

Геотектонические и геотермические условия зон флюидной и газовой разгрузки в Черном море

Р.И. Кутас, 2020

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 1 июня 2020 г.

Приведены результаты исследований геодинамических, геотермических и геохимических условий зон газовой эмиссии в анаэробном бассейне Черного моря. Выделение газа в осадочной толще и на ее поверхности проявляются в форме фонтанов, сипов, грязевых вулканов, газовых гидратов, аутигенных карбонатов. В Черноморском бассейне выявлено несколько тысяч газовых сипов и свыше 80 грязевых вулканов. Они находятся преимущественно в зонах тектонических нарушений, глубинных разломов, глиняных диапиров и других проявлений неотектонической активности. Большинство газовых сипов концентрируется на внешнем шельфе и в верхней части континентального склона (в интервале глубин 50—800 м), а грязевые вулканы — в центральной, наиболее погруженной части Западно-Черноморского суббассейна и в периферических прогибах. Газовые гидраты фиксируются вблизи газовых сипов и грязевых вулканов в приповерхностном шаре осадков на глубине моря свыше 700 м. Среди газов преобладает метан (90—95 %). В качестве примесей отмечаются также гомологи метана, диоксид углерода, сероводород, азот и др. В брекчии грязевых вулканов содержатся нефтепродукты, разные минералы (карбонаты, сульфиды, сульфаты, фосфаты), дисперсные частички самородных металлов. По сейсмическим данным подводные каналы грязевых вулканов проникают к основанию майкопских отложений и в некоторых случаях к мезозойскому фундаменту (до глубин 10—16 км).

Проанализирован изотопный состав метана из разных источников (осадков, сипов, грязевых вулканов и аутигенных карбонатов). Показатель изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) изменяется от -90 до -30 в метане и от $-46,9$ до $-8,5$ ‰ в карбонатах. Изотопный состав углерода в метане зависит от его происхождения (органического или неорганического), термодинамических условий образования и миграции. Изменение этих условий сопровождается изменением химического состава углеродсодержащих газов (от CO_2 до CH_4) и фракционированием изотопного состава их компонентов. Такие изменения возможны только в мантийных условиях. Гетерогенность изотопного состава углерода в метане Черноморского бассейна отображает разнообразие условий его образования и согласуется с геотектоническим районированием на уровне фундамента и особенностями геодинамического и геотермического режима. Такая согласованность свидетельствует о значительной (если не решающей) роли глубинных процессов в дегазации Земли.

По результатам комплексного анализа особенностей проявлений газовой эмиссии, химического и изотопного состава углеродных газов, геодинамических и геотермических условий можно сделать предположение, что метан в Черноморском бассейне является продуктом смешивания в изменяющихся пропорциях метана разного происхождения с отличающимся изотопным составом углерода: микробиогенного в придонном шаре осадков, термогенного в осадочном шаре и глубинного, который поступает по разломным зонам из мантии в виде флюидогазовых потоков. Образование углеводородов происходит при определенных термодинамических условиях ($250 < T < 700$ °C) и наличии в достаточном количестве исходных элементов (C—H—O). Однако деплетированная верхняя мантия обеднена углеродом. В процессе эволюции Земли он вместе с другими летучими элементами был перемещен в земную

кору. Кроме того, в земной коре накапливался углерод биогенного происхождения. Следовательно, для генерации углеводородов необходимы соответствующие геодинамические условия, которые приводят к погружению и нагреванию земной коры (условия субдукции и коллизии). Рециклинг земной коры удовлетворительно объясняет и некоторые другие особенности дегазации Земли, в частности обогащение глубинных газовых потоков легким изотопом углерода.

Ключевые слова: Черноморский бассейн, дегазация, грязевые вулканы, метан, углерод, геотермические и геодинамические условия.

Введение. Черноморский осадочный бассейн является частью Альпийского складчатого пояса. Его образование на южном краю Евразийского континента связывают с эволюцией в мезозое палеоокеана Неотетис. Развитие бассейна сопровождалось раздроблением земной коры, изменением ее структуры, значительными вертикальными и горизонтальными перемещениями блоков и пластин литосферы, рифтогенезом и орогенезом, накоплением мощных толщ осадков, вулканической деятельностью. Активные геодинамические процессы происходят в этом регионе и в настоящее время. Он характеризуется высокой коровой сейсмичностью, грязевым вулканизмом, глиняным диапиризмом, интенсивными контрастными вертикальными движениями земной коры, разгрузкой глубинных флюидов и газов. Естественно, возникает вопрос относительно природы этих процессов, их взаимосвязи и взаимообусловленности, роли в их эволюции глобальной и региональной геотектонической и тепловой активности. Результатам исследований этих активных процессов в комплексе и по отдельности посвящено большое количество публикаций. Установлены некоторые закономерности, однако однозначные выводы пока отсутствуют, а многие вопросы эволюции, строения, современной активности Черноморского бассейна остаются дискуссионными.

Цель исследований и исходные материалы. Цель настоящей статьи — провести комплексный анализ зон флюидогазовой разгрузки в Черноморском бассейне с учетом развития и особенностей современного строения его земной коры. Проведению такого анализа благоприятствует накопление в последние годы новой геолого-

геофизической информации, внедрение более совершенных технологий обработки и интерпретации экспериментальных данных, разработка современных теоретических геодинамических концепций эволюции и строения всего Альпийского пояса и Черноморского региона в частности. Работа базируется на обобщении и анализе как собственных экспериментальных и теоретических исследований автора [Кутас, 1996, 2003, 2010, 2011; Кутас и др., 1996, 2007; Kutas, 2002; Kutas et al., 2004; Kutas, Poort, 2008; Rusakov, Kutas, 2018 и др.], так и опубликованных материалов [Иванов и др., 1989; Woodside et al., 1996; Шнюков, 1999; Шнюков и др., 1999, 2015; Леин и др., 2002; Dimitrov, 2002; Krastel et al., 2003; Лукин, 2003, 2009; Mazzini et al., 2004; Круглякова и др., 2009; Егоров и др., 2011].

Тектоническое положение Черноморского бассейна и некоторые особенности его геологического строения и эволюции (рис. 1). По современным представлениям большинства исследователей этого региона Черноморская впадина образовалась на континентальной коре Евразийской плиты как задуговой бассейн на этапе закрытия палеоокеана Неотетис в позднем мезозое [Zonenshin et al., 1986; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Nikishin et al., 2003, 2014; Shillington et al., 2008; Герасимов и др., 2008; Okay, Nikishin, 2015]. Время, кинематика и продолжительность его раскрытия все еще являются предметом оживленной дискуссии [Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996; Okay, Nikishin, 2015]. Заложение системы надсубдукционных рифтогенных структур на краю Евразийской плиты началось в конце нижнего мела (апт—альб) и сопровождалось интенсивной вулкани-

ческой активностью. Структуры рифтовой природы, заложившиеся и активно развивающиеся в это время, выделяются также и в окрестностях Черного моря. Некоторые из них сохраняют геодинамическую активность до настоящего времени. Раскрытие Черноморского бассейна по геологическим данным наиболее обоснованно увязывается с рифтогенезом в поздне меловое время (сеноман—сантон), хотя существуют достаточно весомые аргументы в поддержку его многофазного развития с сеномана (или позднего альба) до эоцена [Finetti et al., 1988; Kazmin et al., 2000; Shillington et al., 2008; Okay, Nikishin et al., 2014].

Черноморский бассейн окружают структуры разного возраста и происхождения, что свидетельствует о длительном и многофазном развитии этого региона. В конце мезозоя и в кайнозой они были существенно переработаны и вошли в состав новых структурных формирований, образующих кайнозойский горно-складчатый пояс. С севера, востока, юга и частично запада Черноморский бассейн окружают Горный Крым, Большой Кавказ, Восточные, Центральные и Западные Понтиды, Балканиды. И только северо-западная часть бассейна ограничена палеозойскими и переработанными в палеозое-мезозое структурами Мизийской и Скифской платформ. От структур обрамления Черноморский бассейн отделяет система тектонических нарушений. Анализ геологического строения и развития этого региона посвящено огромное количество публикаций, но дискуссионных вопросов остается пока довольно много. Отметим некоторые наиболее достоверные элементы строения земной коры, позволяющие выделить определенные закономерности ее эволюции и оценить их возможное влияние на современную геотектоническую активность и процессы глубинной флюидной и газовой разгрузки.

Черноморский бассейн на уровне кристаллической земной коры состоит из двух суббассейнов — Западно- и Восточно-Черноморского. Бассейны сформировались

на двух разных тектонических элементах континентальной коры: Западно-Черноморский на окраине переработанной в палеозое поздне докембрийской коры Мизийской платформы и Восточно-Черноморский на тектонически активном в палеозое и мезозое Дзирульском массиве. Суббассейны разделяют Одесско-Синопская тектоническая зона и Центрально-Черноморский выступ фундамента, состоящий из двух поднятий — Андрусова на северо-западе и Архангельского в юго-восточной части [Кутас, 2010; Старостенко и др., 2015; Kazmin et al., 2000; Nikishin et al., 2003; Shillington et al., 2008; Rusakov, Pashkevich, 2017].

Мощность осадков в Западно-Черноморском суббассейне достигает 14—16 км. Они залегают на кристаллической коре океанического или субокеанического типа ($V_p=6,6\div 7,0$ км/с) мощностью 6—7 км [Туголосов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Nikishin et al., 2003, 2014 и др.]. В Восточно-Черноморском суббассейне мощность осадков в наиболее погруженной части достигает 10—12 км. Они залегают на континентальной коре [Shillington, 2008 и др.]. Безграничная кора здесь занимает относительно ограниченную территорию. Осадочная толща в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах имеет подобное строение. По сейсмическим данным в ней выделяют несколько структурно-стратиграфических комплексов [Туголосов и др., 1985; Nikishin et al., 2003; Shillington, 2008; Герасимов и др., 2008; Okay, Nikishin, 2015 и др.]: домеловой, меловой карбонатно-терригенный, мощность которого достигает 5—6 км в Западно-Черноморской впадине и 3—4 км в Восточно-Черноморской, палеоцен-эоценовый терригенно-карбонатный с мощностью соответственно до 4 и 3 км, олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский) глинистый с максимальной мощностью 4—5 и 3—4 км, средне-верхнемиоценовый преимущественно терригенный (1—3 км) и плиоцен-четвертичный терригенный (2—3,5 км). На Центрально-Черноморском поднятии осадочная толща представлена

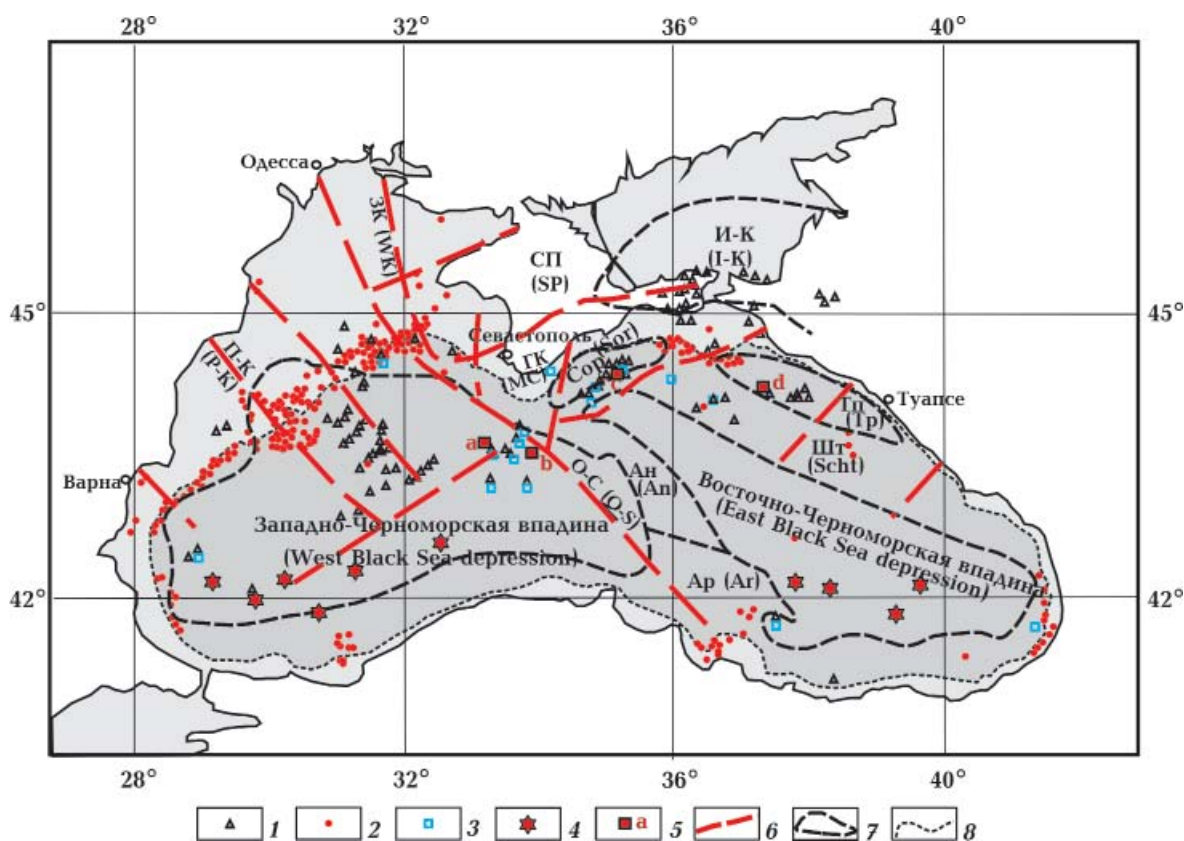


Рис. 1. Главные тектонические элементы Черноморского бассейна и распределение объектов газовой разгрузки, по [Kutas, 2002; Starostenko et al., 2010; Rusakov, Kutas, 2018]: 1 — грязевые вулканы, 2 — газовые сипы, 3 — газогидраты, 4 — палеовулканы, 5 — положение грязевых вулканов: Мантийный (а), Страхова (б), Казакова (в) и Нефтяной (г), 6 — разломы, 7 — границы тектонических зон, 8 — изобата 200 м.

Главные тектонические элементы: СП — Скифская плита, И-К — Индоло-Кубанский прогиб, ГК — Горный Крым; поднятия: Шт — Шатского, Ан — Андрусова, Ар — Архангельского; прогибы: Сор — Сорокина, Тп — Туапсе; разломы: П-К — Печеняга-Камена, З-К — Западно-Крымский, О-С — Одесско-Синопский.

Fig. 1. Main tectonic elements of the Black Sea Basin and distribution of the gas venting objects, after [Kutas, 2002; Starostenko et al., 2010; Rusakov, Kutas, 2018]: 1 — mud volcanoes, 2 — gas seeps, 3 — gas hydrates, 4 — paleo-volcanoes, 5 — location of mud volcanoes: *a* — Mantle, *b* — Strakhov, *v* — Kazakov, *r* — Neftnyan, 6 — faults, 7 — boundary of tectonic zones, 8 — izobath 200 m.

Main tectonic elements: SP — Scysin plate, I-K — Indol-Kuban through, MC — Crimea Mountain; ridge: Seht — Schatsky, An — Andrusov, Ar — Arkhangelsky; through: Sor — Sorokin, Tr — Tuapse; faults: P-C — Peceneaga-Camena; W-K — West Crimea; O-S — Odessa-Sinop.

в основном только постмайкопскими образованиями. Следует, однако, отметить, что в глубоководных котловинах Черного моря существует ограниченное число глубоких скважин, а стратиграфическая привязка, выполненная по сейсмическим данным, часто слабо обоснована и неоднозначна. Существенные расхождения в предлагаемых разными авторами схемах стратификации разрезов осадочных толщ подтверждают результаты бурения [Хрящевская и др., 2009 и др.]. Развитие

современного единого осадочного Черноморского бассейна началось с олигоцена. В его постэоценовой истории можно выделить два этапа: олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Осадочные комплексы в центральной части суббассейнов залегают практически горизонтально (с небольшим наклоном к центру впадин). Характер и строение зон сочленения суббассейнов со структурами обрамления существенно отличаются по периметру бассейна и по глубине, что

свидетельствует о многократном изменении геодинамических условий его развития. Постэоценовые комплексы местами деформированы и нарушены разломами. Границы бассейна в процессе его развития изменялись. В погружение втягивались прилегающие структуры разного возраста и генезиса. Вероятно, в конце мела и в раннем палеогене он состоял из серии грабенов и полуграбенов. В Западно-Черноморском суббассейне заполняющие его осадочные комплексы контактируют с более древними (палеозойскими и мезозойскими) образованиями без существенных деформаций по тектоническим нарушениям сбросовой конфигурации.

Восточно-Черноморский бассейн от структур обрамления отделяет переходная тектоническая зона, представленная системой поднятий и прогибов фундамента. На севере глубоководную впадину об-

рамляют поднятия Андрусова, Тетяева и Шатского. От горно-складчатых структур Горного Крыма и Большого Кавказа поднятия отделяют молассовые прогибы Сорокина, Керченско-Таманский, Туапсинский, Гурийский. Прогибы выполнены глубоководными осадками майкопа, среднего и верхнего миоцена, плиоцена, квартера, но они существенно отличаются по строению земной коры, структуре осадочной толщи, особенностям развития, характеру геофизических полей, что свидетельствует о разнообразии условий их происхождения, формирования и развития.

Углеводородная дегазация и грязевой вулканизм (см. рис. 1). Черное море характеризуется большой газонасыщенностью осадков, наличием интенсивной флюидной и газовой разгрузки, которая проявляется в виде разнообразных струйных выходов газа (фонтаны, сипы, придонные

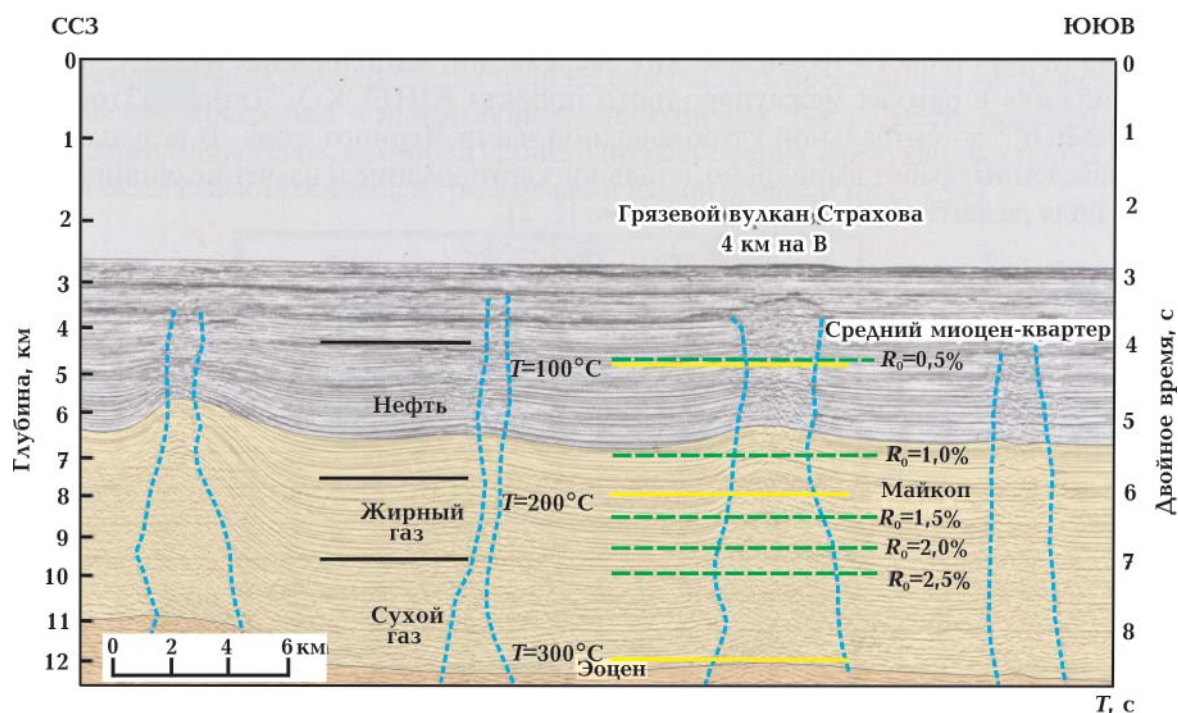


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез и геотермические параметры осадочной толщи в окрестности грязевого вулкана Страхова (Западно-Черноморский суббассейн, (положение см. рис. 1); T — температура, °C; R_0 — отражательная способность витринита. Сейсмогеологический разрез, по [Шнюков и др., 2015], геотермические параметры, по [Кутас, 2010; Русаков, Кутас, 2014; Rusakov, Kutas, 2018]).

Fig. 2. Seismic — geological cross-section and geothermal parameter of sediment strata near Strakhov mud volcano in central part (of the Western Black Sea subbasin (location see fig. 1); T — temperature, °C; R_0 — vitrinite reflectivity. Seismic-geological section after [Shnuykov et al., 2015], geothermal data after [Kutas, 2010; Rusakov, Kutas, 2014; Rusakov, Kutas, 2018]).

газовые «туманы» и пр.), грязевых вулканов, скоплений газогидратов, карбонатных построек [Иванов и др., 1989; Woodside et al., 1996; Шнюков и др., 1999; Dimitrov, 2002; Krastel et al., 2003; Kruglyakova et al., 2004; Starostenko et al., 2010; Егоров и др., 2011].

Имеющаяся в настоящее время информация о содержании, составе, условиях миграции газов в приповерхностном слое осадков и водной толще Черного моря свидетельствует, с одной стороны, о большом разнообразии газовых проявлений, а с другой — о наличии определенных региональных и локальных закономерностей в их распределении. Газ представлен преимущественно метаном с относительно небольшим содержанием его гомологов и других газов (двуокиси углерода, азота, водорода, гелия и др.). Газовыделение происходит по всей акватории, но его интенсивность и состав газов существенно изменяются, что позволяет говорить о фоновой загазованности и ограниченных зонах аномальных газопроявлений в виде струйных выделений свободного газа или грязевулканической деятельности и, соответственно, наличии диффузионной и фильтрационной миграции.

Интенсивность диффузионной миграции газов, их фоновое содержание и состав изменяются по латерали и с глубиной, зависят от особенностей формирования, возраста, структуры осадочной толщи [Kutas et al., 2002, 2004; Круглякова и др., 2009; Егоров и др., 2011 и др.]. В частности, повышенный фон содержания метана характерен для участков с увеличенной мощностью миоцен-четвертичных отложений. В областях с увеличенной мощностью эоцено-майкопских отложений повышается сумма легких гомологов, а в областях с увеличенной мощностью мезозойских отложений — фон тяжелых гомологов. Метан водной толщи и приповерхностного слоя осадков имеет в основном микробиогенную природу [Леин и др., 2002; Rusanov et al., 2002; Mazzini et al., 2004; Stadnitskaia et al., 2007; Круглякова и др., 2009; Егоров и др., 2011]. Его баланс существенно зависит от

физико-химических условий среды и поддерживается за счет разложения органического вещества, микробиологических процессов и диффузионной миграции. В анаэробных условиях Черного моря происходит постепенная микробиологическая генерация метана в приповерхностном слое осадков, но она в значительной степени компенсируется его биохимическим окислением. Некоторое количество метана поступает из больших глубин. О наличии глубинной подпитки свидетельствуют примеси иных газов и гомологов метана, вариации изотопного состава углерода и водорода, присутствие ртути и других самородных элементов [Леин и др., 2002; Rusanov et al., 2002; Kruglyakova et al., 2004; Лукин, 2009; Дудік та ін., 2010; Егоров и др., 2011; Шнюков, 2016].

Аномальные газовыделения имеют ограниченное распространение (см. рис. 1). Их положение контролируется тектоническим и геодинамическим факторами, определяющими условия эволюции земной коры, ее динамику, строение и проницаемость. Аномалии струйных газовыделений концентрируются преимущественно в зонах контактов разных тектонических элементов и молодой геодинамической активности. Это в основном зоны растяжения, тектонических нарушений и повышенной проницаемости осадочного слоя, в которых существуют благоприятные условия для фильтрационной миграции газа и его пополнения за счет глубинных источников.

Газовые сипы локализуются преимущественно на внутреннем шельфе и континентальном склоне при глубинах моря от 50 до 800 м по всему периметру моря. Но распределены они неравномерно. На северо-западе их повышенная концентрация наблюдается в зонах тектонических нарушений, особенно разломов, обрамляющих Западно- и Восточно-Черноморскую впадины. На шельфе они выделяются вдоль эшелонированных нарушенных зон, параллельных бортам глубоководной впадины, а также зон ортогональных и диагональных разломов, выраженных в

осадочной толще. В частности, на северо-западном шельфе поля газовых сипов локализируются вдоль Днестровского, Дунайского и Днепровского каньонов, на севере и северо-востоке — в прогибах Сорокина и Туапсинском, вдоль Южно-Крымского разлома, в районе палеодельты р. Дон [Шнюков и др., 1999; Kutas et al., 2002, 2004; Кутас, 2010; Starostenko et al., 2010; Rusakov, Kutas, 2018]. Интенсивные струйные газовыделения вдоль континентального склона свидетельствуют о наличии тектонического контакта и зон растяжения вдоль бортов впадины. На поверхности дна газовыделения концентрируются в каньонах, на локальных поднятиях, хребтах, уступах, оползневых участках, в зонах глубокого нарушения или эрозии осадков.

В глубоководной котловине количество струйных газовыделений существенно сокращается. Но это уменьшение не отражает общее снижение интенсивности дегазации. Здесь сохраняется высокая загазованность осадков, существуют одиночные иногда достаточно интенсивные струйные газовыделения и грязевулканическая активность, хотя в соответствии с термобарическими условиями Черного моря газ метан при глубинах моря свыше 700 м в придонном слое должен находиться в газогидратном состоянии [Кутас, 1996; Кутас и др., 1996]. Наличие все же на этих глубинах газовых сипов может свидетельствовать о нарушении термобарических условий глубинными флюидогазовыми потоками. Уменьшение интенсивности газовой разгрузки в глубоководной котловине наиболее обосновано аргументируется изменением условий миграции, в частности, увеличением мощности низкопроницаемых осадков и их слабым тектоническим нарушением. Предполагается также уменьшение проницаемости осадочной толщи в связи с заполнением порового пространства газогидратами [Шнюков и др., 1999; Егоров, 2011]. Однако такая возможность не подтверждается присутствием гидратов в осадках, поднятых грунтовыми трубками, а также результатами геотермических исследований [Кутас и др., 2005; Кутас,

2009]. Отсутствие газогидратов в придонных осадках глубоководной части Черного моря свидетельствует о невозможности обеспечить в них достаточную концентрацию и давление газа за счет диффузионной миграции.

Значительная газонасыщенность осадочной толщи Черноморского бассейна подтверждается грязевулканической активностью. Грязевые вулканы обнаружены практически на всей акватории, а также на прилегающих структурах северо-восточного обрамления Черного моря (Керченский и Таманский полуостровы, юго-восточная часть Азовского моря). Их повышенная концентрация выявлена на отдельных участках Западно-Черноморской впадины, в прогибах Сорокина, Туапсинском, Керченско-Таманском (см. рис. 1) [Иванов и др., 1989; Ivanov et al., 1996; Шнюков, 1999; Dimitrov 2002; Bohrmann et al., 2003; Krastel et al., 2003; Шнюков и др., 2015 и др.]. Они локализируются в осложненных разрывными нарушениями и глиняным диапиризмом тектонических зонах с мощной толщей глинистых постэоценовых отложений. Периодические извержения вулканов сопровождаются выбросом больших объемов воды, газа, грязи, твердых продуктов в виде сопочной брекчии, представленной, в основном, майкопскими глинами. Иногда встречаются образцы и более древних пород. Эруптивные каналы насыщены газами смешанного состава (CH_4 , CO_2 , H_2S , N , He и др.). Преобладает метан преимущественно термогенного генезиса. В некоторых районах (юго-восточная часть Черного моря, Индоло-Кубанский прогиб и др.) наблюдается заметное повышение содержания двуокиси углерода.

Среди продуктов вулканической деятельности встречаются углеводороды, различные самородные минералы, аутигенные карбонатные корки, газогидраты [Шнюков и др., 2015, 2016]. Наличие последних заслуживает особого внимания, поскольку благоприятные термобарические условия для образования газогидратов в Черном море существуют только в приповерхностном слое осадков до глу-

бин 200—400 м. Их наличие в продуктах грязевулканической деятельности свидетельствует о важной роли в грязевулканической активности миграционных процессов, сопровождающихся, в частности, образованием смеси флюидов и газов разной природы. Этот вывод подтверждается значительными изменениями изотопного состава метана газогидратов.

Грязевые вулканы в Черном море встречаются в разных структурно-тектонических условиях. Главной причиной их образования и активности является наличие в недрах очагов аномально высоких давлений газа. Их строение, характер и время проявления могут существенно различаться в разных тектонических зонах в зависимости от локальных и региональных геодинамических условий и строения земной коры. Эти различия можно проследить как в пределах отдельных тектонических

элементов, так и на каждом вулкане в количестве фаз активности, размерах, форме и внутренней структуре подводящих каналов, количестве и составе продуктов извержения и пр. Их можно проследить, сравнивая, например, грязевулканическую деятельность в Западно-Черноморской впадине и прогибах Сорокина или Индоло-Кубанском (рис. 2, 3) [Шнюков и др., 2015].

В Западно-Черноморской впадине грязевые вулканы приурочены к области дробления утоненной (19—22 км) земной коры океанического (субокеанического) типа и максимальной мощности майкопских отложений. Осадочные отложения залегают практически горизонтально (по сейсмическим данным) (см. рис. 2). Структурные осложнения в слоях осадков наблюдаются, в основном, в майкопских отложениях в пределах подводящих каналов в виде локальных поднятий (реже впадин), ослож-

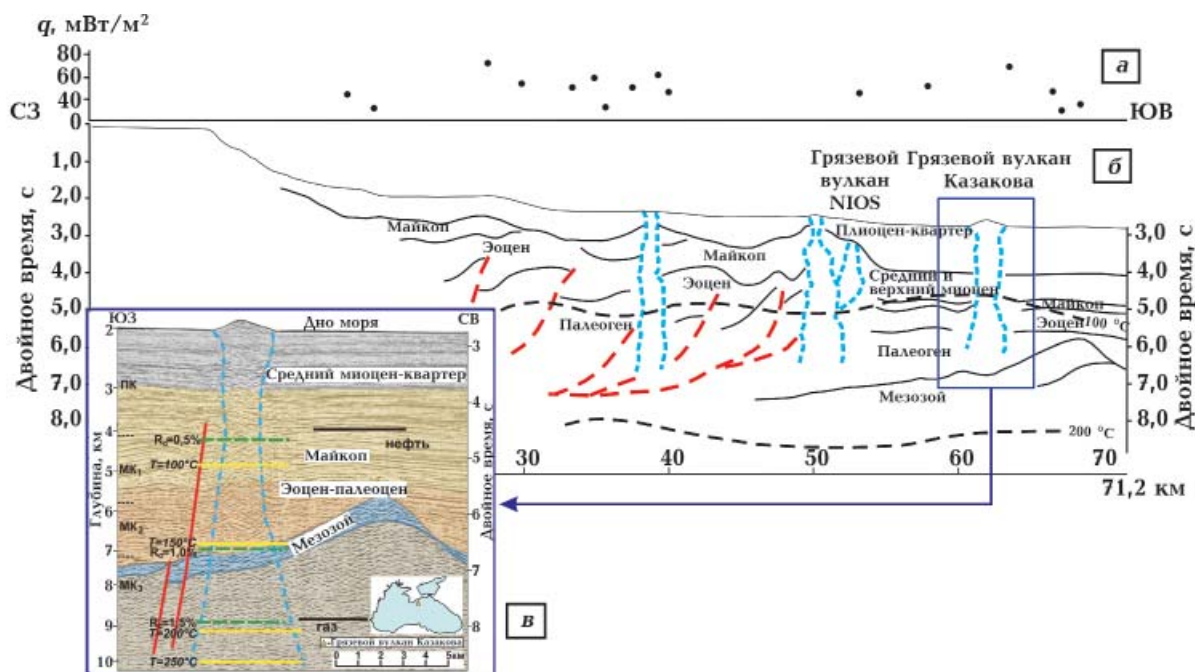


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез осадочной толщи, по [Scheremet et al., 2016], геотермические параметры вдоль сейсмического профиля 4 и в окрестности грязевого вулкана Казакова (прогиб Сорокина) (положение профиля см. на рис. 6): а — плотность теплового потока, mW/m^2 ; б — геологический разрез осадочной толщи и распределение температуры, $^\circ\text{C}$; в — разрез и геотермические параметры грязевого вулкана Казакова. Остальные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 3. Seismic — geological cross-section of sediment strata, after [Sheremet et al., 2015], and geothermal parameters across profile 4 and Kazakov mud volcano (Sorokin through, Crimea shelf, location see fig. 6): а — heat flow density, mW/m^2 ; б — geological section and temperature distribution, $^\circ\text{C}$; в — section and geothermal parameters near Kazakov mud volcano section. For other designations, see Fig. 2.

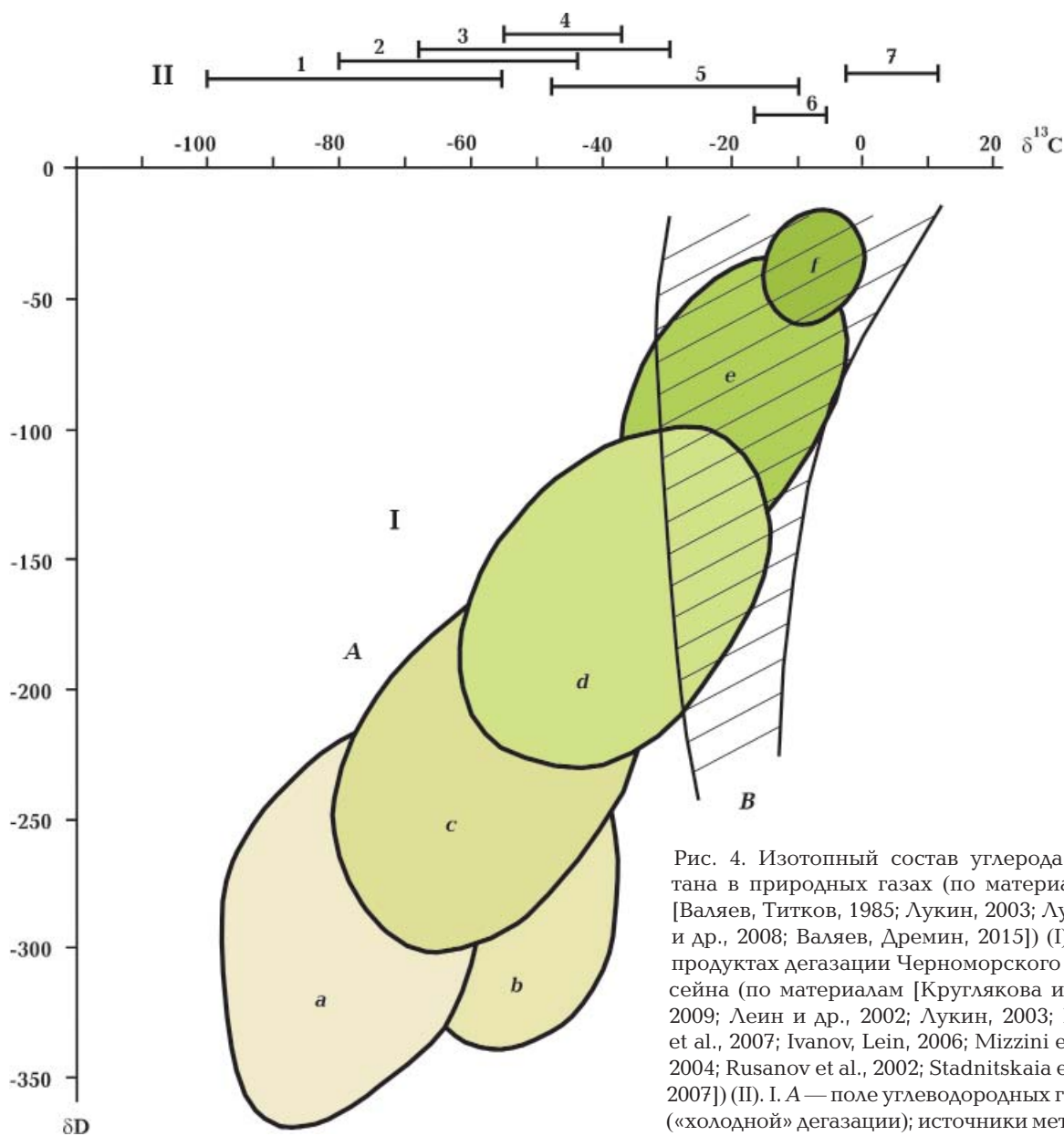


Рис. 4. Изотопный состав углерода метана в природных газах (по материалам [Валяев, Титков, 1985; Лукин, 2003; Лукин и др., 2008; Валяев, Дремин, 2015]) (I) и в продуктах дегазации Черноморского бассейна (по материалам [Круглякова и др., 2009; Леин и др., 2002; Лукин, 2003; Bahr et al., 2007; Ivanov, Lein, 2006; Mizzini et al., 2004; Rusanov et al., 2002; Stadnitskaia et al., 2007]) (II). I. A — поле углеводородных газов («холодной» дегазации); источники метана: a — биогенный; b — выделяемый при разложении органического вещества; c — термокатагенетический; d — газовых и нефтяных месторождений; e — глубоинный; f — вулканов и гидротермальных источников; B — поле углекислых газов («горячей» дегазации). II. Изотопный состав углерода в продуктах дегазации Черноморского бассейна: 1 — сипы и природные осадки (северо-западная часть Черного моря); 2 — сипы прогиба Сорокина; 3 — грязевые вулканы центральной части Западно-Черноморской впадины; 4 — грязевые вулканы юго-восточной части Восточно-Черноморской впадины; 5 — аутигенные карбонаты, 6 — гидрокарбонаты морской воды; 7 — травертины Булганакского грязевого вулкана (Индоло-Кубанский прогиб).

ложения органического вещества; c — термокатагенетический; d — газовых и нефтяных месторождений; e — глубоинный; f — вулканов и гидротермальных источников; B — поле углекислых газов («горячей» дегазации). II. Изотопный состав углерода в продуктах дегазации Черноморского бассейна: 1 — сипы и природные осадки (северо-западная часть Черного моря); 2 — сипы прогиба Сорокина; 3 — грязевые вулканы центральной части Западно-Черноморской впадины; 4 — грязевые вулканы юго-восточной части Восточно-Черноморской впадины; 5 — аутигенные карбонаты, 6 — гидрокарбонаты морской воды; 7 — травертины Булганакского грязевого вулкана (Индоло-Кубанский прогиб).

Fig. 4. Carbon isotopic composition of methane in natural gases, (after [Valyaev, Titkov, 1985; Lukin, 2003; Lukin et al., 2008; Valyaev, Dremin, 2015]) (I) and products of degassing in the Black Sea Basin (after [Kruglyakova et al., 2009; Lein et al., 2002; Lukin, 2003; Bahr et al., 2007; Ivanov, Lein, 2006; Mizzini et al., 2004; Rusanov et al., 2002; Stadnitskaia et al., 2007]) (II). I. A — field of hydrocarbon gases («cold» degassing); methane sources: a — biogenic; b — organic mater decomposition; c — thermo catagenetic; d — gas and oil deposits; e — deep-seated (mantle); f — volcanic and hydrothermal fluids; B — field of hydrothermal and carbon — dioxide fluids. II. Carbon isotopic values of methane in products: 1 — bottom sediments and seepc in the north-west part of the Black Sea; 2 — seeps in Sorokin through; 3 — mud volcanoes in the central part of the Western Black Sea sub basin; 4 — mud volcanoes in the south — east part of the East Black Sea and Tuapse through; 5 — authigenic carbonates; 6 — carbonates in Sea water; 7 — travertines.

ненных тектоническими нарушениями. Часто на дне вокруг вулканов образуются компенсационные прогибы. Субвертикальные эруптивные каналы пересекает всю постэоценовую толщу и углубляются в отложения палеогена и мезозоя, а иногда прослеживаются до поверхности Мохо (например, вулкан Мантыйный) [Шнюков и др., 2015]. По сейсмическим данным в основании майкопа иногда фиксируется понижение скоростей распространения сейсмических волн, которое может быть обусловлено разуплотнением (разрушением) пород и их газонасыщенностью [Scott et al., 2009]. По имеющимся довольно ограниченным данным можно предполагать, что многофазная грязевулканическая активность в этом регионе проявляется с позднего плиоцена до настоящего времени. Формирование и активность грязевых вулканов связаны с избыточным давлением, которое создается как за счет нагрузки мощного слоя осадков, так и притока глубинных флюидов через многочисленные нарушения в утоненной земной коре.

Прогиб Сорокина расположен в северо-западной части Черного моря и на современном этапе является частью Восточно-Черноморской впадины. Он заложился в конце эоцена — начале олигоцена на земной коре континентального типа. В его основании под меловыми отложениями лежат раннемеловые или позднеюрские образования островодужной или рифтовой природы. Прогиб выполнен отложениями майкопа мощностью 5—6 км, среднего и верхнего миоцена, плиоцена, квартера мощностью 3—4 км. Общая мощность осадков достигает 8—10 км (см. рис. 3). Мощность земной коры составляет 32—37 км [Туголесов и др., 1985; Герасимов и др., 2008 и др.]. Прогиб рассматривается как передовой относительно Горного Крыма. Майкопские отложения осложнены тектоническими нарушениями и складчатостью. Складчатость в прогибе сформировалась в результате пологого погружения под Горный Крым поверхности эоцена и срыва вышележащих отложений. Зона диапировых складок, осложненных грязе-

выми вулканами, протягивается вдоль южного борта Горного Крыма. Подводящие каналы и диапировые складки здесь прослеживаются только к основанию майкопа (см. рис. 3). Движущей силой складкообразующих процессов и грязевулканической деятельности является тангенциальное сжатие в северо-западном направлении. Активность грязевых вулканов сопровождается выносом сопочной брекчии, представленной породами, не древнее майкопа, интенсивными выбросами газа, в составе которых преобладает метан (80—99 %). Грязевулканическая брекчия многих грязевых вулканов содержит газогидраты и аутигенные карбонаты, а также глубинные акцессорные минералы разного состава [Шнюков и др., 2015]. В некоторых вулканах обнаружены гомологи метана — этан, пропан, изобутан [Стадницкая, Беленькая, 2000].

Большое количество действующих и потухших вулканов открыто в Индоло-Кубанском прогибе, северная часть которого располагается в южной части Азовского моря, а южная охватывает северную часть Керченского полуострова. Прогиб сформировался на континентальной коре в эоцене — олигоцене в результате задугового спрединга. Современная мощность земной коры составляет 40—45 км. Мощность кайнозойских осадков достигает 8—15 км, 4,0—5,5 км составляют отложения майкопа и 3—4 км среднего миоцена — антропогена [Герасимов и др., 2008]. Осадочные отложения осложнены складчатостью и диапиризмом. Вдоль южного борта выделяется серия инверсионных взбросов. Формирование внутренней структуры прогиба происходило как в условиях горизонтального растяжения (эоцен, олигоцен), так и горизонтального сжатия (поздний миоцен-плиоцен). Максимальное проявление грязевого вулканизма совпадает с зоной максимальных мощностей олигоценых и миоценовых глинистых образований. В осадочной толще повсеместно давление превышает литостатическое. Сопочная брекчия представлена в основном майкопскими породами. В продуктах вул-

канической деятельности отсутствуют газогидраты. В составе газов увеличивается количество углекислоты. Содержание CO_2 изменяется от единиц до 98 %. Высоким содержанием CO_2 характеризуется Булганакская группа вулканов [Шнюков, 2016]. Важной особенностью грязевулканической активности в этом районе является наличие травертинов, образование которых связано с разгрузкой высокотермальных глубинных углекислых вод. Глубинное происхождение флюидов подтверждается повышенным содержанием в них тяжелых изотопов углерода и кислорода, тяжелых редкоземельных элементов, ^3He , самородных минералов и металлических частиц [Лукин, 2009; Шнюков, 2016]. Следует также отметить еще одну особенность грязевулканической деятельности на Керченском полуострове, проявляющуюся в формировании компенсационных прогибов («вдавленных синклиналей»), образование которых очевидно связано с внедрением высоконапорных глубинных флюидов с последующим быстрым снятием давления.

По сейсмическим данным [Krastel et al., 2003; Шнюков и др., 2015] грязевым вулканам сопутствуют субвертикальные зоны аномального волнового поля, которые могут быть связаны с разрушением пород и их газонасыщением, а также с диапировыми структурами. Подводящие каналы пересекают всю толщу постэоценовых осадков, а иногда прослеживаются в эоценовых и даже мезозойских отложениях (до глубин 10—12 км и глубже). Температуры на этих глубинах по геотермическим данным должны достигать 200—300 °С [Kutas et al., 2004; Кутас, 2010], однако продукты грязевулканической деятельности обычно имеют относительно низкую температуру (не выше первых десятков градусов Цельсия). А это означает, что их подъем происходит постепенно и сопровождается интенсивным теплообменом с окружающей средой. Поскольку в каналах, по которым происходит газовая разгрузка и поднятие продуктов грязевулканической деятельности, давление ниже, чем в

окружающих породах, то именно к ним устремляется основной поток флюидов, освобождающихся при уплотнении и дегидратации осадков. Наиболее интенсивно осадки уплотняются до глубин 3—5 км, поэтому можно предполагать, что именно на этих глубинах происходит существенное пополнение грязевулканического потока продуктами дегидратации и дегазации осадков, что подтверждается достаточно высоким содержанием в продуктах струйных газовыделений и грязевулканической деятельности биогенного метана, воды, глинистого материала, карбонатов и газогидратов.

Газовой разгрузке в Черноморском бассейне сопутствуют разнообразные карбонатные постройки и скопления газогидратов. Метановая разгрузка является важным средообразующим фактором. Значительное количество выходящего из донных отложений метана перерабатывается при участии метанотрофных микроорганизмов в твердые карбонатные постройки. Они встречаются практически на всем глубинном интервале сероводородного загрязнения. В их образовании участвует углерод как биогенного происхождения, так и гидрокарбонатов морской воды [Леин и др., 2002; Rusanov et al., 2002; Егоров и др., 2011].

При низких температурах и высоких давлениях вода с метаном образует газогидраты. Благоприятные термобарические условия для образования газогидратов в Черном море существуют в придонном слое осадков при глубинах моря свыше 700 м. Мощность газогидратного слоя зависит от состава газа, глубины моря и геотермических условий. При глубине моря 2200 м и колебаниях геотермического градиента от 50 до 20 °С/км мощность метанового гидратного слоя изменяется от 170 до 400 м [Кутас, 1996; Кутас и др., 1996]. Поэтому газогидраты, которые встречаются в продуктах грязевулканической деятельности, не могли образоваться в очагах зарождения вулканов на больших глубинах, где температуры достигают 200—300 °С.

Можно предположить несколько ва-

риантов образования газогидратов в зоне грязевулканической активности. Газ и вода поднимаются вверх постепенно и накапливаются в промежуточных очагах. Попадая в благоприятные термобарические условия в приповерхностном слое, они образуют газогидраты, которые грязевулканическим потоком выносятся на поверхность. Поскольку при извержении вулкана его канал заполняют продукты с повышенной температурой, то более логичным представляется вариант образования газогидратов в заполненном газом канале после активной фазы. На поверхность они выносятся совместно с другими продуктами в следующую фазу активности. Не исключается также возможность образования газогидратов в приповерхностном слое, насыщенном метаном биогенного и термокаталитического генезиса. С учетом современных термобарических и физико-химических условий осадочной толщи, а также наличия в газогидратах тяжелого изотопа углерода последний вариант представляется более предпочтительным.

Образование газогидратов и их стабильность зависят от давления, температуры, состава газа, минерализации воды. В частности, наличие тяжелых углеводородов и CO_2 повышает температуру гидратообразования, а минерализация воды — снижает. Газогидраты в геологической среде нестабильны. Эта нестабильность обусловлена нестабильностью самой геологической среды, на которую влияет много внутренних и внешних факторов, особенно изменение термодинамических условий. Колебания уровня моря, накопление осадков, изменение климата, нестабильность напряженного состояния земной коры, наличие глубинных потоков флюидов и целый ряд других факторов влияют на термобарические условия и, следовательно, на концентрацию и свойства газа, который в геологической среде может находиться в свободном, растворенном или твердом состоянии. Физическое состояние насыщающего осадочные породы газа существенно влияет на их свойства. Поскольку газ в гидратном состоянии характеризуется

повышенными значениями сейсмических скоростей, то, соответственно, и породы, содержащие газогидраты, выделяются в разрезе по сейсмическим данным более высокими скоростями.

Накопление осадков сопровождается погружением в область более высоких температур нижних горизонтов осадочной толщи и газогидратного слоя. В его основании происходит разложение газогидратов с образованием резервуаров подгидратного свободного газа. В итоге создаются благоприятные условия для маркировки подошвы газогидратного слоя, который по сейсмическим данным выделяется своеобразными псевдодонными отражениями, получившими название Bottom Simulated Reflections (BSR). Но этот процесс неустойчив. Разложение газогидратов сопровождается поглощением тепла и соответственно снижением температуры, которое замедляет или останавливает разложение газогидратов. Масштабное разложение газогидратов может провоцировать снижение тепловых потоков, которое часто наблюдается в молодых бассейнах.

В Черном море происходит непрерывное накопление осадков и постепенное увеличение мощности осадочного слоя. Если в донных осадках в результате бактериального синтеза происходит генерация метана [Леин и др., 2002; Rusanov et al., 2002; Mazzini et al., 2004 и др.], то в благоприятных термобарических условиях (при глубинах моря свыше 700 м) он должен быть в газогидратном состоянии. Создается впечатление, что в бассейне осадконакопления возможен непрерывный процесс образования—разложения газогидратов соответственно на верхней и нижней границах газогидратного слоя. Однако детальный анализ физико-химических процессов и изменения термобарических условий, происходящих в формирующемся осадочном бассейне, исключает такие возможности.

Накопление осадков происходит очень медленно (в среднем несколько десятков сантиметров за миллион лет). Соответственно, также медленно и в целом незна-

чительно изменяется температура осадков (единицы градусов за миллион лет) и генерация газа при их погружении. При таких условиях трудно обосновать возможность быстрого накопления больших объемов газа, необходимых как для образования газогидратов, так и поддержания его струйных выделений в виде мощных фонтанов. При этом следует также учитывать, что одновременно с генерацией газа в приповерхностном слое осадков происходит его геохимическое окисление с образованием карбонатов. Для поддержания реакции гидратообразования необходимо непрерывное поступление больших объемов газа. Его можно обеспечить только за счет притока из более глубоких горизонтов. Участие термогенного метана в образовании газогидратов подтверждается изотопными исследованиями углерода [Лукин, 2003, 2008; Mazzini et al., 2004; Stadnitskaia et al., 2007]. В условиях накопления мощной толщи глинистых слабопроницаемых осадков его интенсивное поступление возможно только по каналам грязевых вулканов, разломным и прибортовыми зонам.

Приведенный обзор имеющихся в настоящее время данных о выделениях газа на дне Черного моря позволяет сделать достаточно обоснованный вывод о больших масштабах, значительном разнообразии и в какой-то мере уникальности этого явления. При попытке анализа его физико-химической и геологической природы обособляется две проблемы. Одна из них касается непосредственно условий образования газа, в первую очередь метана, вторая — условий его миграции и степени трансформации в этом процессе. Существует довольно много предположений относительно образования газа. Часто аномальные газопроявления связывают с разложением газогидратов или разрушением месторождений углеводородов в осадочной толще. Естественно, такие процессы возможны, однако газогидраты и месторождения углеводородов являются продуктами дегазации Земли. Их образование или разложение не решает проблему первичного генезиса газов, а также усло-

вий их миграции и накопления в больших объемах. Эти условия могли существенно изменяться в процессе эволюции Черноморского бассейна.

Изотопно-химическая характеристика углеродных газов Азово-Черноморского региона. Проблема образования метана в морских осадках, как и углеводородов в целом, в настоящее время все еще является дискуссионной, хотя за последние 20—30 лет неоднозначность ее решения уменьшилась благодаря накоплению новых геологических, геофизических, геохимических данных и внедрению более совершенных технологий исследования, в частности широкого использования изотопно-геохимических методов. Изотопный состав углерода и водорода с учетом данных по изотопии гелия позволяет диагностировать возможные и наиболее вероятные источники углерода метана в различных типах природных газов, а также дифференцировать глубинные углеводородные флюидогазовые потоки по условиям их происхождения и миграции. Установленная по результатам современных изотопно-геохимических исследований значительная дифференциация изотопного состава компонентов природных углеродных газов свидетельствует о большом разнообразии их источников, условий образования и миграции, соответствующим определенным термобарическим характеристикам и тектоногеодинамическим типам земной коры (рифтогенным, субдукционным, коллизионным, аккреционным и т. п.). Изменение температуры и глубинности сопровождается фракционированием изотопного состава углерода. В условиях высоких температур увеличивается содержание двуокси углерода и его тяжелого изотопа. На диаграмме (рис. 4), построенной в координатах изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и водорода (δD), приводятся данные об изотопном составе метана из разных типов природных газов. Они образуют два изотопных поля [Валяев, Титков, 1985; Валяев, Дремин, 2015]. Одно образуют углеводородные газы «холодной» дегазации Земли, другое — углекислые

газы «горячей» дегазации (гидротермальной, вулканической активности). Примечательно, что оба изотопных поля частично перекрываются и как бы «выходят» с одного мантийного источника ($\delta^{13}\text{C} \approx -7\text{‰}$) [Валяев, Дремин, 2015]. На углеводородном поле по мере удаления от этого источника происходит постепенное облегчение изотопного состава за счет биогенного углерода, а в противоположном направлении его утяжеление за счет углерода карбонатов. На поле холодной разгрузки обособляется несколько источников метана разного происхождения: биогенного, связанного с деятельностью бактерий ($-100\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -60\text{‰}$, $-380\text{‰} < \delta\text{D} < -180\text{‰}$) или разложением органического вещества ($-70\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -40\text{‰}$, $-320\text{‰} < \delta\text{D} < -200\text{‰}$), термогенного, образующегося при высокотемпературном преобразовании органики ($-60\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -20\text{‰}$, $-250\text{‰} < \delta\text{D} < -100\text{‰}$) или в результате неорганического синтеза ($-40\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -10\text{‰}$, $-150\text{‰} < \delta\text{D} < -70\text{‰}$).

Имеющиеся в настоящее время данные по изотопии природных газов не позволяют провести детальное изотопно-геохимическое районирование земной коры. Но отмеченные выше тенденции можно проследить на различных месторождениях газа и термальных вод во многих регионах мира [Лукин, 2003, 2009; Валяев, Дремин, 2015 и др.] и, в частности, в Кавказско-Черноморском регионе. В зонах кайнозойской вулканической и гидротермальной активности Большого и Малого Кавказа преобладает водно-углекислая разгрузка, а в зонах многократной тектонической активизации земной коры и накопления мощных толщ осадочных отложений без явных признаков интенсивной магматической активности — углеводородная.

Подобные закономерности в изменении химического состава газов и изотопных параметров углерода в углеродных газах сохраняются и в других регионах. Например, в Карпатском регионе в Предкарпатском прогибе в природных газах явно преобладает метан, а в вулканической Выгорлат-Гутинской зоне Закарпатского прогиба

существенно увеличивается количество двуокси углерода. Образование метана в Предкарпатском прогибе происходило при температурах 140—200 °С, а в Закарпатском — свыше 300 °С [Карпатська..., 2004]. Это означает, что месторождения метана в неогеновых отложениях Закарпатского прогиба явно имеют миграционную природу. Они не могли образоваться *in situ*, поскольку температура неогеновых отложений в процессе образования прогиба не превышала 100—150 °С.

В Черном море в метане придонных осадков и струйных газовыделений показатель $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -74 до -20‰ , а в аутигенных карбонатах — от $-46,9$ до $-8,5\text{‰}$ (см. рис. 4) [Леин и др., 2002; Mazzini et al., 2004; Круглякова и др., 2009; Егоров и др., 2011; Rusakov, Kutas 2018 и др.]. Химический и изотопный состав газов изменяется по латерали и глубине. Метан, насыщающий верхние голоценовые осадки, имеет биогенное происхождение ($-80\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -60\text{‰}$). Его образование связано с бактериальным метагенезом в анаэробных условиях на последнем (четвертичном) этапе геологической истории Черноморского бассейна [Леин и др., 2002; Круглякова и др., 2009; Егоров и др., 2011 и др.]. Струйные газовыделения содержат метан биогенной и термогенной природы. В метане газовых сипов северо-западной части Черного моря, в частности в Днепровском каньоне преобладает углерод биогенного генезиса ($-74,5 < \delta^{13}\text{C} < -62,8\text{‰}$) [Леин и др., 2002; Rusanov et al., 2002; Егоров и др., 2011 и др.]. В прогибе Сорокина в отложениях, образование которых связано с грязевулканической деятельностью, увеличивается количество метана термогенной природы ($-88\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -55\text{‰}$). Термогенную природу метана подтверждает присутствие гомологов метана (этана, пропана, бутана), а также преобладание насыщенных углеводородов над ненасыщенными. В аутигенных карбонатах $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -49 до $-15,6\text{‰}$, а в метане газогидратов от -65 до -60‰ [Стадницкая, Беленькая, 2000; Blinova et al., 2003; Mazzani et al., 2004]. В восточной части Черноморской впадины

в продуктах грязевулканической деятельности появляются нефтяные компоненты (грязевые вулканы Нефтяной, Манганари), в составе газов увеличивается количество двуокиси углерода, а в метане — количество тяжелого изотопа углерода [Bahr et al., 2007; Круглякова и др., 2009]. В продуктах грязевулканической деятельности в Западно-Черноморской впадине преобладает метан термогенного генезиса ($-66\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -30\text{‰}$). В аутигенных карбонатах $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от $-24,5$ до $-15,5\text{‰}$, а в гидрокарбонатах, растворенных в морской воде, — от -12 до 7‰ . В кальците из современных травертинов, кристаллизовавшихся из глубоких высокотемпературных углекислых вод Булганакской группы вулканов в Индоло-Кубанском прогибе, $\delta^{13}\text{C}$ увеличивается до $-8,1 \div 17,5\text{‰}$ [Кох и др., 2015].

Метан газовых сипов, грязевых вулканов, газогидратов и даже аутигенных карбонатов в Черноморском бассейне содержит углерод как биогенного, так и хемогенного (минерального) происхождения. Такая смесь углерода разного генезиса могла сформироваться в процессе длительной и многоэтапной эволюции литосферы и многократного перемещения и преобразования ее вещества. Круговорот углеводорода и других элементов (в том числе воды) в земной коре и верхней мантии является, очевидно, определяющим фактором биоминерального синтеза углеводородов. Двойственная природа углерода и влияние на его изотопный состав различных физико-химических условий не позволяют однозначно определять его источник, масштабы и степень трансформации в геологических процессах. Для уменьшения этой неопределенности необходима дополнительная информация, в первую очередь данные о характере и энергетике геодинамической эволюции литосферы, роли глубинных тепломассообменных процессов, изотопии компонентов углеродных газов, а также о химическом составе и изотопии других газов, особенно гелия как индикатора мантийно-корового взаимодействия.

В Черном море исследования изотоп-

ного состава гелия фактически не проводились. Мантийный гелий был обнаружен в районе Днепровского каньона и в прогибе Сорокина в окрестности грязевого вулкана Водяницкого [Holzner et al., 2007]. В настоящее время существует достаточно большой объем информации по гелиевой изотопии в разных геотектонических условиях, в том числе в зонах вулканогидротермальной активности и нефтегазоносности [Валяев, Дремин, 2015]. По ним можно проследить большое разнообразие гелиевых и углерод-гелиевых соотношений, которые контролируются геодинамической ситуацией и геотермическим режимом. Наблюдающаяся тенденция к уменьшению отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в зонах субдукции интерпретируется, как степень влияния рециклинга земной коры и дополнительного обогащения мантии коровым органическим веществом [Дегазация..., 2011; Валяев, Дремин, 2015], а его повышение в продуктах современной вулканической и гидротермальной деятельности в пределах океанов и активных зон континентов — как влияние глубинных мантийных флюидогазовых потоков.

Дегазация как отражение тектоногеодинамической и геотермической эволюции Черноморского бассейна. Дискуссия. Многообразие проявлений дегазации земной коры в Черноморском бассейне и значительная изотопно-геохимическая гетерогенность ее продуктов могут быть обусловлены разными причинами — особенностями геологического развития, составом и состоянием исходного вещества, изменением физико-химических и термобарических условий и др. Их анализ позволяет выявить определенные закономерности, которые согласуются с этапами геодинамической и термодинамической эволюции литосферы как отдельных геотектонических элементов, так и всего Черноморско-Кавказско-Каспийского сектора Альпийского горно-складчатого пояса. В первую очередь это касается особенностей тектонической и магматической активности в пределах региона, коромантийных взаимодействий, структуры зем-

ной коры, наличия разломов, типа и мощности осадков и пр.

Дегазация и геодинамическое развитие Черноморского бассейна. Формирование Черноморского бассейна неразрывно связано с многофазным развитием Альпийского пояса. Оно происходило в мезозойское и кайнозойское время в разных геодинамических условиях (рифтогенных, субдукционных, коллизионных), обусловленных как взаимодействием крупных тектонических плит, так и другими процессами, сопровождавшимися региональными и локальными горизонтальными и вертикальными перемещениями вещества в пределах отдельных разномасштабных тектонических элементов. Геодинамическая гетерогенность проявилась в тектонических, структурных, литологических, гидрологических неоднородностях земной коры, разнообразии магматической и термодинамической активности, развитии осадочных бассейнов и орогенов, а также в особенностях дегазации Земли. Фактически весь Черноморско-Кавказско-Каспийский регион характеризуется интенсивной дегазацией, но в разных геотектонических подразделениях она отличается как по форме проявления (газовые месторождения, грязевый вулканизм, газовые сипы, газогидраты и пр.), так и по химическому и изотопному составу газов (двуокись углерода, метан, гомологи метана, азот и др.). Преобладают углеродсодержащие газы, состав которых в разных геотектонических блоках изменяется от CO_2 до CH_4 . Их образование, очевидно, происходило на базе достаточно однородного и обогащенного углеродом вещества, но в разных геодинамических и геотермических условиях.

Черноморская депрессия в современном виде сформировалась в постмайкопское время на коллизионном этапе развития всего региона. Образование осадочных бассейнов в это время происходило вдоль всей южной границы Восточно-Европейской платформы. Они наложались на структуры разного типа, происхождения и возраста, подвергавшиеся много-

кратной тектонической и геотермической активизации. Их заложение увязывается с закрытием в мезозое палеоокеана Нететис [Okay et al., 1994; Nikishin et al., 2003; 2014; Okay, Nikishin, 2015], которое сопровождалось перемещениями плит, микроплит и террейнов, субдукционными и коллизионными явлениями, формированием надсубдукционных рифтогенных прогибов, деструкцией литосферы, поднятием астеносферы, выносом глубинного вещества в виде продуктов магматической деятельности, потоков флюидов и газов. Большое влияние на эволюцию, строение и состав литосферы оказали субдукционные процессы и погружение в мантию корового вещества, обогащенного летучими элементами и водонасыщенными осадками с пониженной температурой плавления. Погруженное коровое вещество уплотнялось, постепенно нагревалось и частично плавилось при относительно пониженных температурах с отделением расплавов и флюидогазовых потоков. По мере углубления температура и давление повышались, но повышение происходило неравномерно. Повышение давления опережало повышение температуры. Стабилизация температурного режима происходила в течение длительного времени и сопровождалась столь же длительными изменениями параметров литосферы.

В верхнем мелу в тылу Понтидской вулканической дуги заложилась две надсубдукционные впадины (Западно- и Восточно-Черноморская). Их развитие сопровождалось образованием субдукционных и рифтогенных разломов, деструкцией литосферы и утонением земной коры. В конце мела—палеогене началось формирование единого Черноморского бассейна. Он обособился как отдельная геотектоническая единица, в развитии которой прослеживается влияние двух факторов: региональной геотектонической ситуации и внутренних разноглубинных геодинамических и термодинамических процессов. Региональный тектонический фон в регионе контролировался и продолжает контролироваться взаимодействием

литосферных плит, а внутренняя структура литосферы в пределах бассейна формировалась как проявление этого взаимодействия и интенсификации вертикальных глубинных потоков вещества и тепловой энергии.

Сложившаяся на этом этапе геологической истории бассейна тектоническая обстановка была существенно изменена последующими геодинамическими событиями, но ее некоторые фрагменты проявляются в современном строении литосферы и находят отражение в ее активности и дегазации. Впадины формировались в разных геотектонических условиях. Западно-Черноморская впадина образовалась на краю Евразийской плиты в результате постепенного растяжения литосферы по системе разломов нормальной и сбросовой конфигурации. Ее раздробленная, высокопроницаемая и неравномерно нагретая литосфера постепенно погружалась в южном и юго-восточном направлении под вулканическую дугу. Восточно-Черноморская впадина формировалась в условиях сжатия вдоль Кавказско-Крымской вулканической дуги на северо-западном продолжении Закавказского массива в результате сдвиговых перемещений. Ее литосфера активизировалась дважды — в конце мела и в конце эоцена. Особенности эволюции литосферы проявились в ее строении и оказали влияние на условия генерации, миграции, аккумуляции и современного выделения газов. Центральная наиболее погруженная часть Западно-Черноморской впадины, под которой выделяется серия тектонических нарушений в кристаллической коре, характеризуется довольно интенсивной грязевулканической активностью. Продукты вулканической деятельности содержат включения мантийного происхождения. В Восточно-Черноморской впадине одиночные грязевые вулканы выявлены на ее бортах, а в центральной части пока не обнаружены.

В эоцене геотектоническая обстановка изменилась. Коллизионный этап развития бассейна сопровождался сжатием, которое также по-разному отразилось в струк-

туре Западно- и Восточно-Черноморского суббассейнов. С большей интенсивностью оно проявилось в Восточно-Черноморском суббассейне. Здесь с ним связано погружение земной коры под зону Крымско-Кавказского орогенеза и образование Соркинского, Туапсинского, Гурийского передовых прогибов. Образование прогибов сопровождалось формированием в осадочной толще тектонических нарушений, диапировых складок и надвигов. В погружение были втянуты и прилегающие участки континентальной коры. В Черноморском бассейне этот этап характеризуется интенсивным погружением земной коры и накоплением мощной толщи майкопских отложений [Туголесов др., 1985; Nikishin et al., 2014; Okay, Nikishin, 2015 и др.]. Частично это погружение было обусловлено начавшимся в палеогене охлаждением литосферы. Но только частично. Такой вывод следует из несоответствия изменения во времени термального погружения мощности накопившихся осадков [Кутас, 2003, 2010; Shillington et al., 2008, 2009 и др.]. Очевидно, в условиях регионального сжатия и охлаждения должны были происходить и другие процессы, существенно повлиявшие на проседание и утонение земной коры. В зонах субдукции и коллизии погружающееся вещество уплотнялось, частично плавилось и вытеснялось под соседние поднимавшиеся орогены. В краевых частях бассейна коллизионные процессы сопровождалась интенсивными сдвиговыми перемещениями, формированием надвигов, передовых прогибов, а также флюидных и газовых потоков.

Дальнейшее интенсивное погружение и утонение земной коры происходило в постмайкопское время в пределах всего бассейна. Особенности строения коры и характер осадконакопления позволяют высказать предположение о связи этого длительного погружения с постепенным уменьшением объема в основании коры и верхней мантии, обусловленным понижением температуры, кристаллизацией расплавов, фазовыми переходами, дегидратацией, потерей летучих элементов и дру-

гими физико-химическими процессами. Погружение земной коры происходило в условиях изменяющегося напряженного состояния, обусловленного взаимодействием тектонических плит. С взаимодействием Евразийской, Африканской и Аравийской плит связано несколько фаз сжатия и локального растяжения, существенно повлиявших на строение и проницаемость земной коры, активизацию разломов, флюидную и газовую разгрузку. В Западно-Черноморской впадине в условиях интенсивного погружения земной коры происходило ее растяжение вдоль северного борта и сжатие вдоль южного. Микроплита Восточно-Черноморской впадины двигалась в северо-западном и северном направлениях. Ее нижняя часть погружалась под Горный Крым, а толща постэоценовых осадков деформировалась в складки, осложненные глиняным диапиризмом и грязевым вулканизмом. В итоге обособились зоны повышенной и

пониженной проницаемости и дегазации земной коры.

Многофазная эволюция бассейна удовлетворительно согласуется с разнообразными проявлениями дегазации земной коры и вариациями изотопного состава основных компонентов углеродсодержащих газов. Она начинается с накопления в морских бассейнах исходного вещества, обогащенного углеродом разного генезиса и другими летучими элементами. При погружении этого вещества в область повышенных температур в зонах субдукции и коллизии происходит его преобразование. В зависимости от температуры (от глубины погружения) физические параметры и состав продуктов преобразования могут изменяться в широких пределах: от расплавов и гидротермальных потоков, насыщенных двуокисью углерода в области надкритических температур, до обогащенных летучими элементами, углеводородами и водой флюидогазовых потоков в

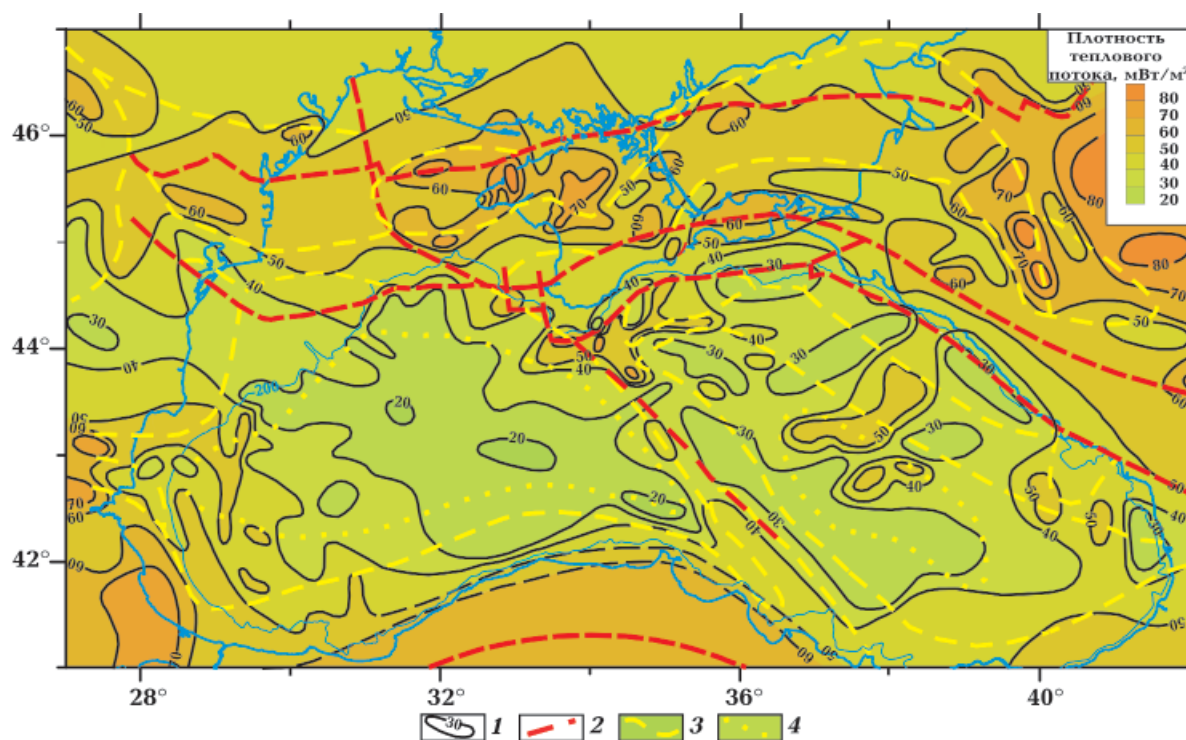


Рис. 5. Схема распределения теплового потока в Черноморском бассейне: 1 — изолинии теплового потока; 2 — разломы; 3 — границы тектонических зон; 4 — области с безгранитной земной корой.

Fig. 5. Scheme of heat flow distribution in the Black Sea Basin: 1 — isolines of heat flow; 2 — faults; 3 — boundaries of tectonic zones; 4 — areas without granitic layer.

области субкритических и докритических температур.

Геотермический режим и катагенетическое преобразование органического вещества. Формирование Черноморского бассейна сопровождалось значительными изменениями теплового режима, которые проявляются в современном тепловом поле в виде многочисленных разномасштабных аномалий (рис. 5). Плотность теплового потока в его пределах и прилегающих районах изменяется от 20—30 до 100 мВт/м² и более. В распределении тепловых потоков существуют определенные региональные и локальные закономерности, которые контролируются как тектонической зональностью и историей развития,

так и геологическими, литологическими, гидрогеологическими и другими неоднородностями земной коры [Kutas et al., 2002, 2004; Кутас, 2010]. Вся глубоководная Черноморская депрессия выделяется региональной аномалией низких тепловых потоков (30—40 мВт/м²) [Кутас, 2010]. Повышение тепловых потоков до 50—70 мВт/м² происходит вдоль континентального склона по всему ее периметру (см. рис. 5). Такая структура теплового поля сложилась в результате погружения бассейна и накопления мощного слоя холодных низко-теплопроводных кайнозойских осадков.

В Западно-Черноморском суббассейне тепловое поле характеризуется слабой дифференциацией. Изолиния теплового

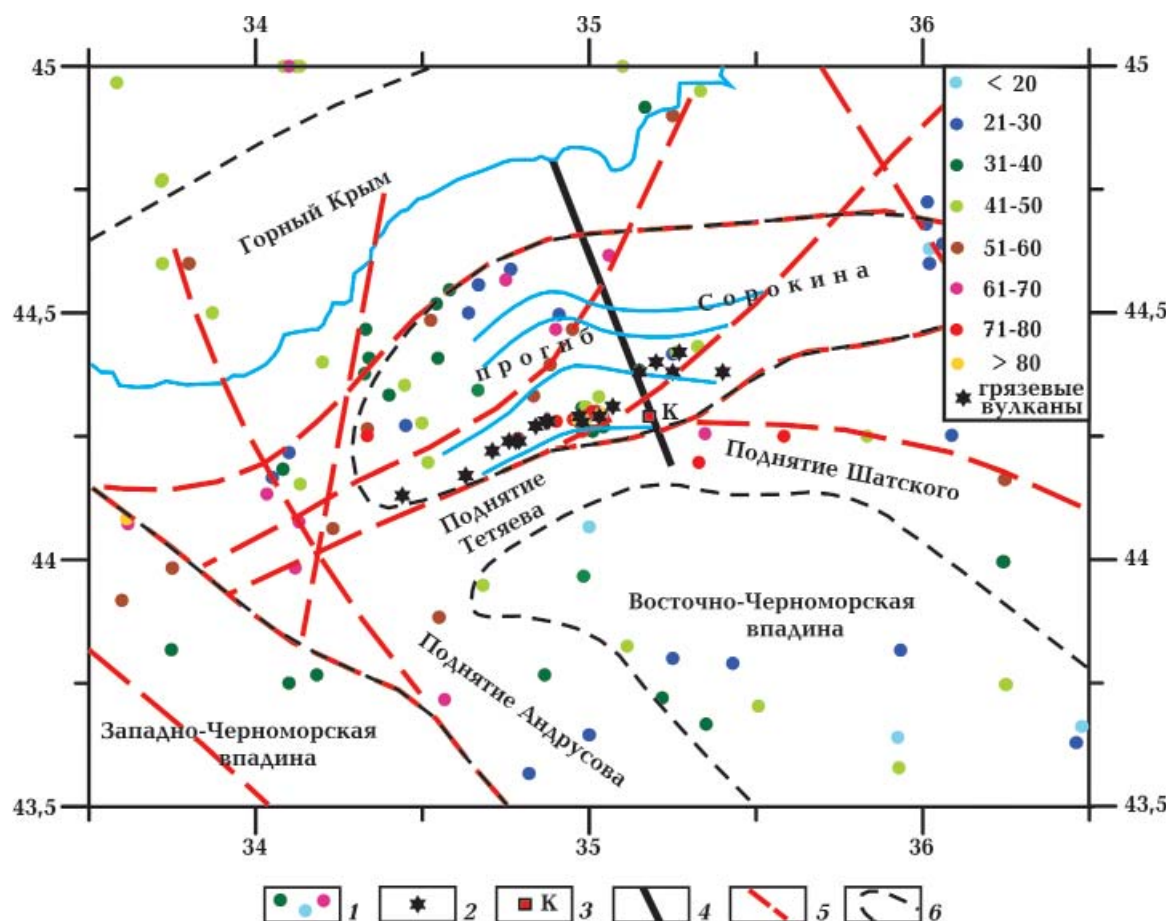


Рис. 6. Распределение теплового потока в прогибе Сорокина: 1 — шкала значений теплового потока (мВт/м²), 2 — грязевые вулканы, 3 — положение вулкана Казакова, 4 — положение профиля 4 (см. рис. 3), 5 — разломы, 6 — границы тектонических зон.

Fig. 6. Heat flow distribution in the Sorokin trough: 1 — squall of heat flow value (mW/m²); 2 — mud volcanoes; 3 — position of Kazakov mud volcano; 4 — position of profile 4 (see fig. 3); 5 — faults; 6 — boundaries of tectonic zones.

потока 30 мВт/м^2 оконтуривает всю центральную наиболее погруженную часть впадины с максимальной мощностью олигоцен-четвертичных отложений. Проявляется несогласованность в распреде-

лении тепловых потоков во впадине со структурами обрамления. В Восточно-Черноморском суббассейне тепловое поле отличается большей дифференциацией. Тепловые потоки изменяются от

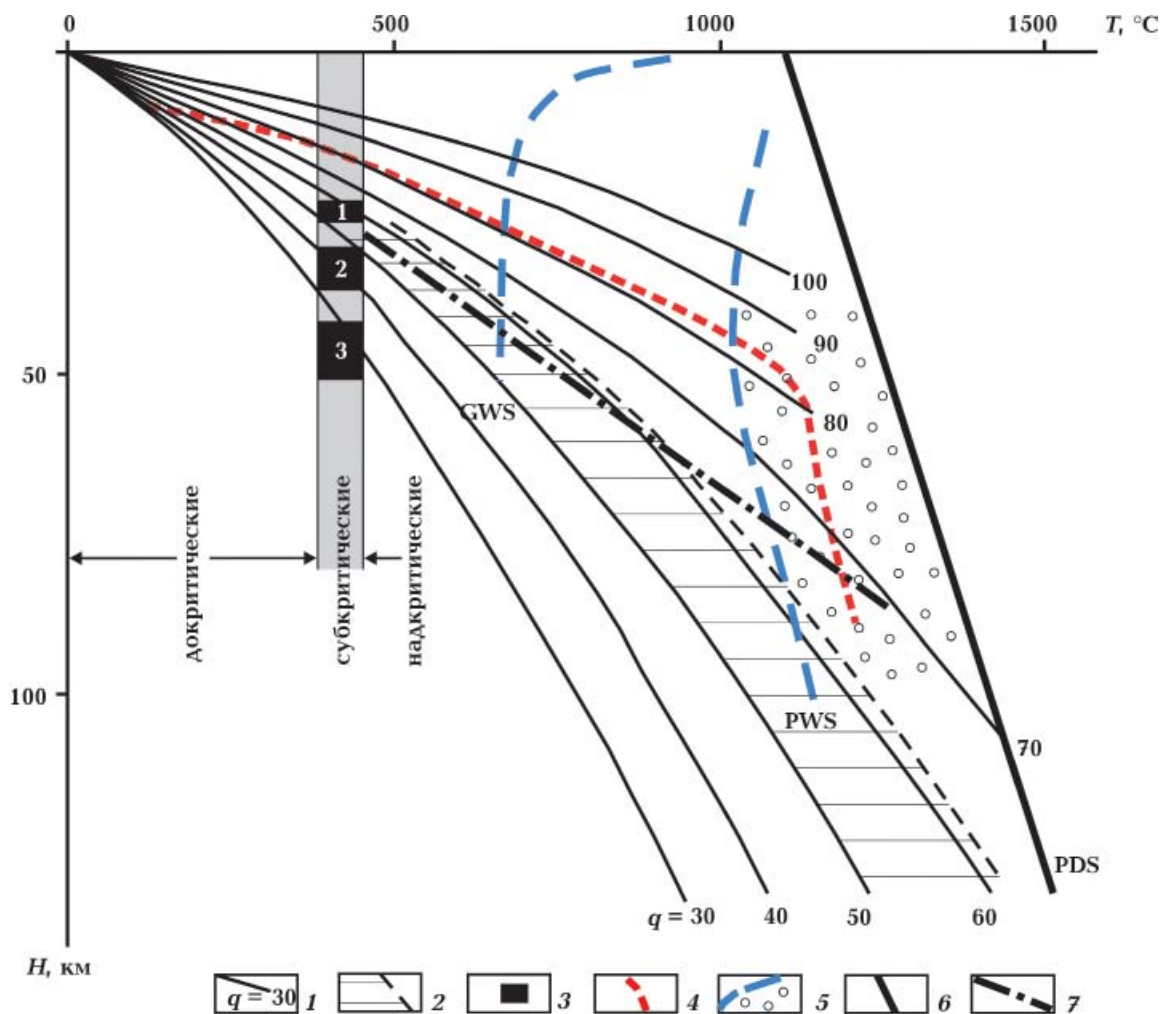


Рис. 7. Температуры в земной коре и верхней мантии под Черноморским бассейном и прилегающими регионами с разной плотностью теплового потока (q): Восточно-Европейской платформой ($q=30\div 50 \text{ мВт/м}^2$), Скифской плитой ($q=50\div 70 \text{ мВт/м}^2$), Черноморским бассейном ($q=50\div 63 \text{ мВт/м}^2$, с поправкой за интенсивное осадконакопление), зонами кайнозойской вулканической активности ($q > 70 \text{ мВт/м}^2$): 1 — современные температуры в земной коре и верхней мантии; 2 — пределы колебаний температур в Черноморском бассейне; 3 — зоны субкритических температур под Западно- и Восточно-Черноморскими суббассейнами (1), шельфовыми зонами (2) и Восточно-Европейской платформой (3); 4 — модельная палеоизотерма для Западно-Черноморского палеорифта (позний мел, 90–85 млн лет); 5 — температура солидуса влажных кислых (GWS) и основных (PWS) пород; 6 — температура солидуса безводных основных пород (PDS); 7 — граница фазового перехода гранатовый гранулит — эклогит.

Fig. 7. Temperatures in Earth crust and upper mantle beneath the Black Sea Basin and adjoin regions with different heat flow density (q): East European Platform ($q=30\div 50 \text{ mW/m}^2$), Scythian Plate ($q=50\div 70 \text{ mW/m}^2$), the Black Sea Basin ($q=50\div 63 \text{ mW/m}^2$, corrected for the high sedimentation), zones of Cenozoic volcanic activity ($q > 70 \text{ mW/m}^2$): 1 — modern temperature in the Earth crust and upper mantle; 2 — limits of temperature fluctuations in the Earth crust of the Black Sea Basin; 3 — subcritical temperatures beneath West and East Black Sea Basins (1), shelf zones (2), East European Platform (3), 4 — modeling paleoisotherm for the West Black Sea paleorift (Late Cretaceous, 90–85 m.y.); 5 — solidus temperature of wet acid (GWS) and basic (PWS) rocks; 6 — melt temperature of dry basic PDS rocks; 7 — granulite — eclogite facies transition.

20 до 60 мВт/м². На фоне относительно низких (30—40 мВт/м²) тепловых потоков выделяется серия разномасштабных положительных аномалий (50—60 мВт/м²). Они в основном связаны с изменениями условий теплопередачи, обусловленными нарушениями структуры земной коры и формированием флюидных потоков в зонах разломов. Распределение тепловых потоков во впадине согласуется с региональными закономерностями в пределах структур обрамления. Существующие особенности в распределении тепловых потоков в Западно- и Восточно-Черноморском суббассейнах можно рассматривать как отражение отмеченных выше различий в их геотектоническом развитии.

Повышенные значения теплового потока в Черноморском бассейне соответствуют поднятиям фундамента, зонам тектонических нарушений, грязевулканической деятельности и диапиризма и другим объектам геодинамической активности. Понижение тепловых потоков наблюдается в прогибах, в зонах интенсивного осадконакопления, надвигообразования, оползней и т. п. Низкие тепловые потоки преобладают в наиболее погруженных участках прогибов Сорокина, Туапсинском, Нижнекамчийском, Истринском и др. На их фоне выделяются локальные интенсивные аномалии, в пределах которых тепловые потоки повышаются иногда до сотен мВт/м². Особенности распределения тепловых потоков в таких прогибах могут быть проиллюстрированы на примере прогиба Сорокина, в котором выполнены наиболее детальные геотермические и геофизические исследования (рис. 6) [Кутас, 2010, 2011; Sheremet et al., 2016]. В его пределах плотность теплового потока изменяется от 20 до сотен мВт/м². Преобладают низкие тепловые потоки (20—40 мВт/м²), а высокие образуют отдельные локальные изомерметрические или узкие линейные аномалии. Такие аномалии выделяются в южной части прогиба вдоль поднятия Тетяева. Они формируются над диапировыми структурами или молодыми грязевыми вулканами (см. рис. 3). В частности, на грязевом

вулкане Двуреченского в период его активности (2002—2004) геотермическими исследованиями в приповерхностном слое осадков были зафиксированы колебания градиентов температуры от 0,02 до 5 °С/м или плотности теплового потока от 25 до 1000 мВт/м² при фоновых значениях градиента температуры 0,020—0,040 °С/м и теплового потока 20—40 мВт/м² [Bohrmann et al., 2003; Кутас и др., 2007; Kutas, Poort, 2008; Feseker et al., 2009]. Такие вариации геотермических параметров проявляются в придонном слое и регистрируются на ограниченных участках выходов глубинных флюидов и грязевых потоков, температура которых на 5—15 °С превышает температуру донных отложений за их пределами, где сохраняются фоновые относительно низкие тепловые потоки [Кутас, 2010].

Повышенной плотностью тепловых потоков характеризуются юго-западный и юго-восточный углы Черноморской впадины, в которых в конце мела и в эоцене проявился активный магматизм [Krastel et al., 2003; Shillington et al., 2008; Кутас, 2010, 2011; Okay, Nikishin, 2015; Sheremet et al., 2016].

Существенные вариации теплового потока наблюдаются в зонах интенсивной флюидогазовой разгрузки. В очагах струйных газовыделений тепловые потоки понижаются (20—25 мВт/м²), а в очагах разгрузки водо-газовых выходов — повышаются (40—100 Вт/м²). Такое различие объясняется разными теплофизическими свойствами воды и газа и, следовательно, разным количеством выносимой водогазовым потоком тепловой энергии в зависимости от содержания в нем воды и газа. Кроме того, выделение газа сопровождается понижением давления, которое компенсируется притоком холодной воды из окружающих пород придонного слоя осадков [Кутас и др., 2007; Kutas, Poort, 2008].

Определяющее влияние на формирование региональных особенностей теплового режима литосферы оказали глубинные тепломассопотоки, сопровождавшие образование бассейна и накопление мощной

толщи осадков в процессе его эволюции. Максимально геотермическая активность, связанная с рифтообразованием и поднятием астеносферы, проявилась в конце мела—палеогене. Плотность теплового потока на этом этапе достигала 80—90 Вт/м², а кровля астеносферы при температуре 1100—1150 °С находилась на глубинах 40—50 км (рис. 7) [Кутас, 2010, 2011].

С палеоцена началось охлаждение литосферы. Понижение тепловых потоков, обусловленное охлаждением литосферы, составило 30—40 мВт/м², а накоплением кайнозойских осадков — 14—20 мВт/м². На современном этапе тепловой поток в придонном слое осадков изменяется от 20 до 40 мВт/м², а на поверхности Мохо — от 30 до 45 мВт/м². Установленные по результатам экспериментальных исследований в придонном слое осадков низкие тепловые потоки не отражают тепловое состояние нижних горизонтов земной коры и верхней мантии, в которых сохраняются повышенные по сравнению с платформенными областями значения температуры. Определенные по результатам моделирования температуры на глубине 50 км изменяются от 600 до 840 °С, на глубине 30 км — от 480 до 620 °С и на глубине 10 км — от 210 до 280 °С. На поверхности Мохо температура изменяется от 450 до 600 °С. Кровля астеносферы выделяется на глубинах от 80 до 120 км [Кутас, 2010].

Неоднородность теплового поля коррелируется с региональными геодинамическими процессами. Повышение геотермической и геодинамической активности связано с накоплением в недрах Земли тепловой энергии и ее разгрузкой в виде глубинных тепломассопотоков. Их поднятие сопровождается изменением термодинамических условий, различными физико-химическими процессами, частичным плавлением и дифференциацией вещества с отделением флюидогазовых потоков. Дегазация Земли фактически является закономерным продуктом ее эволюции. Особенности геотермической истории Черноморского бассейна находят отражение в проявлениях его дегазации. В частно-

сти, в зонах повышенной геотермической активности в Черном море и в Индоло-Кубанском прогибе в составе газов увеличивается количество двуокиси углерода и термогенного метана, а в зоне максимального дробления литосферы в центральной части Западно-Черноморского суббассейна увеличивается количество глубинных самородных минеральных включений [Шнюков, 2016].

Термобарические условия являются одним из главных факторов, контролирующих развитие различных физико-химических процессов, включая образование, состояние и сохранение углеводородов независимо от их биогенного или абиогенного происхождения. В биогенном синтезе образование углеводородов в осадочных бассейнах зависит от степени зрелости органического вещества, которая определяется уровнем максимальных температур и временным интервалом нахождения пород при этих температурах. Одним из наиболее известных показателей степени зрелости органического вещества является коэффициент отражательной способности витринита (R_0) [Лопатин, 1971; Waples, 1980]. По результатам моделирования тепловой истории осадочной толщи Западно-Черноморского суббассейна зона генерации нефти («нефтяное окно» $T=60\div 180$ °С, $R_0=0,5\div 1,3$ %) находится в отложениях майкопа в интервале глубин 2,4—6,0 км (см. рис. 2) [Кутас, 2010; Rusakov, Kutas, 2018]. Зона генерации газоконденсата и «жирного» газа охватывает интервал глубин 6,0—7,5 км в отложениях нижнего майкопа и верхнего эоцена ($T=180\div 250$ °С, $R_0=1,3\div 2,0$ %) и «сухого» газа в отложениях нижнего эоцена — палеогена ($T>250$ °С, $R_0=2,0$ %). В прогибе Сорокина (см. рис. 3) «нефтяное окно» находится в отложениях майкопа в интервале глубин от 2,2 до 7,5 км, а «газовое окно» в отложениях эоцена — верхнего мела на глубинах свыше 7,5 км.

Осадочная толща Черноморского бассейна формировалась постепенно в течение длительного времени. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Соот-

ответственно и температура осадков при их погружении повышается медленно и неравномерно (в среднем не более 10 °С/млн лет). Поэтому созревание органики и образование углеводородов растягивается на десятки (и даже сотни) миллионов лет. Наиболее интенсивно нагревались меловые и палеогеновые осадки. Их температура на глубинах 1,5—2,0 км могла превышать 100 °С. При прочих благоприятных условиях в них могли генерироваться углеводороды. Но с эоцена условия прогрева изменились. Повышение температуры осадков определялось не повышением теплового потока за счет притока тепла из недр Земли, а скоростью их накопления. В наиболее погруженных частях бассейна температуры на современном этапе превышают 300 °С. В них отложения палеогена и мела, находящиеся на глубинах более 8—10 км, уже реализовали свой углеводородный потенциал. В отложениях миоцена и плиоцена коэффициент отражательной способности витринита не превышает 0,5—0,6 %, а реализация углеродного потенциала исходного вещества — 2÷5 % [Русаков, Кутас, 2014].

Источники метана. В Черноморском бассейне выделяющийся из дна моря газ представлен преимущественно метаном с очень широким диапазоном изменения изотопного состава углерода. Такая дифференциация изотопного состава в пределах отдельной геотектонической единицы может свидетельствовать о неоднородности исходного вещества, в частности о наличии углерода органического и неорганического (минерального) происхождения, или об изменяющихся условиях генерации и миграции метана. Большинство исследователей газовой эмиссии в Черном море разделяют точку зрения о биогенном генезисе метана, а вариации изотопного состава углерода в продуктах дегазации объясняют смешиванием в разных пропорциях метана микробиологического и термокатагенного происхождения (с возможным добавлением продуктов крекинга нефти) [Иванов и др., 1989; Ivanov et al., 1996, 2006; Беленькая, 2000; Леин и

др., 2002; Rusanov et al., 2002; Стадницкая, Blinova et al., 2003; Mazzini et al., 2004; Stadnitskaia et al., 2007 и др.]. Первый образуется в придонном слое осадков в анаэробных условиях из неорганических форм углерода с участием бактерий, второй является продуктом преобразования органического вещества осадочных пород в условиях высоких (100—300 °С) температур.

Жизнедеятельность бактерий и соответственно бактериальное продуцирование метана может происходить в толще донных осадков при температурах до 100—120 °С [Rusanov et al., 2002; Егоров др., 2011]. В Черном море такие температуры соответствуют глубинам 3000—3500 м. Но следует отметить, что анаэробные условия в Черном море сложились только 7000—7500 лет назад в результате поступления вод Средиземного моря после раскрытия Босфорского пролива. Следовательно, с учетом скорости накопления осадков мощность придонного слоя, в котором происходит бактериальный метаногенез, не может превышать нескольких десятков метров и генерируемое в нем количество метана не может существенно влиять на общую дегазацию Черноморского бассейна или формирование грязевых вулканов. Естественно, анаэробные условия, сопровождавшиеся бактериальным метагенезом в придонном слое осадков, могли многократно повторяться в процессе эволюции бассейна и способствовать образованию и накоплению карбонатов с большим содержанием биогенного углерода.

Образование термокатагенного метана зависит от содержания в осадочной толще органического вещества, температуры и времени. В процессе эволюции бассейна изменяется скорость накопления осадков, их состав, термодинамические условия и соответственно углеводородный потенциал. Традиционно к нефте- и газогенерирующим в Черноморском бассейне относят глинисто-песчанистые отложения майкопа, которые широко распространены вдоль южной окраины Восточно-Европейской платформы. Их мощность, состав, содержание органического вещества, геотер-

мические условия и, следовательно, углеводородный потенциал существенно изменяются [Баженова и др., 2003; Русаков, Кутас, 2014; Rusakov, Kutas, 2018]. Выше уже отмечалось, что при существовавших в Черноморском бассейне геотермических условиях в майкопских отложениях могли генерироваться только жидкие углеводороды, а в благоприятных условиях для генерации газа находились эоценовые и более древние отложения.

Схема простого смешения газов биогенного и термогенного происхождения в общих чертах согласуется с представленной на рис. 4 диаграммой изменения изотопного состава углерода метана из разных источников. Однако многие особенности образования, распределения, миграции, химического состава газов и изотопного состава их компонентов не укладываются в эту простую схему.

Довольно сложно обосновать большую дифференциацию химического состава газов и изотопии углерода метана в разных секторах Черноморского бассейна и даже в пределах отдельных структур и грязевых вулканов в достаточно однородной и однотипной толще плиоцен-миоценовых отложений, в которых отсутствуют благоприятные условия как для биогенного, так и термогенного газообразования. Значительные вариации состава газов, содержания гомологов метана и нефтепродуктов установлены в миоценовых и олигоценных отложениях в прогибах Сорочкина, Туапсинском, Индоло-Кубанском [Стадницкая, Беленькая, 2000; Круглякова и др. 2009; Егоров и др. 2011; Кох и др., 2015 и др.]. Если все же предположить, что основным газогенерирующим горизонтом являются отложения майкопа, то наиболее интенсивные газовыделения следует ожидать в зонах их максимальной мощности. Однако наиболее интенсивные выделения метана, в составе которого преобладает изотопно-легкий углерод, установлены в северо-западной части бассейна на континентальном склоне и шельфе, где мощность отложений майкопа существенно сокращена или они полностью отсутствуют

[Егоров и др., 2011]. С генерацией метана в майкопских отложениях невозможно согласовать грязевулканическую активность, поскольку выделяемые по сейсмическим данным подводящие каналы грязевых вулканов выходят к основанию майкопских отложений и за их пределы в подстилающие горизонты [Шнюков и др., 2015].

В концепции биогенного генезиса метана в осадках земной коры не находит решения проблема происхождения двуокиси углерода и некоторых других газов, которые в разных количествах присутствуют в газовых потоках. Еще сложнее в рамках этой концепции объяснить присутствие в флюидогазовых потоках ртути и других элементов, а также самородных металлов и разнообразных минеральных образований [Лукин, 2006; Шнюков, 2016]. Их количество и состав существенно различаются в разных зонах Черноморского бассейна, что свидетельствует о возможности их образования в разных термодинамических условиях и поступлении из разных глубинных источников. Во многих регионах в продуктах дегазации установлено повышенное содержание мантийного гелия (^3He) и тяжелых редкоземельных элементов.

Отмеченные особенности проявления дегазации можно рассматривать как достаточно убедительное доказательство большой, если не определяющей роли в этом процессе глубинных флюидогазовых потоков.

Образование глубинных флюидогазовых потоков. Для образования углеводородов и углеродных газов в верхней мантии необходимы определенные термодинамические условия и соответствующий набор химических элементов. Но мантия Земли неоднородна, неравномерно нагрета и деплетирована. Ее состав изменяется по латерали и по глубине. Наиболее деплетирована ее верхняя (надастеносферная) часть. В процессе эволюции она неоднократно подвергалась плавлению и дифференциации. Легкоплавкие и летучие элементы, в том числе и углерод, были вынесены в

земную кору. Поэтому она не может быть источником больших объемов углеродных газов и углеводородов. Их следует искать либо в земной коре, либо в подастеносферной недеплетированной мантии. Таким образом, для образования углеводородов в мантии необходимы особые геодинамические условия, способные обеспечить доставку достаточного количества необходимых исходных элементов в определенные термодинамические условия. Это могут быть флюидогазовые потоки, отделяющиеся при подъеме и плавлении глубинных плюмов, или потоки, образующиеся при погружении, нагреве и возможном частичном плавлении корового вещества в зонах субдукции и коллизии. Этот вывод согласуется с современными представлениями о наличии холодной и горячей дегазации Земли [Дегазация ..., 2011; Валяев, Дремин, 2015, Шестопалов и др., 2018 и др.]. Под глубинным флюидом в данном случае подразумевается многокомпонентная смесь различных элементов и их соединений, находящихся в надкритическом состоянии. Горячие потоки связаны с образованием и дегазацией глубинных плюмов, уходящих корнями в нижнюю мантию. Они образуются в зонах растяжения и деструкции литосферы. Отделяющиеся от них высокотемпературные продукты плавления относительно свободно поднимаются к поверхности по зонам тектонических нарушений и магматическим каналам (магматическим колоннам). Они высокоэнергетичны. Их температура выше температуры плавления астеносферы ($T > 1200 \div 1400$ °C). С ними связаны повышения температуры в верхней мантии и земной коре, ультраосновной и щелочной магматизм. Они характеризуются высоким содержанием мантийного гелия и других продуктов мантийного происхождения. Холодные или углеводородные потоки образуются в верхней мантии и астеносфере зон субдукции и коллизии, обогащенных коровым веществом, содержащим углерод минерального и органического происхождения. Они отделяются при погружении и нагреве коромантийных блоков в виде

водогазовых смесей при температурах, не превышающих температуру солидуса в астеносфере ($T < 1000 \div 1200$ °C), характеризуются низкими значениями гелиевых отношений (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) и повышенным содержанием продуктов корового происхождения. Состав флюидов зависит от глубины их образования, первичного состава пород и степени их плавления, температуры, давления. Поднимаясь в область пониженных температур, они дифференцируются и трансформируются в флюидогазовые системы, главными компонентами которых являются свободный кислород, водород, углерод, а также их производные (CO_2 , CO , H_2 , SiO_2 и др.). Активность свободных элементов и состав их производных определяется термодинамическими условиями. При высоких температурах сохраняется высокая активность кислорода и увеличивается доля продуктов окисления, в том числе и окисленных форм углерода. Свободный углерод при высоких температурах ($T > 1000 \div 1200$ °C) сохраняет устойчивость в форме алмаза и графита.

Для образования углеводородов более благоприятные условия существуют в области низкоэнергетических газовых потоков, которые формируются в верхней мантии субдукционных и коллизионных зон. В зависимости от условий погружения и параметров земной коры их температура может существенно изменяться. Один из вариантов распределения температур в литосфере при плавлении коромантийного слэба представлен на рис. 7.

При поднятии в область пониженных температур, отделившиеся при плавлении коромантийных блоков флюидогазовые системы трансформируются постепенно в сложные минеральные, флюидные и газовые соединения. Образующиеся при этом новые минеральные соединения выпадают из системы, и флюидогазовый поток постепенно обогащается легкоплавкими и летучими соединениями.

В области надкритических температур ($450 < T < 700$ °C) происходит окисление водорода и образуются газожидкостные смеси, содержащие водород, кислород, угле-

род как в свободном, так и в молекулярном состоянии [Кудельский, 2017]. При приближении температуры к субкритическим для воды значениям происходит окисление водорода, образуется молекулярная вода, уменьшается количество и активность кислорода и создаются благоприятные условия для генерации и миграции углеводородных соединений. В области субкритических температур ($374 < T < 450$ °C) единый тепломассовый поток, состоящий из смеси воды, пара и газов, дифференцируется. В области докритических температур от него отделяются потоки газа и слабоминерализованной воды. В зависимости от термодинамических условий химический состав газов и изотопный состав их компонентов может изменяться в широких пределах. В условиях высоких температур и интенсивной магматической активности образуется двуокись углерода, в условиях низких температур и частичного плавления — метан и его гомологи.

Критические температуры под разными геотектоническими элементами находятся на разных глубинах. В Черноморском регионе они выделяются на глубинах от 20—25 км под Восточно- и Западно-Черноморским суббассейнами и увеличиваются до 45—55 км под Скифской и Восточно-Европейской платформами (см. рис. 7). Во всех геотектонических зонах этот интервал температур соответствует условиям гранулитовой фации метаморфизма. Он выделяется в низах земной коры и верхней части подкоревой мантии значительной сейсмической гетерогенностью [Scot et al., 2009], связанной с раздробленностью пород и их неравномерной газонасыщенностью. В частности, понижение сейсмической скорости наблюдается в подкоровом слое верхней мантии Западно-Черноморского суббассейна, который характеризуется активным грязевым вулканизмом. В центральной части Восточно-Черноморского суббассейна в подкоровом слое скорости повышены, а грязевулканическая деятельность отсутствует.

Особо следует отметить, что конденсация воды в области субкритических

температур разрушает единую структуру глубинного флюидогазового потока, изменяет его физическую и энергетическую сущность. Этот процесс сопровождается выделением тепловой энергии и, следовательно, повышением температур в земной коре, инициирующим термическое преобразование органического вещества и дополнительную генерацию углеводородов в осадочной толще.

Образующиеся в результате разложения флюидогазового потока вода, газы и другие продукты накапливаются в основании земной коры (или в верхней мантии). Они выносятся в верхние горизонты земной коры по тектонически ослабленным зонам (разломы, складки, надвиги и пр.) При этом они взаимодействуют с окружающей средой, их химический и изотопный состав изменяется. В составе газов увеличивается количество метана термогенного и микробиогенного происхождения. Важную роль в процессах дегазации играют разломная тектоника и мощность, структура, состав осадочного слоя.

Черноморский бассейн характеризуется густой сетью разломов разного типа и возраста [Старостенко и др., 2015; Rusakov, Pashkevich, 2017]. Их можно объединить в несколько групп [Kutas, 2002; 2004]: региональные разломы, разделяющие крупные геотектонические элементы земной коры, сутурные зоны разного возраста, разломы, связанные с заложением и формированием Черноморского бассейна, тектонические нарушения осадочной толщи. Наиболее активные грязевулканические проявления концентрируются в окрестности сутурных зон и разломов, связанных с образованием бассейна. Газовые сипы локализуются вдоль граничных зон и нарушений в осадочной толще.

Заключение. Черноморский регион характеризуется интенсивной дегазацией, разнообразием ее проявления, значительной дифференциацией химического состава газов и изотопного состава их компонентов. По результатам комплексного анализа этих данных с учетом разнообразной геолого-геофизической информации

можно сделать вывод, что большая гетерогенность газовой эмиссии в этом регионе является отражением закономерностей его геодинамического и геотермического развития. Интенсивной дегазацией характеризуется весь Черноморско-Кавказско-Каспийский регион. Состав углеродсодержащих газов в разных тектонических блоках изменяется от CO_2 до CH_4 . Изменение химического состава контролируется термодинамическими условиями, а изотопный состав углерода — условиями рециклинга земной коры, обеспечивающими дополнительную мобилизацию в верхней мантии корового изотопно-легкого углерода.

Черноморский бассейн как часть этого региона характеризуется метановой «холодной» дегазацией. Преобладание в составе газов метана свидетельствует об относительно однородном распределении в его пределах углерода в земной коре на предсубдукционном этапе развития бассейна и незначительных изменениях термодинамических условий. Но в пределах современного бассейна отмечается заметная дифференциация изотопного состава углерода и большое разнообразие форм проявления дегазации. Они коррелируются с тектоническим районированием домайкопской земной коры и свидетельствуют об изменении на этом этапе структуры земной коры, ее состава и термодинамических условий. Разные блоки земной коры, очевидно, содержали разное количество

углерода органического происхождения. Они погружались с разной скоростью и на разные глубины.

Кайнозойская осадочная толща (олигоцен—плиоцен) играет роль покрывки. Она обеспечивает накопление и сохранность газа мантийного происхождения в нижней коре и верхней мантии и регулирует миграционные процессы. Естественно, при благоприятных термодинамических условиях в ней происходит преобразование органического вещества и генерация углеводородов, которые дополняют глубинный поток.

Выполненный анализ особенностей дегазации Черноморского бассейна на фоне основных закономерностей его развития позволяет сделать заключение, что в этом процессе участвуют по крайней мере три источника метана — микробиологический, термокатагенный и глубинный. Последний играет в процессах дегазации определяющую роль. Он создает общий уровень эмиссии углеродных газов в пределах активного региона, соответствующий определенным геодинамическим условиям. Изменение этих условий приводит к изменению химического состава газа от CO_2 до CH_4 . Два других источника проявляются с разной интенсивностью в земной коре в пределах отдельного бассейна или его составляющих. Они характеризуются пониженным энергетическим потенциалом и, следовательно, пониженными производительными возможностями.

Список литературы

- Баженова О.К., Фадеева Н.П., Сент-Гермес М.А., Тихомирова Е.Е. Условия осадконакопления в восточном Океане Паратетис в олигоцене—раннем миоцене. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология*. 2003. № 6. С. 12—19.
- Валяев Б.М., Титков Г.А. К генезису метана в природных газах (по изотопному составу углерода и водорода). *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 281. № 1. С. 146—150.
- Валяев Б.М., Дремин И.С. Дегазация Земли и природа процессов нефтегазонакопления (изотопно-геохимические и геодинамические аспекты). *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2015. № 2(40). С. 33—49.
- Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В., Белецкий С.В. Геодинамика и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона. *Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов: Сб. докл. VII Междунар. конф. «Крым-2007». 10—16 сентября 2007 г.* Симферополь, 2008. С. 115—150.
- Дегазация Земли и генезис нефтегазовых ме-

- сторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. Отв. ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. Москва: ГЕОС, 2011. 504 с.
- Дудік О.М., Дудік С.О., Іванов В.Г., Чуприна І.С. Нафтогазоносність Прикерченського шельфу за результатами комплексного геохімічного картування і прогнозно-геохімічне моделювання. *Мінеральні ресурси України*. 2010. № 3. С. 27—42.
- Егоров В.Н., Артемов Ю.Г., Гулин С.Б. Метановые сипы в Черном море. Средообразующая и экологическая роль. Севастополь: Экокси-гидрофизика, 2011. 404 с.
- Іванов М.К., Конюхов А.И., Кульчицкий Л.М. Грязевые вулканы в глубоководной части Черного моря. *Вестник МГУ. Сер. геол.* 1989. № 3. С. 48—54.
- Карпатська нафтогазоносна провінція. Ред. В.В. Колодій. Львів-Київ: Український видавничий центр, 2004. 388 с.
- Кох С.Н., Новикова С.А., Сокол Э.В., Меленевский В.И., Маслаков Н.А. Современная минералообразующая система сопки Обручева (Булганакский грязевулканический очаг, Керченский полуостров). *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2015. № 2(40). С. 123—146.
- Круглякова Р.П., Круглякова М.В., Шевцова Н.Т. Геолого-химическая характеристика естественных проявлений углеводородов в Черном море. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2009. № 1. С. 37—51.
- Кудельский А.В. Подземная гидросфера и геофлюиды земной коры и верхней мантии. *Геофиз. журн.* 2017. № 5. С. 3—26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112337>.
- Кутас Р.И. Анализ термомеханических моделей эволюции Черноморского бассейна. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 2. С. 36—47.
- Кутас Р.И. Геотермические разрезы земной коры и верхней мантии Черного моря и его северного обрамления. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 1—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116792>.
- Кутас Р.И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453>.
- Кутас Р.И. Спосіб визначення вмісту газогідратів в придонному шарі морських осаdkів. Патент на винахід № 89104 від 25.12.2009.
- Кутас Р.И. Термодинамичні умови існування газогідратів в осаdках Чорного моря. *Доп. НАН України*. 1996. № 4. С. 103—108.
- Кутас Р.И., Кравчук О.П., Бевзюк М.И. Диагностика газогидратов в придонном слое осаdков Черного моря по результатам измерения их теплопроводности in situ. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 24. № 2. С. 235—244.
- Кутас Р.И., Кравчук О.П., Бевзюк М.И., Стахова Л.И. Результаты геотермических исследований в северной части Черного моря. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 4. С. 49—65.
- Кутас Р.И., Цвященко В.А., Коболев В.П., Кравчук О.П., Бевзюк М.И. Геотермические аспекты образования газогидратов в Черноморской впадине. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 3. С. 20—27.
- Леин А.Ю., Иванов М.В., Пименов Н.В. Генезис метана холодных метановых сипов Днепровского каньона в Черном море. *Докл. РАН*. 2002. Т. 387. № 2. С. 242—244.
- Лопатин Н.В. Температура и геологическое время как факторы углефикации. *Изв. АН СССР. Сер. геологическая*. 1971. № 3. С. 95—106.
- Лукин А.Е. Изотопно-геохимические индикаторы углекислой и углеводородной дегазации в Азово-Черноморском регионе. *Геол. журн.* 2003. № 1. С. 59—73.
- Лукин А.Е. Роль газогидратообразования в формировании нефтегазоносных бассейнов: *Сб. докл. VII Междунар. конф. «Крым-2007». Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины*. Симферополь, 2008. С. 16—49.
- Лукин А.Е. Самородно-металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов — трассеры суперглубинных флюидов. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 2. С. 61—92.
- Лукин А.Е., Донцов В.В., Савиных Ю.В. Основ-

- ной фактор зон интенсивного накопления углеводородов на шельфе Южного Вьетнама и перспективы их поиска в Черном море: *Сб. докл. VII Междунар. конф. «Крым-2007». Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины*. Симферополь, 2008, С. 50—79.
- Русаков О.М., Кутас Р.И. Фата-моргана биогенной доктрины углеводородов в Черном море. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 3—17. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116113>.
- Стадницкая А.Н., Беленькая И.Ю. Состав и происхождение углеводородных газов и их влияние на диагенетическое карбонатобразование (прогиб Сорокина СВ часть Черного моря). В кн.: *Геология Черного и Азовского морей*. Киев: Гнозис, 2000. С. 155—163.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Хрящевская О.И., Столба С.Н., Попадюк И.В. Стратиграфическая основа геолого-геофизических исследований Одесского шельфа (северо-западной части Черного моря): состояние проблемы и пути их решения. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 3. С. 17—31.
- Шестопалов В.М., Лукин А.Е., Згонник В.А., Макаренко А.Н., Ларин Н.В., Бщгуславский А.С. Очерки дегазации Земли. Киев: Изд. Ин-та геологических наук Украины, 2018. 632 с.
- Шнюков Е.Ф. Грязевой вулканизм в Черном море. *Геол. журн.* 1999. № 2. С. 38—47.
- Шнюков Е.Ф. Флюидогенная минерализация грязевых вулканов Азово-Черноморского региона. Киев: Логос, 2016. 196 с.
- Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Клещенко С.А., Коболев В.П., Любицкий А.А., Захаров З.Г. Газовые факелы на дне Черного моря. Киев: Гнозис, 1999. 134 с.
- Шнюков Е.Ф., Ступина Л.В., Парышев А.А., Нетребская Е.Я., Маслаков Н.А., Иноземцев Ю.Н., Крутякова Р.П., Андреев В.М., Гусаков Ю.Н. Грязевые вулканы Черного моря (каталог). Киев: Логос, 2015. 259 с.
- Bahr, A., Pape, T., Bohrmann, G., Mazzini, A., Haeckek, M., Ritz, A., & Ivanov, M. (2007). Authigenic carbonate precipitates from the NE Black Sea: a mineralogical, geochemical and lipid biomarker study. *International Journal of Earth Sciences*, 98 (3), 677—695. doi:10.1007/s00531-007-0264-1.
- Blinova, V.N., Ivanov, M.K., & Mohrmann, G. (2003). Hydrocarbon gases in deposits from mud volcanoes in the Sorokin Trough, North Eastern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 23(3-4), 250—257. doi: 10.1007/s00367-003-0148-8.
- Bohrmann, G., Ivanov, M., Foucher, J-P., Spiess, V., Bialas, J., Greinert, J., Weinrebe, W., Abegg, F., Aloisi, G., Artemov, Y., Blinova, V., Drews, M., Heidersdorf, F., Krabbenhöft, A., Klaucke, I., Krastel, S., Leder, T., Polikarpov, I., Saburova, M., Schmal, O., Seifert, R., Volkonskaya, A., & Zillmer, M. (2003). Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea: new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes. *Geo-Marine Letters*, 23, 239—249. doi: 10.1007/s00367-003-0157-7.
- Dimitrov, L.I. (2002). Mud volcanoes — the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59, 49—76. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00069-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00069-7).
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXX(117-118), 197—324.
- Feseker, T., Pape, T., Wallman, K., Klapp, G., Schmidt-Schierhsm, F., & Bohrman, G. (2009). The thermal structure of the Dvurechenskii mud volcano and its implication for gas hydrate stability and eruption dynamics. *Marine Geology and Petroleum*, 29, 2—12. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.01.021.
- Ivanov, M.K., & Lein, A.Yu. (2006). Fractionation of stable isotopes of carbon and sulfur during biological processes in the Black Sea. In L.N. Neretin (Ed.), *Past and present water column anoxia* (pp. 373—417). Berlin, Heidelberg, Dordrecht, New York City: Springer.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F., & van Weering, T.C.E. (1996). Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Marine geology*, 132(1-4), 253—271. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)00165-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)00165-X).

- Holzner, C.P., McGinnis, D.F., Schubert, C.J., Kirfer, D.M., & Imboden, D.M. (2007). Noble gas anomalies related to high-intensity methane gas seeps in the Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), 396—409. doi: 10.1016/j.epsl.2007.10.029.
- Kazmin, V.C., Schreider, A.A., & Bulychev, A.A. (2000). Early stages of evolution of the Black Sea. In *Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding area* (Vol. 173, pp. 235—249). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Krastel, S., Spiess, V., Ivanov, M.K., Weinrebe, W., Bohrmann, G., Shashkin, P. & Heidersdorf, F. (2003). Acoustic investigations of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 23, 230—238. doi: 10.1007/s00367-003-0143-0.
- Kruglyakova, R.P., Byakov, Y.A., Kruglyakova, M.V., Chalenko, L.A. & Shevtsova, N.T. (2004). Natural oil and gas seeps on the Black Sea Floor. *Geo-Marine Letters*, 24, 150—162. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0171-4>.
- Kutas, R.I. (2002). Heat flow, fault zones and gas seeps in the Black Sea: *VII International conference on gas in marine sediments and natural marine hydrocarbon seepage in the world oceans with applications to the Caspian Sea. Oktober 7-12, 2002*. Baku: Nafta press, 111 p.
- Kutas, R.I., Rusakov, O.M., & Kobolev, V.P. (2002). Gas seeps in northwestern Black Sea: geological and geophysical studies. *Russian geology and geophysics*, 43(7), 698—705.
- Kutas, R.I., Paliy, S.I., & Rusakov, O.M. (2004). Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea. *Geo Marine Letters*, 24, 163—168. doi:10.1007/s00367-004-0172-3.
- Kutas, R., & Poort, J. (2008). Regional and local geothermal conditions in the northern Black Sea. *Intern. International Journal of Earth Sciences*, 97, 353—363. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0216-9>.
- Mazzini, A., Ivanov, M.C., Parnel, J., Stadnitskaia, A., Cronin, B.T., Poludetkina, E., Mazurenko, L., & van Weering, T.C.E. (2004). Methane — related antigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterization and relation to seeping fluids. *Marine Geology*, 212, 153—168. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.08.001>.
- Nikishin, A., Korotaev, M., Ershov, V., & Brunet, M. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 149—168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00286-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00286-5).
- Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Warnier, M., Amelin, N. & Petrov, E. (2014). The Black Sea basins structure and history. New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 636—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.
- Okay, A.I., & Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57, 1051—1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22(3), 267—270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2).
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J. & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195—223. doi:10.1016/0264-8172(95)00042-9.
- Rusakov, O.M., & Kutas, R.I. (2018). Mantle origin of methane in the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(5), 191—207. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147482.
- Rusakov, O.M., & Pashkevich, I.K. (2017). The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening. *Geofizicheskiy zhurnal*, 39(1), 3—16. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.93998>.
- Rusanov, I.I., Lein, A.Yu., Pimenov, N.L., Yusupov, S.K., & Ivanov, N.V. (2002). The Biogeochemical Cycle of Methane on the Northwestern Shelf of the Black Sea. *Microbiology*, 71(4), 479—487. doi:10.1023/A:1019862014508.
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J. & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.

- Sheremet, Ye., Sosson, M., Ratzon, G., Sydorenko, G., Voitsiskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., & Murovskaya, F. (2016). An offshore — on land transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimea margin): Evidence of Paleocene to Pliocene two stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84—100. doi:org/10.1016/j.tecto.2016.09.015.
- Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37, 7—10. doi:10.1130/G25302A.1.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A. & Scott, C.L. (2008). Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: a test of depth-dependant stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), 360—378. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.033.
- Spadini, G., Robinson, A. & Cloetingh, S. (1996). Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139—154.
- Stadnitskaia, A., Ivanov, M.K., Poludetkina, E.N., Kreulen, R., & van Weering, T.C.E. (2007). Sources of hydrocarbon gases in mud volcanoes from the Sorokin Trough, NE Black Sea, based on molecular and carbon isotopic compositions. *Marine and Petroleum Geology*, 25(10), 1040—1057. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.08.001.
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., Legostaeva, O.V., Lebed, T.V., & Savchenko, A.S. (2015). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн.*, 37(2), 3—28. https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298.
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Shnuykov, E.F., Kobolev, V.P., & Kutas, R.I. (2010). Methane in the northern Black Sea: characterization of its geomorphological and geological environments. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat & V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 57—75). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Waples, D.W. (1980). Time and Temperature in Petroleum Formation: Application of Lopatin's Method to Petroleum Exploration. *AAPG Bulletin*, 64(6), 916—926. https://doi.org/10.1306/2F9193D2-16CE-11D7-8645000102C1865D.
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., Limonov, A.F. (1996). Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas. Part II: Black Sea. *Preliminary results of geological and geophysical investigations during the ANAXIPROBE/TTR 3/4 6 cruise of R/v Gelendzik, July 3/4 August, UNES- SO* (pp. 129—226).
- Zonenshain, L.P. & le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123(1-4), 181—211. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90197-6.

Geotectonic and geothermal conditions of the gas discharge zones in the Black Sea

R.I. Kutas, 2020

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

This paper presents the investigation results of geodynamic, geothermal and geochemical conditions of gas emission zones in the anoxic Black Sea Basin. Gases are manifested in the form of seeps, fountains, mud volcanoes (MV), gas hydrates and authigenic carbonates. Several thousand gas seeps and more than 80 MVs have been found in the Black Sea Basin. Most of them are associated with fault zones, abyssal fractures, shale diapir and

others zones of neo-tectonic activity. Gas seeps occur mostly on the outer shelf and in the upper part of continental slope (at a depth of 50—800 m), and MVs are distinguished in the central and the most submerged part of the Western Black Sea sub-basin, as well as in the periphery troughs. Gas hydrates occur in subsurface sedimentary layers near MVs and gas seeps at a water depth of more than 700 m. Methane is the dominant component among natural gases (90—95 %) from seeps and MVs. Methane homologous, carbon dioxide, hydrogen sulphide, nitrogen etc. are also present in different proportions. Breccia from MVs also contains oil components, different minerals (carbonates, sulphides, sulphates, phosphates) and dispersed particles of native metals. Based on seismic refraction data, the feeder channels of MVs penetrate to the base of Maykop sediments or to the Mesozoic basement (at a depth of 10—16 km). An analysis of the isotopic composition of methane from different sources (sediments, seeps, MVs and authigenic carbonates) has been performed. The stable carbon isotopic composition values (^{13}C) range from -90‰ to -30‰ in methane and from -46.9‰ to -8.5‰ in carbonates. Carbon isotopic composition in methane depends on its origin (organic or anorganic), as well as on thermodynamic conditions of its formation and migration. Changes in these conditions are accompanied by changes in chemical composition of hydrocarbon gases (from CO_2 to CH_4), as well as by isotopic composition fractionation of their components. These changes are possible only under mantle conditions. Heterogeneity of carbon isotopic composition in methane of the Black Sea Basin represents the variety of terms of its formation and is coherent with geotectonic zoning at the level of basement, as well as with peculiarities of geodynamic and geothermal conditions. Such coherence attests a significant (maybe even critical) role of abyssal processes in Earth degassing.

Based on comprehensive analysis of manifestation peculiarities of gas emission, chemical and isotopic composition of carbon gases, as well as of geodynamic and geothermal conditions, it can be assumed that methane in the Black Sea Basin seems to be a product of the mixture in variable proportions of methane of different origin with distinct carbon isotopic composition: microbiogenic in near bottom layer of sediments, thermogenic in sedimentary layer and abyssal, entered through the fault zones from mantle in the form of fluid-and-gas flows. Hydrocarbon formation takes place under certain thermodynamic conditions ($250 < T < 700\text{ °C}$) and in presence of primary components (C-H-O) in sufficient quantities. However, there is a lack of carbon in deplete upper mantle. In the course of Earth evolution it was transferred to the earth crust with other volatile elements. Besides, a carbon of biogenic origin was accumulated in the earth crust. Therefore, the respective geodynamic conditions that facilitate the processes of subsidence and earth crust heating (conditions of subduction and collision) are required for hydrocarbon generation. Some other peculiarities of Earth degassing, in particular enrichment of abyssal gas flows with carbon light isotope are also satisfactory explained by Earth crust recycling process.

Key words: Black Sea basin, degassing, mud volcanoes, methane, isotopic composition, geothermal and geodynamic conditions.

References

- Bazhenova, O.K., Fadeeva, N.P., Sent-Germes, M.L., Tikhomirova, E.E. (2003). Depositional environments in the Eastern Ocean Paratethys in the Oligocene-early Miocene. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. Geologiya*, (6), 12—19 (in Russian).
- Valyaev, B.M., & Titkov, H.A. (1985). About methane genesis in natural gases (according carbon and hydrogen isotopic composition). *Doklady AN SSSR*, 281(1), 146—150 (in Russian).
- Valyaev, B.M., & Dremyn, I.S. (2015). Degassing of the Earth and nature of the process oil-gas accumulation (isotopic-geochemical and geodynamic aspects). *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana*, 2(40), 33—49 (in Russian).
- Gerasimov, M.E., Bondarchuk, G.K., & Yudin, V.V. (2008). Geodynamic and tectonic of Azov-Black Sea region. *Report of the VII International Conference «Crimea 2007»: Geodynamics, tectonic*

- and fluid-dynamic oil and gas bearing regions. *Simferopol* (pp. 115—150) (in Russian).
- Dmitriyevskiy, A.N., & Valyayev, B.M. (Eds.). (2011). *Degassing of the Earth and genesis of Oil and Gas Fields*. Moscow: GEOS, 504 p. (in Russian).
- Dudik, O.M., Dudik, S.O., Ivanov, V.G., & Churpyna, I.S. (2010). Petroliferous near Kerch shelf of the Black Sea after results of complex geochemical modelling. *Mineral'ni resursy Ukrayiny*, (3), 41—47 (in Ukrainian).
- Yegorov, V.N., Artemov, Y.G., & Gulin, S.B. (2011). *Methane seeps in the Black Sea: Environment-forming and ecological role*. Sevastopol: Ekosi-Gidrofizika, 404 p. (in Russian).
- Ivanov, M.K., Konyuchov, A.I., & Kulchitsky, L.M. (1989). Mud volcanoes in deep part of the Black Sea. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. Geologiya*, (3), 48—54 (in Russian).
- Kolodiy, V.V. (Ed.). (2004). *Carpathian Petroliferous Province*. Lviv-Kyiv: Ukrainian Publishing Center, 388 p. (in Ukrainian).
- Kokh, S.N., Novikova, S.A., Sokol, E.V., Melevskiy, V.I., & Maslakov, N.A. (2015). The present-forming system of the Obruchev Knoll (the Bulganak mud volcano centre, the Kerch Peninsula). *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana*, (2), 123—146 (in Russian).
- Kruglakova, R.P., Kruglakova, M.V., & Shevtsova, N.T. (2009). Geological-geochemical characterization of natural hydrocarbon shows in the Black Sea. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana*, (1), 37—51 (in Russian).
- Kudelskiy, A.V. (2017). Underground hydro-sphere and geofluids of the Earth's crust and upper mantle. *Geofizicheskiy zhurnal* 39 (5), 3—26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112337> (in Russian).
- Kutas, R.I. (2003). Analysis of thermomechanic models of the Black Sea sedimentary evolution. *Geofizicheskiy zhurnal*, 25(2), 36—47 (in Russian).
- Kutas, R.I. (2011). Geothermal sections of the Earth's crust and the upper mantle of the Black Sea and its northern flanking. *Geofizicheskiy zhurnal*, 33(6), 1—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116792> (in Russian).
- Kutas, R.I. (2010). Geothermal conditions of the Black Sea basin and its flanking. *Geofizicheskiy zhurnal*, 32(6), 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453> (in Russian).
- Kutas, R.I. (2009). Method for determination of gas hydrates content in near sea bottom sediment. Patent for invention № 89104 of 25.12.2009 (in Ukrainian).
- Kutas, R.I. (1996). Thermodynamic conditions of gas hydrates existence in sediments of the Black Sea. *Dopovidi NAN Ukraine*, (4), 103—108 (in Ukrainian).
- Kutas, R.I., Kravchuk, O.P., & Bevzyuk, M.I. (2005). Gas hydrates diagnostics in near bottom sedimentary layer of the Black Sea by results of their heat conductivity in situ measurement. *Geofizicheskiy zhurnal*, 24(5), 235—244 (in Russian).
- Kutas, R.I., Kravchuk, O.P., Bevzyuk, M.I., & Stakhova, L.I. (2007). Results of geothermal investigations in the northern part of the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 29(4), 49—65 (in Russian).
- Kutas, R.I., Tsvyashchenko, V.A., Kobolev, V.P., Kravchuk, O.P., & Bevzyuk, M.I. (1996). Geothermal aspects gas hydrate formation in the Black Sea depression. *Geofizicheskiy zhurnal*, 18(3), 20—27 (in Russian).
- Lein, A.Yu., Ivanov, M.V., & Pimenov, N.V. (2002). Genesis of methane in cold methane seeps in the Dniepercanyon. *Doklady RAN*, 387(2), 242—244 (in Russian).
- Lopatin, N.V. (1971). Temperature and geological time as factors of coalification. *Izvestia AN SSSR. Ser. Geologicheskaya*, (3), 95—106 (in Russian).
- Lukin, A.E. (2003). Isotopic-geochemical indications carbonic and hydrocarbonic degassin. *Heolohichnyy zhurnal*, (1), 59—73 (in Russian).
- Lukin, A.E. (2008). The role of gas hydrate formation in the formation of oil and gas basins: *Collection of reports of the VII International conference «Crimea-2007». Geodynamics, tectonics and fluid dynamics of oil and gas regions of Ukraine. Simferopol* (pp. 16—49) (in Russian).
- Lukin, A.E. (2009). Native-metal micro- and nano-inclusions in the formations of oil and gas

- basins — as tracers of super-deep fluids. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31(2), 61—92 (in Russian).
- Lukin, A.E., Dontsov, V.V., & Savinyh, Yu.V. (2008). The basic factor of intensive hydrocarbons accumulation zones within South-Vietnam shelf and outlooks for such zones prospecting in the Black Sea: *Collection of reports of the VII International conference «Crimea-2007». Geodynamics, tectonics and fluid dynamics of oil and gas regions of Ukraine. Simferopol* (pp. 50—79) (in Russian).
- Rusakov, O.M., & Kutas, R.I. (2014). Fata morgana of biogenic doctrine of hydrocarbons in the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(2), 3—17. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116113> (in Russian).
- Stadnitskaya, A.N., & Belenkaya, I.Yu. (2000). Composition and origin of hydrocarbon gases and their influence on diagenetic carbonate formation (Sorokin trough, NE part of the Black Sea). In *Geology of the Black and Azov Sea* (pp. 155—163). Kiev: Hnosis (in Russian).
- Tugolesov, D.A., Gorshkov, A.S., Meysner, L.B., Solovyev, V.V., & Khakhalev, E.M. (1985). *Tectonics of Mesozoic-Cenozoic deposits of the Black Sea basin*. Moscow: Nedra, 216 p. (in Russian).
- Khryashchevskaya, O.I., Stovba, S.N., & Popadyuk, I.V. (2009). Stratigraphic basis of geological-geophysical studs of the Odessa shelf on northern part of the Black Sea: state problems and the ways of their solution. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31(3), 17—31 (in Russian).
- Shestopalov, V.M., Lukin, A.E., Zgonnik, V.A., Makarenko, A.N., Larin, N.V., & Bohuslavskiy, A.S. (2018). *Essays on Earth degassing*. Kiev: Ed. of the Institute of Geological Sciences of Ukraine, 632 p. (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F. (1999). Mud volcanism the Black Sea. *Heolohichnyy zhurnal*, (2), 38—47 (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F. (2016). Ore-forming fluid mineralization of mud volcanoes of the Azov-Black Sea region. Kiev: Logos, 196 p. (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F., Pasyukov, A.A., Kleshchenko, S.A., Kobolev, V.P., Lyubitskiy, A.A., & Zakharov, Z.G. (1999). *Gas springs on the floor of the Black Sea*. Kiev: Hnosis, 133 p. (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F., Stupina, L.V., Paryshev, A.A., Netrebskaya, E.Ya., Maslakov, N.A., Inozemtsev, Yu.I., Kruglyakova, R.P., Andreev, V.M., & Gusakov, Yu.N. (2015). *Mud volcanoes of the Black Sea (catalog)*. Kiev: Logos, 259 p. (in Russian).
- Bahr, A., Pape, T., Bohrmann, G., Mazzini, A., Haeckek, M., Ritz, A., & Ivanov, M. (2007). Authigenic carbonate precipitates from the NE Black Sea: a mineralogical, geochemical and lipid biomarker study. *International Journal of Earth Sciences*, 98 (3), 677—695. doi:10.1007/s00531-007-0264-1.
- Blinova, V.N., Ivanov, M.K., & Mohrmann, G. (2003). Hydrocarbon gases in deposits from mud volcanoes in the Sorokin Trough, North Eastern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 23(3-4), 250—257. doi: 10.1007/s00367-003-0148-8.
- Bohrmann, G., Ivanov, M., Foucher, J-P., Spiess, V., Bialas, J., Greinert, J., Weinrebe, W., Abegg, F., Aloisi, G., Artemov, Y., Blinova, V., Drews, M., Heidersdorf, F., Krabbenhöft, A., Klaucke, I., Krastel, S., Leder, T., Polikarpov, I., Saburova, M., Schmal, O., Seifert, R., Volkonskaya, A., & Zillmer, M. (2003). Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea: new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes. *Geo-Marine Letters*, 23, 239—249. doi: 10.1007/s00367-003-0157-7.
- Dimitrov, L.I. (2002). Mud volcanoes — the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59, 49—76. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00069-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00069-7).
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXX(117-118), 197—324.
- Feseker, T., Pape, T., Wallman, K., Klapp, G., Schmidt-Schierhsm, F., & Bohrman, G. (2009). The thermal structure of the Dvurechenskii mud volcano and its implication for gas hydrate stability and eruption dynamics. *Marine Geology and Petroleum*, 29, 2—12. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.01.021.
- Ivanov, M.K., & Lein, A.Yu. (2006). Fractionation of stable isotopes of carbon and sulfur during biological processes in the Black Sea. In L.N. Neretin (Ed.), *Past and present water column anoxia* (pp. 373—417). Berlin, Heidelberg, Dordrecht, New York City: Springer.

- Ivanov, M.K., Limonov, A.F., & van Weering, T.C.E. (1996). Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Marine geology*, 132(1-4), 253—271. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)00165-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)00165-X).
- Holzner, C.P., McGinnis, D.F., Schubert, C.J., Kirfer, D.M., & Imboden, D.M. (2007). Noble gas anomalies related to high-intensity methane gas seeps in the Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), 396—409. doi: 10.1016/j.epsl.2007.10.029.
- Kazmin, V.C., Schreider, A.A., & Bulychev, A.A. (2000). Early stages of evolution of the Black Sea. In *Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding area* (Vol. 173, pp. 235—249). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Krastel, S., Spiess, V., Ivanov, M.K., Weinrebe, W., Bohrmann, G., Shashkin, P. & Heidersdorf, F. (2003). Acoustic investigations of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 23, 230—238. doi: 10.1007/s00367-003-0143-0.
- Kruglyakova, R.P., Byakov, Y.A., Kruglyakova, M.V., Chalenko, L.A. & Shevtsova, N.T. (2004). Natural oil and gas seeps on the Black Sea Floor. *Geo-Marine Letters*, 24, 150—162. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0171-4>.
- Kutas, R.I. (2002). Heat flow, fault zones and gas seeps in the Black Sea: *VII International conference on gas in marine sediments and natural marine hydrocarbon seepage in the world oceans with applications to the Caspian Sea. Oktober 7—12, 2002*. Baku: Nafta press, 111 p.
- Kutas, R.I., Rusakov, O.M., & Kobolev, V.P. (2002). Gas seeps in northwestern Black Sea: geological and geophysical studies. *Russian geology and geophysics*, 43(7), 698—705.
- Kutas, R.I., Paliy, S.I., & Rusakov, O.M. (2004). Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea. *Geo Marine Letters*, 24, 163—168. doi:10.1007/s00367-004-0172-3.
- Kutas, R., & Poort, J. (2008). Regional and local geothermal conditions in the northern Black Sea. *Intern. International Journal of Earth Sciences*, 97, 353—363. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0216-9>
- Mazzini, A., Ivanov, MC, Parnel, J., Stadnitskaia, A., Cronin, BT., Poludetkina, E., Mazurenko, L., & van Weering, T.C.E. (2004). Methane — related antigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterization and relation to seeping fluids. *Marine Geology*, 212, 153—168. <https://doi.org/10.1016/j.mar-geo.2004.08.001>.
- Nikishin, A., Korotaev, M., Ershov, V., & Brunet, M. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 149—168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00286-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00286-5).
- Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Warnier, M., Amelin, N. & Petrov, E. (2014). The Black Sea basins structure and history. New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 636—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2014.08.017>.
- Okay, A.I., & Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Lurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57, 1051—1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22(3), 267—270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2).
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J. & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195—223. doi:10.1016/0264-8-172(95)00042-9.
- Rusakov, O.M., & Kutas, R.I. (2018). Mantle origin of methane in the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(5), 191—207. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147482.
- Rusakov, O.M., & Pashkevich, I.K. (2017). The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening. *Geofizicheskiy zhurnal*, 39(1), 3—16. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.93998>.
- Rusanov, I.I., Lein, A.Yu., Pimenov, N.L., Yusupov, S.K., & Ivanov, N.V. (2002). The Biogeochemical Cycle of Methane on the Northwestern Shelf of the Black Sea. *Microbiology*, 71(4), 479—487. doi:10.1023/A:1019862014508.

- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J. & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.
- Sheremet, Ye., Sosson, M., Ratzon, G., Sydorenko, G., Voitsiskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., & Murovskaya, F. (2016). An offshore — on land transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimea margin): Evidence of Paleocene to Pliocene two stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84—100. doi:org/10.1016/j.tecto.2016.09.015.
- Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37, 7—10. doi:10.1130/G25302A.1.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A. & Scott, C.L. (2008). Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: a test of depth-dependant stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), 360—378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.033>.
- Spadini, G., Robinson, A. & Cloetingh, S. (1996). Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139—154.
- Stadnitskaia, A., Ivanov, M.K., Poludetkina, E.N., Kreulen, R., & van Weering, T.C.E. (2007). Sources of hydrocarbon gases in mud volcanoes from the Sorokin Trough, NE Black Sea, based on molecular and carbon isotopic compositions. *Marine and Petroleum Geology*, 25(10), 1040—1057. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.08.001.
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., Legostaeva, O.V., Lebed, T.V., & Savchenko, A.S. (2015). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Shnuykov, E.F., Kobolev, V.P., & Kutas, R.I. (2010). Methane in the northern Black Sea: characterization of its geomorphological and geological environments. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat & V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 57—75). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Waples, D.W. (1980). Time and Temperature in Petroleum Formation: Application of Lopatin's Method to Petroleum Exploration. *AAPG Bulletin*, 64(6), 916—926. <https://doi.org/10.1306/2F9193D2-16CE-11D7-8645000102C1865D>.
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., Limonov, A.F. (1996). Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas. Part II: Black Sea. *Preliminary results of geological and geophysical investigations during the ANAXIPROBE/TTR — 6 cruise of R/v Gelendzik, July—August, UNESCO* (pp. 129—226).
- Zonenshain, L.P. & le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123(1-4), 181—211. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90197-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90197-6).

Геотектонічні та геотермічні умови зон флюїдного і газового розвантаження в Чорному морі

Р.І. Кутас, 2020

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Наведено результати дослідження геодинамічних, геотермічних і геохімічних умов зон газової емісії в анаеробному басейні Чорного моря. Виділення газу в осадовій товщі і на її поверхні виявляються у вигляді фонтанів, сипів, грязьових вулканів, газо-

вих гідратів, аутигенних карбонатів. У Чорноморському басейні виявлено декілька тисяч газових сипів і понад 80 грязьових вулканів. Вони розміщуються переважно в зонах тектонічних порушень, глибинних розломів, глиняних діапїрів та інших проявів неотектонічної активності. Більшість газових сипів концентруються на зовнішньому шельфі та у верхній частині континентального схилу (в інтервалі глибин 50—800 м), а грязьові вулкани — у центральній, найбільш зануреній частині Західночорноморського суббасейну і в периферійних прогинах. Газові гідрати трапляються поблизу газових сипів і грязьових вулканів у приповерхневому шарі осаdів за глибини моря понад 700 м. Серед газів переважає метан (90—95 %). Як домішки зафіксовано також гомологи метану, діоксид вуглецю, сірководень, азот та ін. У брекчії грязьових вулканів містяться нафтопродукти, різні мінерали (карбонати, сульфїди, сульфати, фосфати), дисперсні частинки самородних металів. За сейсмічними даними підвідні канали грязьових вулканів проникають до підшви майкопських відкладів або мезозойського фундаменту (до глибин 10—16 км).

Проаналізовано ізотопний склад метану із різних джерел (осадів, сипів, грязьових вулканів та аутигенних карбонатів). Показник ізотопного складу вуглецю ($\delta^{13}\text{C}$) змінюється від -90 до -30 ‰ у метані і від $-46,9$ до $-8,5$ ‰ у карбонатах. Ізотопний склад вуглецю у метані залежить від його походження (органічного чи неорганічного), термодинамічних умов утворення та міграції. Зміна цих умов супроводжується зміною хімічного складу вуглеводневих газів (від CO_2 до CH_4) і фракціонуванням ізотопного складу їх компонентів. Такі зміни можливі лише в мантійних умовах. Гетерогенність ізотопного складу вуглецю в метані Чорноморського басейну відображає різноманітність умов його утворення і узгоджується з геотектонічним районуванням на рівні фундаменту та особливостями геодинамічного й геотермічного режиму. Така узгодженість свідчить про значну (якщо не вирішальну) роль глибинних процесів у дегазації Землі.

За комплексним аналізом особливостей вияву газової емісії, хімічного та ізотопного складу вуглецевих газів, геодинамічних і геотермічних умов можна припустити, що метан у Чорноморському басейні є продуктом змішування в змінних пропорціях метану різного походження з відмінним ізотопним складом вуглецю: мікробіогенного у придонному шарі осаdів, термогенного в осаdовому шарі й глибинного, що надходить по розломних зонах із мантії у вигляді флюїдогазових потоків. Вуглеводні утворюються за певних термодинамічних умов ($250 < T < 700$ °C) і наявності в достатній кількості вихідних елементів (C—H—O). Втім у деплетованій верхній мантії бракує вуглецю. В процесі еволюції Землі він разом з іншими леткими елементами був переміщений в земну кору. Крім того, в земній корі накопичився вуглець біогенного походження. Отже, для генерації вуглеводнів необхідні відповідні геодинамічні умови, які сприяють зануренню і нагріванню земної кори (умови субдукції та колізії). Рециклінг земної кори задовільно пояснює і деякі інші особливості дегазації Землі, зокрема збагачення глибинних газових потоків легким ізотопом вуглецю.

Ключові слова: Чорноморський басейн, дегазація, грязьові вулкани, метан, вуглець, геотермічні та геодинамічні умови.