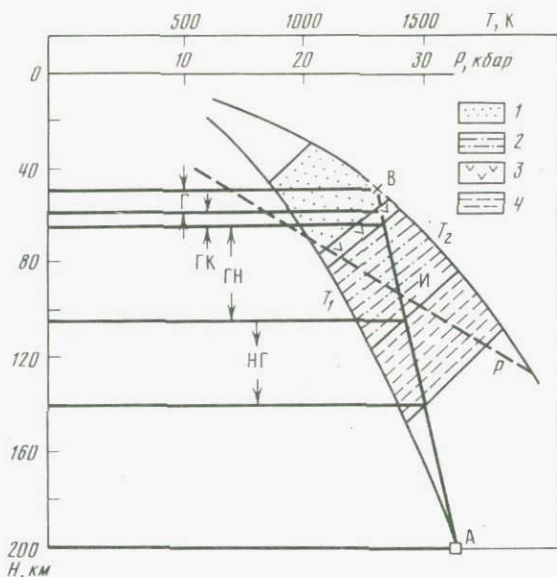
Проведенными работами установлено, что системы нефтегазовых углеводородов в естественных условиях могут образоваться из углерода и водорода земных пород в среде, обедненной кислородом, при температурах и давлениях, имеющих в недрах Земли. Углеводороды входят в комплекс летучих образований магматических пород. Отдельные углеводородные системы (газовые, газоконденсатные, газонефтяные и нефтегазовые) образуются в различных, но определенных термодинамических условиях.

В глубинных зонах также формируются такие углеродистые образования, как алмазы и углекислый газ. В ИГиГГИ АН УССР были рассмотрены условия их естественного синтеза, определены параметры перехода графита в алмаз [Чекалюк, Бойко, 1971] и особенности формирования состава вулканических газов [Бойко, 1971].

Проведенные исследования показали, что термодинамические условия образования различных углеродистых веществ весьма разнообразны, но не являются строго однозначными. Так, например, подобные системы углеводородов синтезируются при целой гамме комбинаций высоких температур и давлений (рис. 1).

По расчетным термодинамическим параметрам вероятного естественного синтеза углеродистых веществ можно полагать, что благоприятные условия для их образования существуют в верхней мантии любого участка Земли. Но результаты геологического изучения показывают, что скопления глубинных угле-

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (г. Львов).



Р и с. 1. Глубины очагов углеводородов

P – распределение давления в недрах Земли; T_1 и T_2 – распределение температур в условиях минимальной и максимальной прогречности недр; заштрихована расчетная область возможного формирования углеводородов: 1 – газовых, 2 – газоконденсатных, 3 – газонефтяных, 4 – нефтегазовых залежей, глубина формирования очагов алмаза (А) и вулканических (В) очагов; И – предполагаемая линия инверсии плотности мантийных пород. Вероятные глубины формирования очагов углеводородов: Г – газовых, ГК – газоконденсатных, ГН – газонефтяных, НГ – нефтегазовых

дистых веществ приурочены, как правило, к определенным тектоническим зонам, причем даже довольно однотипные зоны не всегда обогащены этими образованиями.

Вероятность образования и накопления глубинных углеродистых веществ может быть обусловлена, кроме термодинамических условий, особенностями геохимического состава мантийных пород и геологическими факторами.

Рассмотрим возможности решения вопроса о том, где образуются глубинные углеводороды.

Важнейшими факторами образования углеводородов являются давление и температура. Давление в недрах определяется довольно однозначно. Вычисления, выполненные разными авторами, практически совпадают. Величина давления на определенных уровнях Земли почти одинакова, в то же время другой термодинамический параметр – температура отдельных участков Земли – весьма изменчива. Хорошо известно, что отдельные тектони-

ческие зоны характеризуются различной прогремостью недр [Смирнов, 1968]. Следовательно, в глубинных зонах могут встречаться разные комбинации температур и давления. Тем не менее по этой особенности земных недр нельзя определить, образуются или не образуются в них углеводороды, поскольку, как уже отмечалось, они синтезируются при разнообразных комбинациях термобарических условий, часть из которых обязательна для верхней мантии каждого участка Земли.

Как уже отмечалось, образование глубинных углеводородов в мантийных породах зависит от геохимического состава этих пород, т.е. от наличия в среде углерода и водорода и от пониженного содержания кислорода. Следовательно, для практического выяснения вопроса, где образуются глубинные углеводороды, необходимы геохимические данные. Но изученность мантии довольно ограничена. По материалам общей геохимии пород и вулканических газов, а также по известному распределению глубинных углеродистых образований в породах земной коры можно проводить только ориентировочные оценки вероятного распределения соответствующих донаторов в мантийных породах.

Решение этого вопроса удалось найти только на основе анализа вероятных путей нефтегазонакопления в осадочной толще.

Как известно, нефтегазоносность провинций формируется огромным количеством углеводородов. Для того чтобы соответствующие количества глубинных образований могли мигрировать по разломам в приповерхностные слои, сохранив в целом свой первоначальный состав, необходимо допустить наличие в условиях их генерации крупных очаговых скоплений. Только такие скопления могут быстро разгружаться и обеспечить соответствующие условия миграции углеводородных систем.

Скопления летучего материала могут формироваться при наличии покрывки. Следовательно, в мантийных условиях углеводороды способны накапливаться в слое пород, который резко отличается по физическим свойствам от вышележащих пород. Причем перекрывающие породы должны обладать более плотной структурой, чем перекрываемые.

В верхней мантии Земли установлен слой пониженной плотности — так называемая астеносфера. По-видимому, она обладает теми свойствами, которые должна иметь толща пород, способная аккумулировать глубинные углеводороды. Анализ данных по глубинам залегания астеносферы в отдельных районах разных нефтегазоносных провинций показал хорошее совпадение особенностей ее залегания с глубинами возможного формирования углеводородных очагов. Поэтому можно предположить, что углеводородные очаги образуются в кровле астеносферы. В свою очередь такая локализация углеводородных очагов позволяет уточнить вероятные глубины образования отдельных типов углеводородов.

По расчетным данным, углеводороды могут образоваться в широком интервале температур и давлений в условиях как мак-

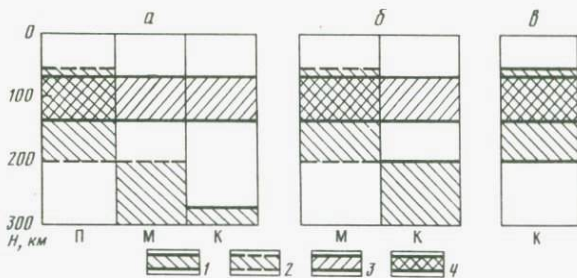
симильной, так и минимальной прогремости недр. Астеносферный слой также устанавливается в регионах с разной прогремостью недр, но на разных глубинах. Отмечается сходство формы верхней границы слоя пониженных скоростей с конфигурацией глубинных геозотерм [Магницкий, 1968].

Как известно, тепловой поток отражает возраст консолидации и активизации коры, т.е. возраст геосинклинального процесса [Смирнов, 1968]. Следовательно, условия прогремости регионов или степень их геотектонического развития определяют глубину залегания астеносферного слоя и соответственно должны определять вероятность накопления глубинных углеводородов, в том числе и очагов разных типов углеводородных систем.

Рассмотрим взаимосвязь между прогремостью недр и положением кровли астеносферы. В условиях максимальной прогремости недр на глубине 50 км размещаются вулканические очаги. Условия в этих очагах, очевидно, отражают оптимальные параметры плавления мантийных минералов. Необходимо отметить, что определяемые разными авторами абсолютные температуры плавления минералов в глубинных условиях несколько различаются между собой, что обусловлено различием в экспериментальных данных, на которых они базируются. Температура плавления минералов при определенном парциальном давлении летучих компонентов на 100–200° ниже, чем в экспериментах с теми же минералами, но без летучего вещества.

По данным многих исследователей, мантийные породы состоят из минералов перидотита [Белоусов, 1966]. Исследование перидотитовых минералов показывает, что при высоких давлениях их градиент температур плавления приближается к 6 град/кбар [Davis, England, 1964]. Если через точку образования вулканических очагов провести прямую согласно данному градиенту, то она должна отразить границу инверсии плотности мантийных пород в условиях различной их прогремости, т.е. в разных тектонических зонах. Характерно, что точки на линии инверсии в общем согласуются с фактическими данными о глубине астеносферы в разных тектонических зонах, а также с вероятными глубинами формирования алмазонасных очагов в условиях древних платформ.

В соответствии с вероятными глубинами астеносферы при разных условиях прогремости пород может быть ориентировочно определен тот тип углеводородов, который может в ней накапливаться, т.е. на глубинах 50–60 км должны располагаться очаги углеводородов, характерных для газовых залежей, на глубинах 60–65 км – очаги газоконденсатных углеводородов, на глубинах 65–105 км – очаги газонефтяных углеводородов и на 105–140 км – очаги нефтегазовых углеводородов (см. рис. 1). Имеющиеся оценки глубины залегания астеносферы в районах развития отдельных типов углеводородов согласуются с глубинами образования соответствующих систем глубинных углеводородов.



Р и с. 2. Вероятные этапы образования очагов глубинных углеводородов в различных геоструктурных зонах

Геоструктурные зоны: *a* – древние платформы, *б* – молодые платформы, *в* – геосинклинальные области; этапы геологического развития зон: П – палеозойский, М – мезозойский, К – кайнозойский; интервалы глубины кровли астеносферы: 1 – установленные, 2 – предполагаемые, 3 – интервалы глубины вероятного образования углеводородов, 4 – интервалы глубин, на которых термодинамические условия были благоприятны для образования углеводородных очагов

Таким образом, основываясь на фактических определениях глубин астеносферного слоя в определенном районе, в принципе можно было бы оценить его перспективность на нефть и газ. Но надежность оценок понижается из-за невозможности учета данных по геохимии глубинных зон. Кроме того, определенные осложнения при разработке вопроса перспектив нефтегазоносности отдельных регионов вносит многоэтапность нефтегазонакопления.

Время формирования нефтегазоносных очагов непосредственно связано с дегазацией Земли. В процессе дегазации недр отдельных регионов, их стадийного перехода от геосинклинальной к платформенной фазе развития изменяются и глубины, ограничивающие сверху и снизу астеносферный слой. Учитывая данные по развитию отдельных геоструктурных зон, можно предположить наличие нескольких этапов образования глубинных углеводородов (рис. 2).

Это предположение согласуется с геологическими данными относительно строения нефтегазоносных провинций, согласно которым нефтегазонакопление могло осуществляться в завершающих фазах каледонской, герцинской и альпийской складчатости [Доленко, 1968]. Материалы по региональной нефтегазоносности подтверждают наибольшую вероятность двух последних фаз нефтегазонакопления в мезозойское и кайнозойское время. Следовательно, определяемые глубины астеносферы могут нести информацию о вероятной нефтегазоносности, которая формировалась в кайнозойское время, т.е. в завершающую фазу альпийской склад-

чатости. Для оценок перспектив тех регионов, где процесс нефтегазонакопления мог протекать в мезозойское время, необходим специальный анализ их геологического развития.

Таким образом, исследования в области мантийного образования углеводородов открывают возможность внедрения теоретических работ в практику поисков нефти и газа. При этом могут быть использованы многочисленные современные данные, освещающие строение земной коры и верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

Белюсов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966.

Бойко Г.Е. Генетические особенности углеводородов вулканических газов и нефти. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев: Наукова думка, 1971, с. 348–362.

Доленко Г.Н. Формирование нефтегазоносных провинций в связи с процессами в верхней мантии Земли. — В кн.: Геология и геохимия горячих ископаемых, 1968, № 16, с. 3–7.

Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М.: Наука, 1968.

Смирнов Я.Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 3–25.

Чекалюк Э.Б., Бойко Г.Е., Бакуль В.Н. Первые опыты по высокотемпературному синтезу углеводородных систем. — В кн.: Проблемы сверхглубокого бурения на территории УССР. Киев: Наукова думка, 1968.

Чекалюк Э.Б., Бойко Г.Е. О происхождении алмазов. — Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 6.

Чекалюк Э.Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 4, с. 92–95.

Davis B.T.C., England J.L. The melting of forsterite up to 50 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 6, p. 1113–1117.

О СВЯЗИ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИХ АРОМАТИЧЕСКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ С ТЕКТЕНИЧЕСКИ АКТИВНЫМИ ЗОНАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Дегазация Земли, проявления которой связаны прежде всего с зонами глубинных разломов, сопряжена с выносом на поверхность литосферы тепловой энергии, носители ее — различные флюиды. Вынос вещества и энергии не может не оказывать влияния на состав находящихся на пути горных пород и грунтов. Наиболее чутко реагировать на такое воздействие должно слабо метаморфизованное углеродистое вещество, содержащееся в этих породах.

В этом отношении дно Мирового океана — наиболее подходящий полигон для изучения следов дегазации Земли, так как на суше такие следы должны быстро уничтожаться гипергенными процессами. При этом заслуживает внимания изучение в углеродистом веществе своего рода экзотических соединений, которые не характерны для сингенетического углеродистого вещества. Такой "экзотикой", несомненно, являются полициклические ароматические углеводороды (ПАУ). ПАУ не синтезируются организмами и не образуются, как правило, в условиях нормальных температур и давлений. Образование ПАУ связывается обычно с пиролизом органических соединений или с другими реакциями, идущими при повышенных температурах.

В этой связи интересно исследовать особенности распространения ПАУ в донных океанических отложениях. Для этого в лаборатории люминесцентных исследований МГУ были исследованы 253 пробы, характеризующие около 250 пунктов отбора, расположенных в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Пробы были собраны Е. А. Романкевичем, им же проведены люминесцентно-битуминологический, химический и гранулометрический анализы.

Анализ ПАУ производился качественно методом тонкоструктурной люминесцентной спектроскопии при низких температурах. Для этого вещество капиллярной зоны, полученной в ходе люминесцентно-битуминологического анализа, растворялось в *n*-гексане, замораживалось в растворе при -196°C , возбуждалось фильтрованным светом ртутно-кварцевой лампы. Регистрация спектров люминесценции производилась на призмных спектрографах.

¹ Московский государственный университет.

Т а б л и ц а 1

Частота встречаемости ПАУ в зависимости от вещественного состава осадка

Характеристика осадка	Количество проб	Количество проб с ПАУ, % от общего числа проб
Тип		
Песок	14/23*	50/26
Алеврит	9/21	67/33
Ил серый	22/4	59/25
Ил диатомовый	-/13	-/70
Ил красный	67/2	40/50
Содержание фракции 0,01 мм, %		
25	7/7	100/57
26-50	21/1	48/100
50-75	26/6	62/68
75-100	24/1	33/100
Содержание CaCO ₃ , %		
1	46/2	39/100
1-5	26/10	62/40
5-50	21/8	48/50
50	19/2	32/100
Содержание O ₂ , %		
1	17/2	18/10
1-5	45/5	40/20
5-10	17/1	65/0
10	15/4	54/75
Содержание органического углерода, %		
0,1	2/-	0/-
0,1-0,5	65/13	31/38
0,5-1,0	27/6	59/50
1,0	17/56	83/60
Содержание битумоидов, %		
$n \cdot 10^{-4}$	14/1	7/100
$n \cdot 10^{-3}$	54/36	46/22
$n \cdot 10^{-2}$	41/18	59/22
$n \cdot 10^{-1}$	4/4	50/75

*Здесь и в табл. 2 в числителе - Тихий океан, в знаменателе - Атлантический океан.

Т а б л и ц а 2

Зависимость встречаемости ПАУ от глубины океанического дна

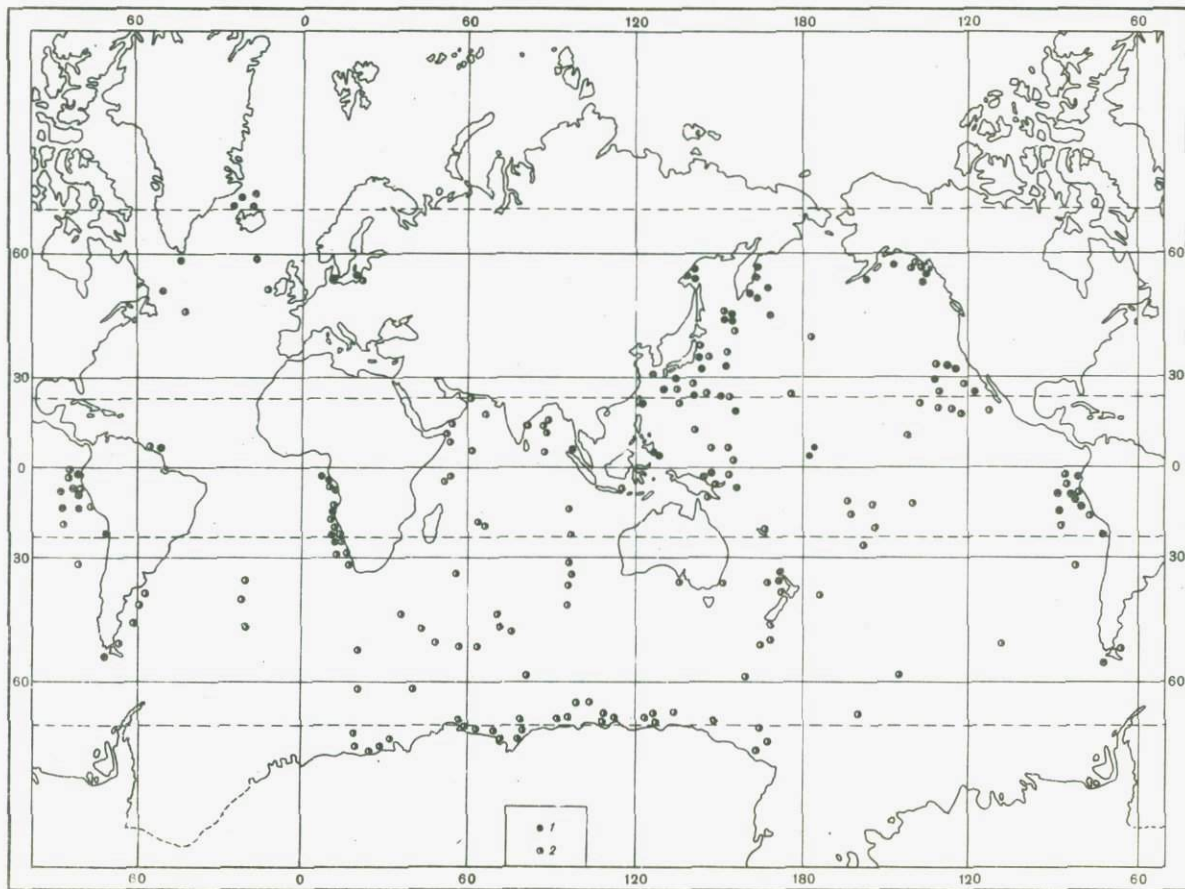
Н, м	Количество проб	Количество проб с ПАУ, % от общего числа проб
0-200	11/33	27/39
200-1000	10/25	60/24
1000-2000	14/3	71/100
2000-3000	13/2	46/50
3000-4000	17/-	29/-
4000-5000	19/2	53/0
5000-6000	21/1	24/0
6000	13/-	77/-

Полициклические ароматические углеводороды были обнаружены в 34% исследованных проб. Чаще всего пробы с ПАУ встречались в образцах, отобранных в Тихом океане, где они составляли 46% от всех проанализированных проб. В Атлантическом океане ПАУ встретились только в 33%, а в Индийском океане - в 12% от количества проанализированных проб каждого океана.

В числе идентифицированных углеводородов были найдены: 3,4-бензопирен, 1,12-бензперилен, перилен, коронен и ряд неидентифицированных углеводородов (вещество "Д" - один из гомологов пирена и некоторые другие). Наиболее часто встречаются в пробах перилен и 1,12-бензперилен. В Индийском и Атлантическом океанах в 50% проб встречен только перилен. В Тихом океане один перилен встречен только в 10% проб, в 40% проб этот углеводород встречается вместе с 1,12-бензпериленом, в 50% проб перилен отсутствует, а 1,12-бензперилен встречается вместе с 3,4-бензпиреном. Коронен в осадках каждого из изученных океанов встречается с одинаковой частотой (13% от всех проанализированных проб).

В табл. 1 показана частота встречаемости ПАУ в зависимости от типа осадка, содержания карбонатов, кремнекислоты, некарбонатного углерода, битумоидов. Как видно из приведенных данных, частота встречаемости ПАУ мало зависит от вещественного состава осадка.

Для проверки предположения о возможном поверхностном загрязнении донных отложений ПАУ была проанализирована частота встречаемости ПАУ в пробах, отобранных на различных глубинах (табл. 2). Оказалось, что в Тихом океане, например, в пробах, отобранных на глубинах свыше 6000 м, ПАУ встречаются в 77% проанализированных образцов (в 10 пробах из 13), тогда как в



пробах, отобранных в пределах шельфа, они встречены только в 27% случаев (в 3 пробах из 11). Таким образом, предположение об исключительно поверхностном происхождении ПАУ в осадках оказалось ошибочным.

Обращает на себя внимание особенность пространственного распространения ПАУ в донных отложениях океанов. Идентифицированные ПАУ в Тихом и Индийском океанах оказались приуроченными к участкам, расположенным вблизи выхода на поверхность глубинных разломов, которые разделяют материковую и океаническую литосферные плиты и носят название зон Заварицкого - Беньоффа. В Атлантическом океане ПАУ были встречены в зоне Срединно-Атлантического хребта в районах Исландии и вблизи юго-западного побережья Африки (Гвинейская котловина, рисунок).

Из всего изложенного можно сделать вывод, что районы, в которых встречены полициклические ароматические углеводороды, принадлежат к активно живущим тектоническим зонам земной коры, где могут происходить процессы дегазации Земли, сопровождающиеся выносом вещества и энергии. Поэтому весьма вероятно, что влияние такой дегазации, возникающее в результате воздействия глубинной материи и энергии на углеродистое вещество донных отложений, выражается в термохимическом новообразовании некоторых полициклических ароматических углеводородов.

←
Распространение полициклических ароматических углеводородов в донных отложениях океанов

Пункты: 1 - в которых донные осадки содержали полициклические ароматические углеводороды; 2 - в которых полициклические ароматические углеводороды не обнаружены

**ГАЗЫ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ -
ИНДИКАТОРЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НЕДРАХ**

Газы грязевых вулканов являются основной динамической силой, приводящей к их извержениям. Изучение химического состава газов грязевых вулканов наряду с данными о продуктах жидкой и твердой фаз извержения дает нам сведения о геохимических процессах, происходящих в недрах. Особенно ценна эта информация для малоисследованных областей. Газы грязевых вулканов изучались К.В. Харичковым (1903-1906 гг.), В.В. Белоусовым (1937), С.А. Ковалевским (1940), А.Б. Роновым (1951), Ф.Г. Дадашевым (1963), М.И. Суббота (1964а,б), С.Д. Гемпом и др. (1970) и другими исследователями.

В статье рассматриваются геохимические особенности газов грязевых вулканов по результатам исследований. Для сопоставления состава газов грязевых вулканов отдельных регионов использованы также литературные данные.

По элементарному составу газы грязевых вулканов исследуемых территорий почти однозначны, так как во всех газах в том или ином количестве присутствуют одни и те же компоненты - CH_4 , CO_2 , N_2 .

Газовая фаза извержения грязевых вулканов представлена как предельными, так и непредельными углеводородами. Это преимущественно метановые газы (CH_4 до 99%), они содержат в небольшом количестве CO_2 , процент которой изменяется в зависимости от термодинамических условий недр и тектонических особенностей областей развития грязевого вулканизма.

Каждой области развития грязевых вулканов свойственны газы с характерным для них содержанием углеводородов. Так, газы грязевых вулканов Прикаспийско-Кубанской области характеризуются наименьшим значением CH_4 , незначительным содержанием тяжелых углеводородов и наибольшими значениями содержания азота N_2 и инертных компонентов. Эта область находится в осевой зоне Кавказского хребта. Грязевые вулканы здесь приурочены в основном к выходам кайнозойских отложений. Характерно, что за последние 150 лет в этой области не зафиксированы извержения.

¹ Институт геологии АН АзССР (г. Баку).

По мере перехода к южным и юго-восточным областям развития вулканов газы обогащаются CH_4 ; содержание N_2 и инертных компонентов значительно уменьшается. В этом же направлении увеличивается мощность кайнозойских отложений и общее число извержений.

Здесь следует выделить Апшеронскую и Шемахино-Кобьстанскую области; газы этих грязевых вулканов характеризуются максимальным содержанием CH_4 (до 99%). Еще южнее расположены вулканы Прикуринской области и Бакинского архипелага. Наличие тяжелых углеводородов в газах этих вулканов определяется соотношением флюидов в тех залежах, которые питают вулкан.

Среднее значение углекислого газа CO_2 в этих областях почти одинаково. Однако пределы изменений его содержания несколько отличны, что, вероятно, обусловлено биохимическими процессами, протекающими в верхних слоях литосферы.

По химическому составу газов грязевые вулканы Восточной Грузии несколько отличаются от вулканов Азербайджана. Здесь в газах вулканов северной зоны (Ахтала, Пховели) тяжелые углеводороды выше пропана не обнаружены. Эти грязевые вулканы также расположены на выходах кайнозойских отложений, но их общая мощность незначительна. Содержание CO_2 доходит иногда до 9%.

В составе газов вулканов южной зоны обнаружены непредельные углеводороды (пропилен, бутилен). Видимо, здесь происходит смешивание газов неглубоко залегающих горизонтов. Пониженные значения гелия по отношению к количеству аргона ($\text{He}/\text{Ar} = 1,5 \div 8,3$) также указывают, что эти вулканы находятся в зоне активного водообмена.

Грязевые вулканы юго-западной Туркмении приурочены к Прибалханской и Кеймир-Чикишлярской зонам. По химическому составу газы этих зон также различаются между собой. В газах грязевых вулканов Прибалханской зоны тяжелые углеводороды являются второй по значению составной частью углеводородов. В газах вулканов Кеймир-Чикишлярской зоны тяжелые углеводороды присутствуют лишь в единичных пробах (вулканы Кипящий бугор, Ак-Аатлаук) и в незначительных количествах. Содержание CO_2 увеличивается здесь до 10%. В тектоническом отношении Кеймир-Чикишлярский район более спокойный, чем Прибалханский.

Газы грязевых вулканов Керченского и Таманского полуостровов по своему химическому составу резко отличаются от газов вулканов Азербайджана и Туркмении. В составе газов некоторых вулканов Керченского полуострова (Тарханский, Булганакский) преобладающим компонентом является CO_2 . Грязевые вулканы юго-западной части Керченского полуострова подобны вулканам Азербайджана и Туркмении: в составе газов этих вулканов повсеместно присутствуют тяжелые углеводороды (до 2-3%), содержание CO_2 незначительно.

Зона с повышенным содержанием CO_2 от северо-восточной части Керченского полуострова прослеживается через Керчен-

ский пролив и на Таманский полуостров, но с заметным (до 10–20%) уменьшением содержания CO_2 (гора Карabetова, вулкан Ахтанизовский). В газах почти всех вулканов Таманского полуострова отмечены тяжелые углеводороды в количествах, значительно превышающих таковые в керченских вулканах.

По мнению ряда исследователей [Шнюков и др., 1971], грязевые вулканы с повышенным содержанием CO_2 в составе газа расположены на глубинном Ахтырском разломе (устанавливаемом по геофизическим данным), к югу от которого выявлено рудоносное тело, возможно, способствующее повышению содержания CO_2 . И.А. Лагунова (1974), детально изучившая газы грязевых вулканов Керченского полуострова, также отмечает глубинный характер углекислоты.

Газы грязевых вулканов Южного Сахалина хорошо сопоставляются по составу с газами северо-восточной зоны Керченского полуострова. В газах вулканов Сахалина углекислота также является основным компонентом. Газы Пугачевского вулкана по сравнению с Южно-Сахалинским более обогащены метаном. Содержание тяжелых углеводородов (ТУ) и азота незначительно.

В последние годы в Азербайджане усилилась деятельность грязевых вулканов. Начиная с 1972 г. произошли извержения пяти вулканов. Газы двух вулканов (Локбатана и Боздаг-Кобийского), расположенных на Апшеронском полуострове, изучались после извержения.

Подсчет количества газа (вулкан Локбатан) показывает, что всего в процессе извержения было выброшено примерно 9 млн. м^3 газа. Через 3 дня после извержения были отобраны пробы: газ метановый со всем рядом ТУ до C_6 ; содержание CO_2 до 3,2%. В результате извержения Боздаг-Кобийского вулкана было выброшено около 25 млн. м^3 газа. Через неделю после извержения была проведена газовая съемка на центральном сопочном поле. Анализы показали, что в составе сорбированного газа присутствуют метан и ТУ до C_5 . По мере удаления от кратера вулкана в составе газа содержание ТУ и CH_4 уменьшается.

Результаты газовой съемки на Боздаг-Кобийском вулкане подтвердили мысль о том, что на кратерном поле происходит вертикальная миграция углеводородов по каналам и трещинам, через которые происходит дегазация Земли. В первые дни после извержения, пока каналы и трещины не закупорены, идет активная диффузия ТУ. В дальнейшем из-за низкой их летучести и способности сорбироваться глинами количество ТУ в составе газа уменьшается. Этим можно, видимо, объяснить низкое содержание ТУ в газах грязевых вулканов при спокойной их деятельности по сравнению с газами нефтяных залежей.

Во ВНИГРИ при содействии профессора В. П. Якуцени И.Н. Толстихиным и Б.А. Мамыриным были определены изотопы гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$), а В.А. Лобковым – изотопы углерода CH_4 в 12 пробах

газа, отобранных нами на некоторых характерных грязевых вулканах рассматриваемых нефтегазоносных областей.

Результаты анализов показывают, что изотопный состав углерода CH_4 грязевых вулканов изменяется от $-3,74$ до $-5,02\%$. Э.М. Галимов (1973) отмечает, что изменение изотопного состава метана определяется в основном не возрастом отложений, а глубиной их залегания. Эти выводы подтверждаются и нашими данными. Так, наименьшим значением $\delta^{13}\text{C}\text{C}\text{H}_4$ характеризуются газы грязевых вулканов Восточной Грузии, а наибольшим — грязевой вулкан Абиха на Апшеронском полуострове. На этом вулкане отмечено и аномальное содержание гелия ($\text{He}/\text{A} = 44,4 \cdot 10^{-2}$). Видимо, вулкан Абиха питается газами сравнительно более глубоких горизонтов.

На наш взгляд, интересным является определение изотопа He вулкана Локбатан, так как проба газа была отобрана вскоре после извержения. Коэффициент, характеризующий относительное количество изотопа ^3He , небольшой ($^3\text{He}/^4\text{He} = 23,0 \cdot 10^{-8}\%$), почти такой же, как для VII горизонта Карадагского месторождения; коэффициент содержания изотопа ^3He в газах грязевых вулканов Юго-Западной Туркмении (Гек-Патлаук, Западный Порсугель и др.) составляет ($^3\text{He}/^4\text{He} = (16,4 \div 27,0) \cdot 10^{-8}$, т.е. почти такой же, как в красноцветной толще [Каменский и др., 1974]).

Итак, химический состав газов грязевых вулканов в пределах разных регионов различен и претерпевает изменения в зависимости от ряда геолого-геохимических факторов, прежде всего от термодинамических условий недр и особенностей строения областей развития грязевого вулканизма.

В депрессионных зонах, где наблюдаются значительные мощности осадков и где возможны накопления органических веществ, их преобразования и генерация углеводородов, газы грязевых вулканов имеют преимущественно метановый состав, причем в различных процентных соотношениях. Характерно, что иногда даже в пределах одного крупного вулкана, вероятно, благодаря наличию разных подводящих каналов наблюдаются различные по химическому составу газы. В этом аспекте попытки отдельных исследователей связывать генезис газов грязевых вулканов с большими глубинами и говорить об их поступлении по глубинным разломам, подчеркивая их неорганический синтез, являются недостаточно аргументированными.

Детальное изучение химического состава газов грязевых вулканов почти по всем регионам их развития в нашей стране, с привлечением данных изотопных исследований, позволяет высказать относительно генерации газов в осадочной толще. Высокое содержание углекислоты в газах вулканов, на которое ссылаются авторы некоторых публикаций, носит не всеместный характер. Оно обусловлено геолого-тектоническими условиями развития региона и поэтому не может служить основанием для суждения

о глубинности CO_2 в газах; даже для Керченского полуострова этот факт не является столь характерным.

Более того, как известно, некоторыми исследователями [Галимов, 1968, 1973], в том числе и нами, допускается возможность анаэробного разложения OB и выделения деструктивного CO_2 . Эти биохимические процессы могут протекать в верхних слоях литосферы, в пределах осадочного комплекса отложений. Повышенное содержание ряда элементов: ртути, бора, лития в продуктах извержения вулканов также носит местный характер и не является показательным для грязевулканического процесса в целом.

Наблюдаемые различия в составе газов грязевых вулканов объясняются особенностями строения того или иного региона, различной глубиной залегания источников углеводородов в пределах осадочного чехла литосферы. Изменения в химическом составе газов происходят также в процессе миграции их к дневной поверхности из глубин, когда они подвергаются различным физико-химическим воздействиям.

ЛИТЕРАТУРА

Белюсов В.В. Очерки геохимии природных газов. Л.: ОНТИ, Химтеоретиздат, 1937.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973.

Гемп С.Д., Дуброва Н.В., Несмелова З.Н. и др. Изотопный состав углеродосодержащих газов (CH_4 и CO_2) грязевых вулканов Керченско-Таманской области. — Геохимия, 1970, № 2, с. 243–247.

Дадашев Ф.Г. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. Баку: Азернешр, 1963.

Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А. и др. Изотопы гелия в природе. — Геохимия, 1971, № 8, с. 914–931.

Ковалевский С.А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия, Азербайджана и Туркмении. Баку: Азгостопиздат, 1940.

Лагунова И.А. О генезисе CO_2 в газах грязевых вулканов Керченско-Таманской области. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1711–1716.

Ронов А.Б. К геохимии газов грязевых вулканов Кавказа и Крыма. — ДАН СССР. Новая сер., 1956, т. XXVII, № 6.

Суббота М.И. К вопросу о возрасте отложений, являющихся источниками газов грязевых вулканов. — Сов. геол., 1964а, № 6, с. 121–123.

Суббота М.И. Новые данные о газах и типах грязевых вулканов района западной Кубани. — Труды ВНИГРИ, 1964б, вып. 41, с. 156–178.

Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевый вулканизм и рудообразование. Киев: Наукова думка, 1971.

ГЕОТЕКТОГЕНЕЗ
И МИГРАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДОВ

Анализ и обобщение накопившихся в последние десятилетия новых фактов, полученных в результате глубокого и сверхглубокого бурения, свидетельствуют о том, что многие представления, установившиеся в нефтяной гидрогеологии, требуют пересмотра. Это касается прежде всего формирования рассолов, связи процессов соле- и рассолообразования, взаимосвязи рассолов, углеводородов и других подвижных флюидов в недрах земной коры, роли эндогенных вод в общем балансе подземных вод.

В нефтяной гидрогеологии еще сравнительно недавно преобладало мнение о наличии в недрах застойных седиментационных вод, отжимания из глин углеводородов вместе с водами и об образовании рассолов из морской воды. Все эти процессы связывались в основном с очень тонкой оболочкой земной коры.

Однако под влиянием новых данных все более усиливается тенденция увязать процессы, происходящие в земной коре, с глубинными факторами, гидрогеологические — с тектоническими, формирование и размещение зон соле-рассоло- и нефтегазонакопления — с глубинными разломами. Все бóльшая роль в формировании углеводородных скоплений отводится динамике подземных вод, их разгрузке под водоупорами, фиксируемой комплексом различных аномалий: гидродинамических, геотермических, гидрохимических, газогидрохимических и др. Особое место среди них занимают аномально-высокое пластовое давление поровой жидкости или газа (АВПД) и геотермические аномалии как наиболее четкие доказательства восходящей миграции флюидов с глубины.

Более надежную аргументацию приобретает теперь тезис о тесной связи указанных процессов с периодами тектонической активизации земной коры и с тектонически мобильными зонами, обуславливающими возникновение гидродинамически активных зон и восходящее движение флюидов, в том числе углеводородов.

Произведенный А.Д. Храмовым и Г.И. Гончаровым на основании палеомагнитных данных [Храмов и др., 1974] палеоширотный

¹ Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ).

анализ закономерностей размещения нефтегазоносных и соленосных бассейнов показал, что основное их количество приурочено к палеоширотам $0-40^{\circ}$, а максимум падает на экваториальную часть земного шара. Это свидетельствует о том, что именно в пределах тектонически наиболее активных участков литосферы создаются максимально благоприятные условия восходящей миграции глубинных флюидов по "каналам", связывающим слой земной коры с верхней мантией как основным поставщиком глубинного вещества.

Ярко проявляющаяся закономерность приуроченности большинства платформенных нефтегазоносных бассейнов к краевым частям платформ, граничащим с горно-складчатыми областями — бывшими геосинклинальными или другого типа подвижными поясами, и нередко также к грабенообразным впадинам (авлакогенам) сама по себе свидетельствует о связи процессов миграции с зонами тектонической активизации. По данным сектора ресурсов нефти и газа ВНИГРИ, на территории СССР почти 96% разведанных запасов нефти и 66% запасов газа на древних платформах приурочено к их окраинам.

Достаточно хорошо установлена связь нефтегазоносных структур с разломами. Однако при широком распространении разломов на платформах продуктивными являются в основном разломы краевых зон платформ (например, на Русской платформе).

Следует не забывать, что само образование бассейнов краевых зон платформ генетически связано с орогенетическими движениями в соседних геосинклиналях и, по-видимому, этим обусловлено размещение зон нефтегазоаккумуляции в бассейнах этого типа.

Намечается следующая закономерность. В бассейнах с одним складчатым обрамлением в сторону последнего происходит увеличение минерализации и метаморфизации подземных вод, нарастает обогащенность их микрокомпонентами, имеет место увеличение газонасыщенности вод и упругости водорастворенных газов, смена азотных газов на метановые и увеличение газонасыщенности самих нефтей. В бассейнах такого типа основные промышленные зоны нефтегазоаккумуляции расположены во внутренней части и в той половине бассейна, которая обращена к складчатой области. Примерами могут служить Волго-Уральский, Восточно-Предкавказский, Азово-Кубанский, Лено-Виллюйский и другие бассейны.

В бассейнах с двумя разновозрастными обрамлениями, в разное время оказавшими влияние на формирование геологической и гидрогеологической структур бассейна, указанные закономерности наблюдаются в направлении более молодого обрамления. Наиболее крупные зоны нефтегазоаккумуляции и залежи размещены здесь во внутренней части и в той половине бассейна, которая обращена к более молодому обрамлению. Это хорошо видно на примере Тимано-Печорского бассейна, ограниченного древней Тиманской и более молодой Уральской складчатыми структурами.

Таким образом, на примере указанных двух типов бассейнов достаточно четко прослеживается связь между тектонически подвижными зонами и нефтегазоносностью. По-видимому, основные этапы миграции углеводородов здесь следует связывать с орогенезом в геосинклиналях, когда часть флюидов внедрялась в краевые зоны платформ, а другая часть разгружалась непосредственно в подвижной зоне или сгорала при магматизме. Первая составляющая мигрирующих флюидов обуславливала формирование зон нефтегазоаккумуляции, вторая фиксируется наличием большого количества битумопроявлений и газонефтепроявлений в самых складчатых областях, как это хорошо видно на примере Урала и Кавказа.

С указанными процессами тектонических движений в геосинклиналях и последующей миграцией флюидов из недр по зонам глубинных разломов, следует, по-видимому, связывать крепкие термальные рассолы, обогащенные большим количеством микроэлементов и рудных компонентов, которые обнаруживаются вблизи горно-складчатых сооружений и резко отличаются от основного фона вод бассейнов. Так, например, при минерализации фоновых вод мезозойских отложений Восточно-Предкавказского бассейна до 100–150 г/л, в Кабардино-Балкарии, по данным А.М. Никанорова, В.А. Станулиса и др. (1968), на Марьинской площади на глубине 3785 м произошел выброс смеси нефти, газа и горячего газонасыщенного рассола с дебитом 2000 м³/сут, имеющего минерализацию 441 г/л, при содержании НВО₂ до 4000 мг/л, брома 74 и йода 57 мг/л. За 40 мин вместе с рассолом было получено 200 м³ нефти.

В горной части Кавказа, на Аргуданской площади из валанжина с глубины 1942–1989 м был получен термальный рассол с минерализацией 325 г/л и АВПД, превышающим на 70% гидростатическое давление [Станулис, 1970].

На южном борту Восточно-Кубанской впадины, на Ярославской площади с глубины 2676 м был получен фонтан хлоркальциевого рассола с минерализацией 414,3 г/л, в котором хлориды щелочных земель составляли 75%. Температура рассола 80–90°C.

Обращает на себя внимание и факт распространения мощных галогенных толщ вблизи горно-складчатых сооружений (Предуралье, Предкавказье, район Гиссарского хребта), под ними обычно и проявляются аномальные рассолы.

Все больше напрашивается вывод о том, что мощные толщи солей здесь образовались путем вертикальной миграции эндогенных рассолов по зонам глубинных разломов, периодически раскрывающихся и являющихся флюидопроводящими именно вблизи подвижных зон. Наличие гидрохимических, гидродинамических, геотермических, газовых и других аномалий и нередко АВПД на этих участках бассейнов подтверждает эту мысль.

Общеизвестны наиболее минерализованные из всех существующих в природе сверхкрепкие рассолы подсолевых нижнекем-

брийских отложений в Предбайкалье (Ангаро-Ленский бассейн), имеющие высокие напоры при минерализации 500-650 г/л. Они состоят на 75-80% из хлоридов кальция, содержат до 8-12 г/л брома, стронций, кремний, железо, алюминий, марганец, бор, литий и свинец. Это типичные рудоносные рассолы, представляющие богатство, которое, к сожалению, еще не оценено по-настоящему. В формировании таких рассолов, по-видимому, велика доля глубинных флюидов. Соли, возникшие в результате разгрузки этих рассолов, в последующем стали надежным индикатором глубоких недр. Дальнейшая миграция рассолов в подсольные толщи приводила к процессам концентрирования и накопления микрокомпонентов, метаморфизации и т.д.

Совокупное проявление гидрохимических, гидродинамических, геотермических и других аномалий одновременно с углеводородами в зонах глубинных разломов под галогенными толщами позволяет говорить о единстве подземных флюидов в недрах и единстве их миграции по разломам, которые расположены вблизи горно-складчатых сооружений, или отделяют их от краевых зон платформ и в прогибах.

О единстве процессов миграции флюидов свидетельствуют также широко известные в природе ассоциации битумов с минералами водных растворов (кальцит, кварц, халцедон, флюорит).

Все больше обращают на себя внимание исследователей частые ассоциации в нефтегазоносных районах нефти и ртути, газа и ртути и битумов. А.Д. Щеглов (1972) обращает внимание на широкое распространение жидких и твердых битумов в рудах флюоритовых месторождений. Он высказывает предположение о возможном единстве глубинных источников гидротермальных "тектоногенных" флюоритовых месторождений, в которых встречаются битумы, и месторождений нефти, для которых предполагается связь с развитием мантийных участков тектоносферы.

Изучая вопросы палеогидрогеологии нефтегазоносных бассейнов, формирования рассолов, размещения залежей и другие вопросы, гидрогеологи-нефтяники часто рассматривают их в рамках самих бассейнов, в отрыве от складчатых областей - бывших геосинклиналей и от истории их развития. Между тем геосинклинали оказали большое влияние как на формирование бассейнов краевых зон платформы, так и на происходящие в них процессы. Как справедливо отмечает Ю.А. Шейнманн (1970), геосинклинальный процесс едва ли не наиболее мощный из всех тектонических процессов и, следовательно, связан с выдачей к поверхности запасов внутренней энергии, т.е. так или иначе с подъемом вещества к поверхности. Это, несомненно, создает простор не только для движения вещества, но и для разнообразных процессов, в том числе нефтегазообразования, соле- и рассолообразования и гидротермального рудообразования вблизи подвижных зон и в пределах их самих.

Связь процессов восходящей миграции флюидов с тектонической активностью недр весьма четко обнаруживается и в пределах

бассейнов на молодых платформах, обрамленных более древними разновозрастными складчатыми сооружениями и сформировавшихся как зоны прогибания. Так, богатейший Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн, имеющий огромные размеры, сформировался как геологическая и гидрогеологическая структура под влиянием тектонических сил, проявившихся не в краевой, а во внутренней части бассейна. Здесь тектонически активной подвижной зоной является прежде всего расположенная внутри бассейна Колтогорско-Уренгойская система разломов, которой в фундаменте соответствует грабен-рифт, а по данным Н.В. Шаблинской (1976) — авлакоген (к северу от широтного отрезка течения р. Оби).

В указанном бассейне гидрогеологические характеристики закономерно изменяются от обрамления во внутреннюю часть бассейна. В этой части бассейна наиболее четко проявляются гидрогеологические аномалии, фиксирующие скрытые под мощными водоупорами зоны внутренней разгрузки подземных вод и способствующие формированию скоплений углеводородов. Бассейн имеет высокий температурный режим, геотермические градиенты местами достигают 5–6°C на 100 м.

По данным А.А. Розина (1974) и других исследователей, в Западно-Сибирском бассейне в весьма значительных масштабах происходит миграция глубинного углекислого газа из фундамента в перекрывающие толщи мезозоя. Под влиянием CO_2 происходит преобразование солевого состава подземных вод, возникают минералогические аномалии. Местами в газах фиксируется высокое содержание водорода.

Исследованиями А.В. Вана (1973), изучавшего пеплы, туфы, туффиты и другие проявления вулканической деятельности в Западно-Сибирском бассейне, установлено на разных стратиграфических уровнях не менее шести излияний основной магмы в период от ранней юры до эоцена включительно.

Все изложенное (наряду с исключительным богатством углеводородами) делает Западно-Сибирский бассейн очень интересным объектом для исследования вопросов связи тектонической активности недр и миграции флюидов, дегазации мантии и генезиса нефти и газа с позиций абиогенной гипотезы. Не является ли Западно-Сибирский бассейн столь богатым углеводородами именно потому, что здесь имела место дегазация мантии в огромных масштабах, а ее продукты сохранились благодаря очень высокой гидрогеологической закрытости недр, обусловленной наличием мощных водоупоров, имеющих широкое площадное распространение?

В заключение следует подчеркнуть, что поскольку становится все более очевидным, что тектоническая активизация, вызывающая активизацию гидродинамических процессов, одновременно стимулирует миграцию углеводородов и формирование залежей, обнаружение указанных тектонически и гидродинамически активных зон следует считать одной из важнейших задач уже на первых стадиях геолого-поисковых работ.

Высказанное А.Д. Щегловым в ряде работ предположение о возможных генетических связях между месторождениями нефти и газа и рудными месторождениями представляется чрезвычайно важным для решения теоретических проблем как нефтяной, так и рудной геологии. Тесные совместные исследования нефтяников и специалистов по рудным месторождениям ускорили бы решение проблем генезиса многих полезных ископаемых, в том числе проблемы происхождения нефти. Это позволило бы более правильно подойти к созданию основ научного прогноза нефтегазоносности и к выработке поисковых критериев на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

Ван А.В. Мезозойско-палеогеновый вулканизм на территории Западно-Сибирской низменности. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1156-1159.

Никаноров А.М., Станулис В.А., Хачатурова А.В. Гидрогеологическая характеристика мезозойских отложений Кабардино-Балкарии в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. — Геология нефти и газа, 1968, № 10, с. 27-33.

Розин А.А. Роль вертикальной миграции глубинных флюидов в формировании солевого состава подземных вод Западно-Сибирского бассейна. — Сов. геол., 1974, № 2, с. 95-104.

Станулис В.А. К проблеме поисков новых типов крупных газонефтяных скоплений в мезозойских отложениях Северного Кавказа. — Труды ВНИГРИ, 1970, вып. 100, с. 38-51.

Храмов А.Д., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.Л. Палеомагнетизм палеозоя. — Труды ВНИГРИ. Л.: Недра, 1973. 238 с.

Шаблинская Н.В. Новая крупнейшая структура севера Западной Сибири — погребенный Ямало-Пуровский авлакоген. — ДАН СССР, 1976, № 3, с. 688-691.

Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 5-32.

Щеглов А.Д. Флюоритовые месторождения и тектоника. — В кн.: Международный геол. конгресс, XXIV сессия: Докл. сов. геол. Проблема 4. М.: Наука, 1972, с. 150-157.

ТЕРМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ В ГЕОТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

По распространенному убеждению углеводороды, особенно тяжелые, чрезвычайно легко подвергаются термическому разложению на сажу и водород. Это подтверждается лабораторными экспериментами и производственным опытом переработки нефти и нефтепродуктов. В результате укрепилось неверное представление о термической неустойчивости нефти, а именно: что при повышенных температурах (свыше 700°C) нефтяные углеводороды существовать уже не могут.

Аналогичные представления существовали по термической неустойчивости алмаза, который при температурах выше 1200°C превращается в графит. Сейчас уже твердо установлено, что алмаз, считавшийся многие столетия термически неустойчивым, синтезируется именно при высоких температурах (~2000 К и выше) и при достаточно высоких давлениях (~70 000 кгс/см² и больше). Термическая устойчивость возникает в этом случае благодаря высокому давлению. При атмосферном же давлении алмаз действительно является термически неустойчивым в любой температуре и может существовать лишь при таких низких температурах, при которых кинетика его превращения в графит достаточно надежно заторможена.

Геология и геохимия нефти постоянно встречаются с проблемой термической неустойчивости углеводородов в недрах Земли. Но накопленные до сих пор знания о термических свойствах углеводородных систем охватывают весьма ограниченную область давлений, и прямая экстраполяция имеющихся данных на большие глубины была бы незаконной. Как показано ниже, в термохимических свойствах углеводородных систем сохраняются основные черты термодинамических свойств алмаза.

С целью изучения реальных свойств углеводородных систем в широкой области давлений и температур разработан метод физико-математического моделирования равновесных состояний закрытых или открытых химически активных многокомпонентных систем в виде набора термодинамических и нормировочных уравнений в количестве, превышающем на единицу число химических элементов, участвующих в реакциях.

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (г. Львов).

Мольная доля ν соединения i , состоящего из γ химических элементов, определяется следующим выражением¹:

$$\nu = \frac{K_{iT}^0}{\gamma_{iT}^P a_{iT}^P} \prod X_j^{n_{ji}}, \quad (1)$$

где K_{iT}^0 - стандартное значение константы для образования соединений i из элементов j в определенных стехиометрических количествах n_{ji} ; a_{iT}^P - активность чистого соединения i при давлении P и температуре T системы, γ_{iT}^P - коэффициент активности компонента i в смеси, X_j - активность элемента j в системе. Значения X_j вычисляются как корни из системы нормировочных уравнений

$$\sum_i \nu_i = 1, \quad (2)$$

$$N \sum_i n_{ji} \nu_i = N_j, \quad (3)$$

где N_j - число молей химического элемента j в системе, N - число молей всех соединений в системе.

Набор химических элементов j устанавливают в соответствии с требованиями решаемой задачи без каких-либо ограничений. В принципе в системе уравнений (2) и (3) можно учесть всю таблицу Менделеева и использовать ее для проверки различных геологических концепций, например для проверки реальности той или иной модели Земли (гидридной, карбидной, кислородной и др.). Заметим, что применение нашей системы уравнений не ограничено областью геологии. С одинаковой надежностью можно решать и технические задачи, возникающие в технологии переработки нефти, в химической промышленности и пр.

В рассматриваемом случае термостойкости закрытой углеродной системы в моделирующей системе уравнений учитываются только два химических элемента - углерод C в стандартном состоянии графита и водород H_2 в стандартном газовом состоянии. Тогда выражение (1) принимает вид

$$\nu_{[C_n H_{2m}]} = \frac{K_{T[C_n H_{2m}]}^0}{\gamma_{T[C_n H_{2m}]}^P a_{T[C_n H_{2m}]}^P} X_C^n X_{H_2}^m, \quad (4)$$

¹ Математическое обозначение \prod обозначает операцию умножения друг на друга j членов, имеющих в данном случае вид $X_j^{n_{ji}}$.

Прим. ред.

где n и m — стехиометрические числа химических элементов в соединении. Неизвестные же значения X_C , X_{H_2} и \bar{N} определяются как корни следующей системы уравнений:

$$\sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} v [C_n H_{2m}] = 1, \quad (5)$$

$$\bar{N} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} n v [C_n H_{2m}] = N_C, \quad (6)$$

$$N \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} m v [C_n H_{2m}] = N_{H_2}. \quad (7)$$

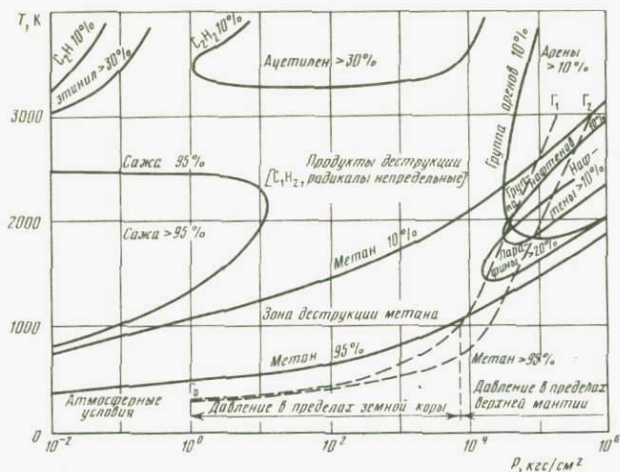
Решая эту систему уравнений с помощью вычислительной техники при заданных значениях температуры T , давления P и элементарного состава N_C и N_{H_2} , получаем сперва значения трех неизвестных X_C , X_{H_2} и \bar{N} , а затем находим компонентный состав углеводородной системы по формуле (4). Суммируя мольные доли компонентов по группам, получаем групповой состав. Средний молекулярный вес углеводородной системы нетрудно вычислить по формуле

$$M = \frac{12N_C + 2N_{H_2}}{\bar{N}}. \quad (8)$$

Можно также вычислить средний молекулярный вес по углеводородным группам и т. д. Наша физико-математическая модель химически активной системы позволяет в принципе всесторонне обсчитать не только углеводородную систему, состоящую из двух элементов, или нефтяную систему, состоящую в основном из пяти химических элементов, но и всякую другую многокомпонентную и многофазную систему, состоящую из любого числа химических элементов.

Углеродная система с избытком углерода (система гетерогенная) была изучена указанным физико-математическим методом в широком интервале давлений (до 10^6 кгс/см²) и температур (до 3500 К). По полученным, достаточно точным и объективным результатам составлена сводная диаграмма состояния равновесной системы в координатах давление — температура (рисунок). На этой диаграмме можно было показать только часть той большой информации, которую дает математическое моделирование.

Здесь видим только некоторые изолинии постоянного группового состава системы. Кроме групповых изолиний, выделяющих термодинамические области, благоприятные для образования алканов, алкенов и алкинов, а также нафтенов и аренов, на диаграмме



Термобарическая $P-T$ диаграмма продуктов баротермической деструкции углеводородных систем с избытком углерода

$\Gamma_0\Gamma_1$ и $\Gamma_0\Gamma_2$ – предельные кривые, ограничивающие поле минимальных и максимальных температур в недрах Земли при давлениях, соответствующих глубине от поверхности; сплошные линии – изолинии составов, которые ограничивают термобарические поля, оптимальные для синтеза указанного на соответствующем поле соединения или группы соединений

ме показаны также изолинии содержания метана и неуглеводородных компонентов (сажа, водород). Информация, заключенная в этой диаграмме, невзирая на ограниченность, вполне достаточна для раскрытия общих термодинамических и термобарических свойств и особенностей углеводородной системы.

Для раскрытия этих особенностей проанализируем упомянутую диаграмму состояний, исходя из атмосферных условий. В этих условиях устойчивым углеводородом представляется в основном один метан с незначительной примесью этана, пропана и бутана. Все остальные компоненты углеводородной системы или же компоненты нефти в атмосферных условиях представляются термически неустойчивыми, обладающими тенденцией к распаду на химические элементы. Но благодаря низкой температуре кинетика распада углеводородов нефти здесь сильно заторможена, так же как, например, кинетика превращения алмаза в графит в условиях, близких к атмосферным. Поэтому алмазы и нефть существуют на поверхности Земли, невзирая на тенденцию к деструкции. Однако синтез алмазов и нефти из элементов в атмосферных условиях запрещен зонами термодинамики, ибо в зоне, где эти законы требуют распада соединения на составляющие его элементы, не может быть и речи о его синтезе из тех же элементов. Один только метан не проявляет тенденции к распаду в атмосферных условиях,

поэтому он может синтезироваться не только в недрах, но и на поверхности Земли. Такой синтез наблюдается в природе в виде болотных газов.

Из диаграммы состояний видно, что с повышением температуры или со значительным понижением давления метан также теряет устойчивость и превращается в сажу и молекулярный водород. Области образования сажи представляются запретными для синтеза углеводородных систем. Характерно, что на полях высоких температур и давлений области образования сажи отсутствуют. Нагревая систему при атмосферном или более низком давлении выше температур сажеобразования, видим, что содержание сажи в системе постепенно исчезает за счет образования наиболее термически устойчивой группы ацетиленовых соединений. В пределах температур 3000–3500 К в равновесной углеводородной системе содержится почти чистый ацетилен. Но алкины не терпят высоких давлений. С повышением давления ацетилен превращается постепенно в алкены и арены.

В отличие от изолиний содержания ацетиленовых соединений, которые ограничивают температурное поле ацетилена снизу, изолинии содержания метана ограничивают температурное поле метана сверху. Метан – самый низкотемпературный углеводород и в то же время наиболее неустойчивый при повышении температуры. Даже при давлениях до 12 000 атм и больше с повышением температуры он постепенно подвергается полной деструкции. При более высоких давлениях (выше 40 000 кгс/см²) и при наличии избытка углерода в системе метан превращается с повышением температуры в более тяжелые углеводородные соединения – как в соединения парафинового ряда, так и в нафтены и арены.

Области оптимальных термодинамических условий для синтеза отдельных углеводородных групп выделяются на диаграмме линиями постоянного состава. Поля относительно низкотемпературных групп, парафинов и нефтяных имеют вид полос, а высокотемпературная группа аренов на обширной площади ограничивается изолинией постоянного содержания только снизу, так же как поле ацетилена. Характерно, что поля термической устойчивости парафинов, нафтяных и аренов в значительной мере налагаются друг на друга и в области их совмещения термически устойчивой становится нефтеподобная углеводородная система, содержащая основные нефтяные углеводороды.

Представленная на рисунке диаграмма дает общее представление о термодинамических свойствах углеводородной системы с избытком углерода. Отдельные участки этой диаграммы можно детализировать с помощью предложенного метода и использовать результаты для разных прикладных целей – как для геологических, так и для технологических или же технических.

Так, например, с учетом интересов нефтехимической промышленности был детально изучен участок ацетиленового поля для случая термической переработки метана. Оказалось, что это поле

имеет оптимум термодинамических условий, в котором выход ацетилена из метана можно существенно увеличить, если поднять давление термической переработки до 120 кгс/см^2 .

С целью использования диаграммы состояний углеводородной системы (см. рисунок) для геологических и геохимических целей достаточно нанести на нее линии предельных геотермобарных условий в недрах Земли $\Gamma_0\Gamma_1$ и $\Gamma_0\Gamma_2$, отвечающие представлениям о максимальной и минимальной прогремости недр. Полоса термодинамических условий, заключенная между этими линиями в пределах геостатических давлений, имеющих место в земной коре, проходит через поле синтеза метана и только при достаточно высоких давлениях, существующих в пределах верхней мантии Земли, пересекает поле оптимальных условий для синтеза нефтеподобных систем, минуя при этом зону деструкции и зоны синтеза алкенов и алкинов. Не случайно в нефтях не обнаруживаются непредельные углеводородные соединения.

Изучение термобарохимических свойств углеводородных систем имеет существенное значение для развития обоснованных концепций происхождения нефти. Такие концепции должны считаться с реальностью и с объективными термохимическими свойствами углеводородных систем. Недопустимо говорить о первозданной космической нефти в отрыве от термодинамических условий в космосе.

Как следует из представленной диаграммы, в космическом вакууме могут существовать лишь углеводородные радикалы. Английский астрофизик Ф. Хойл предположил на Венере океаны нефти. Благодаря изучению атмосферы и поверхности этой планеты с помощью космонавтики стало известно, что таких океанов нет. По многим параметрам Венера почти не отличается от Земли. Но температура поверхности ее 750 К . Если с этой температуры провести на $P-T$ диаграмме полосу геотермобарических условий в недрах этой планеты, аналогичную земной, то полоса пройдет мимо полей нефтеобразования. Таким образом, и в недрах Венеры, по-видимому, отсутствуют условия, необходимые для нефтеобразования.

В заключение следует упомянуть о наших и о зарубежных "органиках", постулирующих синтез нефти в зонах синтеза метана. Очевидно, что с позиций химической термодинамики любая генетическая концепция, игнорирующая химические свойства углеводородных систем и постулирующая образование нефти в термобарических зонах, запретных для нефтяных углеводородов, не заслуживает серьезного рассмотрения.

Н. А. Озерова¹

О „РТУТНОМ ДЫХАНИИ“ ЗЕМЛИ

Геохимические данные, полученные в результате опробования различных типов глубинных пород, особенно базальтоидных, из различных геотектонических провинций, вместе с геологическими материалами привели к выводу, что ртуть не имеет генетической связи с этими породами. Наблюдаемые связи — чисто структурные (приуроченность к единым структурам трансрегиональных глубинных разломов) и в этом плане ртуть амагматична. Она выделяется по зонам глубинных разломов в период их активизации как продукт дегазации глубоких частей Земли — "ртутное дыхание". При этом дайки щелочных базальтоидов, описанные в ряде ртутных провинций, наиболее близкие по возрасту к ртутному оруденению, очевидно, можно рассматривать в качестве хороших индикаторов активизации глубинных разломов, но уровни генерации магматических расплавов, реализовавшихся в виде даек, и ртути, скорее всего, различны. Для ртути это будут более глубокие уровни, чем очаги магматических расплавов, давшие известные магматические породы на Земле. Ртуть, по-видимому, участвует в том потоке ювенильных эманаций, которые обеспечивают тепломассоперенос и являются агентами магмаобразования. Только в такой формулировке, по нашему мнению, можно говорить о генетических связях ртутного оруденения с производными подкорового магматизма.

Образование значительных концентраций ртути в виде промышленного оруденения ртутных поясов происходит, следовательно, в периоды активизации глубинных структур, когда возможно существенное поступление глубинных эманаций в земную кору, но при отсутствии обильного базальтоидного магматизма (характерного для ранних стадий развития геосинклиналей). Он приводит, скорее, к рассеиванию ртути, нежели к ее концентрации.

Поэтому одной из причин образования ртутных месторождений в заключительные, посторогенные стадии развития подвижных зон и во время тектоно-магматической активизации складчатых областей и древних платформ, видимо, могло быть ослабление маг-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ).

матической деятельности по сравнению с ранними стадиями развития геосинклиналей.

Процессы дегазации, приводящие к выносу ртути из недр Земли, фиксируются в ряде участков земной коры, причем совершенно отчетливо значительное проявление этих процессов только в линейных подвижных зонах по сравнению с кратонами. Это, вероятно, связано с большей глубиной линеаментов, так как существует определенная связь между масштабом структурных форм и глубиной их заложения. Высказанные положения хорошо иллюстрируются на примерах срединно-океанических хребтов, геосинклинальных – окраинно-материковых и эпигеосинклинальных орогенных структур и линейных зон тектономагматической активизации в эпиплатформенных условиях.

РОЛЬ БИОСФЕРЫ В ПРОЦЕССЕ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Сравнительная характеристика содержания легколетучих элементов в различных оболочках Земли дается нами в виде коэффициентов накопления, которые представляют отношение кларка элемента в данном объекте к кларку элемента в каменных метеоритах (условно принимается, что Земля образовалась из вещества, сходного по химическому составу с каменными метеоритами-хондритами).

Из рассмотрения кривых накопления следует, что осадочная оболочка в целом более насыщена легколетучими элементами по сравнению с другими оболочками Земли, что связано с постоянным пополнением легколетучих из мантии.

Коэффициенты накопления для легколетучих с относительно высокими кларками (более 10⁻²%) O, S, P, C, H равны соответственно 1,5; 0,15; 1,54; 25; 28, для легколетучих элементов с относительно низкими кларками (менее 10⁻²%) N, B, Cl, F, Br, I коэффициенты равны соответственно 600; 50; 23; 17; 25; 12.

Среди легколетучих элементов первой группы повышенными коэффициентами накопления характеризуются C и H, среди элементов второй группы — прежде всего N.

Из изложенного следует, что определяющее значение метана, углекислого газа и азота в осадочных породах связано, возможно, с наиболее значительным накоплением в последних углерода, азота и водорода. Легколетучие элементы поступают в поверхностные оболочки Земли пропорционально их содержанию в мантии.

При осуществлении большого круговорота веществ C, N и H в связи с участием в биогенных циклах оказались в меньшей степени вовлеченными в обмен с глубинными оболочками Земли, чем другие легколетучие элементы.

Непременным условием, обеспечивающим значительное накопление легколетучих элементов в осадочных породах, является способность элементов концентрироваться вместе с живым веществом. Коэффициенты накопления C, N и H в живом веществе на несколько порядков выше, чем у других легколетучих. Вы-

¹ Институт геологии АН АзССР (г. Баку).

сокая степень концентрации С, N и Н в живом веществе обуславливает удержание в биосфере значительных количества этих элементов.

По аналогии с С, N и Н можно предположить, что накопление других легколетучих (хотя и значительно меньшее), а именно В, I, Br, Cl, F, также связано с круговоротами этих элементов в биосфере и стратисфере, в результате чего элементы в большей или меньшей степени выходят из большого круговорота веществ.

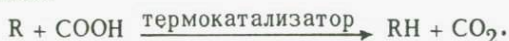
Изложенные представления позволяют рассматривать биосферу как своеобразный механизм, регулирующий распределение элементов в поверхностных оболочках, и предполагать о необратимом во времени процессе увеличения С, Н, N и, возможно, некоторых других летучих в биосфере.

На стадии ноосферы дегазация Земли возрастает в сотни и тысячи раз, как за счет увеличения общей биомассы живого вещества, так и за счет извлечения запасов полезных ископаемых. Увеличение содержания легколетучих элементов в ноосфере происходит геологически мгновенно, что приводит к резкому нарушению установившихся в природе круговоротов элементов.

О ВОЗМОЖНОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ГЕНЕРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

В результате дегазации мантии, кроме минерального синтеза, в некоторых районах может происходить также значительное ускорение генерации углеводородов из органического вещества (ОВ) осадочных пород.

В период активизации тектонической деятельности глубинные эманации проникают по разломам в пласты-коллекторы осадочного чехла. В этих пластах, находясь уже в позднещелочной стадии метасоматоза, за счет термokatализа и гидрогенизации они преобразуют часть рассеянного и концентрированного ОВ в нефтегазовые углеводороды. При этом, скорее всего, протекают процессы регионального низкотемпературного позднещелочного метасоматоза с участием H_2O , CO_2 , H_2 , S, CO_3 , Cl, Na, K, F и других компонентов, обеспечивающих термokatализ на алюмосиликатах, промотирование щелочными элементами и дополнительную гидрогенизацию ОВ. В качестве реакции (в действительности процесс сложнее) можно считать общеизвестное преобразование



Только такое совместное воздействие термokatализа, промоторов и гидрогенизации обеспечивает превращение ОВ в более химически высокопотенциальный продукт — высшие ароматические гибридные углеводороды, т.е. течение процесса, удовлетворяющее термодинамическим критериям реакции метанизации ОВ.

В качестве признаков образования отдельных месторождений углеводородов с участием метасоматических процессов можно назвать прежде всего совпадение ряда компонентов, принимающих участие в метасоматическом рудообразовании TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , BaO , P_2O_5 , Fe, O_2 , CaO, F, Na_2O , K_2O , Cl, SO_3 , S, CO_2 , H_2O , с порядком кристаллизации минералов, парагенетически ассоциирующих с нефтью: а) фосфаты, кальцит, анатаз; б) сидерит; в) каолинит, полевой шпат, кварц; г) пирит, сфалерит; д) анкерит, доломит, кальцит; е) барит, ангидрит, гипс. Комплекс аутигенных

¹ Волго-Уральский научно-исследовательский и проектный институт природного газа (ВУНИПИГаз).

минералов, как известно, мало меняется в зависимости от типа осадочных пород и всецело определяется набором привносимых глубинными дистиллятами элементов.

Анализ аутигенных образований позволяет говорить о близости гидротермальных и метасоматических процессов и нефтеобразования. Соотношение нефти катагенных минералов позволяет отнести время процесса нефтеобразования некоторых месторождений к позднещелочной стадии метасоматоза.

Известно также, что температуры нефтегазообразования (90–350°C) соответствуют условиям эпитеpmального метасоматоза. Прямая связь распределения углеводородов с напряженностью теплового поля служит доказательством участия глубинных факторов, определяющих величину теплового потока, в процессе нефтегазообразования на ряде месторождений.

За свидетельство участия глубинного метасоматического фактора в процессе генерации углеводородов можно принять также сингенетичную со вторичными изменениями осадочных пород калие-натриевую переработку пород фундамента.

Представления о генерации углеводородов в результате метасоматических преобразований осадочных пород позволяют преодолеть ряд трудностей, с которыми сталкивается, в частности, органическая гипотеза. К этим трудностям относятся: неоднозначность привязки по глубине главной фазы нефтеобразования, дефицит ОВ на площадях развития уникальных по запасам месторождений, объяснение закономерности Успенского, удовлетворение термодинамическим критериям метанизации ОВ. Представляется возможным также лучше обосновать обычную многопластовость залежей, их приуроченность к разломам, сходство по химическому составу и содержанию микрокомпонентов разновозрастных нефтей, особенности пластовых вод и некоторые другие.

И. С. Старобинец, А. В. Архангельский,
Е. С. Тихомирова, Г. С. Стативко¹

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ПОРОД И ИХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НА ГАЗОВОЕ ДЫХАНИЕ ЗЕМЛИ

На основе геохимических данных по распределению рассеянных углеводородных и других газов в пределах целого ряда регионов и лабораторных экспериментов рассмотрено взаимодействие мигрирующих углеводородных газов (МУГ) с породами, оценены масштабы изменения качественных и количественных показателей МУГ в зависимости от литолого-фациального состава пород и условий диффузионно-фильтрационного массопереноса.

Разделение МУГ связано с литологическими особенностями, влажностью, наличием жидких органических компонентов и пр. При этом в результате миграции посредством диффузии породами удерживается в среднем 33-50% метана и 75-80% его гомологов.

Выполнен сравнительный анализ содержания рассеянных углеводородных газов в породах древних платформ (Восточно-Европейской и Сибирской) и молодой Туранской плиты. Выяснилось, что повышенное содержание углеводородных газов в отложениях Сибирской платформы обусловлено воздействием на органическое вещество аномального теплового поля, образованного вулканоплутонической траптовой формацией.

В результате проведенной работы выявлено влияние состава пород и их физических свойств на перераспределение углеводородных газов при субвертикальной миграции. В частности, показано, что лишь небольшая часть МУГ достигает поверхности Земли.

¹ Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геофизики и геохимии (ВНИИЯГГ).

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
-------------------	---

I. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

П.Н. Кропоткин. Дегазация Земли и геотектоника	7
В.А. Теняков, Св.А. Сидоренко. Инверсионно-циклические процессы миграции газов в земной коре в связи с осадочно-метаморфическими циклами	14
В.И. Виноградов. Изотопный состав элементов и проблема дегазации мантии и формирования газовой оболочки Земли	23
И.Н. Толстихин, А.В. Сочава. Проблемы дегазации Земли и эволюции атмосферы	31
Г.И. Войтов. О некоторых следствиях, вытекающих из баланса углерода в биосфере Земли	45
В.П. Якуцени. Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного критерия	49
В.К. Каржавин, Е.А. Белавин, Л.А. Казьмин. Особенности поведения летучей фазы системы C-H-N-S-O при различных термодинамических условиях	55
А.В. Щербак в. Геохимические особенности газовой оболочки земной коры	68
В.Н. Корценштейн. Роль подземной гидросферы в процессах дегазации Земли	75
Э.В. Бородзич, П.В. Домнин, А.Н. Еремеев, В.В. Пименов, Т.В. Созинова, И.Н. Яницкий. Результаты изучения поля гелия Земли	85
А.В. Вихерт, М.А. Гончаров. О возможных тектонических следствиях длительного существования сверхвысоких давлений флюидов в земной коре	94
В.И. Кононов, Б.Г. Поляк. Геологическое значение газовой зональности современных гидротерм (на примере Исландии)	98
В.В. Тихомиров, М.И. Астахов, В.Г. Тихомирова, Л.С. Трофимова. Отражение тектонических закономерностей процессов дегазации Земли в составе газовых залежей	109
Ф.Г. Дадашев, И.С. Гулиев, А.А. Фейзуллаев. Геотектонические и геохимические особенности дегазации Земли в пределах геосинклинальных областей (на примере Азербайджана)	116
А.И. Фридман, И.А. Плотников, В.М. Шашкин. Связь состава газовых струй с тектоническими структурами некоторых рудных районов Северного Кавказа	124
Д.Г. Осика. О динамике флюидов в сейсмически активных областях	135

II. УГЛЕВОДОРОДЫ И ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ

В.Б. Порфирьев. Геологические аспекты проблемы миграции углеводородных флюидов верхней мантии	142
Л.М. Зорькин, Е.В. Карус, В.И. Багиров, В.Г. Тыминский. Влияние тектогенеза на интенсивность углеводородного дыхания земной коры	154
Г.Н. Доленко. Тектоника, дегазация мантии и нефтегазонакопление в земной коре	162
Б.М. Валяев. Зональность нефтегазонакопления в аспекте глубинной дегазации Земли	169
А.И. Кравцов. Геология и геохимия природных газов в зонах глубинных разломов и формирование месторождений горючих газов и нефти	189
Л.Н. Розанов. Новейшая раздробленность земной коры и размещение нефтегазоносности	200
К.А. Аникиев. Геодинамическая теория сверхвысокой пластовой энергии разбуриваемых нефтегазоносных недр Земли	205
И.С. Саркисян. Проявления углеводородного дыхания в верхних слоях стратосферы	218
И.В. Гринберг. Процессы формирования углеродо- и водородосодержащих флюидов в различных геозонах и проблема глубинного синтеза углеводородов	224
Н.С. Бескровный. Специфика углеводородов активных геодинамических поясов и их связь с крупнейшими скоплениями нефти	235
Г.Е. Бойко. Углеводороды в составе мантийных летучих образований различных тектонических зон	245
В.Н. Флоровская, Е.А. Романкевич, Т.А. Теплицкая, Ю.И. Пиковский. О связи полициклических ароматических углеводородов современных океанических осадков с тектонически активными зонами земной коры	251
Ад.А. Алиев, А.Я. Кабулова. Газы грязевых вулканов - индикаторы геохимических процессов в недрах	256
В.А. Кротова. Геотектогенез и миграция подземных флюидов	261
Э.Б. Чекалюк. Термическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях	267

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

✓ Н.А. Озерова. О "ртутном дахании" Земли	273
И.С. Гулиев. Роль биосферы в процессе дегазации Земли	275
Г.П. Попсуй-Шапко. О возможности метасоматической генерации углеводородов	277
И.С. Старобинец, А.В. Архангельский, Е.С. Тихомирова, Г.С. Стативко. Влияние состава пород и их физических свойств на газовое дыхание Земли	279

УДК.550.43; 578.1; 551.491.36; 551.24

Дегазация Земли и геотектоника. Кропоткин П.Н. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В процессе дегазации происходит вынос 17 элементов (H, He, Li, B, C, N, O, F, Ne, Na, S, Cl, Ar, Br, I, Hg, Rn) из коры и мантии к поверхности Земли. В мантии господствует резко восстановительная обстановка (H_2 , CH_4 , H_2S , N_2). С вторжением глубинных сжатых углеводородных газов в осадочный чехол связано возникновение аномально-высоких поровых давлений в глубоких частях нефтегазоносных структур и образование залежей нефти и горючего газа. Месторождения серы образуются при взаимодействии восходящего потока углеводородов с сульфатами. Изучение связи процессов дегазации с тектоникой, с глубинными разломами приобретает большое значение для прикладной геологии.

Список лит. 2 назв.

УДК 553.9; 551.71; 552.16; 550.43

Инверсионно-циклические процессы миграции газов в земной коре в связи с осадочно-метаморфическими циклами. Теняков В.А., Сидоренко Св.А. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Углубленное исследование докембрия привело к разработке нового учения о роли процессов метаморфизма биогенного вещества и тех пород, которые имеют экзогенное происхождение, в газовом дыхании Земли. Распространенность углеродосодержащих пород в докембрийских комплексах позволяет говорить об углеводородном процессе дегазации. С метаморфизмом глинисто-карбонатных пород докембрия связано углекислотное дыхание Земли. Имеет место также вынос рудных растворов при метаморфизме земной коры, а также вынос глубинных ювенильных компонентов мантийного происхождения.

Список лит. 14 назв.

УДК 550.42; 546.2 [552.5]

Изотопный состав элементов и проблема дегазации мантии и формирования газовой оболочки Земли. Виноградов В.И. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Суммированы некоторые данные по изотопному составу кислорода и водорода современных гидротерм, серы, углерода и аргона, которые нельзя согласовать с представлениями о продолжающейся дегазации мантии. Газовая оболочка Земли образовалась на раннем этапе развития планеты и сохраняется в своем объеме в течение почти всей геологической истории.

Список лит. 10 назв.

УДК 551.510.41; 533.691; 550.43

Проблемы дегазации Земли и эволюции атмосферы. Толстихин И.Н., Сочава А.В. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Численное моделирование процесса дегазации и дифференциации Земли, основанное на экспериментальных данных геохимии изотопов легких инертных газов, привело к представлению о непрерывном, зату-

хающем во времени накоплении летучих компонентов в верхних оболочках Земли. Показано, что такое представление не противоречит современным данным об эволюции химически активных летучих компонентов (N_2 , CO_2 , O_2) в земной коре, гидросфере и атмосфере. Модельные расчеты и геологические данные приводят к выводу о том, что вскоре после возникновения атмосферы и гидросферы их резервуары пришли в состояние, близкое к стационарному.

Табл. 1, ил. 4, список лит. 38 назв.

УДК 550.4.550.43; 578.1

О некоторых следствиях, вытекающих из баланса углерода в биосфере Земли. Войтов Г.И. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В работе рассматриваются вопросы интенсивности современного субвертикального потока глубинных газов в области разгрузки - атмосферу Земли и породы осадочного чехла в пределах континентального сектора земной коры и их химического состава. Показано, что и плотность потока газов и их химический состав определяются тектонической мобильностью геоструктурных зон Земли. Состав в основном определяется углеродистой составляющей газов, химический состав которой изменяется от углекислого в вулканических областях и смешанного углеводородного и углеводородно-углекислого в областях развития альпийской складчатости до углеводородного с небольшим содержанием CO_2 на молодых платформах и практически углеводородного в пределах древних платформ, в том числе в пределах цитов.

Список лит. 13 назв.

УДК 533.691; 551.24

Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного критерия. Якуцени В.П. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

На основе анализа величины изотопных отношений гелия выделяются проницаемые для глубинных флюидов участки земной коры и экранирующие зоны. Выявляется немногочисленность мантийных газопроявлений на поверхности континентов с четкой гелиево-изотопной меткой. Все они связаны с подвижными участками коры. Приводятся оценочные параметры величин $^3He/^4He$. Сделан вывод о возможности использования этих данных для выделения зон современной сквозной проницаемости коры, дифференциации разломов на проницаемые для мантийных эманаций и непроницаемые для них, а также о возможности оценки величины современного газового дыхания планеты.

Список лит. 3 назв.

УДК 550.41; 522.112; 541.12

Особенности поведения летучей фазы системы C-H-N-S-O при различных термодинамических условиях. Каржавин В.К., Белавин Е.А., Казьмин Л.А. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Методом математического моделирования на ЭВМ с использованием комбинированной итерационной процедуры "Наискорейший спуск - Вайт" проведено изучение поведения летучих компонентов системы

C-H-N-S-O, содержащей 19 компонентов, в зависимости от давления, температуры и исходного для расчета элементарного состава. Установлена определенная связь между составом газовой фазы и термодинамическими условиями среды ее нахождения. На состав газовой фазы оказывает значительное влияние содержание кислорода в исходных для расчета данных. Изменение давления и температуры, а также привнос или вынос различных компонентов непосредственно отражаются на составе и количестве летучих компонентов и возможности конденсации (или связывания) твердого углерода.

Табл. 2, ил. 3, список лит. 21 назв.

УДК 551.49; 578.1; 550.43

Геохимические особенности газовой оболочки земной коры. Ш е р б а к о в А.В. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В пределах земной коры выделяется единая газоводная оболочка, связанная на протяжении всей геологической истории в питании и вещественном обмене как с покровными пространствами Земли, так и с инфилтрационными и наземными водами. Глобальное единство ее в равной мере обеспечивается взаимной растворимостью вод и газов и повсеместным их существованием и распределением в литосфере в растворах и дисперсных смесях.

Список лит. 8 назв.

УДК 551.491.82; 550.43

Роль подземной гидросферы в процессах дегазации Земли. К о р ц е н ш т е й н В.Н. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В статье рассмотрена роль подземной гидросферы в сложных процессах дегазации Земли с учетом специфических особенностей флюидальных систем, заполняющих поровое пространство осадочного покрова и пород верхней мантии. Показано, что высокая растворимость в воде основных газовых компонентов планеты, широкое распространение подземной гидросферы в многокилометровом слое коры предопределили роль гидросферы в качестве своеобразной ловушки, перехватывающей газовый поток планеты.

В работе оценена потенциальная газоемкость гидросферы, равная двукратному объему атмосферы. При этом показано, что на современном этапе геологической истории подземная гидросфера заметно недонасыщена и, следовательно, интенсивность дегазации сравнительно невелика.

Табл. 1, ил. 1, список лит. 9 назв.

УДК 551.15; 0,61.3; [550.4:546.027]:546.291

Результаты изучения поля гелия Земли. Б о р о д з и ч Э.В., Д о м н и н П.В., Е р е м е е в А.Н., П и м е н о в В.В., С о з и н о в а Т.В., Я н и ц к и й И.Н. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1969.

Выполнен анализ распределения концентраций гелия для различных объектов. Для земных объектов показана связь изотопного состава гелия с его упругостью: с увеличением упругости изотопный состав

затяжелется. Максимумы гелиенасыщения установлены в зонах глубинных разломов земной коры. Предложена модель распределения гелия в недрах Земли с высокой упругостью ($P > 10$ атм) и тяжелым изотопным составом (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} < 10^{-8}$).

Табл. 1, ил. 3, список лит. 21 назв.

УДК 551.243.3; 551.491.36

О возможных тектонических следствиях длительного существования сверхвысоких давлений флюидов в земной коре. Вихерт А.В., Гончаров М.А. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В статье развивается мысль о том, что складкообразование (в областях складчатости альпийского цикла) является следствием сверхвысоких флюидных давлений наряду с другими причинами. Высоконапорные флюиды вызывают инверсию плотности и вязкости слоистых толщ с глубиной и тем самым способствуют процессу адвекции (по В.В. Белоусову). Из сопоставления с тепловой конвекцией, моделированной экспериментально на эквивалентных слоистых средах, сделан вывод, что адвективные формы могут быть как линейными, так и куполовидными. Теоретическое разграничение этих двух режимов адвекции производится с помощью критерия Рэлея.

УДК 551.234; 550.43; 551.24

Геологическое значение газовой зональности современных гидротерм (на примере Исландии). Кононов В.И., Поляк Б.Г. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Выделяемые по газовому составу генетические типы термальных вод характеризуют геотектонический режим районов с разной историей развития. Локализация разных типов гидротерм в пределах крупного региона позволяет выделить в нем зоны с разной интенсивностью проявления общей дегазации Земли.

Ил. 1, список лит. 37 назв.

УДК 551.24; 553.981

Отражение тектонических закономерностей процессов дегазации Земли в составе газовых залежей. Тимомиров В.В., Астахов М.И., Тимомирова В.Г., Трофимова Л.С. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В работе рассматривается зависимость состава газовых залежей от геотектонической обстановки и характера нефтегазоносных бассейнов. Сделан вывод о том, что этот газовый состав формируется за счет дегазации не только пород осадочного чехла, но и более древних отложений.

Ил. 1, список лит. 3 назв.

551.24; 550.4; 550.311

Геотектонические и геохимические особенности дегазации Земли в пределах геосинклинальных областей (на примере Азербайджана). Дадашев Ф.Г., Гулиев И.С., Фейзуллаев А.А. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

На примере Азербайджана рассмотрены геотектонические и геохимические особенности дегазации Земли в пределах геосинклинальных областей, дана оценка масштабам выноса газов, в частности гелия, в атмосферу с территории Азербайджана и из зоны альпийского орогенеза в целом. Рассматривается возможная схема эволюции газового состава естественных газопроявлений в течение геологического времени.

Табл. 1, ил. 4, список лит. 4 назв.

УДК 551.491.41; 550.4; 551.24

Связь состава газовых струй с тектоническими структурами некоторых рудных районов Северного Кавказа. Фридман А.И., Плотников И.А., Шашкин В.М. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Приведены основные результаты изучения состава природных газов свободных газовыделений (газовых струй) и газов, растворенных в подземных минерализованных напорных водах ряда рудных районов Северного Кавказа. Показана тесная связь между составом природных газов и особенностями тектоники и историей геологического развития изученных районов.

Табл. 1, ил. 2, список лит. 9 назв.

УДК 550.341.5; 550.43

О динамике флюидов в сейсмически активных областях. Осика Д.Г. В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В характере холодного газового дыхания Земли различается фоновое дыхание, которое в сейсмоспокойное время имеет слабовыраженный колебательный характер. В периоды усиления сейсмической активности недр на стадиях подготовки и свершения землетрясений оно приобретает ярко выраженный импульсный характер, в виде резких колебаний дебитов флюидов, сопровождающихся диспропорциями в составе газов (увеличение концентрации компонентов глубинного происхождения на десятки процентов, за счет газов осадочного происхождения). В подземных водах концентрация глубинных компонентов увеличивается на 400–600% относительно фона.

Ил. 2, список лит. 4 назв.

УДК 553.061.35; 553.061.3; 551.24

Геологические аспекты проблемы миграции углеводородных флюидов верхней мантии. Порфирьев В.Б. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Критически рассмотрены основные аргументы современного варианта органической теории происхождения нефти в сопоставлении с фактическими данными геологии нефтеносных регионов. Аргументируется решающая роль вертикальной миграции углеводородных флюидов из верхней мантии по зонам глубоко проникающих разломов. Эта миграция происходила в интервале времени от начала миоцена до начала четвертичного периода. В природе отсутствуют остатки древних разрушительных месторождений.

Ил. 1, список лит. 11 назв.

УДК 551.24; 578.1

Влияние тектогенеза на интенсивность углеводородного дыхания земной коры. Зорькин Л.М., Карус Е.В., Багиров В.И., Тыминский В.Г. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Основным поставщиком углеводородных газов в атмосферу являются осадочные толщи, особенно в пределах нефтегазоносных бассейнов (НГБ). Имеющиеся данные показывают, что рассеивание газов НГБ происходит в результате диффузии, посредством пластовых вод и эффузивным путем. Показано, что тектогенез приводит к повышению всех видов разгрузки газов. Полученные выводы могут быть положены в основу геохимических поисков нефти и газа в акваториях и территориях.

Табл. 3, список лит. 12 назв.

УДК 553.061.12; 553.061.3; 553.061.33

Тектоника, дегазация мантии и нефтегазонакопление в земной коре. Доленко Г.Н. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В работе излагается новая концепция развития нефтегазоносных провинций и формирования нефтяных и газовых месторождений в свете тектоники литосферных плит.

Минеральный синтез нефтяных углеводородов осуществляется в условиях астеносферы мантии Земли. Их миграция к поверхности происходила по глубинным разломам, формирование промышленных месторождений - при благоприятных структурно-тектонических и литолого-фациальных условиях в осадочном чехле.

Ил. 1, список лит. 12 назв.

УДК 578.2; 553.067

Зональность нефтегазонакопления в аспекте глубинной дегазации Земли. Валяев Б.М. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Пространственная зональность нефтегазонакопления обусловлена зональностью дегазации глубинных зон Земли и геологическими (термодинамическими) условиями разделения потока глубинных углеводородов. Поступление глубинных углеводородов связывается с активно развивающимися амагматическими зонами (зонами "холодной" дегазации), для которых характерны процессы утонения и деградации гранитно-метаморфического слоя. Формирование залежей нефти, газа, газоконденсата (в том числе специфических залежей с АВГД), а также газонасыщенных вод и битуминозных пород связано с несквозными ветвями глубинной дегазации; сквозная разгрузка приводит не только к рассеянию углеводородов в атмосферу, но и формированию через сорбцию в седиментогенезе и захоронение органического вещества биогенного цикла высокобитуминозных терригенных, карбонатных и кремнистых образований.

Список лит. 73 назв.

УДК 550.4; 551.24; 550.43; 553.9

Геология и геохимия природных газов в зонах глубинных разломов и формирование месторождений горючих газов и нефти. Кра-вцов А.И. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В работе рассмотрена роль глубинных разломов как транзитных путей для перемещения мантийных компонентов, в первую очередь H_2 , CO , CO_2 и других, в верхнюю часть литосферы и как места, где осуществляется синтез из указанных элементарных газов сложных углеводородных соединений по реакциям, неоднократно обсуждавшимся в литературе.

Приводятся химические и изотопные параметры летучих, отвечающих кислым и основным расплавам в магматических очагах. Материал иллюстрируется фактическими данными о составе и особенностях природных газов древних платформ, щелочных массивов, зон альпийской складчатости и современной магматической деятельности.

Табл. 3, список лит. 5 назв.

УДК 551.24; 553.061.33; 550.43

Новейшая раздробленность земной коры и размещение нефтегазоносности. Р о з а н о в Л.Н. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Рассматривается интенсивность новейшей тектонической раздробленности фундамента платформенных областей СССР в связи с размещением нефтегазоносности. Показано, что раздробленность земной коры, связанная с неотектоническими процессами, способствует концентрации нефти и газа при наличии изолирующих толщ осадочных отложений, а при нарушении герметичности недр приводит к дегазации месторождений. Высказывается предположение о том, что миграция углеводородов из недр происходит в газовой фазе и связана с "газовым даханием" Земли.

Ил. 1, список лит. 4 назв.

УДК 551.2; 551.491.36; 533.061.3

Геодинамическая теория сверхвысокой пластовой энергии разбуриваемых нефтегазоносных недр Земли. А н и к и е в К.А. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Согласно основному положению развиваемой теории явления аномально высоких пластовых давлений - АВПД и температур - АВПТ отражают превращения эндогенной энергии продуктов дегазации мантии Земли в избыточные упругие и тепловые запасы флюидных залежей, в структурах осадочного чехла. Эти превращения энергии приводят также к диапировому разбуханию пластичных толщ чехла, отмечены аналоги этого механизма и механизма внедрения интрузий. Закономерности распределения АВПД и АВПТ в разбуриваемых недрах иллюстрированы пластово-энергетическими моделями ("ореол вторжения" и "промежуточный комплекс"), которые объясняют также метано-конденсатно-нефтяную зональность месторождений, связанную с превращением эндогенного метана в нефтяные углеводороды.

Ил. 3, список лит. 17 назв.

УДК 553.061.33; 578.3; 553.067; 553.9

Проявления углеводородного дыхания в верхних слоях стратисферы.
Саркисян И.С. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.:
Наука, 1979.

Работа посвящена диагностическим признакам вертикальной миграции углеводородов, варьирующих в диапазоне осадочного чехла, и весьма своеобразным в поверхностных условиях. На конкретных геолого-геохимических объектах ряда нефтегазоносных бассейнов СССР показано, что по мере снижения пластовых давлений и температур углеводороды претерпевают заметные количественно-качественные и фазовые изменения, взаимосвязанные с условиями их накопления и сохранности по пути миграции. Итоги исследований свидетельствуют о широких проявлениях восходящего потока углеводородов по всему осадочному чехлу, вплоть до поверхности Земли.

Ил. 5, список лит. 3 назв.

УДК 550.4; 553.061.3; 552.112

Процессы формирования углеродо- и водородосодержащих флюидов в различных геозонах и проблема глубинного синтеза углеводородов. Гринберг И.В. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

На основании теоретических и экспериментальных исследований автора в области глубинной геохимии углеродо- и водородосодержащих минералов разработана схема баровакуумного синтеза углеводородных систем, донором которых являются летучие вещества мантии (CO_2 , H_2O и др.).

Выявлены два генетически различных направления формирования углеродо- и водородосодержащих флюидов: I — за счет метаморфизма захороненного биогенного вещества и II — за счет вещества мантии. В работе приводятся результаты теоретических и экспериментальных исследований автора по баровакуумному превращению CO_2 , H_2O и др. в активные радикальные структурные элементы. Эти радикалы создают чрезвычайно сложную смесь ювенильных углеводородов, свойственных нефти.

Табл. 1, список лит. 10 назв.

УДК 550.4; 578.2; 551.2

Специфика углеводородов активных геодинамических поясов и их связь с крупнейшими скоплениями нефти. Бескровный Н.С. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Так как источник крупнейших скоплений нефти (таких, как, например, в Западно-Канадском и Восточно-Венесуэльском бассейнах) остается еще не выявленным, обосновывается новое направление геохимических исследований. Оно предполагает поиск в нефтях крупнейших месторождений, таких же специфических особенностей, какие уже выявлены в нафтидах современных термально-вулканических зон.

Табл. 2, ил. 1, список лит. 20 назв.

Угледороды в составе мантийных летучих образований различных тектонических зон. Бойко Г.Е. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

По данным термодинамических расчетов, характеризующих состав мантийных летучих образований, рассматриваются вероятные особенности распределения угледородов в верхней мантии Земли.

Показано, что в глубоких недрах угледороды должны локализоваться в виде очагов в кровле астеносферного слоя верхней мантии. Прослежена взаимосвязь между степенью геологического развития отдельных тектонических зон, их тепловым полем и вероятностью образования в них глубинных угледородов. Отмечается, что данные о глубинных очагах угледородов могут быть использованы при прогнозировании нефтегазоносности.

Ил. 2, список лит. 9 назв.

УДК 550.43; 551.352; 551.241

О связи полициклических ароматических угледородов современных океанических осадков с тектонически активными зонами земной коры. Флоровская В.Н., Романкевич Е.А., Теплицкая Т.А., Пиковский Ю.И. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Приводятся данные о распространении полициклических ароматических угледородов в осадках Тихого, Индийского и Атлантического океанов по данным 250 пунктов отбора. Эти угледороды рассматриваются как вторичные образования, связанные с привнесением извне или тепловым воздействием на органическое вещество осадков. Более частая встречаемость полициклических ароматических угледородов в глубоководных впадинах по сравнению с шельфом, а также приуроченность их к зонам Заварицкого-Беньоффа, к Срединно-Атлантическому хребту и другим тектонически активным зонам позволяют считать их одними из показателей выноса вещества и энергии из глубин Земли.

Табл. 2, ил. 1.

УДК 551.311.8; 551.491.41; 578.1

Газы грязевых вулканов — индикаторы геохимических процессов в недрах. Алиев Ад.А., Кабулова А.Я. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Рассмотрены особенности изменения химического состава газов грязевых вулканов по всем регионам их развития в нашей стране, использованы данные изотопного исследования этих газов. Показаны различия в составе газов грязевых вулканов и газонефтяных месторождений, отмечено биогенное происхождение угледородных газов грязевых вулканов.

Список лит. 12 назв.

УДК 553.061.33; 551.49, 551.24

Геотектогенез и миграция подземных флюидов. К р о т о в а В.А. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

В статье рассматриваются вопросы взаимосвязи процессов миграции подземных флюидов с тектоническими движениями земной коры, периоды активизации которых вызывают активность гидродинамических факторов, способствующих миграции углеводородов. Освещены закономерности размещения углеводородных скоплений в бассейнах различного типа, связанные с тектоническими и гидродинамическими факторами. Отмечена важная роль инверсионно-складчатых движений в геосинклиналиях для миграции флюидов в краевые части платформ, приведены данные, свидетельствующие о единстве процессов миграции подземных растворов и углеводородов.

Рекомендуется проведение совместных исследований специалистов по нефтяным и рудным месторождениям для решения этих теоретических проблем.

Список лит. 8 назв.

УДК 541.11; 552.578

Термическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях. Ч е к а л ю к Э.Б. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

На основе физико-математического моделирования компонентного состава углеводородных систем в состоянии термодинамического равновесия составлена $P-T$ диаграмма с выделением оптимальных термобарных полей синтеза определенных углеводородных соединений. Из наложения геотермодинамических условий на эту диаграмму следуют выводы о равновесных составах углеводородных систем в недрах Земли.

Ил. 1.

УДК 550.4:546.49

О "ртутном дыхании" Земли. О з е р о в а Н.А. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Новые геохимические данные вкупе с известными геологическими материалами позволяют сделать важный вывод, что главные концентрации ртути на Земле — месторождения, приуроченные к региональным ртутным поясам — являются продуктами дегазации мантии и не связаны генетически с какими-либо определенными магматическими породами. Ртуть выделяется по зонам глубинных разломов в период их активизации как продукт дегазации глубоких частей Земли — "ртутное дыхание".

УДК 578.1; 550.74

Роль биосферы в процессе дегазации Земли. Г у л и е в И.С. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Рассмотрены причины различия химического состава газов, выделяющихся вне вулканических очагов и газообразных продуктов дегазации Земли.

Это различие связано с необратимой эволюцией химического состава стратисферы под воздействием агентов биосферы.

УДК 550.4; 553.061.3

О возможности метасоматической генерации углеводородов. Попсуй-Шапко Г.П. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

Под воздействием дегазации мантии, кроме минерального синтеза, может происходить генерация углеводородов из ОБ осадочных пород за счет процессов позднщелочного метасоматоза. Они обеспечивают термокатализ на алмосиликатах, промотирование щелочными ионами и дополнительную гидрогенизацию глубинным водородом рассеянного и концентрированного ОБ.

Доказательством участия метасоматического фактора в образовании ряда месторождений служат температура газогенерации, интенсивная калиево-натриевая переработка пород фундамента вблизи залежи, парагенетическая ассоциация нефти с аутигенными минералами, приуроченность залежей к зонам влияния геосинклиналей и тектоническим разломам, латеральная зональность распределения углеводородов, отличие пластовых вод от погребенных.

УДК 550.4; 551.491.41

Влияние состава пород и их физических свойств на газовое дыхание Земли. Старобинец И.С., Архангельский А.В., Тихомирова Е.С., Стативко Г.С. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1979.

На основе геохимических данных по распределению рассеянных углеводородных и других газов в пределах ряда регионов и лабораторных экспериментов рассмотрено взаимодействие мигрирующих углеводородных газов (МУГ) с породами, оценены масштабы изменения качественных и количественных показателей МУГ в зависимости от литолого-фациального состава вмещающих пород и условий диффузионно-фильтрационного массопереноса.

3 р. 10 к.

3094



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·