

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УЧАСТИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ МАНТИИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПОЛИГЕНЕЗЕ НЕФТИ

Б.И. Писоцкий¹, Р.П. Готтих²
1 – ИПНГ РАН, 2 – ВНИИГЕОСИСТЕМ
e-mail: rimgot@list.ru; pisotskiy@list.ru

В физико-химическом отношении нефть в залежах – это сложная смесь УВ, гетероатомных органических соединений, растворенных газов и металлоорганических комплексов. В общем виде это термодинамическая система C-H-O-S-N-He-Ar-Ne-Me (Me – элементы), которая при тех или иных P–T условиях находится в относительном равновесии. Генетические аспекты данной системы определяются изотопными соотношениями в общепринятой интерпретации данных.

В отличие от представлений о нефти лишь как о продукте трансформации органического вещества в процессе катагенетических преобразований вещественно-породных комплексов осадочных бассейнов, сторонники неорганического и полигенного происхождения нефти в основу сложных химико-физических процессов, происходящих в недрах, закладывают так называемые глубинные флюиды. В настоящей статье предпринята попытка рассмотреть некоторые признаки участия эндогенной составляющей в процессах нефтеобразования и нефтегазонакопления.

Статья частично основана на материалах, изложенных на конференции, посвященной 5-м Кудрявцевским чтениям, где на основе анализа многочисленных опубликованных данных авторы попытались в определенной степени ответить на вопрос о том, что такое ювенильные флюиды, как и где они формируются.

На протяжении многих лет В.Б. Наумов с соавторами собирали и анализировали всю информацию о составе и P–T параметрах эндогенных флюидов, полученную при изучении включений в минералах мантийных нодулей, пород основного и ультраосновного состава, гидротермальных образований. Результат исследований по изучению термодинамических характеристик литосферных флюидов можно изложить в виде нескольких основных положений [1]:

1. Включения флюидов совместно с включениями расплавов в минералах пород отмечаются при температурах от 1400 °C и давлениях от 21000 бар (единичные определения);

2. Мантийные флюиды и флюиды мантийных магм характеризуются следующими параметрами: $T = 750\text{--}1300\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 1.5\text{--}16.0\text{ кбар}$. Состав флюидов преимущественно

углекислотный, сменяющийся на углекислотно-водный с примесью метана, азота и сероводорода при понижении Р–Т параметров;

3. В диапазоне температур выше 700 °С и при давлении выше 4000 бар флюиды практически не содержат воды и представлены CO₂, CH₄, N₂, CO, H₂S;

4. При параметрах: T<600 °С и P<4000 бар флюиды преимущественно водные, гетерофазные, с высоким содержанием хлоридов металлов в парогазовой фазе;

5. Гидротермальные растворы верхней земной коры с температурами 50~700 °С и давлением 0.001~4.0 кбар имеют переменный состав газовой составляющей с преобладанием углекислоты;

6. Высокие давления (от 2 до 8 кбар) в гидротермальных флюидах свидетельствуют либо о связи систем с магматическими (или метаморфическими) процессами, либо – с более глубинными процессами декомпрессии магматических очагов (или с процессами неясной природы).

В природе фиксируются и эндогенные гидротермальные флюиды, участвующие в образовании рудных месторождений следующего состава: CH₄, H₂O – CH₄, CO₂-CH₄, CO₂-H₂S, H₂O-N₂, но они достаточно редко встречаются.

Один из выводов, полученных с использованием приведенных материалов, заключается в том, что при употреблении термина «глубинные флюиды» необходимо указывать предполагаемые температуры и давления, от которых можно было бы перейти уже к уровню формирования газовых систем любого состава.

Таким образом, мантийные флюиды и флюиды, связанные с декомпрессией магматических очагов, имеют преимущественно углекислотно-водный состав. В гидротермальных системах, к которым можно отнести и нефть, появляются и другие компоненты, такие, как метан и его гомологи, причем, пик содержания метана приходится на 300 °С.

Средний состав газовой фазы эндогенных флюидов по данным раман-спектроскопии выглядит следующим образом: CO₂ – 61.46; CH₄ – 19.23; N₂ – 16.18; H₂S – 2.17; CnHm – 0.72; CO – 0.12 (мол.%), а с учетом содержания воды: H₂O – 70.3; CO₂ – 21.4; CH₄ – 6.3; N₂ – 2.0; H₂S – 0.07 (мол.%). В выведенный средний состав газовой фазы вошли также магматические флюиды гранитоидов (в том числе S-типа) и флюиды метаморфических пород с графитом, в которых содержание метана может достигать 30 мол. %.

Подобный состав эндогенных флюидов вполне объясним, особенно если это относится к мантийным флюидам. Исследования последних десятилетий показали, что верхняя мантия Земли под континентами до глубин порядка 200–250 км окислена. Состав газовой фазы, которая может сосуществовать с перидотитами, определяется величиной fO_2 вмещающей геологической среды. В верхней мантии до указанных глубин fO_2 соответствует QFM-буферу, что подразумевает существование преимущественно углекислотно-водных систем, которые и фиксируются во включениях минералов. Отсюда следует важный вывод о том, что под континентами (в более глубинных зонах литосферной мантии, в которых фугитивность кислорода определяется MW и IW-буферами), если и возникают восстановленные флюидные системы, то в верхних областях они трансформируются в преимущественно водные системы, понижающие солидус плавления пород. В результате начинается плавление субстрата и зарождение мафитовых магм примерно на уровне 100–120 км. Источниками флюидов, вовлекающихся в адвективный массоперенос в верхах мантии, в значительной степени служат слюды, амфибол, апатит и частично карбонаты, образовавшиеся, прежде всего, за счет одновременных субдукционных процессов при формировании консолидированной коры [2–4].

Основным агентом массопереноса в глубинных областях мантии являются карбонатитовые растворы–расплавы с малым содержанием воды, участвующие в процессах метасоматоза и дающие начало выплавлению ультращелочных магм, формирующих массивы типа Хибинского и Ловозерского. В образовании карбонатитовых диапиров, по данным экспериментальных исследований и моделирования, могут принимать участие карбонаты субдукционных плит, плавящиеся в переходной зоне за счет снижения солидуса пород в присутствии щелочей [5–6].

Итак, под древними платформами, кратонами массоперенос в глубинных частях верхней мантии осуществляется либо за счет фильтрации карбонатитовых растворов–расплавов, приводящей к развитию метасоматоза, либо за счет силикатных расплавов в верхних зонах мантии. При поступлении расплавов в промежуточные очаги земной коры, их охлаждении и декомпрессии образуются гидротермальные системы, представляющие собой «смесь» эндогенных и экзогенных флюидов, циркулирующих в кристаллических и осадочных породах в градиентном температурном поле, возникающем при внедрении и остывании интрузий.

Остановимся кратко на вопросах взаимосвязи тепломассопереноса и плавления в зонах субдукции, которые многими исследователями привлекаются для решения проблемы рециклинга вещества и нефтеобразования. В [7] приведена наиболее удачная, по мнению Н.Л. Добрецова, модель ступенчатой дегидратации слэба, описанная в работе (T. Kogiso et al., 2009 г.), которая в определенной степени дополняет приведенный выше материал по внутриплитному взаимодействию с участием флюидов и расплавов (рис. 1).

Как следует из рис. 1, наибольшее выделение флюида происходит в верхней части слэба, в которой гидратированные минералы (серпентин, тальк, хлорит, пумпеллит, цеолиты и др.) формировались еще в зоне Срединно-Океанического хребта (СОХ), где функционирует самая мощная гидротермальная система. Гидратации подвергаются минералы в нисходящих ветвях системы СОХ до глубины 10–15 км. Дополнительная гидратация (полная серпентинизация перидотитов и зеленокаменное перерождение базальтов) может происходить в зонах трансформных разломов, где нисходящие ветви течений могут достигать глубины 30 км. В ряде работ численным моделированием подтверждено развитие трещиноватости и, соответственно, фильтрация по ним флюидов вплоть до глубин 25–30 км от поверхности слэба [7].

Из работы Kogiso (2009 г.) следует, что ступенчатая дегидратация погружающегося слэба контролируется двумя уровнями сейсмичности. Верхний уровень сейсмичности отражает реакции дегидратации в погружающейся базальтовой коре мощностью около 7 км (плюс 1–2 км погружающихся осадков), ниже и выше этого слоя реакции дегидратации в системе перидотит – вода осуществляются при переменных РТ–условиях (рис. 1А). В работе используется гипотеза хрупкого деформирования при дегидратации с выделением флюида в ранее подготовленную систему ослабленных зон погружающегося слэба, что подтверждается сейсмотомографическими данными и распределением землетрясений.

На рис. 1А показано, как слой базальтовой коры с осадками при погружении последовательно превращается в зеленые сланцы, голубые сланцы, эпидотовые эклогиты и амфиболовые эклогиты (синяя зона). Ниже ее по падению показаны зоны: переходная и частичного плавления. Выше «синей зоны» выделена область устойчивости $Srt+Chl+Tc$ с узкой каймой хлорита, которая примерно соответствует области субдукционного клина. Здесь допускается существование сложных серпентинитовых диапиров, достигающих плавления, но их значение, по мнению авторов [7], преувеличено. Ниже «синего»

корового слоя выделяют широкое поле устойчивости $\text{Srt}+\text{Chl}+\text{Br}+\text{Tc}$ в погружающемся перидотите слэба, окруженное зоной $\text{Srt}+\text{Chl}$.

Миграция флюида показана вертикальными стрелками вверх (рис. 1А), хотя можно допустить и горизонтальную миграцию вдоль насыщенного флюидом слоя на глубине 60–70 км (рис. 1Б). На данном рисунке штриховыми черными линиями показаны две зоны фильтрации расплава с образованием промежуточных камер, подтверждаемых данными сейсмической томографии.

Таким образом, отделение водного флюида при дегидратации плиты происходит до определенной глубины в слоях разного состава, ниже данной границы будет происходить резкая смена обстановки, масштабное плавление слоя (осадочного, базальтового) в сверхкритической области. В разных дугах возможны различные сценарии развития процессов, что в общем не меняет их сути. Процессы в зонах субдукции происходят в широком диапазоне масштабов, охватывающих глубины от первых метров (геотермальные проявления) до сотен километров (погружение океанической плиты).

Развитие полей миграции флюидов в земной коре над магматическими очагами (голубой цвет на рис. 1Б) сходно с возникновением и развитием полей флюидизации над внутриплитными интрузиями. Зоны субдукции от зон внутриплитного магматизма отличает только возникновение полей фильтрации флюидов в преддуговой области.

Представленные сценарии обмена веществом между мантией и земной корой хорошо согласуются с вышеприведенными составами флюидных систем. В ряде работ И.Д. Рябчикова, В.И. Коваленко, Г.Б. Наумова и др. на примере содержания воды и хлора в расплавных включениях основных и кислых пород различных геодинамических обстановок показано следующее. Во-первых, в породах зон спрединга и плюмов океанских плит концентрации указанных компонентов сопоставимы. Во-вторых, в породах активных континентальных окраин и внутриконтинентальных рифтов содержание данных компонентов резко увеличивается при широкой дисперсии значений. Корреляция церия и воды во флюидах, как и калия с хлором – в мантийных слюдах, позволила В.И. Коваленко с соавторами на графике (рис. 2) показать комплементарность составов обедненной и деплетированной мантии (сплошная линия), а также континентальной коры, но с учетом добавления в нее летучих компонентов гидросферы.

Таким образом, основная масса летучих компонентов, участвующих в геологических процессах в верхних оболочках Земли, формируется за счет первичного их

содержания в экзосфере зародившейся Земли и за счет ювенильных добавок, поступающих из мантии при магматической деятельности. Баланс современного распределения летучих компонентов из данных источников определяется соотношением содержаний этих компонентов во внешних оболочках (океанической и континентальной корах и гидросфере), а также количеством их в составе рециклированной литосферы [8].

Непосредственный вывод мантийных флюидов (в том числе гипотетических восстановленных, ответственных за нефтидогенез) из мантийных областей, даже если они имеют место на значительных глубинах, в верхние зоны земной коры весьма проблематичен.

Не подтверждают мантийный источник флюидных систем в земной коре и изотопные данные. В связи с тем, что при формировании как рудных гидротермальных, так и нефтяных месторождений участвует вода, целесообразно рассмотреть ее состав на диаграмме $\delta D\text{‰} - \delta^{18}O\text{‰}$, позаимствованной нами из [1] (рис.3).

Как следует из данного рисунка, изотопный состав воды предполагаемого ювенильного источника флюидов ($\delta D\text{‰} = (-40) \div (-85)$ и $\delta^{18}O\text{‰} = 5 \div 9$) характеризуется достаточно ограниченным полем значений, хотя в некоторых случаях области развития гидротермальных систем и захватывают поле состава магматической воды. Аналогичный вывод следует и из анализа многочисленных опубликованных материалов по изотопному составу метана, который еще не нефть, но все же является восстановленным компонентом многих эндогенных флюидов. Так, поле абиогенного (мантийного?) метана лежит в области значений $\delta D\text{‰} = (-50) \div (-85)$ и $\delta^{13}C\text{‰} = (-5) \div (-10)$. Метан подобного состава имеет место в минералах шпировых пегматитов ультращелочных интрузивных комплексов, но и там он не мантийный, а продукт трансформации углекислоты. В скоплениях углеводородов такого метана нет. Метан иного генезиса (от натурального в газовых залежах, нефте- и водорастворенного, катагенетического, газогидратного и т.п.) характеризуется очень широким изотопным составом от (-80) до $(-450)\text{‰}$ по δD и от (-20) до $(-100)\text{‰}$ по $\delta^{13}C$.

Изотопные составы природных C-H-O-S-N гидротермальных флюидов, в том числе и «нефтеобразующих», в подавляющем большинстве не несут на себе характеристики эндогенных источников. Составы могут приближаться к мантийным значениям, но определяться при этом различной степенью смесимости компонентов из разных источников, что, естественно, не исключает и примесь глубинного вещества. Однако в

связи с различной долей того или иного источника углерода, водорода, серы, кислорода и азота во флюидах их «первичные» метки могут быть достаточно сивелированы за счет преобладания компонентов гидросферы в ее широком понимании (диагенетические сульфаты, сульфиды, графит различного генезиса, глины и т.п.).

А как же рециклинг вещества, о котором упоминалось выше, и возможное участие его в процессах нафтидогенеза?

Литосфера с гидратированной океанической корой, а также с фрагментами тектонически эродированной континентальной коры, поступает в зоны субдукции. Флюидный состав магм островных дуг и активных континентальных окраин формируется в результате взаимодействия продуктов плавления мантийного клина и субдуцируемой океанической и континентальной коры. Сохранившиеся в погружающейся плите летучие компоненты транспортируются в глубокую мантию, участвуя в образовании источников океанических островов, лавовых плато и континентальных рифтов через рециклинг литосферы.

Если баланс таких летучих соединений, как вода, хлор, фтор и сера, выносимых совместно с расплавами на поверхность Земли, с массами этих летучих, поглощенными в недрах совместно с субдуцированной литосферой, а также их массами, содержащимися во внешних оболочках. в первом приближении известен, то вопрос об объемах рециклированного углерода не ясен. Но, бесспорно, и этот элемент вовлекается в глубокий кругооборот, о чем могут свидетельствовать изотопные данные.

На рис. 4 представлены изотопные характеристики карбонатитов из различных структурно-тектонических зон регионов с проявленными процессами плюмовой активизации. Выше указывалось, что именно растворы–расплавы карбонатитового состава являются главными агентами массопереноса в глубоких областях верхней мантии. В области распределения изотопных значений в системе $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ – $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Н.В. Владыкин (2009) выделил поля геохимических резервуаров, полученных с использованием Sm-Nd и Rb-Sr систематик основных породных комплексов по Де-Паоло – Вассербургу. Как следует из диаграммы, даже в поле деплетированной мантии имеют место карбонатиты с изотопными составами коры по значениям $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$. В поле же составов, характеризующих обогащенную мантию второго типа, лежит часть проб с изотопными метками углерода морских карбонатов и с типичными изотопными составами верхнекоровых объектов по значениям $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$. Помимо карбонатитов, еще одним «представителем» мантии являются

алмазы, выносимые кимберлитовыми магмами на поверхность Земли. Причем, алмазы встречаются как в ультраосновном минеральном парагенезисе, так и в эклогитовом, формирование которого связывают с вкладом субдукционного материала в область выплавления кимберлитов. Изотопный состав углерода алмазов ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$) составляет $(-7.1) \pm (-0.3)\text{‰}$ и $(-27.2) \pm (-3)\text{‰}$, соответственно, в различных парагенезисах.

Приведенные материалы подтверждают участие органического углерода в рециклинге вещества, поступающего в мантийные области вместе с материалом аккреционных клинов в процессах субдукции. Вместе с тем, вклад органического углерода в рециклинг вряд ли велик, поскольку все же преобладающим соединением углерода в мантии является двуокись углерода со средним изотопным составом $\delta^{13}\text{C}\text{‰} \approx 5$.

Таким образом, соотношения между стабильными (C–H–O–S) изотопами в большинстве своем указывают на коровый источник гидротермальных флюидов и их производных, участвующих в рудо- и нефтеобразовании.

По изотопному составу углерода нефти существенно обогащены по сравнению с мантийными значениями легким изотопом $\delta^{13}\text{C}\text{‰} = (-22) \div (-35)$, по значениям δD они значительно перекрывают предполагаемые ювенильные метки, а по значениям $\delta^{34}\text{S}$ – состав нефти отклоняется от троилитового как в сторону облегчения, так и в сторону утяжеления.

В настоящее время при обсуждении различных проблем нефтяной геологии в комплексе с другими геологическими и геохимическими данными используют и данные по изотопному отношению гелия.

На первом этапе исследований в качестве аргументации «глубинности» формирования нефтяных и газовых систем использовалось отношение CH_4/He . Предполагалось, что, чем оно меньше, тем более глубинным должен быть источник флюидов. Однако подход был не оправдан, поскольку не учитывался изотопный состав гелия и приуроченность основных суммарных запасов газа к древним платформам (в отложениях Mz-Kz платформ и в областях глубокого залегания фундамента содержание гелия в газах незначительно). Среди газовых и нефтяных залежей минимальная полученная концентрация ^3He составляла $2 \cdot 10^{-11}$ об.%, максимальная – $3.8 \cdot 10^{-7}$ об.% (в среднем $(0.01-1.0) \cdot 10^{-8}$ об.%), тогда как концентрация радиогенного гелия равна $10^{-2} - 10^{-1}$ об.% [9].

При этом основные канонические изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R), характеризующие различные источники и используемые при реконструкциях, составляют: в атмосфере – $1.38 \cdot 10^{-6}$; в континентальной коре (при кларковых содержаниях U, Th, Li) – $2 \cdot 10^{-8}$; в месторождениях нефти, конденсата и газа – $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-8}$; в источнике MORB – $1.15 \pm 0.1 \cdot 10^{-5}$; в областях влияния плюмов – R больше R MORB в 3–3.5 раза [10–11].

В [12–13] на основании обобщения большого фактического материала по углерод-гелиевой изотопно-геохимической системе был сделан вывод о том, что формирование нефтегазовых месторождений является следствием трансформации глубинных углеводородных флюидов, генерированных с участием процессов рециклинга (корового материала) и мантийно-корового взаимодействия. Правомочность подобного вывода, к сожалению, не подтверждена в обзорах геологическими разрезами территорий, в пределах которых были получены изотопно-геохимические данные.

Общеизвестно, что скопления углеводородов формируются в различных геодинамических условиях и структурно-тектонических зонах, флюидный режим земной коры в которых разный. Рассмотрим это на примере древних платформ.

Так, одной из основных зон нефтенакпления в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) является Волго-Уральская с крупнейшим в европейской части Ромашкинским месторождением нефти. Строение консолидированной коры в створе Южно-Татарского свода (области локализации залежей) приведено в ряде публикаций [14–15]. Показано, что земная кора этого сегмента резко отличается от соседних блоков наличием большого количества разноориентированных пакетов отражения сейсмических волн и наклонным характером залегания крупных пара- и ортогнейсовых гранулитовых пластин. Анализ потенциальных геофизических полей, выполненный в пределах отрезка профиля «Гранит», секущего месторождение, показал присутствие в створе северо-восточного склона свода в нижней и средней коре (на глубинах от поверхности М до уровня 18–25 км) обширной области высокоплотных и высокомагнитных пород. Последнее свидетельствует о сложном строении земной коры под месторождением, которое не может быть обобщено в виде субгоризонтально-слоистой модели [15]. Полагают, что подобная «аномальность» строения обусловлена тектоническими и тектоно-магматическими процессами рифейского и девонского времени проявления.

В настоящее время в пределах ВЕП наибольшей сейсмической активностью (с магнитудой более 5.5) характеризуются два сегмента: Кольский и Волго-Уральский [16].

По данным [17], ЮТС имеет наиболее высокий тепловой поток в регионе. Нами на протяжении трех лет (1998–2000 гг.) периодически отбирались и анализировались пробы водорастворенных газов из пород кристаллического фундамента, вскрытого в различных блоках ЮТС пятью пьезометрическими скважинами, среди которых, Алькеевская (10179), Холмовская (29419), Березовская (11921), Уратьминская (866), Черемшанская (2092) [14]. Всего было проведено более 100 определений, показавших, что содержание гелия в пробах не зависит от содержания других компонентов (H_2 , N_2 , CO_2 , CH_4 и его гомологов), а вариации концентраций гелия в газах из разных скважин составляли интервал от следов до 1.63 об%, что близко к оценкам суммарных запасов гелия в сопутствующих газах Ромашкинского месторождения – 0.1–0.2 об% [18]. Величина изотопного отношения гелия в природных газах палеозоя Русской платформы, по литературным данным, составляет $1-2 \cdot 10^{-8}$ (в среднем $1.4 \cdot 10^{-8}$). Для нефтерастворенных газов Ромашкинского месторождения полученные значения R составили $2.7 \cdot 10^{-8}$, для флюидов Приуралья $R = 0.6-1.2 \cdot 10^{-8}$ [9]. Таким образом, аномальное геофизическое строение консолидированной коры Южно-Татарского свода не отражено в изотопном составе гелия, поскольку крупные эндогенные процессы в регионе имели место задолго до процессов формирования нефтяных скоплений. Естественно, что последующие тектонические активизации с эпицентрами землетрясений на уровне 6.0–7.0 км способствуют высвобождению из кристаллических пород фундамента радиогенного гелия и его поступлению в осадочный чехол без признаков участия мантийной составляющей, обеспечению на протяжении тысяч, а возможно и миллионов лет подпитки существующих залежей, выравниванию в них изотопных отношений. Учесть потери газов с начальными отношениями изотопов, которые могут изменяться при повторной тектонической активизации, трудно.

В природных газах Сибирской платформы максимальные запасы гелия приурочены к ее южному обрамлению, стыку платформенных структур с Саянской, Байкало-Патомской и Верхоянской орогенными структурами, а также к Байкальскому сдвиговому рифту ($\sim 0.2-0.6$ об%). Почти все величины R лежат в узком диапазоне – $(1.0-6.5) \cdot 10^{-8}$, практически совпадая с каноническим радиогенным значением $2 \cdot 10^{-8}$ (значения R , слегка превышающие его, могут, как установлено специальными исследованиями, быть обусловлены повышенными концентрациями Li в породах или длительной сохранностью 3He в некоторых хемогенных осадках) [10]. Плотность теплового потока на данной платформе отвечает континентальному фону [19].

Однако на фоне преимущественно низких значений R в пределах ряда месторождений УВ фиксируются и повышенные значения данного параметра. Так, в газах геологических разрезов Вилуйской синеклизы $R = (12-23) \cdot 10^{-8}$, а в водорастворенных газах Средне-Вилуйского месторождения R достигает $70 \cdot 10^{-8}$ [10]. Изотопный состав гелия в газах рифейского мегакомплекса Куюмбинского нефтегазоконденсатного месторождения на глубинах 2400–2600 м повсеместно повышен, достигает $23 \cdot 10^{-8}$, что указывает пусть на незначительное (до 1%), но все же присутствие в пробах доли мантийного гелия [20]. Значение R здесь в несколько раз выше характерного для газов древних платформ. Кроме того, в одной пробе газа зафиксированы очень высокие содержания радиогенного аргона-40 (соответственно, 556 ppm и 91.1%), а также пониженное отношение радиогенных изотопов $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ град=3.7. Такие характеристики свойственны глубинным газам земной коры.

Как нам представляется, повышенные значения R в газах Куюмбинского месторождения объясняются наличием в створе Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления Байкитской антеклизы в консолидированной коре крупных промежуточных палеомагматических очагов, обусловленных внедрением пермо-триасовых интрузий (рис. 5) [21–22]. Естественно ожидать, что при пульсационных, даже незначительных тектонических разрядах мантийный гелий, окклюдированный в минералах мафит - ультрамафитовых комплексов, при нарушении их сплошности будет выделяться и, смешиваясь с радиогенным гелием, обусловит указанные значения R . Сценарий подтверждается наличием в центральной области Камовского свода рифтогенной структуры, достигающей кровли выделенного расслоенного мафитового массива [22].

Аналогичный процесс, судя по всему, имеет место и в пределах Вилуйской синеклизы, основание которой выполнено мафитами девонского возраста, внедрившимися в кору при заложении трехлучевой рифтовой системы. Подобное повышенное (по отношению к фону газов палеозоя Русской платформы) значение R отмечается и во флюидах центральных зон Днепровско -Донецкого грабена ($\text{He}^3 / \text{He}^4 = 13.0 \cdot 10^{-8}$), ложе которого выполнено щелочными базитами стадии заложения рифта.

Предложенный сценарий возможен в том случае, если в формировании флюидной составляющей магматических комплексов участвовало минимальное количество палеометеорных вод (с растворенным в них воздухом) и коровых флюидов глубокой

циркуляции. Так, например, в ультраосновных породах Себлявского и Ковдорского массивов Кольской провинции отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ достигают значений $24-15R_a$, соответственно, тогда как в породах Хибинского и Ловозерского массивов эти значения варьируют от 0.01 до $1R_a$, в среднем составляя $0.1-0.2R_a$ [23].

Анализ становления земной коры регионов показал, что на изменение величины R (отличное от канонических радиогенных значений $2 \cdot 10^{-8}$) может оказывать влияние «дегазация» вскрываемых тектоническими процессами промежуточных глубинных палеомагматических очагов с последующим естественным осреднением состава гелия в соответствии с его вкладом из всех источников. Связи между изотопным составом гелия, мезо-кайнозойскими процессами нефте- и газонакопления и мантийно-коровыми процессами девонского и пермо-триасового времени в пределах рассмотренных древних платформ не отмечается.

Справедливости ради следует отметить, что мы не знаем изотопного состава гелия именно в период формирования залежей, насколько глубоко проникали разломные зоны, контролирующие флюидоперенос. Связь внутриконтинентального рифтогенеза с активностью мантии является общепризнанной. Это хорошо показано Б.Г. Поляком на примере подземных флюидов Байкальского рифта и его обрамления [10]. Региональные различия изотопного состава гелия изучались вдоль профиля, построенного в крест простирания рифтовой зоны, на нем ярко виден резкий контраст между дорифейской Сибирской платформой и самим рифтом. Повышенные значения R в пробах газа, отобранных на бортах рифта и юго-восточнее от него, отражают современную геодинамическую активность данной области, что установлено геофизическими методами [24–25]. Интересно, что в восточной части Тункинской впадины, в которой активно проявились вулканические процессы миоцен-голоценового времени, выделены и подтверждены субмантийные значения R до $1.1 \cdot 10^{-5}$, отвечающие почти 96% мантийного гелия в суммарном гелии флюидов.

Рассмотрим также изменения изотопного состава гелия во флюидах такой же древней Северо-Китайской платформы, в пределах которой расположены два осадочных нефтегазоносных бассейна: Ордосский – на западе и Бохайваньский – на востоке (Рис.6).

Бассейн Ордос является сложным внутрикратонным бассейном, в основании фанерозойского чехла его выявлены два позднедокембрийских авлакогена. На юге и

востоке Ордосская синеклиза окаймлена позднекайнозойской рифтовой системой Фэнвей, отделяющей ее от антеклизы Шаньси.

Изотопно-геохронологические исследования интрузивных пород в восточной части Ордосского бассейна Rb-Sr, K-Ar и U-Pb – методами позволили выявить в регионе пять этапов фанерозойского магматизма: 94–91 млн лет (K_2), 132–125 (K_1), 154–141 (J_3), 293–287 (P_1), 343 млн лет (C_1) [26]. Скопления углеводородов приурочены к пермско-каменноугольным, верхнетриасовым и нижнеюрским отложениям. Комплексный анализ материалов позволяет отнести процессы формирования залежей к меловому периоду.

К востоку от антеклизы Шаньси располагается обширная Северо-Китайская синеклиза, в рельефе которой выделяются одноименная равнина и залив Бохай Желтого моря (рис 6). В строении северной (Бохайской) части синеклизы доминирующее значение имеет кайнозойская рифтовая система северо-северо-восточного простирания. В рифтовых впадинах в эоцене и олигоцене накопились толщи континентальных отложений от 3–6.5 до 10–12 км, в которых имеются потоки и линзы толеитовых и субщелочных базальтов, погребенные вулканические аппараты и рои даек, приуроченные к сбросам [27–28]. Процессы формирования скоплений УВ, судя по всему, имели место в миоценовый период.

Несмотря на высокую сейсмичность региона в целом (средняя магнитуда землетрясений в бассейне Ордос достигает 6.5, а в бассейне Бохайвань – $M \geq 7-8$) и широкое развитие мезозойских вулканитов), изотопный состав гелия существенно отличается. Во флюидах Ордосского бассейна значения R/Ra составляют 0.07–0.04, а во флюидах Бохайваньского – 0.8–9, что указывает на существенную добавку мантийной компоненты в последнем случае [13, 28].

Ответ на вопрос, что послужило причиной столь большой разницы в отношениях изотопов гелия, дает анализ строения консолидированной земной коры под различными геологическими единицами Северо-Китайской платформы. На рис. 6 приведен геофизический разрез земной коры в створе профиля ГСЗ Wenden-Xinzou-Alashan, секущего Северо-Китайскую платформу (СКП) в близширотном направлении [29–30].

Полученные скоростные модели Р-волн выявили существенные структурные изменения. (рис. 7).

Консолидированная кора в створе Ордосского бассейна характеризуется однородной горизонтально-слоистой структурой без зон пониженных скоростей

продольных волн. По мощности и по геофизическим параметрам данная кора близка к коре Тунгусского бассейна Сибирской платформы, которая также имеет большую постоянную мощность 40–43 км, высокую скорость распространения продольных волн (6.90 км/с) в нижней коре и аномально высокие скорости в верхней мантии (8.4–8.5 км/с). Данные особенности указывают на слабую деформированность и измененность геологической среды, что соответствует относительно долгосрочной тектонической стабильности блока.

Крупные зоны разломов, такие как Танлу, Taihang, Шанси, Иньчуань являются границами блоков кратона. Грабен Шанси заложен в области постепенного изменения глубины залегания Мохо от 42 до 38 км. В створе грабена отмечаются пониженные значения продольных скоростей в средней и верхней земной коре. Сильный контраст скорости в средней коре (15–30 км) между Ордосским блоком и грабеном Шаньси указывает на локальную дезинтеграцию геологической среды вплоть до кровли нижней коры.

Особенно ярко на сейсмическом профиле по смещению границы М и нарушению внутрикоровых границ проявляются глубинные разломные зоны, ограничивающие Бохайский блок. Разломная зона Танлу выражена в виде смещения границы М (от 34 км в восточной части до 28 км – в западной) и кровли кристаллического фундамента на 3 км. Средняя скорость продольных сейсмических волн в земной коре к востоку от разлома 6.3 км/с, а к западу от него – 5.32 км/с.

Система разломов Taihang ограничивает с запада Бохайский блок и приурочена к продольному позднемезозойскому Тайханшаньскому орогену. В створе ПК 800–900 км граница М изменяется от 32 до 38 км под орогеном, а средняя скорость продольных сейсмических волн в коре увеличивается от 5.8 до 6.2 км/с.

В отличие от западной и центральной частей кратона, консолидированная кора в восточной части, в створе Бохайваньского бассейна, характеризуется пониженными скоростями продольных волн до уровня средней коры. Здесь мощность коры 23–29 км, что на 30–40% меньше, чем мощность коры под Ордосским плато. Средняя скорость сейсмических волн в кристаллической коре на 3–4% ниже (как и в верхней мантии ~ 4%), чем под Ордосским бассейном. Таким образом, строение земной коры и верхней мантии в западной и восточной частях Северо-Китайской платформы (по материалам геофизического моделирования) существенно различается.

В восточной части региона имеют место следы кайнозойского разрушения (редукции) кратона в створе Бохайской депрессии с заложением крупного осадочного бассейна. Западная часть платформы оставалась стабильной, с высокими скоростями Р-волн, относительно холодной, с сильной структурной корово-мантийной связью. Разломы Танлу и Taihang являются тектоническими границами и играют важную роль в процессах резорбции нижней коры. В процессе расширения Бохайского бассейна возникали разломы, ограничивающие депрессии и поднятия в пределах одной структуры.

В [29] представлено трехмерное распределение плотности в литосфере Северо-Китайского кратона, полученное путем последовательной инверсии гравитационных данных и Р-волн. Распределение плотности оказалось когерентным с региональной тектоникой, наблюдаемой на поверхности при разделении платформы на структурно-тектонические единицы, которые могут указывать на различную тектоническую эволюцию земной коры и деструктивные процессы. Аномалии скорости продольных сейсмических волн и плотности в литосфере юго-восточной части Китая объясняются влиянием малых Тихоокеанских плюмов [30–31].

Из представленного материала следует вывод о том, что вариации изотопных составов гелия в залежах УВ Северо-Китайской платформы вызваны поступлением газовых эманаций при формировании скоплений в пределах Бохайваньского бассейна из промежуточных очагов мантийных расплавов в кайнозойское время. Несмотря на высокую сейсмичность недр Ордосского блока (как и высокую сейсмичность недр Южно-Татарского свода), изотопные составы гелия во флюидах этих регионов определяются коровой составляющей.

Вместе с тем, наряду с вкладом мантийной компоненты в состав газовых и нефтяных месторождений, изотопный состав серы H_2S , например, в месторождении Чжаоланьчжуан во впадине Бохайвань достигает 23–26‰, т.е. происхождение сероводорода обусловлено химическим восстановлением сульфатов [32–33].

Таким образом, приведенные материалы показывают, что основные компоненты нефти, описываемые системой C-H-O-S-N-He-Ar-Ne, по изотопным данным (так же как и гидротермальные системы, участвующие в формировании значительной части рудных скоплений), в большинстве своем относятся к коровым производным. При этом источники тех или иных компонентов могут быть различными. Например, в производных платиноносных рифов Норильска присутствует сульфатная сера (так же как и в нефти

Бохайваньского бассейна), отличительной особенностью которой служат мантийные значения гелиевых отношений.

Для гидротермального рудообразования и нефтеобразования объединяющими являются процессы тектоно-магматической или тектонической активизации регионов в периоды геодинамических циклов становления и преобразования консолидированной коры. Эти процессы приводят к общей активизации крупных блоков коры, внедрению расплавов с последующим формированием гидротермальных флюидов или к зарождению эксфильтрационных гидротерм в средах, не затронутых магматическими проявлениями, но подверженных интенсивной дислокации. Металлогеническая нагрузка в рудных месторождениях соответствует типу магматических проявлений, и микроэлементный состав нефти, по нашему мнению, также соответствует составу тех или иных эндогенных комплексов, участвующих в строении частей земной коры. При этом средой переноса металлов в обоих случаях служат преимущественно коровые флюидные системы.

Кратко остановимся на данном вопросе, поскольку он достаточно освещался в печати. При изучении характера распределения микроэлементов в нефти различных регионов нам не удалось выявить закономерности, которые бы связывали ее состав, наличие тех или иных биомолекул, определяющих тип ОВ и условия его захоронения, с геохимической специализацией нафтидов. Создалось впечатление, что химия нефти и органического вещества изучает одни процессы формирования залежей, а геохимия – другие.

Нашими многолетними исследованиями установлено, что микроэлементы в нефти концентрируются в смолисто-асфальтеновых фракциях, часть из них как бы «размазана» по асфальтенам и смолам (V, Ni и др.), а некоторые летучие халькофилы (Hg, Se, As, Te, Re и др.) накапливаются, главным образом, в маслах. Соответственно, легкие нефти с малым содержанием асфальтенов в большей степени обогащены именно этими микроэлементами, а тяжелые – литофильными микроэлементами (Th, Zr, REE, Hf и др.). Подобное распределение определяется, прежде всего, химическими свойствами элементов и способностью их образовывать устойчивые металлоорганические комплексы с теми или иными лигандами. Асфальтены, в свою очередь, также отличаются по уровню концентрирования металлов. Асфальтены гипергенно или идиогипергенно измененной нефти слабо металлоносны, по сравнению с асфальтенами нефти, локализованной в низах осадочного чехла на больших глубинах.

Установлено также, что нефти различных провинций, с одной стороны, имеют свой индивидуальный геохимический спектр, а с другой – наследуют геохимический фон той или иной территории, определяемый комплексом магматических формаций, участвующих в становлении континентальной коры. В связи с этим, несмотря на разброс в уровнях концентрирования МЭ, составы нефти различных провинций на дискриминационных диаграммах составляют достаточно обособленные группы и, что важно, ни на одной из диаграмм геохимические области нефти не пересекаются с геохимическими областями органического вещества предполагаемых нефтематеринских толщ [34–35]. В частности, на дискриминационной диаграмме Ti–Zr–Y, составленной для идентификации базитов различных геодинамических обстановок (Pearce and Cannome, 1973 г.), осредненные составы нефти изученных нами регионов находятся в поля значений мафитов, которые в значительной степени определяют геохимический профиль регионов, поскольку участвуют в процессах формирования и строения земной коры провинций (рис. 8).

Аналогичный вывод следует и из графика $^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb} / ^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, представленного в виде стендового доклада в рамках Европейской Объединенной Научной Геологической Ассамблеи, которая проходила в Вене (03–08 апреля 2011 г.). В частной беседе с авторами доклада, являвшимися сотрудниками научно-исследовательского Центра в Париже, было выяснено, что точечным изотопно-геохимическим исследованиям подверглись предоставленные им пробы озоленной нефти, а также органического вещества в аншлифах пород из различных регионов мира. Конкретная привязка образцов и проб по регионам не имела значения, а исследования носили предварительный, оценочный характер. Анализы проводились с использованием современных масс-спектрометров LA-MS-ISP-MS. Согласно рис. 9, органическое вещество пород и нефти занимают различные, практически не накладывающиеся поля в системе указанных координат, вне зависимости от места отбора анализируемых проб. С использованием прибора ISP-MS (ELAN-600), качество которого на два порядка ниже оборудования французских исследователей (недостаточно хорошее разделение по массам ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{204}Pb), мы показали на графике собственные данные, полученные при изучении органического вещества из доманикитов ЮТС и баженитов из геологического разреза Сургутского свода.

Также на график были вынесены данные по нефти Западной и Восточной Сибири, Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА), Тимано-Печорского региона (ТПП) и Южно-

Татарского свода (ЮТС) Волго-Уральской провинции. И наши, и зарубежные данные подтверждают факт отсутствия изотопно-геохимической связи между ОВ пород и нефтью.

Таким образом, представленные материалы показали, что наиболее информативными данными в генетическом плане являются графики и диаграммы, в основе которых лежат соотношения между высоkozарядными микроэлементами, а не между транзитными макрокомпонентами, применяемыми часто при отнесении нефти к тому или иному химическому типу [36].

Присутствие в нефти высоkozарядных и крупноионных литофильных МЭ позволяет использовать изотопную геохимию Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb систематик для установления времени поступления нефтяных систем на те, или иные уровни геологических разрезов, определять возраст «экстракции» элементов из мантии и их заимствование нефтеобразующими флюидами. Наряду с материалами о характере фракционирования лантанидов, можно определить степень смешения кислого и основного источника в геохимическом облике нефти.

Существенный вклад в понимание процессов формирования геохимического облика нефти внесли методы термобарогеохимии, позволившие выявить следы миграции восстановленных флюидов, участвующих в нефтеобразовании и нефтенакоплении, как в породах осадочного чехла, так и породах фундамента.

Определены составы вещества в вакуолях, палеотемпературы поступления флюидов на различные уровни геологических разрезов, восстановлена эволюция их геохимического состава при изменении термодинамических условий миграции, согласующаяся с составом нефти и типом сопутствующих битумопроявлений. И, что существенно, доказано отсутствие вне зон и областей нефтенакопления следов фильтрации восстановленных флюидов.

Важным генетическим признаком стало обнаружение в нефти элементов платиновой группы, составляющих, наряду с золотом, рением и серебром, геохимический тренд, присущий мафитам и ультрамафитам [37]. Причем, хондритнормализованные спектры распределения платиноидов в некоторых пробах нефти (анализы, выполненные методом изотопного разбавления с предварительным выделением из проб металлов) были идентичны спектрам элементов в эндогенных платиноносных рудах.

Таким образом, по совокупности полученных данных установлен факт присутствия в нефти эндогенных составляющих, не характерных для органического вещества и осадочно-породных комплексов.

Заключение

Представленные в статье геохимические и изотопно-геохимические материалы показывают, что термодинамическая система C-H-O-S-N-He-Ar-Ne-Me, т.е. нефть, состоит из смеси компонентов, имеющих различные источники. Соотношения между стабильными (C-H-O-S) изотопами в большинстве своем указывают на коровый источник гидротермальных флюидов и их производных, участвующих в рудо- и нефтеобразовании. Такими источниками могут быть осадочно-породные комплексы депрессий с включенными пластовыми и поровыми растворами, метеорные и океанические воды, породы кристаллического основания НГП с широко развитыми графитсодержащими кристаллическими сланцами.

Эндогенную составляющую во флюидных нефтеобразующих системах определяют изотопные соотношения между инертными газами в случаях совмещения во времени процессов андерплейтинга, рифтогенеза и нефтеобразования.

Мантийные инъекции, внедрившиеся в консолидированную кору и осадочные комплексы на том или ином этапе геодинамического развития, обеспечивают геохимическую составляющую нефти при вовлечении в процесс генезиса плутоногенных или вулканогенных гидротерм. Кроме того, металлоносность нафтидов может определяться и при последующих тектонических активизациях за счет образования флюидов уже в зонах разрывных нарушений и их взаимодействия с телами глубинного вещества (плутонами, штоками, дайковыми сериями и т.п.).

Для понимания сложных процессов формирования скоплений углеводородов необходимо, по нашему мнению, привлекать данные по изотопии тяжелых элементов, интерпретация этих материалов открывает совершенно новую перспективу познания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф. Формирование гидротермальных рудообразующих растворов в океанах и на континентах // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 3. С. 28–44.

2. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических

обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 131–164.

3. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Оценка средних содержаний H_2O , Cl, F, S в деплетированной мантии на основе составов расплавных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов // Геохимия. 2006. № 3. С. 243–266.

4. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Летучие компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: оценка содержаний в мантийных резервуарах // Геохимия. 2007. № 4. С. 355–369.

5. Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д. и др. Взаимоотношение карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 361–383.

6. Шацкий А.Ф., Литасов К.Д., Пальянов Ю.Н. Фазовые взаимоотношения в карбонатных системах при Р-Т параметрах литосферной мантии: обзор экспериментальных данных // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 149–187.

7. Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д. и др. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 21–55.

8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б. Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли // Геотектоника. 2005. № 1. С. 45–63.

9. Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А. и др. Изотопы гелия в природе // Геохимия. 1971. № 8. С. 914–930.

10. Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 124–149.

11. Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. 2004. № 6. С. 19–32.

12. Валяев Б.М., Дремин И.С. Природа процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Углеводородный флюид и первичный гелий [Электронный ресурс] // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика: Электрон. науч. журн. 2014. Вып. 2(10). 25 с. – Режим доступа: <http://www.oilgasjournal.ru>. (Дата обращения 18.07.2017).

13. *Валяев Б.М., Дремин И.С.* Углерод-гелиевая изотопно-геохимическая система: тренды разнообразия и единства генезиса углеводородных флюидов и месторождений [Электронный ресурс] // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика: Электрон. науч. журн. 2015. Вып. 1(11). 24 с.: Режим доступа: <http://www.oilgasjournal.ru>. (Дата обращения 18.07.2017).
14. *Трофимов В.А.* Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.
15. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Нургалиев Д.К.* Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского нефтяного месторождения и его сателлитов // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 3–11.
16. *Грачев А.Ф., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л.* Определение максимально возможных магнитуд землетрясений (на примере Восточно-Европейской платформы) // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., 2000. С. 363–381.
17. *Христофорова Н.Н.* Тепловой режим литосферы в зонах нефтегазонакопления на примере Волго-Уральского и Предкавказского регионов: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Казань, 2002. 46 с.
18. *Якуцени В.П.* Сырьевая база гелия в мире и перспективы развития гелиевой промышленности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 4. С. 1–24.
19. *Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В.* и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 42–51.
20. *Прасолов Э.М., Нелюбин В.В., Зоценко Н.А.* и др. Изотопный состав газов рифейского мегакомплекса Куюмбинского нефтегазоконденсатного месторождения (Восточная Сибирь) // Тез. докл. XIX Симпозиума по геохимии изотопов. М., 2010. С. 317–319.
21. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Галуев В.И.* и др. Глубинные структурно-тектонические неоднородности земной коры и возможные процессы, связанные с нефтегазообразованием и нефтегазонакоплением (геохимический аспект) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 3–14.

22. *Харахинов В.В., Шленкин С.И.* Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. М.: Научный мир, 2011. 420 с.
23. *Нивин В.А.* Газовые компоненты в магматических породах: геохимические, минерогенические и экологические аспекты и следствия (на примере интрузивных комплексов Кольской провинции): Автореф. дис. докт. ... геол-минерал. наук. Апатиты, 2013. 20 с.
24. *Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
25. *Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н.* Структура верхней мантии по профилю Байкал–Ямал («РИФТ»), полученная с применением ядерных взрывов // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 9. С. 66–76.
26. *Грачев А.Ф.* Северо-Восточный Китай // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Изд-во «ПРОБЕЛ», 2000. С.154–156.
27. *Лысак С.В.* Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 1058–1071.
28. *Du J.* $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and heat flow in the continental rift valley // Works of gas geochemistry / Ed. Xu Y. Lanzhou: Gansu Sci. and Technol. Press, 1992. P. 165–171.
29. *Xinsheng Wang, Jian Fangb, Houtse Hsub.* Three-dimensional density structure of the lithosphere beneath the North China Craton and the mechanisms of its destruction // Tectonophysics. 2014. Vol. 610. P. 150–158.
30. *Shixu Jia, Fuyun Wang, Xiaofeng Tian, Yonghong Duan, Jianshi Zhang, Baofeng Liu, Jiyan Lin.* Crustal structure and tectonic study of North China Craton from a long deep seismic sounding profile // Tectonophysics. 2014. Vol. 627. P. 48–56.
31. *Yang Xingke, Liu Chiyang, Yang Yongheng et al.* The concept, classification and research progress on thermal structure // Earth Science Frontiers. 2005. Vol. 12(4). P. 385–396.
32. *Панкина Р.Г., Мехтиева В.Л.* Происхождение H_2S и CO_2 в углеводородных скоплениях // Геология нефти и газа. 1981. № 12. С. 44–49.
33. *Панкина Р.Г., Максимов С.П.* Изотопный состав серы сероводорода высококонцентрированных сероводородных газов из отложений разного возраста // Геология нефти и газа. 1985. № 2. С. 27–30.

34. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Элементы-примеси как индикаторы геодинамических обстановок нефтенакопления // Докл. РАН. 2010. Т. 433, № 4. С. 507–511.

35. Готтих Р.П., Винокуров С.Ф., Писоцкий Б.И. Редкоземельные элементы как геохимические критерии эндогенных источников микроэлементов в нефти // Геохимия. 2010. № 4. С. 377–389.

36. Пуланова С.А. Геохимические особенности распределения микроэлементов в нафтидах и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. 1998. № 9. С. 959–972.

37. Маракушев А.А., Писоцкий Б.И., Панях Н.А., Готтих Р.П. Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 6. С. 795–799.

ПРИЛОЖЕНИЕ

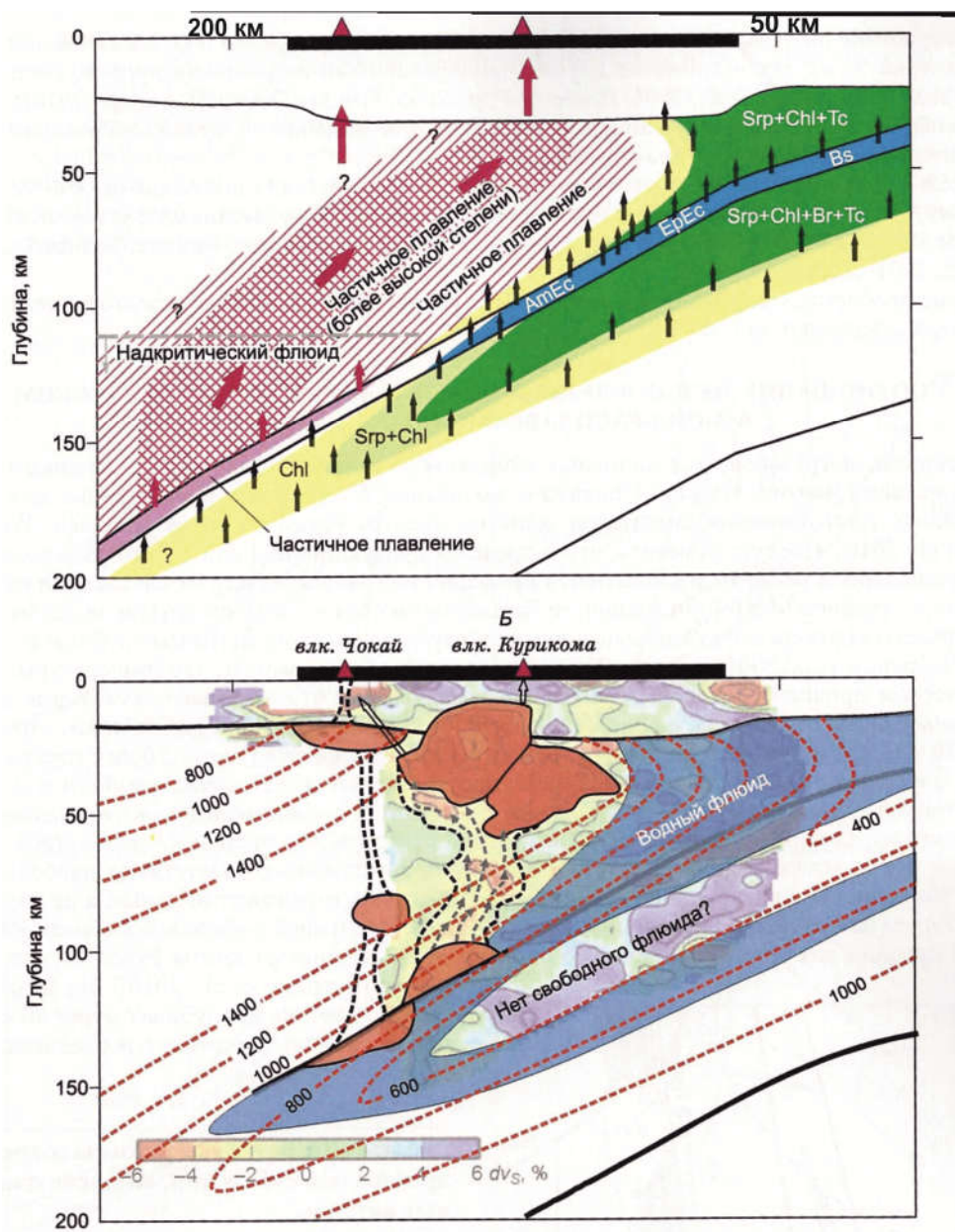


Рис. 1. Модель отделения расплавов и флюидов в зоне субдукции (Kogiso et al., 2009 г.) с изменениями по [7]:

А – схема фазовых переходов, плавления и подъема расплавов в зоне субдукции Японской дуги; Б – изотермы (С), зоны концентрации флюидов, надкритического флюида и расплавов, наложенные на результаты сейсмической томографии [Nakajima et al., 2009 г.]. Srt – серпентин, Chl – хлорит, AmEc – амфиболовые эклогиты, EpEc – эпидотовые эклогиты, Br – брустит, Bs – голубые сланцы, Tc – тальк

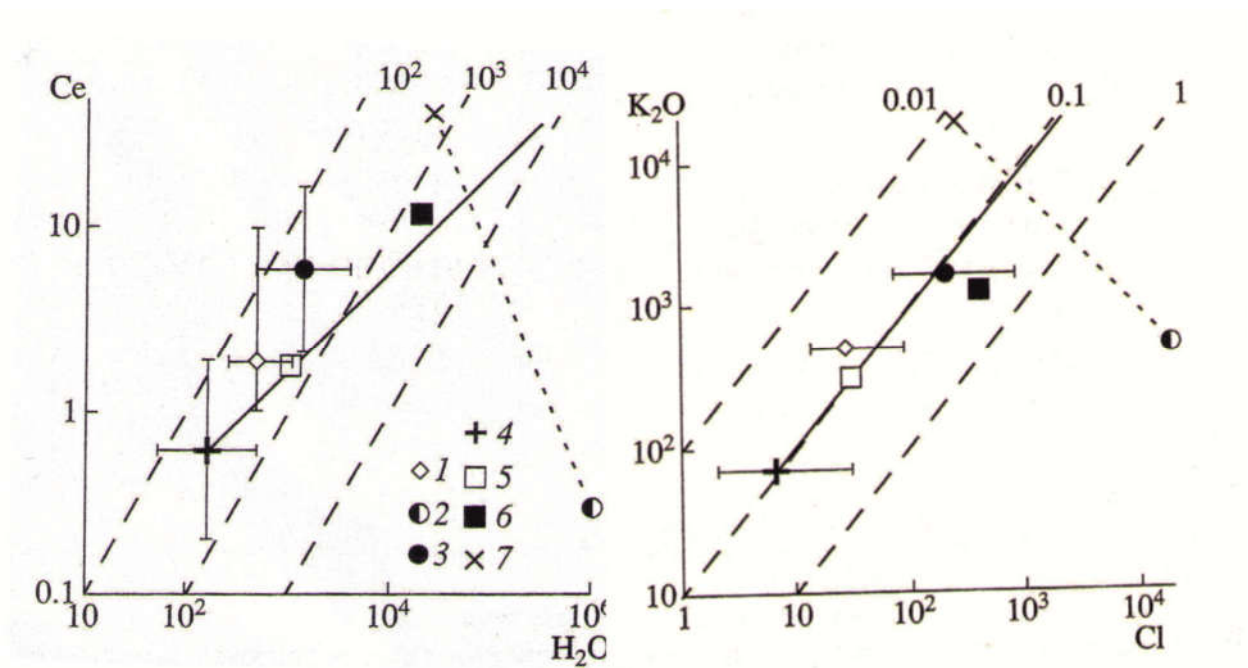


Рис. 2. Среднее содержание (ppm) воды, церия, хлора и калия в различных геохимических резервуарах: 1 – мантия океанических плюмов; 2 – гидросфера; 3 – мантия континентальных плюмов; 4 – деплетированная мантия; 5 – примитивная мантия; 6 – океаническая кора; 7 – континентальная кора.

Примечание: штрих-пунктирные линии – линии равных соотношений компонентов при определенных содержаниях; сплошная линия – линия комплементарности составов; пунктирная линия – линия предполагаемой смесимости вещества между деплетированной мантией и гидросферой

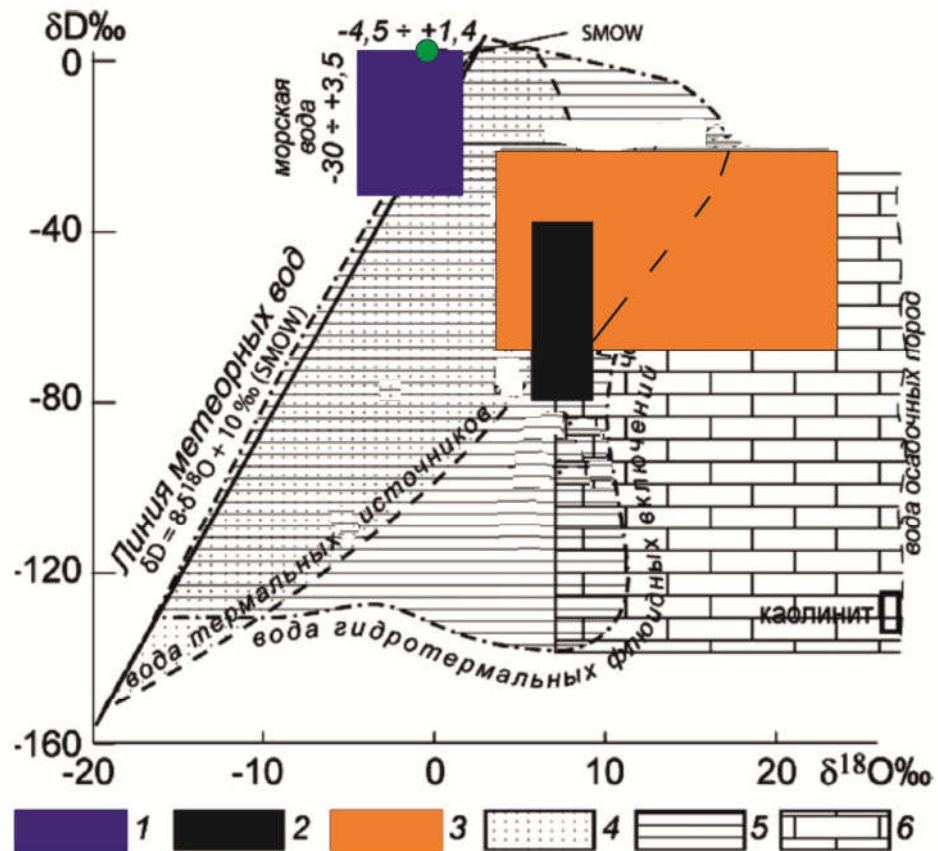


Рис. 3. Изотопный состав природных вод: 1 – морские, 2 – магматические, 3 – метаморфические, 4 – термальных источников, 5 – флюидных включений, 6 – осадочных пород, зеленый кружок – SMOW-стандарт

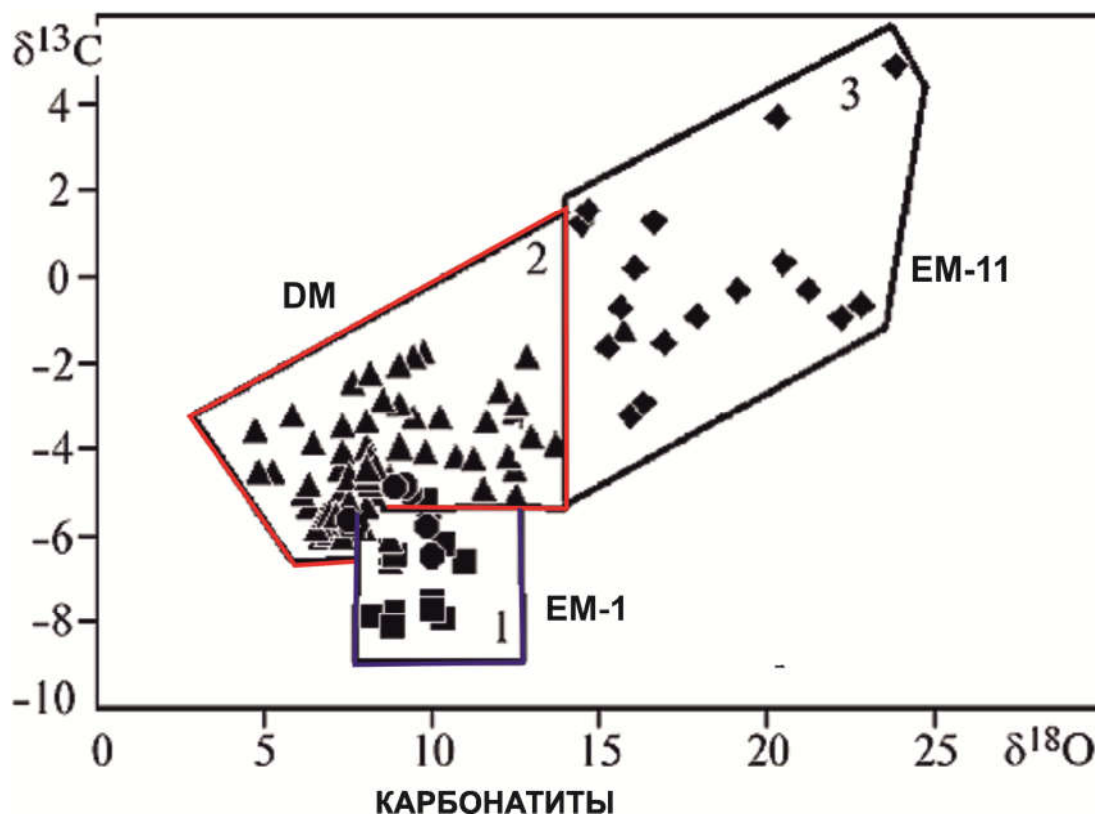
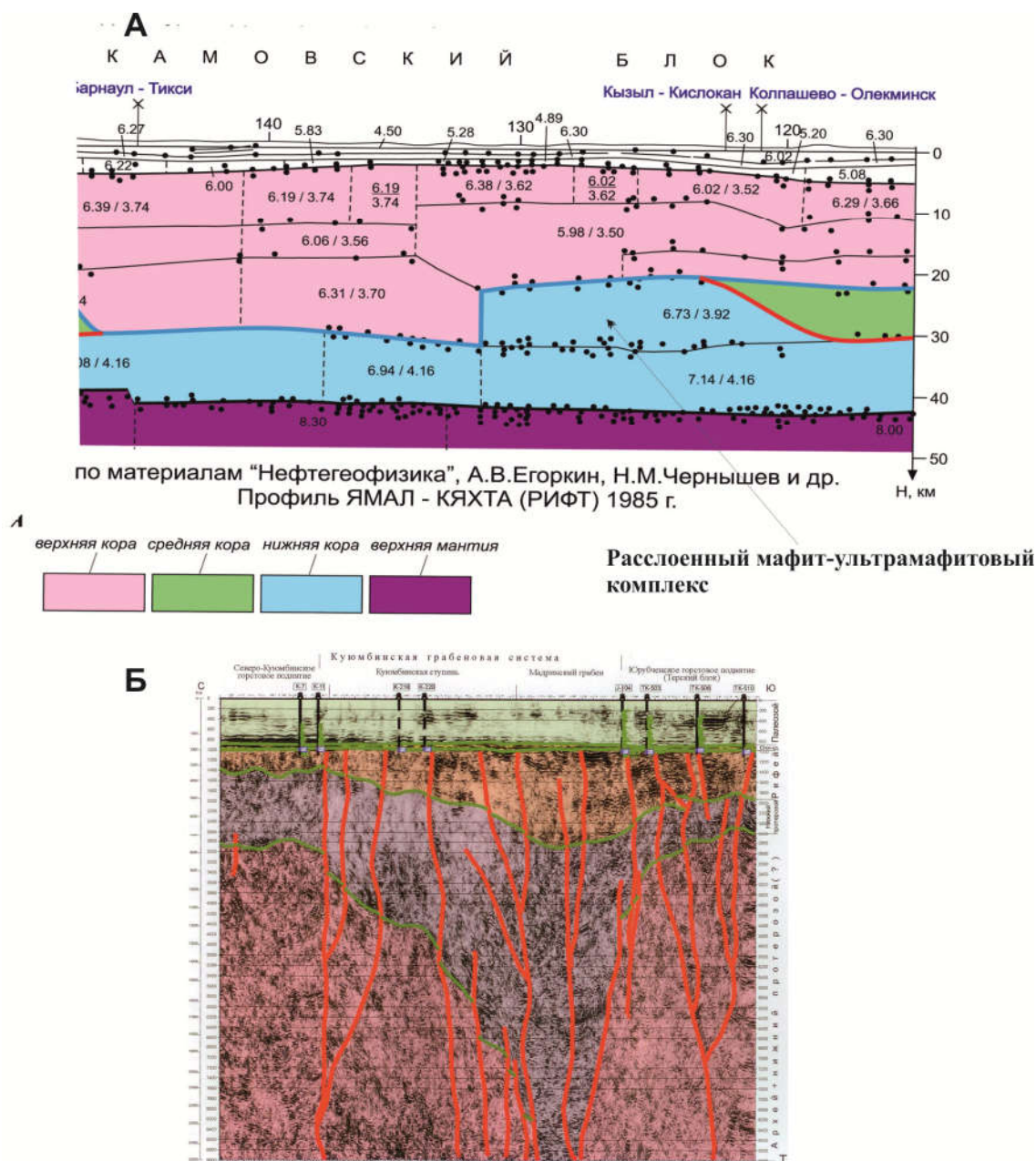


Рис. 4. Изотопный состав карбонатов из различных структурно-тектонических зон с проявлениями плюмового магматизма, по Н.В. Владыкину (2009). Многоугольниками обозначены изотопно-геохимические резервуары: 1 – обогащенной мантии первого типа; 2 – деплетированной мантии; 3 – обогащенной мантии второго типа. Различия в значках отражают тип карбоната, который не важен при обсуждении проблемы источника углерода



Временной сейсмогеологический разрез через ЮТЗ нефтегазонакопления
(по Харахинову и Шленкину, 2011)

Рис. 5. Отрезки сейсмических профилей через Байкитскую антеклизу и Камовский свод (блок) по данным ГСЗ – (А) и МОГТ – (Б). На рис. 5А в нижней и средней консолидированной коре фиксируется высокоскоростной домен, представленный расслоенным мафит-ультрамафитовым массивом (по данным комплексной интерпретации материалов ГСЗ, МОГТ и характера распределений в геологическом разрезе потенциальных полей [21]). На рис. 5Б представлен временной сейсмический разрез Куломбинской рифтогенной структуры [22]

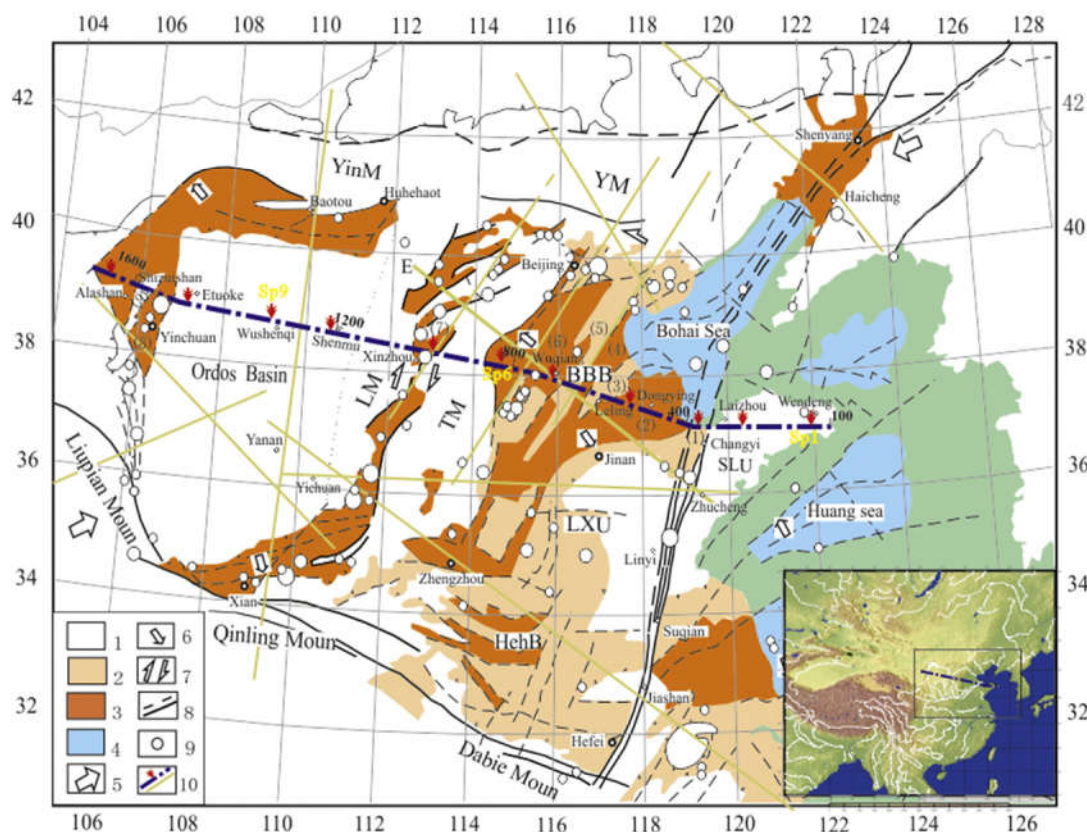


Рис. 6. Структурно-тектоническая схема Северо-Китайского кратона и линия профиля ГСЗ: 1 – приподнятые области; 2 – межгорные бассейны; 3 – депрессия в осадочных межгорных бассейнах; 4 – депрессии морей; 5 – направление движения плит; 6 – направление расширения бассейнов; 7 – направление сдвига в блоках; 8 – разломы; 9 – области землетрясений; 10 – линия профили ГСЗ с пунктами взрывов, см. [30]

Основные структурно-тектонические блоки в Северо-Китайском кратоне: горы Инь (YinM); горы Ян (YM); Бохайваньский бассейн (BBB); горы Taihang (TM); горы Lyuliang (LM); поднятие LUXI (LXU); поднятие Сулу (SLU); бассейн Nehuai (HehB) и 1 – разломная зона Tanlu (TFZ); 2 – Jiyang ступень; 3 – поднятие Chengning; 4 – Хуанхуаская депрессия; 5 – поднятие Sangxian; 6 – депрессия Цзичжун; 7 – депрессия Шаньси; 8 – грабен Иньчуань; 9 – горы Helan

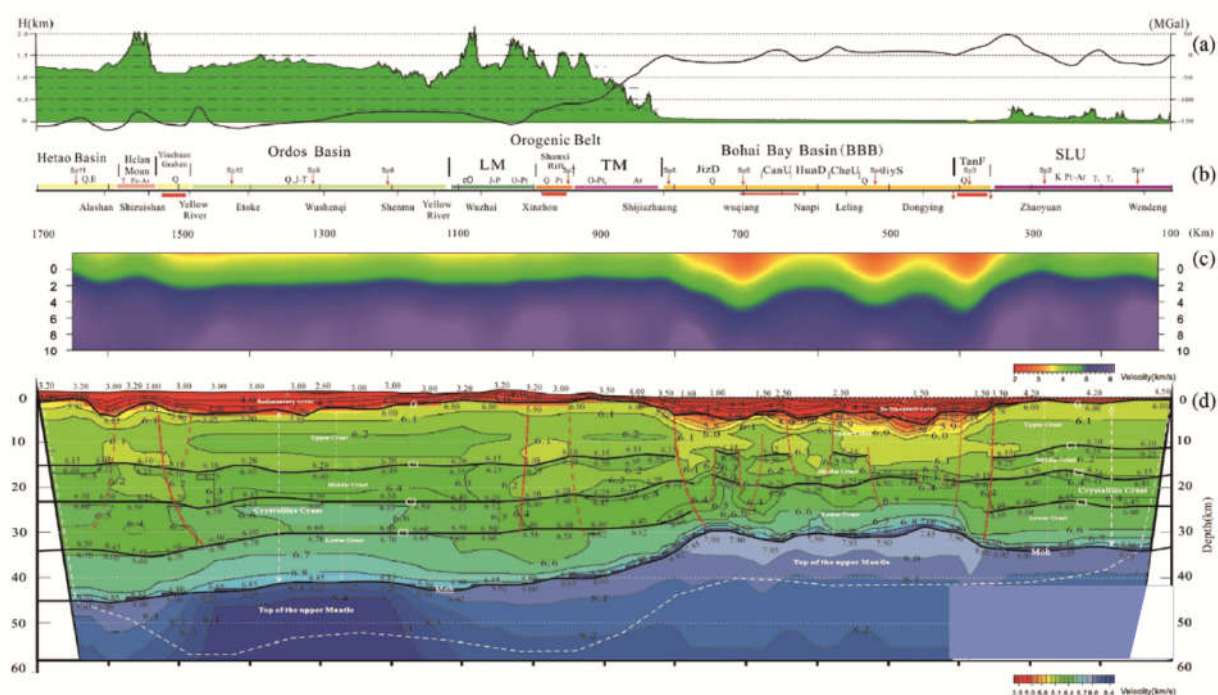


Рис. 7. Скоростной разрез Р-волн по профилю Wenden-Xinzou-Alashan, см. [30]

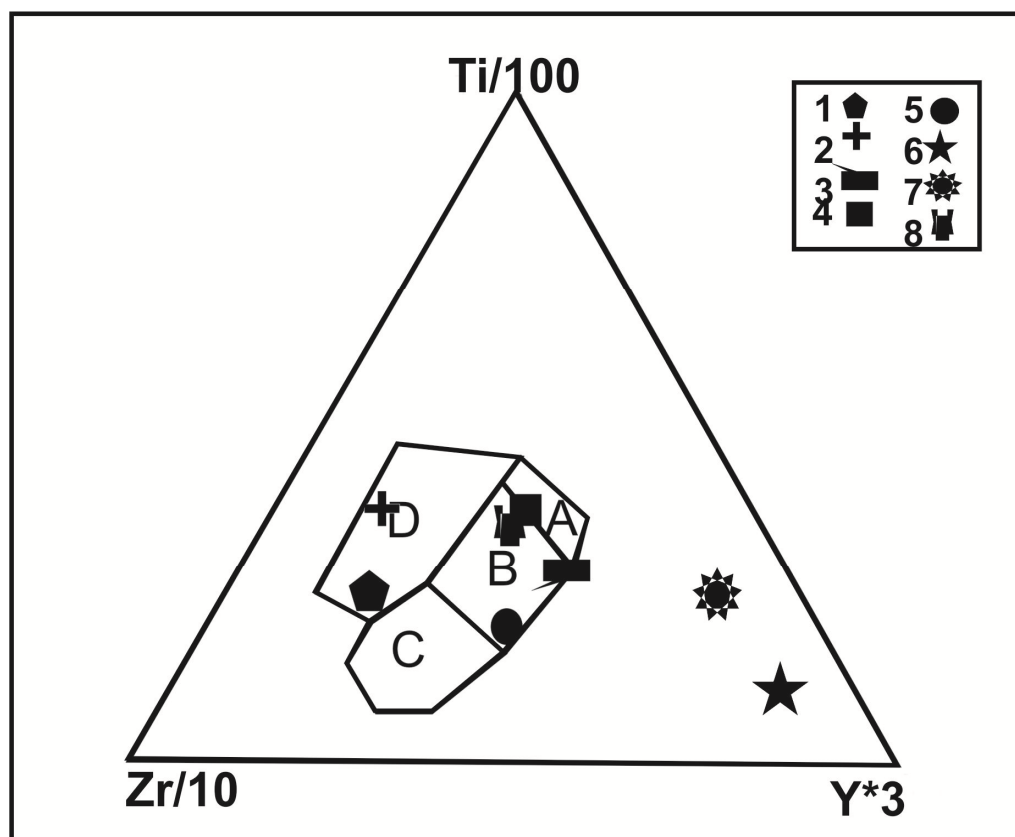


Рис. 8. Дискриминационная диаграмма Ti–Zr–Y (Pearce and Cann, 1973 г.), адаптированная для нефти и органического вещества

Условные обозначения:

нефти (значки): 1 – Восточной Сибири, 2 – Днепровско-Донецкого авлакогена, 3 – Западной Сибири, 4 – Южно-Татарского свода (ЮТС) Волго-Уральской провинции, 5 – Тимано-Печорской провинции, 8 – Сахалина;

битумоиды: 6 – доманикового горизонта верхнего девона ЮТС, 7 – баженской свиты верхней юры Сургутского свода;

поля: А – толеитов островных дуг, В – островодужных толеитов и известково-щелочных базитов, D – внутриплитных базальтов континентов, С – известково-щелочных базальтов

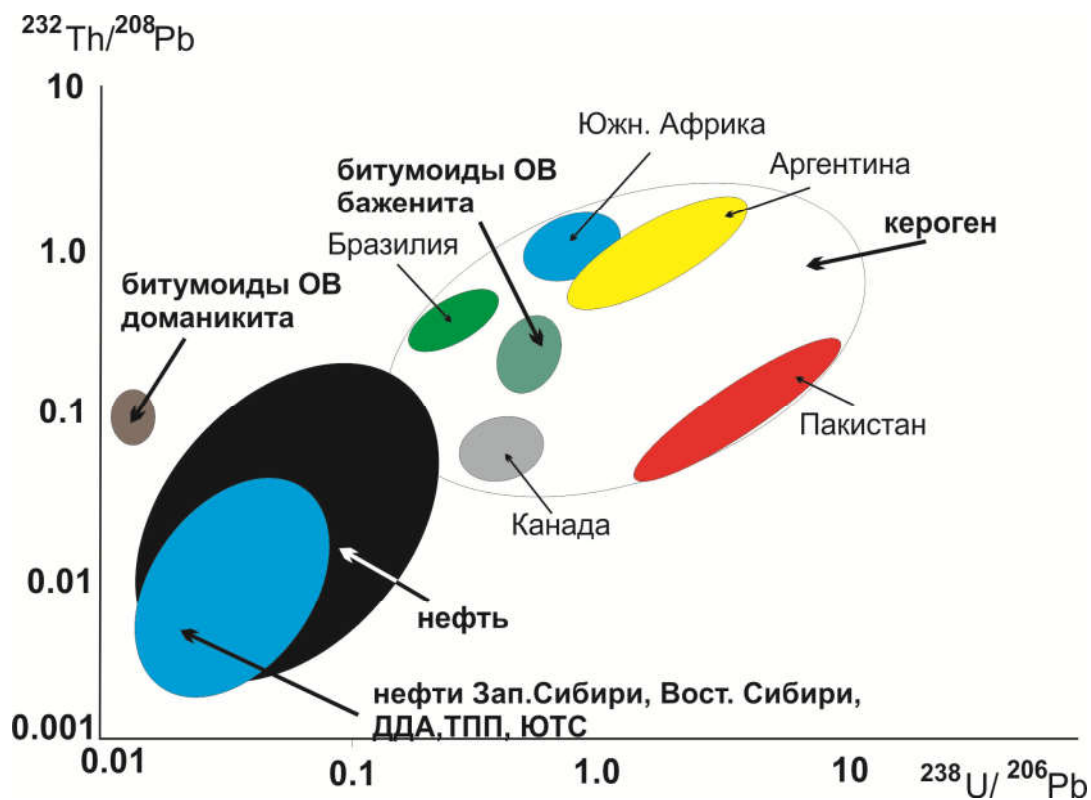


Рис. 9. Поля изотопных составов органического вещества (верхний правый овал) и нефти различных регионов мира (черный овал) с нанесенным составом нефти России и Украины (синий овал) в координатах $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Анализы выполнены с использованием LA–MS–ISP–MS и ISP–MS. Пояснения см. текст