

А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк
A.N. Dmitrievsky, I.E. Balanyuk

Газогидраты морей и океанов – источник углеводородов будущего
Gas hydrates of seas and oceans – a hydrocarbon source of the future

А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк
A.N. Dmitrievsky, I.E. Balanyuk

Газогидраты морей и океанов –
источник углеводородов будущего
Gas hydrates of seas and oceans –
a hydrocarbon source of the future

Москва 2009

Открытое акционерное общество «Газпром»
Информационно-рекламный центр газовой промышленности
(ООО «ИРЦ Газпром»)

МАТЕРИАЛЫ ПО НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОМУ СОТРУДНИЧЕСТВУ

А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк

**ГАЗОГИДРАТЫ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ –
ИСТОЧНИК УГЛЕВОДОРОДОВ БУДУЩЕГО**

A.N. Dmitrievsky, I.E. Balanyuk

**GAS HYDRATES OF SEAS AND OCEANS –
A HYDROCARBON SOURCE OF THE FUTURE**

Москва 2009


УДК 553.981:548.562(26)

Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е. Газогидраты морей и океанов – источник углеводородов будущего. – М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2009. – 416 с.

В дополненной версии монографии рассматриваются вопросы происхождения газогидратов Мирового океана: ресурсов, экологии и проблем освоения. Более подробно раскрыто образование газогидратов на океанском дне, что вызвано необходимостью разработки новой концепции по их обнаружению, последствиями возможных рисков при освоении морских месторождений. В связи с актуальностью освоения месторождений Арктического шельфа значительно расширена глава «Возможность образования газогидратов в условиях Баренцевоморского и Норвежского морей». В обновленной версии книги освещены экологические и климатические проблемы, связанные с освоением морских газогидратов, проанализированы все возможные их выходы, начиная от арктических областей России и заканчивая Антарктидой. Особое внимание уделено гидротермальной деятельности и полигенному образованию газогидратов в наиболее активных районах океанского дна – рифтовых зонах и в зонах субдукции. Значительное место в монографии отведено построению модели океанической коры, ее серпентинизации и геохимии этого процесса. В работе рассмотрен флюидный режим верхней коры. Показан механизм образования газогидратов за счет тепловой конвекции, сделан вывод, что он может привести к образованию скоплений газогидратов на склонах срединно-океанических хребтов. Существенная роль в работе отводится грязевым вулканам. Парагенез формирования газогидратов и грязевых вулканов является поисковым критерием обнаружения новых месторождений УВ. Численные модели, описанные в монографии, позволяют оценить потенциальные ресурсы газогидратов, определить стратегию поисковых работ, ранжировать известные участки, провести региональный обзор для поисковых работ геологов и геофизиков.

Dmitrievsky A.N., Balanyuk I.E. Gas hydrates of seas and oceans – a hydrocarbon source of the future. – M.: IRTs GAZPROM LTD, 2009. – 416 p.

In the new version of the monograph authors expand the scientific scope related to gas hydrates formation on the ocean bed. The main reason is the necessity of consideration of the problem of development of a new conception for gas hydrates discovery and of consequences of possible risks of exploitation of marine fields. The chapter «About possibility of gas hydrate formation in the Barents Sea conditions» was noticeably extended due to urgency of the Arctic shelf fields development. In the renewed version of the monograph the authors touched upon the mankind pressing ecological and climatic problems related to the gas hydrates development and analyze all possible gas hydrate outcomes from Russian Arctic to Antarctic. A special attention was paid for hydrothermal activity of the ocean and for possibility of gas hydrates formation in the most active zones of the ocean floor, namely rift and subduction zones. A sizeable part of the monograph is devoted to development of the ocean crust model, its serpentization problems and to the process geochemistry. The fluid regime of the upper crust is examined. A suggested conception of crust waveguides explains the origin of non-conventional deposits including gas hydrate fields. A mechanism of gas hydrates formation due to heat convection is considered for the first time. The mechanism was shown to lead to gas hydrate accumulation on slopes of the mid-ocean ridge. An essential role is given to mud volcanoes. A genesis of gas hydrate formation is a prospecting criterion for the new hydrocarbon deposits detection. It is shown that widespread of gas hydrates in bed sediments of seas and oceans give rise not only to new possibilities of increase of hydrocarbon resources but to important industrial and ecological problem. One of the most complicated engineering problems under the condition of instability of gas hydrates deposits on the ocean floor is the sea deposits operation, oil platforms construction and pipelining. The numerical models presented in the monograph allow assessment of potential gas hydrates resources, determination of prospecting works strategy, ranking of known areas, carrying out a regional overview for searching works of geologists and geophysicists.



**ГАЗОГИДРАТЫ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ –
ИСТОЧНИК УГЛЕВОДОРОДОВ БУДУЩЕГО**

2-е издание, дополненное

**(ГАЗОГИДРАТЫ МИРОВОГО ОКЕАНА –
РЕСУРСЫ, ЭКОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ)**

ВЕДЕНИЕ

Газогидраты представляют собой твердое соединение газов и воды, иногда с включениями льда. Это очень неустойчивое вещество, существующее в узком диапазоне температур и давления. Оно встречается на дне океанов (на глубинах около 500 м) и в полярных районах, где господствуют низкие температуры. Существует мнение, что общий объем газогидратов очень большой и на один-два порядка превышает объем разведанных запасов нефти и газа во всем мире. В связи с этим становится понятным, почему многие страны, такие как США, Япония, Индия, Норвегия, Канада и др., создают национальные программы и научно-исследовательские центры по изучению газогидратов морей и океанов. Эти исследования уже принесли обнадеживающие результаты. Руководители многих нефтяных компаний проблему изучения газогидратов морей и океанов рассматривают как поисковый признак крупных месторождений углеводородов.

Газогидраты относятся к метастабильным образованиям и существуют в природе в условиях, близких к границе их фазовой устойчивости. Незначительные изменения температуры и давления способны вызвать необратимый процесс их разложения, связанный с освобождением в окружающую среду огромного количества метана и воды, образуя оползни и обвалы. Широкое распространение газогидратов в донных отложениях морей и океанов помимо позитивной возможности прироста запасов углеводородов создает важнейшую промышленную и экологическую проблему. Одна из серьезных инженерных проблем в условиях нестабильности газогидратных отложений на морском дне – это эксплуатация морских месторождений, постройка нефтяных платформ и прокладка трубопровода. С подобной проблемой газовики столкнулись при прокладке газопровода Россия–Турция.

В силу неустойчивости и специфики залегания газогидратов их добыча является весьма проблематичной и, скорее, относится к технологиям будущего. Тем не менее, ввиду ограниченности общих запасов углеводородного сырья во всем мире газогидраты морей и океанов привлекают все большее и большее внимание.

Одним из наиболее перспективных направлений в исследовании дна океана является изучение гидротермальных полей в наиболее активных районах океанского дна – в рифтовых зонах, где происходит раздвижение океанского дна, подъем к его поверхности глубинного вещества и формирование новой коры. Активная вулканическая деятельность в этих районах сопровождается образованием мощных гидротермальных систем, осуществляющих мобилизацию, перенос и отложение целого ряда химических элементов (рис. 1). Широко известно, что в результате гидротермальной деятельности образуются рудные месторождения с высокой концентрацией железа, марганца, никеля, меди, кобальта и др.

Гораздо менее известно, что гидротермальная активность в этих регионах имеет другое важное, но не столь очевидное, на первый взгляд, следствие – образование углеводородов в форме газогидратов. Результатом исследований явилось создание полигенной гипотезы о том, что газогидратные залежи на мелководных склонах срединно-океанических хребтов образуются в результате действия нескольких факторов: тепловой конвекции воды в трещиновато-пористых породах коры, реакции серпентинизации коры и бактериального фактора. При серпентинизации происходит интенсивное выделение метана, что является благоприятной средой для бактериальной деятельности, значительно ускоряющей процесс, а условия конвекции воды в пористых средах способствуют образованию газогидратов в приповерхностных слоях океанической коры. В процесс гидратообразования вовлекается также углекислый газ, растворенный в морской воде. Многофакторность процесса газогидратообразования позволяет рассматривать его как полигенный.

Авторы выражают особую благодарность участникам морских экспедиций Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова докторам наук И.О. Мурдмаа, Е.В. Ивановой, Л.Р. Мерклин, О.В. Левченко за предоставленный материал и научные консультации. Особенно хотелось бы поблагодарить ученых Олега Георгиевича Сорохтина и Андрея Владимировича Каракина за интересные идеи и физические модели, а также доктора наук Ю.А. Повещенко за разработку численных моделей.

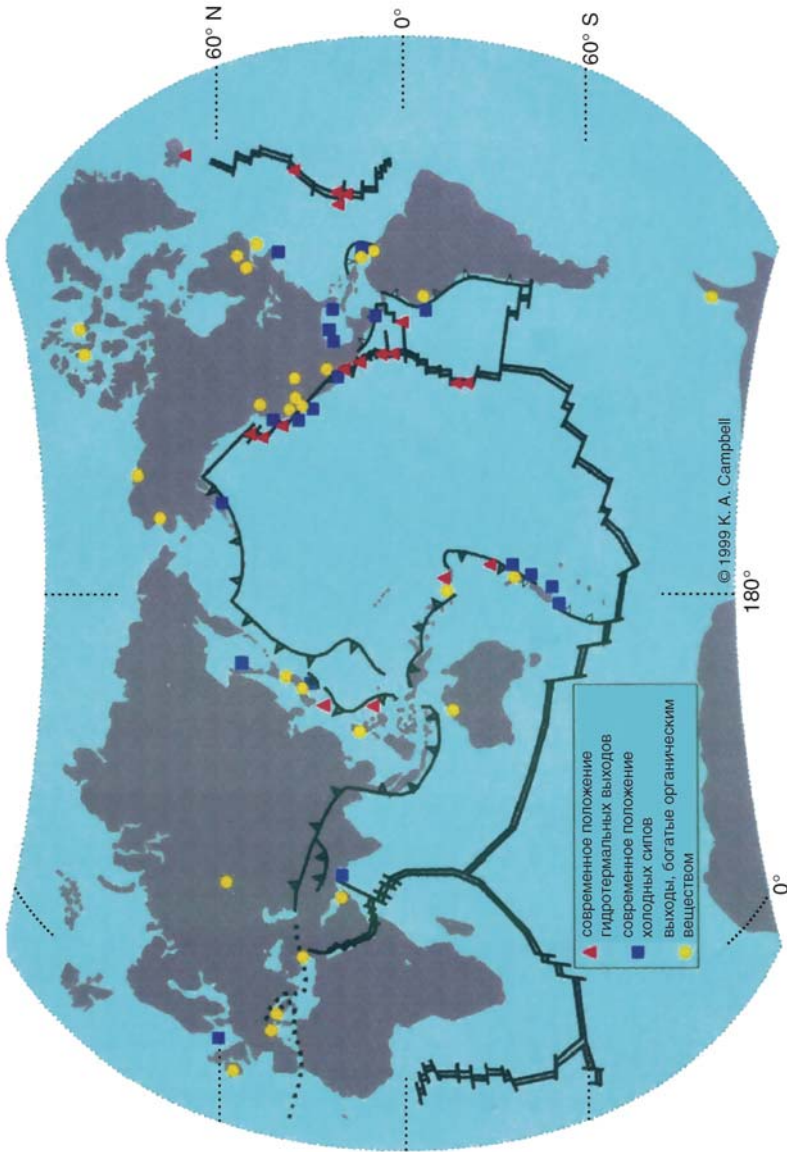


Рис. 1. Карта современной гидротермальной активности океана

ГЛАВА 1. РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАНА В ОБРАЗОВАНИИ ГАЗОГИДРАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Проблеме образования углеводородов (УВ) за счет гидротермальной деятельности в виде газогидратов на мелководье океанических шельфов и на склонах рифтовых хребтов посвящены работы [9–11, 40–42, 48–53] (рис. 2). Газогидраты затрудняют интерпретацию результатов геохимических методов разведки УВ и создают особый режим добычи нефти и газа, кроме того, возможно, они являются объектом использования. В настоящее время не ясно, представляют они некое экзотическое явление природы или же нетрадиционный промышленный источник УВ. Эта проблема пока еще далека от своего разрешения. Запасы метана в газогидратах оцениваются величиной 10^{19} т, в то время как запасы нефти ($2 \cdot 10^{17}$ т), газа ($2 \cdot 10^{17}$ т) и битумов (10^{18}) на один-два порядка меньше. Удельная плотность ресурсов метана в залежах газогидратов для отдельных регионов и крупных скоплений не уступает характеристикам по традиционным месторождениям нефти и газа. Для гигантского скопления газогидратов на хребте Блейк Аутер, по оценкам многих специалистов, этот показатель выше, чем для Уренгоя. На гигантском скоплении газогидратов Купарук Ривер – Прадхо Бэй на Аляске (суша) удельная плотность метана составляет $3 \cdot 10^9$ м³/км². Поэтому теоретические и экспериментальные исследования в этой области являются актуальными [48].

Все типы акваторий, где наблюдаются гидраты, можно условно разделить по морфоструктурным и тектоническим признакам [40–42]. К ним относятся:

- глубоководные бассейны внутренних и окраинных морей;
- континентальные склоны конвергентных окраин;
- подводные хребты островных дуг;
- континентальные склоны пассивных окраин;
- спрединговые бассейны и полярные шельфы.

Здесь же наблюдался и главный сейсморазведочный признак газогидратности – наличие на сейсмических записях метода отраженных волн (МОВ) отражающего сейсмического горизонта

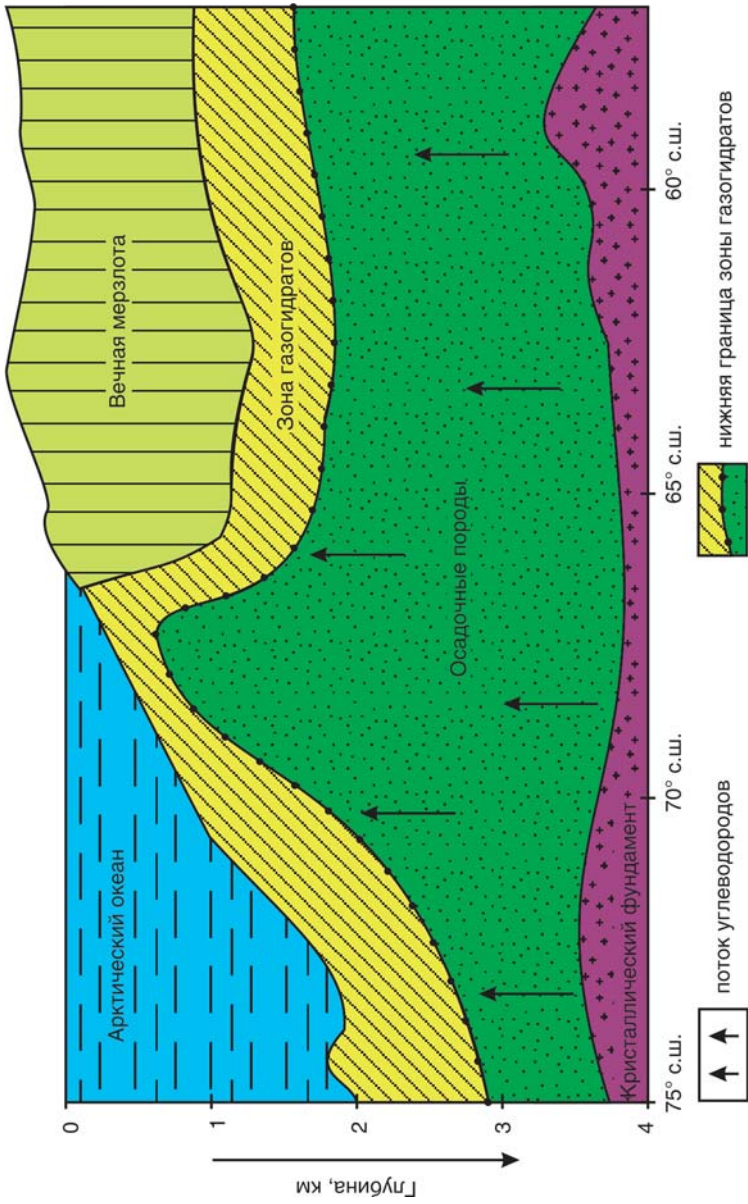


Рис. 2. Схематический профиль образования газогидратов на океанском дне

(ОСГ) (Bottom Simulation Reflector – BSR). В последнее время зафиксирована еще одна форма проявления газогидратов в неконсолидированных осадках Мирового океана. Под ними подразумеваются выделяемые сейсмическими методами цилиндрические структуры (VAMP's), характеризующиеся аномальными величинами сейсмических скоростей (V) и амплитуд (AMP) [31, 40, 54–56]. Указанные диапироподобные структуры образуются при интенсивном внедрении газов или возмущенных жидких потоков в осадочные слои.

В геофизической литературе доминирует мнение об органическом происхождении УВ вообще и газогидратов в частности. Этот факт находит свое отражение, например, в классификации залежей газогидратов, которые разделяют по механизму их происхождения.

Выделяют четыре основных типа залежей газогидратов:

- криогенный;
- седиментогенный;
- фильтрогенный;
- диагенетический.

Существует и другая точка зрения о ювенильном происхождении всех УВ [40–42]. В указанной классификации эта точка зрения соответствует фильтрогенному механизму происхождения газогидратов.

В морских бассейнах возможны все типы залежей газогидратов. В спрединговых неарктических бассейнах газогидраты непосредственно не наблюдались. Об их существовании можно лишь косвенно судить по профилям отражающих сейсмических горизонтов (преимущественно в зонах трансформных разломов и континентальных окраин), по выходам метана на дне и по наличию обогащенных органическим углеродом плейстоценовых отложений.

Система срединно-океанических хребтов опоясывает всю нашу планету (рис. 1). Она характеризуется интенсивным развитием базальтового вулканизма и почти полным отсутствием осадочного чехла. Высокая степень трещиноватости и близость к поверхности астеносферы обеспечивают интенсивную гидротермальную деятельность и одновременно гидратацию пород мантии с образованием сер-

пентинитов. Эти два фактора позволили предложить экзогенную модель образования УВ непосредственно из гидросферы в срединно-океанических хребтах [10, 51, 126]. В настоящей работе разрабатываются геомеханические аспекты этой модели. Вкратце напомним некоторые ее исходные положения.

В пользу этой модели говорят многочисленные геолого-геофизические данные о наличии различного типа УВ в этих зонах [51].

Известно, что высокая сейсмичность и тепловой поток срединно-океанических хребтов свидетельствуют о современном развитии астеносферы, приведшем к гидратации пород океанической коры в зонах растяжения литосферных плит.

Так, океанические базальты Срединно-Атлантического хребта на 22° с.ш. превратились в зеленокаменные эпидот-хлорит-альбитовые породы, а между 24 и 30° с.ш. перидотиты хребта подверглись значительной серпентинизации. В базальтах Срединно-Атлантического хребта, Курильских островов и Исландии газовая составляющая характеризуется примесью $H_2 = 1,0 \dots 1,2 \text{ см}^3/\text{кг}$; $C_2H_6 = 0,012 \text{ см}^3/\text{кг}$. Содержание этих восстановленных газов зависит от характера гидротермального процесса. На севере и востоке Исландии в толще гидротермально измененных миоценовых платобазальтов были обнаружены каплеобразные выделения битуминозного вещества, где был обнаружен типичный набор ароматических углеводородов, характерный для битуминозного вещества из районов активной гидротермальной деятельности (гомологи нафталина, фенантрена, бензфлуоренов, пирена). Общее содержание ароматических УВ в битуминозном веществе составляет 946 мкг/г.

Проведенное исследование показало, что углеводороды, обнаруженные в вулканических породах и гидротермальных минералах Исландии, не экзотическое или случайное явление, а закономерный результат вулканической и поствулканической гидротермальной деятельности. По составу и количественному содержанию отчетливо выделяются три генетические группы ароматических УВ:

- сингенетичные базальты, образовавшиеся из простых соединений углерода и водорода при застывании лавы;

- циркулирующие в поствулканических гидротермальных растворах, выпадающие из этих растворов с разными комплексами гидротермальных минералов;

- входящие в состав углеродистых выделений, концентрирующиеся в трещинах и полостях измененных базальтов.

Желоб Кайман является рифтом, образование которого связывают с движением Карибской плиты в восточном направлении. Желоб ограничивает Карибскую плиту с севера и характеризуется сейсмичностью, повышенным тепловым потоком и расчлененным рельефом. Никарагуанское поднятие (хребет Ямайка), примыкающее к желобу с юга, является районом интенсивных нефтепоисковых работ. В самом желобе, где глубина воды превышает 6 300 м, обнаружены высокие концентрации метана (больше 1 000 нл/л) на глубине до 600 м. В интервале 200–300 м содержание метана достигает 30 000 нл/л [10, 51].

Количество метана, поступающего со дна желоба Кайман (у подножия Ямайского хребта), составляет $(1-10) \cdot 10^8$ л/сут (36,5·10 м³/год). Этот расчет основан на данных о дебите воды Карибского течения поперек хребта Ямайка.

Не менее интересны с точки зрения «водородного дыхания» и исландские рифты Срединно-Атлантического хребта. Получены сведения, что в гарцбургитах из Индоокеанского рифта, превращенных в асбест, тальк и карбонат, содержится до 0,016 % хлороформных и спиртобензольных битумов.

Научно-исследовательским судном (НИС) «Вулканолог» были обнаружены термальные источники в вершинной части подводного вулкана Пийпа. Позже они были исследованы НИС «Академик Мстислав Келдыш» с борта глубоководного обитаемого аппарата «Мир» в 1990 г. С глубины 382 м была отобрана проба свободного газа из основания характерной ангидритовой постройки – трубы высотой около 1 м.

При погружении в Южную вершину на глубине 498 и 447 м обнаружены и отобраны карбонатные образования в виде кальцитовых трубок высотой до 40 см и диаметром 10 см, из которых наблюдалось истечение воды [87, 178, 182, 255]. Исследования гидротермальных аномалий на Галапагосском рифте на 21° с.ш. Восточно-Тихоокеан-

ского поднятия и в котловине Гуаймас показали, что ^3He , Mn и CH_4 являются лучшими индикаторами гидротермальных источников, разбавленных окружающей водой [86, 89, 182]. Аномальный слой воды у 21° с.ш. располагался в 200 м над морским дном, над активным гидротермальным источником, и представлял собой разбавленный морской водой (в 10 раз) гидротермальный раствор. Максимальный пик концентраций Mn , ^3He и CH_4 у 13° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия располагается на 150 м выше морского дна.

Сделанные за последние годы сенсационные открытия свидетельствуют о том, что продукты глубинной дегазации «черных» и «белых курильщиков» являются основой для возникновения очагов, «оазисов жизни», одновременно они могут быть и источником скопления углеводородов в приповерхностных отложениях дна океана, как правило, в виде газогидратов. Например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии (21° с.ш.) в отобранных с глубин более 2,5 км пробах грифонов Блэк-Смокер и Уайт-Смокер, приуроченных к подушечной лаве, отмечалось до $20 \cdot 10^{-5}$ водорода и до $2 \cdot 10^{-5}$ см³ метана на 1 кг гидротермального флюида. Некоторые исследователи объясняют обильное выделение H_2 , CH_4 и H_2S в пределах Восточно-Тихоокеанского хребта образованием глубоководных «оазисов жизни», способствующих проявлению хемосинтеза, или способностью некоторых видов бактерий создавать живое вещество, где водород является своеобразным донором [85–90].

Экспериментально установлено, что процесс серпентинизации может начинаться в присутствии воды при температуре 200–500 °С и давлении 0,5 кбар, а предел устойчивости минералов группы серпентина не превышает 500 °С. Эти параметры соответствуют условиям нижней части океанской коры и подстилающей ее мантии на некотором удалении от срединно-океанического хребта.

Революцией во взглядах на образование углеводородов послужили открытия гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта (САХ): Логачев около $14^\circ 45'$ с.ш., Брокен-Спур 29° с.ш. и Рейнбоу $35^\circ 54'$ с.ш. (рис. 3–8) [18, 88, 90, 110, 111, 177]. Названные гидротермальные поля находятся в районах с полным отсутствием осадочного



Рис. 3. Выбросы газа гидротермального поля Рейнбоу 35°54' с.ш.



Рис. 4. Процессы хемосинтеза на гидротермальном поле



Рис. 5. Процессы хемосинтеза на гидротермальном поле

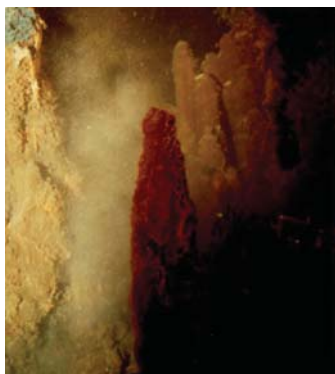


Рис. 6. Вулканы поля Рейнбоу 35°54' с.ш.

чехла, а коренные породы здесь представлены серпентинитовыми протрузиями. В гидротермах выявлено аномально высокое содержание CH_4 , объем которого в 30 м от дна составляет $(30-182) \cdot 10^{-4}$ мл/л. Среди нефтяных углеводородов наблюдается преобладание высокомолекулярной фракции (в 8 раз) над низкомолекулярной. В рудах



Рис. 7. Гидротермальное поле Логачев Срединно-Атлантического хребта (САХ) (около 14°45' с.ш.)

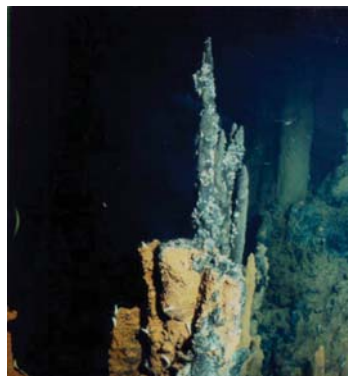


Рис. 8. Вулканы поля Рейнбоу 35°54' с.ш.

гидротермальных полей Логачева и Рейнбоу наряду с биогенными липидами обнаружены углеводороды, не связанные напрямую с биогенным материалом руд (парафины, нафтены).

Поле Рейнбоу входит в область метановых аномалий в придонных слоях воды, выявленных на большом отрезке вдоль оси Срединно-Атлантического хребта. По оценкам разных авторов, в этой зоне, протягивающейся с перерывами от экватора до 36° с.ш., ежегодно образуется 0,5–0,6 км³ серпентинизированных перидотитов. При формировании такого их объема за год может генерироваться до 150 тыс. т CH₄ и до 300 тыс. т H₂. По расчетам О.Г. Сорохтина, при серпентинизации ультрабазитов в океане может образоваться до 6,5 млн т CH₄ и до 8 млн т H₂ в год. С учетом широко распространенных, но меньших по концентрации метановых аномалий, связанных с взаимодействием базальтов и морской воды, эти величины заставляют серьезно задуматься о роли абиогенного метана в океане [15–19, 86, 88, 90, 110, 125–127, 177].

Реальность расчетов возможного синтеза метана и водорода можно проверить, непосредственно изучая гидротермальные системы с

активными «черными курильщиками», связанными с выходом серпентинизированных пород к поверхности дна, в том числе на поле Рейнбоу.

Здесь российские океанологи уже работали осенью 1998 г., но геохимия флюидов, распределение эндогенных компонентов в придонном слое воды (плюме), масштаб и распределение первичной продукции хемосинтеза и ее влияние на формирование гидротермального биологического сообщества были изучены недостаточно [110].

Поле Рейнбоу открыто летом 1997 г. французско-британско-португальской экспедицией на западном склоне осевого поднятия Рейнбоу, в 400 км к юго-западу от Азорской точки тройного сочленения плит – Американской, Африканской и Евразийской – в диапазоне глубин от 2 270 до 2 320 м. Протяженность поля с запада на восток 250 м, с севера на юг – 60 м. Несмотря на столь малые размеры поля, здесь отмечается один из самых интенсивных потоков эндогенного вещества из океанской коры в пределах Срединно-Атлантического хребта. На поле обнаружено более 10 групп активных «черных курильщиков» и много реликтовых сульфидных построек.

Наблюдения с борта глубоководного обитаемого аппарата «Мир», проведенные в 42-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», показали, что вся площадь поля покрыта охристыми корками, тонким слоем гидротермальных отложений, пленками гидроксидов железа, что свидетельствует о большом выносе этого металла на поверхность дна в результате гидротермальной активности.

«Черные курильщики» Рейнбоу окутываются мощными дымами. В этом рейсе впервые удалось проанализировать состав горячего раствора. Обращает на себя внимание высокое содержание H_2 и CH_4 при сравнительно низкой концентрации H_2S , а также самые высокие из всех известных концентраций CO_2 , характерного наряду с Ni компонента ультрабазитовых пород. Еще одна особенность флюида – сравнительно низкая концентрация растворенного Si и высокое содержание растворенных Fe и Zn на фоне малых концентраций Cu и других металлов. Изотопный состав углерода метана поля Рейнбоу (и Логачев) отличается от всех известных гидротермальных растворов в океане самым высоким содержанием тяжелого изотопа ($^{13}C = -13,4 \div -14,3 \text{ ‰}$).

Эти величины наиболее приближены к значениям ^{13}C метана в филиппинских офиолитах (древний аналог современных гидротерм) измененных магматических пород океана.

Синтез CH_4 в гидротермальной системе Рейнбоу связан с серпентинизацией ультрабазитов.

Изотопные исследования CH_4 и CO_2 свидетельствуют в пользу двухступенчатой реакции образования CH_4 при серпентинизации ультрабазитов с выделением водорода и с последующим синтезом CH_4 , на водороде и CO_2 из морской воды, участвующей в процессе серпентинизации. Концентрация H_2 в растворе поля Рейнбоу (и Логачев) в 100–1 000 раз выше, чем во флюидах других активных полей в океане (до 13 ммоль). Возможно, что водород лишь частично утилизируется в процессе метаногенеза из-за недостатка растворенной углекислоты в сфере реакции.

Концентрация H_2S в растворе невелика $< 2,5$ ммоль. Это объясняется тем, что содержание серы в ультрабазитах ниже, чем в базальтах. Значение $\delta^{34}\text{S}$ серы, равное 2,4–3,1 ‰, типично для сероводорода из растворов Срединно-Атлантического хребта. Следует добавить, что помимо горячих флюидов из «черных курильщиков» на поле Рейнбоу обнаружены теплые и холодные высачивания с содержанием CH_4 , равным 220 мкл/л.

Необычность осевого поднятия Рейнбоу заключается в том, что это не вулканическое образование, как на других отрезках мировой рифтовой системы. Поднятие сформировано серпентинитовой протрузией (диапиром), поэтому подповерхностная магматическая камера в районе гидротермального поля Рейнбоу отсутствует. Проникающая в кору по системе открытых трещин океанская вода, частично участвующая в серпентинизации ультраосновных пород нижней части океанской коры и верхней мантии, трансформируется в высокотемпературный (364 °C) гидротермальный флюид.

В гидротермальных системах рифтов, перекрытых рыхлыми осадками (бассейн Гуаймас, Срединная долина северной части хребта Хуан-де-Фука, трог Эсканаба, хребта Горда), образование углеводородов (метана и его гомологов, нефтяных *n*-алканов) связано с про-

цессами термоллиза морского осадочного органического вещества. В описанных выше гидротермальных полях, где отсутствует осадочная толща, образование нефтяных углеводородов, возможно, может идти путем абиогенного термокаталитического синтеза [86]. Сейчас этой проблеме посвящено очень много работ как зарубежных авторов, так и российских. Основоположниками этого направления в России являются такие ученые, как О.Г. Сорохтин [124–130], А.П. Лисицын [91–93], А.Ю. Лейн [86–90], Ю.А. Богданов [15–19], Г.Д. Гинсбург [39–42], А.Н. Дмитриевский [48–59] и др.

Термокаталитический синтез формирования УВ, по представлению О.Г. Сорохтина и др. [124–130], происходит при взаимодействии углекислоты с водородом и водой в присутствии соединений металлов переменной валентности, а, по мнению А.Ю. Лейн [85–90] и других авторов, синтез углеводородов мог произойти в результате процессов хемосинтеза и сульфатредукции, где главенствующую роль играл бактериальный фактор.

В результате исследований океанической коры было выявлено, что суммарная мощность океанической коры в океанских котловинах составляет 6–8 км. В низах океанической коры был выявлен слой ЗВ с повышенными скоростями сейсмических волн – от 7,2 до 7,5 км/с. Предполагается, что слой ЗВ океанической коры состоит из частично серпентинизированных ультрабазитов [11]. Анализ сейсмических данных показывает, что этот слой распространен не повсеместно и имеет неравномерную мощность. Скоростные характеристики частично серпентинизированных ультраосновных пород мантии находятся в диапазоне 6,0–7,8 км/с, полностью укладываются по сейсмическим скоростям в слое ЗВ реальных размеров.

ГЛАВА 2. ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССА ГИДРАТАЦИИ СЕРПЕНТИНИТОВ И СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Известно, что по сейсмическим данным океаническая кора характеризуется трехслойным строением и достигает мощности 6–6,5 км. Верхний слой – осадочный. Второй слой – базальтовый, состоящий из подушечных лав толеитового состава и дайкового комплекса – долеритов того же состава. Нижнюю часть океанической коры или ее третий слой обычно связывают со слоем габбро и серпентинизированных ультраосновных пород верхней мантии. В настоящее время верхние два слоя сравнительно хорошо изучены прямыми геологическими методами, включая бурение. О габброидном и серпентинитовом составе низов океанической коры говорят многочисленные находки габбро и серпентинизированных перидотитов и лерцолитов в трансформных разломах срединно-океанических хребтов, а также разрезы офиолитовых комплексов подвижных поясов Земли. Мощность серпентинитового слоя, судя по сейсмическим данным, можно принять равной 2–2,5 км. Для определенности примем мощность океанической коры равной 6 км, а серпентинитового слоя – 2 км.

Из работ О.Г. Сорохтина [126–128] следует, что средняя скорость раздвижения литосферных плит сейчас приблизительно равна 4,5 см/год. Тогда при длине всех океанических рифтовых зон около 60 тыс. км и средней мощности базальтового слоя (вместе с дайковым комплексом) около 2,5 км оказывается, что суммарный объем рифтового вулканизма на океаническом дне достигает $6,75 \cdot 10^{15}$ см³/год, или 6,75 км³/год. При этом скорость формирования серпентинитового слоя достигает $1,46 \cdot 10^{16}$ г/год. Годовой прирост площади океанической коры приблизительно равен $2,7 \cdot 10^{10}$ см²/год, или 2,7 км²/год. В горячих же зонах действия «черных курильщиков» (О.Г. Сорохтин [126–128]), т.е. за время 160 тыс. лет таким путем должно было образоваться около $4,32 \cdot 10^{15}$ см², или $4,32 \cdot 10^5$ км², океанической коры. Всего же средняя скорость образования океанической коры при ее плотности 2,9 г/см³ достигает приблизительно $\dot{m}_{\text{Окр}}$ $4,7 \cdot 10^{16}$ г/год.

В горячих источниках типа «черных курильщиков», встречаемых в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, предельный разогрев воды всегда лимитируется ее критической температурой ($T_{кр}$) – 374 °С. Прежде всего это связано с тем, что при температурах (T) больше $T_{кр}$ вода превращается в газовый флюид, объем (V) которого меняется обратно пропорционально давлению (p), поскольку в этом случае $pV = const$. Это обстоятельство, по расчетам О.Г. Сорохтина [126–128], приводит к быстрому и очень эффективному удалению перегретых водных флюидов из системы открытых трещин за счет расширения флюида и существенного уменьшения его плотности по закону

$$\Delta\rho \sim \Delta p,$$

где $\Delta\rho = \rho_w - \tilde{\rho}_w$;

ρ_w – плотность воды на уровне $T = T_{кр}$;

$\tilde{\rho}_w$ – плотность флюида при давлении p ;

$\Delta p = p_{кр} - p$; $p_{кр}$ – давление на уровне $T = T_{кр}$.

Кроме того, при $T > T_{кр}$ вода полностью теряет свои капиллярные свойства, играющие определяющую роль в пропитывании ею пород коры. В результате оказывается, что в системе сообщающихся с поверхностью дна трещин вода просто физически не может попасть на уровни с температурой, превышающей 374 °С, а этим определяются и предельные температуры метаморфизма пород океанической коры и горячих источников типа «черных курильщиков».

Геологические данные полностью подтверждают сделанный вывод. Так, изучение составов офиолитовых комплексов, являющихся фрагментами океанической коры, надвинутыми на континенты, показывает, что породы, слагающие эти комплексы (базальты, долериты, габбро и серпентиниты), изменяются только до фации зеленокаменного метаморфизма (метаморфизма зеленых сланцев) с предельной температурой, не превышающей 400 °С. Это говорит о том, что метаморфизм пород океанической коры действительно происходит в условиях существования открытых (сообщающихся с поверхностью) путей проникновения воды в кору. Отсюда, в частности, следует, что все более высокие степени температурного метаморфизма, например

амфиболитовая и гранулитовая фации, могут возникать только в закрытых условиях, препятствующих удалению воды из системы вступающих в реакцию с ней пород. Такие условия обычно возникают в зонах субдукции, насыщаемых водой, благодаря дегидратации затягиваемых в них пород океанической коры.

Средние тепловые потоки через рифтовые зоны (О.Г. Сорохтин [126–128]) с возрастом около 160 тыс. лет ($\tau = 0$) достигают весьма высоких значений – около $65 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Тогда при среднем кондуктивном выносе тепла (находимом путем осреднения экспериментальных данных) около $5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с получаем, что с гидротермами в этих зонах теряется приблизительно $60 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Следовательно, по всей площади рифтовых зон в пределах возраста до 160 тыс. лет (где только и могут встречаться «черные курильщики») с температурой вод до 370–400 °С за счет конвективного выноса тепла с действующими гидротермами теряется около $\dot{q} \approx 2,6 \cdot 10^{11}$ кал/с, или $8,2 \cdot 10^{18}$ кал/год, тепла.

Подставляя найденное значение \dot{q} , с учетом, что в среднем $\Delta \bar{T} = 374$ °С, скорость «промывки» рифтовых зон горячими гидротермами: $7 \cdot 10^8$ г/с, или около $2,2 \cdot 10^{16}$ г/год, что равно 22 км³/год. При скорости формирования океанической коры в рифтовых зонах около $1,46 \cdot 10^{16}$ г/год отношение вода/порода в горячих зонах оказывается равным 1,5 (не считая воды, связывающейся с самими породами в процессе реакций). При этом весь объем океанических вод ($1,37 \cdot 10^{24}$ г) (О.Г. Сорохтин, 2000) фильтруется через горячие источники рифтовых зон за время около 68 млн лет. Скорость же промывки океанической коры океанскими водами приблизительно равна $2,3 \cdot 10^{18}$ г/год. Учитывая, что скорость образования океанической коры достигает $4,7 \cdot 10^{16}$ г/год, отношение вода/порода в рассматриваемой полной системе гидротерм (включая сипинги) достигает почти 50.

Обратим теперь внимание на то, что полученные здесь оценки массы экзогенного водообмена в океанической коре срединно-океанических хребтов около $2,3 \cdot 10^{18}$ г/год и в рифтовых зонах $2,2 \cdot 10^{13}$ л/год, или $2,2 \cdot 10^{16}$ г/год, оказываются намного большими, чем современный уровень дегазации ювенильной воды из мантии $\dot{m}_m^w \approx 2,5 \cdot 10^{14}$ г/год.

Это еще раз показывает, что в гидротермальных источниках срединно-океанических хребтов циркулируют практически только океанические воды, а ювенильных вод не более 1 %.

Большинство «черных курильщиков» океанических рифтовых зон возникает над участками развития молодой базальтовой коры, поэтому вся геохимическая специфика таких источников полностью определяется взаимодействием океанических вод с горячими базальтовыми породами. Сравнительно недавно были открыты горячие источники нового типа. В отличие от ранее известных «черных курильщиков» вновь открытые «курильщики» располагались на флангах рифтовых долин и ассоциировались с серпентинитами, выжимаемыми из низов океанической коры. Особенностью сульфидных руд этих источников является их обогащение тяжелыми металлами, особенно CO_2 , и тяжелыми изотопами серы. Но самым примечательным является то, что флюиды этих источников иногда оказываются заметно солонее окружающих океанических вод и, главное, обогащенными эманациями водорода и метана.

В работах О.Г. Сорохтина и др. [124–130] были рассмотрены химические реакции гидратации железосодержащих ультраосновных пород океанической коры и было показано, что реакция соединения таких пород с водой, содержащей растворенный углекислый газ, обязательно должна сопровождаться генерацией абиогенных метана и водорода. В дальнейшем этот теоретический вывод неоднократно подтверждался (рис. 9).

В работах [9–11, 15–19, 48–59] отмечалось, что одной из характерных особенностей гидротермальных полей, пространственно и генетически связанных с серпентинитами, является присутствие в придонных водах повышенных концентраций метана. Математическое моделирование процесса гидратации мантийного гарцбургита океаническими водами показало, что при небольших отношениях вода/порода (≤ 2) практически вся углекислота восстанавливается до метана с выходом свободного водорода.

Серпентинитовый слой океанической коры формируется благодаря гидратации океаническими водами ювенильных мантийных ульт-

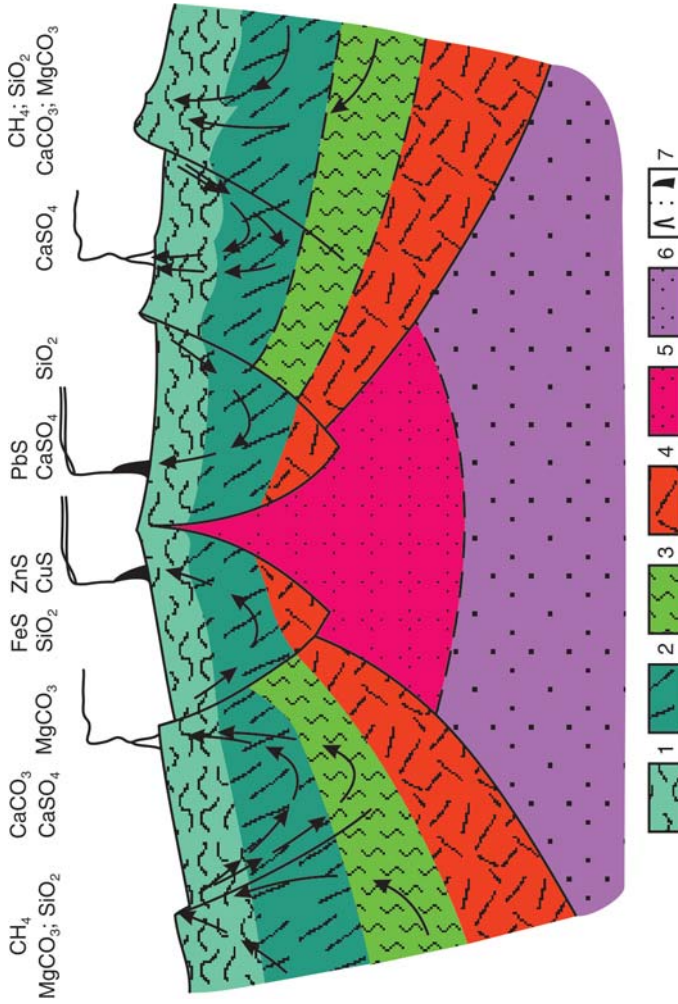


Рис. 9. Формирование океанической коры и геохимия гидротермальных процессов в рифтовых зонах срединно-океанических рифтов (Сорохтин, 2002 [130]):
 1 – базальты (подушечные лавы); 2 – долеритовые дайки; 3 – серпентинитовый слой; 4 – подстилающая литосфера; 5 – магматический очаг срединно-океанического хребта; 6 – астеносфера; 7 – постройки «черных» и «белых курильщиков»; стрелки показывают пути проникновения морской воды в океаническую кору

раосновных пород, в составе которых практически отсутствует вода (меньше 0,04 %). По образцам сравнительно хорошей сохранности гипербазитов Восточно-Тихоокеанского поднятия количественные соотношения первичных минералов в мантийных породах составляют: 70–75 % оливина; 15–20 % энстатита; 5–7 % диопсида; 1–2 % хромшпинелида. Серпентинизация может развиваться только по оливинам и по энстатиту, т.е. по 85–90 % исходного вещества. С учетом же возможной неполной серпентинизации это соотношение следует снизить до 80 % [125–127, 144].

В водах океана растворено около 2,3 ммоль/л CO_2 , или в концентрациях $\text{CO}_2 = 1,01 \cdot 10^{-4}$, и 2,7 г/л SO_4^{2-} , или в концентрациях $\text{SO}_4^{2-} = 2,7 \cdot 10^{-3}$. Следовательно, через океаническую кору вместе с водой проходит около $2,32 \cdot 10^{14}$ г/год углекислого газа и $6,21 \cdot 10^{15}$ г/год анионов SO_4^{2-} . Учитывая же, что на выходе горячих источников, как правило, CO_2 практически отсутствует, можно предположить, что практически весь этот углекислый газ при гидратации базальтов, габброидов и пород серпентинитового слоя связывается в карбонатах или восстанавливается до метана [126].

Единственным элементом, способным восстановить углекислый газ до метана и сульфат-ион до сульфида, может быть только железо. Рассматривая процесс гидратации и серпентинизации железосодержащих силикатов габброидов и особенно ультраосновных пород, необходимо учитывать, что при этом магнетит не выделяется, а окисление закисного железа первичных силикатов сопровождается образованием гематита. Главными минералами мантийных ультраосновных пород и габброидов, как уже отмечалось, являются оливин и энстатит. Они же, соединяясь с водой при температуре зеленокаменного метаморфизма (до 400 °С), в ультраосновных породах образуют петельчатый серпентинит. Гидратация габброидов сопровождается возникновением актинолита, хлорита, эпидота и других гидросиликатов. При определении основных закономерностей генерации метана и водорода в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов реакции гидратации железосодержащих силикатов океанической коры в обобщенном виде представим реакциями серпентинизации оливина

и гиперстена (энстатита). Все реакции гидратации такого типа являются экзотермическими и сопровождаются выделением тепла.

Неплохое соответствие теоретических расчетов концентраций CH_4 и H_2 во флюиде с экспериментальными данными позволяет распространить эти результаты на весь серпентинитовый слой. В этом случае генерация метана в серпентинитовом слое океанической коры достигает 6,5 млн т/год, тогда как в базальтовом слое коры метана генерируется приблизительно в 2–3 раза меньше. Всего же в океанической коре генерируется около 9 млн т/год CH_4 , что за время существования современных океанов (около 150 млн лет) составляет $1,35 \cdot 10^{15}$ т. При такой интенсивности генерации CH_4 за каждый миллион лет возникало бы углеводородов значительно больше, чем их имеется на самом деле. Генерация водорода в базальтовом слое приблизительно в 5 раз ниже, чем в серпентинитовом слое. Поэтому общую генерацию водорода в океанической коре можно оценить значением 9,7 млн т/год, что соответствует скорости диссоциации воды около $8,7 \cdot 10^7$ т/год, однако по сравнению с общей массой воды в Мировом океане ($1,37 \cdot 10^{18}$ т) эта потеря воды ничтожно мала [126].

Самым надежным подтверждением проведенных теоретических расчетов было открытие, как отмечалось выше, НИС «Академик Мстислав Келдыш» гидротермального поля Рейнбоу Срединно-Атлантического хребта около $35^\circ 54'$ с.ш.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ВЫБРОСОВ ГАЗА НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ДНЕ

3.1. Физические свойства газогидратов

Открытие академиком А.А. Трофимуком и Н.В. Черским, В.Г. Васильевым, Ю.Ф. Макогоном, Ф.А. Требиным, В.П. Царевым способности природных газов при определенных условиях соединяться

с водой, образуя залежи твердых гидратов, представляет крупное достижение. В Государственный реестр открытий оно внесено в следующей формулировке: «Экспериментально установлено ранее неизвестное свойство природных газов образовывать в земной коре при определенных термодинамических условиях залежи в твердом газогидратном состоянии».

Сегодня оценки запасов газогидратов, даваемые разными авторами, значительно разнятся – от 10^{15} до $8 \cdot 10^{18}$ м³. Анализ достоверных данных, сделанный К. Квенволденом [201], и проведенные им оценки разными методами приводят к цифре $2 \cdot 10^{16}$ м³, что заметно превышает запасы топлива на Земле во всех остальных видах вместе взятых (рис. 10).

Есть все основания предполагать наличие газогидратов во Вселенной. Имеющиеся данные свидетельствуют об условиях их образования и существования на всех планетах Солнечной системы (кроме Меркурия и Венеры), на некоторых спутниках и астероидах.

Как уже упоминалось выше, основоположником теории образования газогидратов в условиях морского дна Г.Д. Гинсбург (1984, 1994 гг.) выделил по генетическому признаку четыре основных типа газогидратов: 1) криогенный, 2) седиментогенный, 3) фильтрогенный и 4) диагенетический [40].

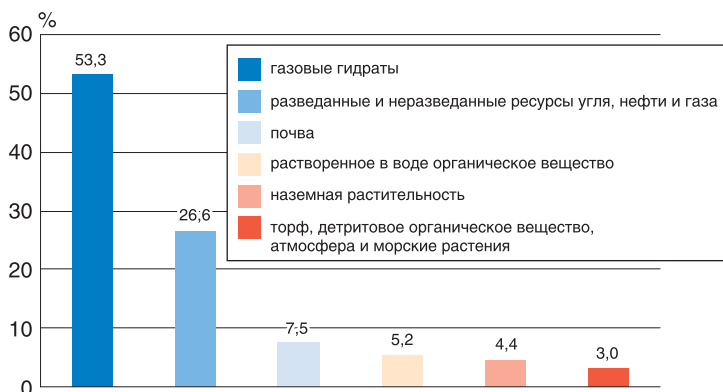


Рис. 10. Диаграмма распределения ресурсов

Под **криогенным** понимается такое скопление газогидратов, которое образуется в результате понижения температуры в уже существовавшей ко времени охлаждения залежи газа.

До сих пор не известны такого типа месторождения или залежи, которые однозначно можно отнести к подобным газогидратным скоплениям. По геофизическим и геохимическим показателям предполагается, что газ в виде гидратов присутствует в Мессояхском газовом месторождении, находящемся в Усть-Енисейском районе Красноярского края.

Седиментогенные газогидраты образуются на континентальных склонах и у их подножий. К ним приурочена подавляющая часть известных проявлений гидратов в морях. Формирование седиментогенных гидратов определяется сочетанием благоприятных термобарических условий и повышенных концентраций органического вещества, которое является источником биогенного метана и прочих газов.

Отложения континентального склона и подножия формируются за счет суспензионных потоков; свойственная им турбулентность, высокая водо- и газонасыщенность обеспечивает оптимальный режим гидратообразования, близкий к техногенному. Подобная ситуация подробно рассмотрена в монографии [47] в главе «Образование газогидратов на примере Галапагосского рифта», где в Панамском бассейне удачно сочетались условия образования газогидратов в зонах апвеллинга органического вещества и гидротермальной деятельности Галапагосского рифта, который одновременно является и экваториальной областью необычайно высокой биологической продуктивности.

Наибольшая генерация биогенного метана отмечается в местах высокой биологической продуктивности, где сравнительно большие скорости осадконакопления (50 м/млн лет). Самая оптимальная ситуация, благоприятная для генерирования углеводородов, складывается у подножия континентальных склонов. Установлено, что более высокая степень сохранения органического вещества обусловлена повышенными скоростями осадконакопления. Доставка в нижние слои осадочного выполнения срединно-океанических хребтов и на их периферию продуктов гидротермальной дегазации в виде свободных

радикалов CH_3 , H^+ и т.д., а также метанотрофных бактерий усиливает процесс гидрогенизации органического вещества, сопровождающийся образованием высокомолекулярных углеводородов. Последние заполняют поровое пространство и трещины осадков на склоне хребтов, а также осадочные ловушки океанского дна, формируя залежи газогидратов.

Большинство батиметрических обстановок в Панамском бассейне удовлетворяет температурным требованиям и давлению в отношении устойчивости газогидратов, за исключением тех регионов, где отсутствует осадочный покров. Это свидетельствует о возможности газогидратообразования почти на всей площади Панамского бассейна, причем особенно благоприятными являются континентальные склоны и зоны апвеллинга органического вещества. Хотя охват Панамского бассейна многоканальным сейсмическим профилированием недостаточен, существующие записи полностью подтверждают сделанный вывод.

Фильтрогенные газогидраты формируются при фильтрации газа или газонасыщенной воды через зону, отвечающую термодинамической стабильности гидратов. Данный тип образуется в осадочной толще в участках разгрузки флюидной системы, каковой может служить и подводный грязевой вулканизм. Модель образования газогидратов в условиях развития грязевого вулканизма подробно рассмотрена в главе «Механизм образования грязевых вулканов и углеводородов» на примере Черноморской впадины [47]. Было установлено, что большинство грязевых вулканов сосредоточены вдоль крупных тектонических зон или разломов. Приведенные в главе данные свидетельствуют, что сходство в формировании газогидратов и грязевых вулканов позволяет производить их сравнительный анализ. Зная режим действия грязевых вулканов, их особенность и производительность, можно получить информацию о возможных выходах газогидратов и площади их распространения.

В формировании газогидратов и грязевых вулканов большое значение имеют глубинные разломы. Обычно выводные каналы (жерла) вулканов приурочены к наиболее крупным тектоническим разрывным

трещинам в земной коре. Детальное изучение грязевых вулканов и газогидратов методом отраженных сейсмических волн выявила неоднородную картину распространения сейсмических волн. При прохождении упругих волн сквозь зону грязевого вулкана происходит затухание их энергии, почти исчезают отраженные волны, при этом, преобладают низкочастотная составляющая и качество самой записи сейсмических волн резко ухудшается. Можно говорить о том, что погребенный грязевой вулкан и его брекчия не отражает и не преломляет сейсмические волны.

Диagenетический тип газогидратов формируется вследствие связывания с поровой водой газов, образовавшихся при диagenетических процессах. Некоторые исследователи прогнозировали скопления газогидратов именно этого типа. Диagenетическим газогидратам также свойственна прямая связь с содержанием органического вещества.

И.Е. Баланюк (1991 г.), Дмитриевским А.Н. и др. (1997 г.) впервые был рассмотрен **гидротермальный** тип образования газогидратов в зонах растяжения океанской коры при участии abiогенного метана и органического вещества. Данный процесс, видимо, имеет полигенную природу. Подробно эта модель описана в первой главе монографии, где впервые выдвигается гипотеза о том, что газогидратные залежи на мелководных склонах срединно-океанических хребтов образуются в результате действия двух факторов: тепловой конвекции воды в трещиновато-пористых породах коры и реакции серпентинизации коры. При последней происходит интенсивное выделение метана и углеводородов, а условия конвекции воды в пористых средах способствуют образованию газогидратов в приповерхностных слоях океанической коры. В процесс гидратообразования вовлекаются также углекислый газ и органическое вещество, растворенное в морской воде. Немаловажное значение имеет и бактериальный фактор, роль которого подробно рассмотрена в работах А.Ю. Лейн [133, 136, 137, 140–142].

С фундаментальной точки зрения газовые гидраты интересны тем, что являются объектами надмолекулярной химии относительно новой науки, изучающей иной, более тонкий принцип организации

химической материи, основанный не столько на специфической химической связи, сколько на благоприятной пространственной комплементарности реагирующих компонентов даже при наличии только слабых ван-дер-ваальсовых взаимодействий между ними [60, 61].

Газовые гидраты представляют собой твердые кристаллические вещества. Они напоминают внешним видом снег или рыхлый лед.

Обычно состав газогидратов описывается трехчленными формулами, из которых одна часть – легкие компоненты природных газов (кислород, сероводород, углекислый газ, метан, инертные газы), вторая – тяжелые углеводороды и третья – обычная вода. В одном объеме твердого газогидрата может содержаться до 100–150 и даже более объемов углеводородных газов, которые и требуется извлечь. Газогидраты характеризуются формулой M_nH_2O , где $n = 5,67$ – коэффициент; M – молекула, образующая гидрат при строго определенных значениях температуры и давления. Способностью образовывать гидраты обладают многие известные газы (Ar , N_2 , O_2 , CH_4 , CO_2 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , H_2S , SO_2 , CS_2 и др.).

В данном разделе авторы приводят представления о строении и фазовых различиях газогидратов новосибирских физиков Ю.А. Дядина и А.Л. Гущина. Согласно им гидраты, образованные отдельными газами или их смесями, являются нестехиометрическими соединениями, включениями клеточного типа – газовыми клатратами.

Газовые гидраты образуются посредством включения молекул газов (молекулы-гости, или гостевая подсистема) в полости льдоподобного каркаса, построенного водородно-связанными молекулами воды (каркас хозяина, или подсистема хозяина) без формирования химической связи между молекулами гостей и хозяина. Стабилизация водных клатратных каркасов, термодинамически менее стабильных, чем гексагональный лед (при $T < 273$ К) или жидкая вода (при $T > 273$ К), обеспечивается за счет ван-дер-ваальсовых взаимодействий «гость–хозяин».

Благодаря тетраэдрической координации кислорода и гибкости водородных связей молекулы воды могут строить ряд близких по энергетическим характеристикам кристаллические каркасы, в том числе и такие структуры, в которых имеются полости молекулярного

размера. Этим и объясняется наличие большого количества твердых фаз воды (гексагональный и кубический льды, льды высокого давления, а также разнообразные клатратные структуры).

Полости в водных клатратных каркасах могут быть заполнены молекулами газов полностью или частично, причем степень их заполнения определяется особенностями взаимодействия вмещающих (гостевых) молекул с молекулами воды, а также термодинамическими условиями. Представления о том, что в каждой клатратной полости газогидрата размещается не более одной молекулы, не подтвердились. Исследования при высоких давлениях показали возможность включения в полость двух и более молекул (при очень высоких давлениях) (рис. 11). Следовательно, газовые гидраты являются нестехиометрическими соединениями, однако в ряде случаев нестехиометричность относительно мала и в первом приближении может не учитываться.

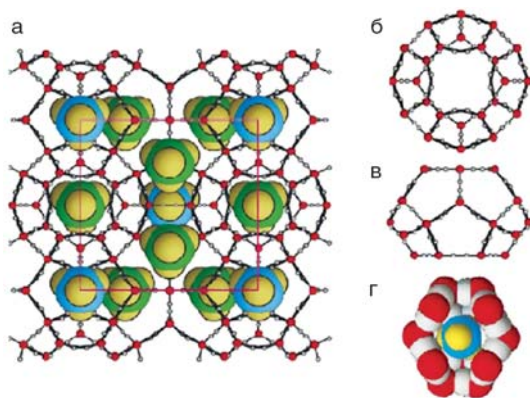


Рис. 11. Структурный фрагмент кристаллогидрата:
а – структурный фрагмент кристаллогидрата с молекулами метана (голубого цвета) в полостях (зеленого цвета) (на рисунке выделена элементарная ячейка); **б, в** – полость газогидрата (виды сверху и сбоку);
г – полость с включенной молекулой метана в ван-дер-ваальсовых очертаниях хозяйской и гостевой подсистем
 (Ю.А. Дядин, А.Л Гушин, 1998 г. Рисунок построен по данным, полученным К.А. Удачным в Канадском научном центре (Оттава) в лаборатории профессора Дж. Рипмеестера в 1997 г.)

У таких клатратов кристаллическая решетка «хозяина» построена из молекул воды, удерживаемых водородными связями, молекулы газа, образующего гидрат, размещены в ее внутренних полостях. Сама по себе кристаллическая решетка «хозяина», если она не заполнена минимальным количеством молекул газа, термодинамически метастабильна. Лишь молекулы-гости, размещенные в клетках решетки, предоставленных им веществом-хозяином, стабилизируют систему. В «чистом» виде она существовать не может, чем принципиально отличается от кристаллической решетки льда. Их элементарные ячейки содержат 46 молекул воды и 8 молекул-гостей. Молекулы воды лежат в вершинах пентагондодекаэдров (рис. 12).

Чтобы заключить молекулу газа в «клетку» и образовать устойчивое соединение, недостаточно согласовать размеры молекулы-гостя и свободной полости кристаллической решетки хозяина, нужны еще необходимые условия – определенные температура и давление. Чем выше давление и ниже температура, тем легче образуется гидрат; с понижением давления и повышением температуры он разлагается на свободный газ и жидкую воду, что и наблюдалось при вскрытии газопроводов, закупоренных «теплым льдом». Природный газ, сжатый до 7,48 атм, образует гидрат при температуре 1,1 °С; если повысить давление газа до 54,4 атм, то гидрат образуется уже при 15,5 °С,

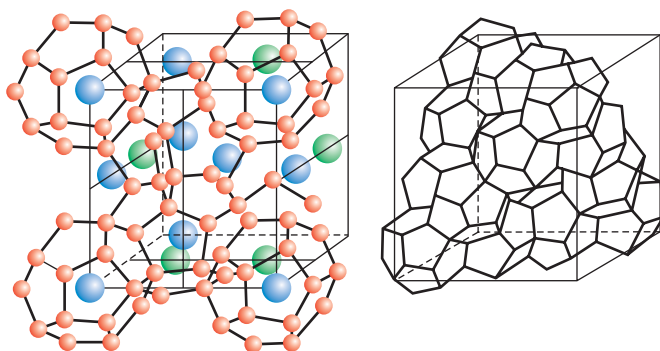


Рис. 12. Кристаллическая решетка газогидратного клатрата

некоторые свойства гидратов уникальны. Например, один объем воды связывает в гидратное состояние 160 объемов метана. При этом ее удельный объем возрастает на 26 % (при замерзании воды ее удельный объем возрастает на 9 %).

Гидраты газов кристаллографически могут быть различными. По мнению Ю.А. Дядина [60, 61], способностью образовывать гидраты обладают все гидрофобные газы и легколетучие органические жидкости, молекулы которых имеют размеры в пределах 3,8–9,2 (Ar, N₂, O₂, CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈, *i*-C₄H₁₀, Cl₂, CS₂, галогенопроизводные углеводородов C₁–C₄ и т.д.), а также некоторые гидрофильные соединения (CO₂, SO₂, окись этилена, тетрагидрофуран (ТГФ), ацетон), взаимодействие которых с водой достаточно слабое и не может препятствовать клатратообразованию. Невольно возникает вопрос, каким образом вещества, не имеющие никакого химического сродства, такие как вода, с одной стороны, благородные газы или углеводороды – с другой, могут взаимодействовать, при этом образуя термодинамически устойчивые соединения.

Соединенные включения – это соединение между насыщенными органическими молекулами, связанными друг с другом чисто пространственно, причем система валентных связей каждой молекулы остается неизменной. Для их образования наряду с энтропийными эффектами в принципе имеют значение только энергии связи ван-дер-ваальсовых сил порядка 4 кДж. Но так как на включенную молекулу силы действуют со всех сторон, энергии связи, если их относить к 1 молю включенного вещества, могут достигнуть весьма значительной величины.

Дело в том, что в идеале между гостем и хозяином (водный клатратный каркас) существуют только слабые межмолекулярные ван-дер-ваальсовы взаимодействия. Расположения молекул-гостей в полостях хозяйского каркаса требуют малых затрат энергии на перестройку льда в клатратный каркас, что приводит к выигрышу энергии по сравнению с энергией смеси. Именно поэтому гидратообразующие вещества, будучи заключенными в водный клатратный каркас, в основном сохраняют свою химическую индивидуальность, равно как и вода.

Разложение гидрата в замкнутом объеме сопровождается значительным повышением давления. Процесс образования газогидрата происходит с выделением тепла, а разложение – с его поглощением. На последнее в пласте необходимо затратить от 6 до 12 % энергии, содержащейся в гидратированном газе. Нужно заметить, что очень часто в силу кинетических факторов и при создании необходимых термодинамических условий реакция образования гидратов сразу не протекает до конца и требует длительного времени. Разложение гидратов обычно происходит более легко, чем образование, но в случае гидратов углеводородов при температурах ниже 0 °С в области относительно невысоких давлений, где они метастабильны, разложение происходит не сразу и гидраты могут храниться долгие годы за счет эффекта консервации. Способность гидратов некоторых газов при температурах ниже 0 °С находиться в метастабильном состоянии объясняется эффектом самоконсервации, заключающимся в том, что при разложении газогидраты покрываются коркой льда, которая предохраняет их от дальнейшего разложения.

Морфология кристаллогидратов весьма разнообразна и определяется составом газа и воды, давлением и температурой, динамикой процесса роста кристаллов. Однако при огромном разнообразии форм существуют только три типа кристаллов гидратов: массивные, вискерные и гель-кристаллы [97, 98].

Природные газогидраты представляют собой метастабильный минерал, образование и разложение которого зависит от давления и температуры, состава газа и воды, от свойств пористой среды, в которой они образуются. Кристаллогидраты, формирующиеся в пластовых условиях, могут быть диспергированы в поровом пространстве без разрушения пор. По форме и размеру газогидраты возможны в виде частиц размером до 5–12 см, линз небольшого размера и даже в виде хорошо выдержанных, чисто гидратных пластов большой протяженности, толщиной до нескольких метров.

Кристаллогидраты газа обладают высокими электросопротивлением и акустической проводимостью. Они практически непроницаемы для молекул воды и газа. Один из важных вопросов, связанных с наличием газовых гидратов в морских осадках, – возможность цементиро-

вания ими частиц породы. Газовые гидраты рассматриваются по отношению к матрице осадка в двух аспектах: их влияние на акустические свойства и прочность сцепления осадка. При изучении этих вопросов большое значение имеет моделирование фазы газовых гидратов в порах осадков. В рамках такой же модели можно проводить изучение на устойчивость газогидратного пласта и образование оползней. В зависимости от того, как рассматривается гидратная фаза, прогнозы прочности сцепления осадка могут быть различными.

Принципиально возможны два механизма образования газового гидрата в поровом пространстве осадка. По первой схеме – на контактах зерен, которые являются самыми слабыми элементами структуры. В этом случае газогидрат цементирует матрицу осадка, подобно диагенетическому цементу.

По второй – в порах вне контактов между зернами – гидрат слабо влияет или не влияет совсем на сцепление частиц породы и приводит к уменьшению пористости осадка. В зависимости от принятого механизма модельные прогнозы для скоростей распространения волн в гидратосодержащих отложениях могут очень сильно различаться. Моделирование по первой схеме показывает возрастание скоростей поперечных и продольных сейсмических волн даже при малом содержании гидратов, так как цементация контактов существенно увеличивает модули упругости сухого грунта [65]. При учете второго механизма образования гидратов было замечено, что с уменьшением пористости осадка скорости сейсмических волн при малом гидратосодержании повышаются незначительно [65, 133].

Глубоководные гидратосодержащие осадки представлены тонкозернистыми алевритами (илами), илами и глинами часто с очень тонкими порами. Ранее предполагалось, что устойчивость клатратов в последних уменьшается под действием капиллярного давления. Это дает объяснение различиям между рассчитанными и фактическими зонами стабильности газовых гидратов в морских осадках. Существует заметный гистерезис между условиями образования и условиями диссоциации гидратов в узких капиллярах из-за различий в кривизне поверхности раздела фаз жидкость–гидрат.

Гистерезис проявляется в большем понижении температуры образования гидратов в поровом пространстве, чем при диссоциации. Это означает, что, хотя газовые гидраты могут быть термодинамически устойчивыми, формирование их в порах фактически невозможно. Это положение имеет важное значение для понимания поведения гидрата в пористых средах. Вследствие различной кривизны поверхности раздела фаз понижение температуры образования гидрата больше, чем температуры диссоциации, поскольку газогидраты уже имеются в системе вне пор. Анализ экспериментальных результатов показал, что соотношение между понижением температуры и объемом гидрата в порах сильно зависит от формы последних (поры никогда не бывают идеально цилиндрическими или сферическими).

В случае газогидратов необходимо описание кинетики фазовых превращений в пористых средах. Однако экспериментальное определение кинетического уравнения для фазовых превращений – задача весьма сложная из-за обилия параметров состояния твердого скелета и образующихся флюидов. Представляется, что экспериментальным работам в этом направлении должна предшествовать тщательная теоретическая проработка. Главным инструментом теоретических исследований станет неравенство энтропии, которое порождает новое понятие – «диссипация рассеянного фазового превращения».

Задача теоретических исследований – определение взаимосвязи кинетической функции с термодинамическими потенциалами скелета и флюидов, удовлетворяющей неравенству энтропии во всех возможных процессах. Это новая постановка задачи, она не встречалась ранее ни в термодинамике совершенных материалов (идеальная жидкость (газ), термоупругое твердое тело), ни в термодинамике вязкой жидкости, опирающейся на принцип Онзагера. Наиболее близка к рассматриваемой проблеме термодинамика среды с внутренними переменными.

Далее рассматривается двумерная задача пороупругости, представленная Ю.А. Повещенко.

Поскольку она допускает расщепление на упругую и фильтрационную составляющие, то на первом этапе рассматривается гидро-

динамическая модель фильтрации в пористой среде с жестким скелетом с учетом образования и разложения гидратов. Процесс фильтрации описывается как двухфазная фильтрация воды и газа в пористой среде с изменяющейся пористостью и проницаемостью (вследствие диссоциации гидратов).

Уравнения движения для зоны разложения гидратов приведены в [2, 3], они включают в себя закон сохранения массы для газа и воды. Эти уравнения неразрывности (покомпонентный массовый флюидобаланс в свободном и связанном состояниях) могут быть записаны в форме:

$$\frac{\partial}{\partial t} \{m(S_v S_W \rho_W + (1 - S_v) \rho_v \beta_W)\} + \text{div}[\rho_W \bar{V}_W] + q_W = 0; \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \{m(S_v (1 - S_W) \rho_g + (1 - S_v) \rho_v (1 - \beta_W))\} + \text{div}[\rho_g \bar{V}_g] + q_g = 0. \quad (2)$$

Обозначения здесь общепринятые в гидратной флюидодинамике.

Скорости фильтрации представлены следующими выражениями (закон Дарси с учетом гравитации в среде с общим давлением):

$$\bar{V}_W = -\frac{k \cdot k_{RW}}{\mu_W} (\nabla P - G \rho_W \bar{k}); \quad (3)$$

$$\bar{V}_g = -\frac{k \cdot k_{RG}}{\mu_G} (\nabla P - G \rho_g \bar{k}), \quad (4)$$

где $G = const$ – гравитационная постоянная;

$S_v = 1 - v$ – растепленность;

v – гидратонасыщенность;

β_w – массовая доля воды в гидрате.

$$\{k = k(\bar{r}, S_v, P), m = m(\bar{r}, P), k_{RW} = k_{RW}(S_W), k_{RG} = k_{RG}(S_W), \mu_W = \mu_W(P), \mu_G = \mu_G(P), \rho_W = \rho_W(P), \rho_G = \rho_G(P), \rho_v = \rho_v(P), q_W(t, \bar{r}, S_W, S_v, P), q_g(t, \bar{r}, S_W, S_v, P)\}. \quad (5)$$

Здесь следует понимать, что (... p ...) \rightarrow (... P, T ...) в силу соотношения фазового равновесия

$$T = A \ln P + B, \quad (6)$$

где A и B – эмпирические константы.

Систему уравнений (1) и (2) при фиксированных значениях, определяющих термодинамические переменные, будем называть сатурационным блоком, имея в виду, что эти уравнения служат для определения влагонасыщенности S_w и растепленности S_v .

Уравнение энергии

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \{ m(S_v(S_w \rho_w \varepsilon_w + (1-S_w) \rho_g \varepsilon_g) + (1-S_v) \rho_v \varepsilon_v) + \\ & + (1-m) \rho_s \varepsilon_s \} + \text{div} \{ \rho_w \varepsilon_w \bar{V}_w + \rho_g \varepsilon_g \bar{V}_g + P(\bar{V}_w + \bar{V}_g) \} + \\ & + \text{div} \bar{W} + q_\varepsilon = 0, \end{aligned} \quad (7)$$

где

$$\begin{aligned} \bar{W} = & -(m(S_v(S_w \lambda_w + (1-S_w) \lambda_g) + (1-S_v) \lambda_v) + (1-m) \lambda_s) \nabla T; \\ \{ \varepsilon_w = \varepsilon_w(P), \varepsilon_g = \varepsilon_g(P), \varepsilon_v = \varepsilon_v(P), \varepsilon_s = \varepsilon_s(P), \rho_s = \rho_s(P), \\ & \lambda_s = \lambda_s(P), \lambda_w = \lambda_w(P), \lambda_g = \lambda_g(P), \lambda_v = \lambda_v(P) \}. \end{aligned} \quad (8)$$

Как и ранее, следует понимать, что (... p ...) \rightarrow (... P, T ...).

Из уравнений массовых флюидобалансов (1) и (2) следует, что

$$\begin{aligned} & \frac{S_w}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial t} (m S_v \rho_w) + \frac{1-S_w}{\rho_g} \frac{\partial}{\partial t} (m S_v \rho_g) + \left(\frac{\beta_w}{\rho_w} + \frac{1-\beta_w}{\rho_g} \right) \times \\ & \times \frac{\partial}{\partial t} [m(1-S_v) \rho_v] + DIG = 0; \end{aligned} \quad (10)$$

$$DIG = \frac{1}{\rho_w} \text{div}(\rho_w \bar{V}_w) + \frac{1}{\rho_g} \text{div}(\rho_g \bar{V}_g) + \left(\frac{q_w}{\rho_w} + \frac{q_g}{\rho_g} \right). \quad (11)$$

Из уравнения баланса внутренней энергии системы (7) с учетом (1), (2) получаем

$$mS_v \left[S_w \rho_w \frac{\partial \varepsilon_w}{\partial t} + (1 - S_w) \rho_g \frac{\partial \varepsilon_g}{\partial t} \right] + \frac{\partial}{\partial t} [m(1 - S_v) \rho_v \varepsilon_v] + (1 - m) \rho_s \varepsilon_s - [\varepsilon_w \beta_w + \varepsilon_g (1 - \beta_w)] \times \frac{\partial}{\partial t} [m(1 - S_v) \rho_v] + DIG_\varepsilon = 0; \quad (12)$$

$$\begin{aligned} DIG_\varepsilon = & [\operatorname{div}(\rho_w \varepsilon_w \bar{V}_w) - \varepsilon_w \operatorname{div}(\rho_w \bar{V}_w)] + [\operatorname{div}(\rho_g \varepsilon_g \bar{V}_g) - \\ & - \varepsilon_g \operatorname{div}(\rho_g \bar{V}_g) + \operatorname{div}[P(\bar{V}_w + \bar{V}_g)] + \operatorname{div} \bar{W} + \\ & + (q_\varepsilon - \varepsilon_w q_w - \varepsilon_g q_g) = \rho_w \bar{V}_w \nabla \varepsilon_w + \rho_g \bar{V}_g \nabla \varepsilon_g + \\ & + \operatorname{div}[P(\bar{V}_w + \bar{V}_g)] + \operatorname{div} \bar{W} + (q_\varepsilon - \varepsilon_w q_w - \varepsilon_g q_g). \end{aligned} \quad (13)$$

В уравнениях (10), (13) влагонасыщенность S_w уже не содержится под знаком дифференцирования по времени $\partial/\partial t$.

Действуя аналогичным образом и вводя при фазовом переходе скачки удельного объема и внутренней энергии (на единицу массы)

$$\frac{\psi}{m\rho_v} = \left(\varphi - \frac{1}{\rho_v} \right) \geq 0; \quad \varphi = \frac{\beta_w}{\rho_w} + \frac{(1 - \beta_w)}{\rho_g}, \quad (14)$$

скачок удельной внутренней энергии (на единицу массы)

$$\delta_\varepsilon = \beta_w \varepsilon_w + (1 - \beta_w) \varepsilon_g - \varepsilon_v \geq 0. \quad (15)$$

Исключим из-под знака дифференцирования по времени $\partial/\partial t$ в уравнениях (10), (13) и вторую сатурационную переменную – растепленность S_v . Получим

$$\begin{aligned} m\delta_\varepsilon \left\{ S_v \left[S_w \frac{(\rho_w)_t}{\rho_w} + (1 - S_w) \frac{(\rho_g)_t}{\rho_g} \right] + (1 - S_v) \frac{(\rho_v)_t}{\rho_v} + \frac{(m)_t}{m} \right\} + \\ + \frac{\psi}{m\rho_v} \{ m \{ S_v [S_w \rho_w (\varepsilon_w)_t + (1 - S_w) \rho_g (\varepsilon_g)_t] + (1 - S_v) \rho_v (\varepsilon_v)_t \} + \\ + [(1 - m) \rho_s \varepsilon_s]_t + \delta_\varepsilon DIG + \frac{\psi}{m\rho_v} DIG_\varepsilon = 0. \end{aligned} \quad (16)$$

Это есть основное диссипативное уравнение теории гидратов в энергетической форме для определения давления P . Вводя коэффициент бароемкости гидратной системы

$$D_P = m\delta_\varepsilon \left\{ S_v \left[S_w \frac{(\rho_w)_p}{\rho_w} + (1 - S_w) \frac{(\rho_g)_p}{\rho_g} \right] + \right. \\ \left. + (1 - S_v) \frac{(\rho_v)_p}{\rho_v} + \frac{(m)_p}{m} \right\} + \\ + \frac{\Psi}{m\rho_v} \{ m \{ S_v [S_w \rho_w (\varepsilon_w)_p + (1 - S_w) \rho_g (\varepsilon_g)_p] + \\ + (1 - S_v) \rho_v (\varepsilon_v)_p \} + [(1 - m) \rho_s \varepsilon_s]_p \}, \quad (17)$$

перепишем уравнение (16) в более компактной форме

$$D_P \frac{\partial P}{\partial t} + \delta_\varepsilon DIG + \frac{\Psi}{m\rho_v} DIG_\varepsilon = 0. \quad (18)$$

В (17) берется полная производная по давлению.

Система уравнений (1), (2), (18) полностью описывает фильтрационные процессы в пористой среде с жестким скелетом, насыщенной газогидратами как при распаде, так и при образовании гидратов. Следует обратить внимание на то, что во всех выражениях температура связана с давлением уравнением фазового равновесия (рис. 13).

В теоретическом отношении методами математической физики исследована система массово-энергетических балансов, описывающая флюидодинамику совместного поведения газогидратов, воды, газа и их энергетическое взаимодействие с неподвижным скелетом. В результате исходная краевая задача расщеплена на основное диссипативное уравнение (18) (в энергетической или энтальпийной формах), определяющее термодинамическую эволюцию системы и сатурационную часть (1), (2), описывающую гиперболическое поведение насыщенностей среды гидратом и флюидами на фоне фиксированной термодинамики.

Установлена определяющая роль скачков удельных объемов и внутренней энергии в процессе фазовых превращений, влияющая

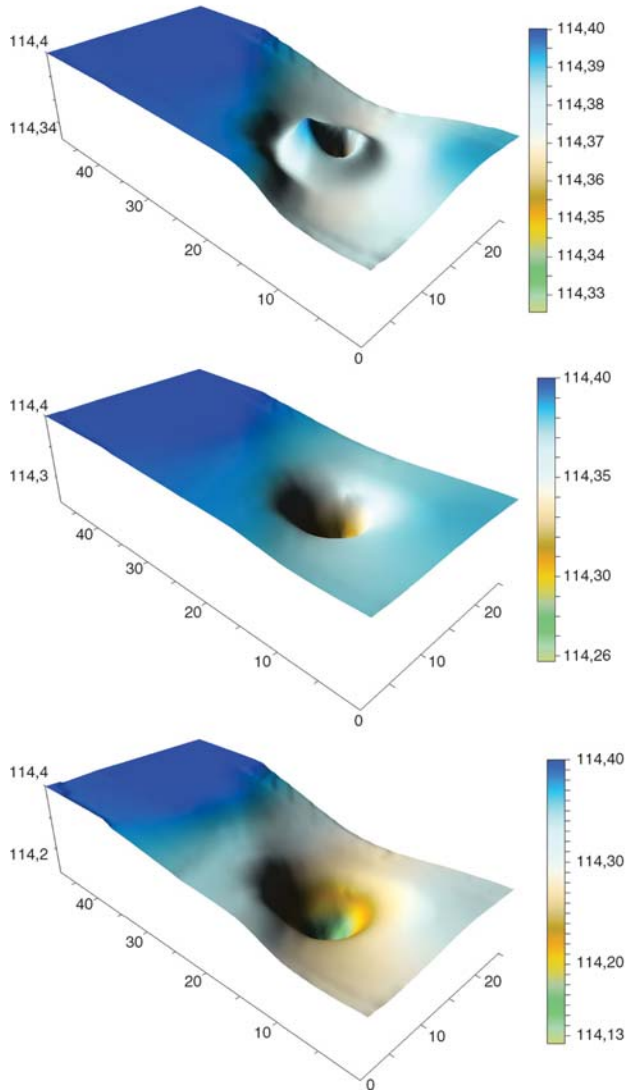


Рис. 13. Эволюция депрессии давления в центральной части разрабатываемого газового месторождения, приводящая к разложению гидрата (если он есть в поровом пространстве) на свободные газ и воду

на устойчивость эволюции системы как в диссипативно-термодинамическом блоке системы, так и в формировании ее характеристического поведения в сатурационно-гиперболической части. Сформулированы условия эволюционности специфической шивки решений в гидратной и безгидратной частях пространства.

Результаты этих исследований позволяют строить вычислительные алгоритмы для соответствующих типов задач математической физики, а также адаптивно привлекать ранее существовавшие разработки в вычислительной физике применительно к численному моделированию газогидратов в пластовых условиях.

Поставленная численная задача позволяет моделировать гидродинамические, геомеханические и физико-химические процессы, происходящие при разработке и исследовании газогидратных месторождений, прогнозировать возможность образования газогидратов на океанском дне, обеспечить безопасность работ с ними и решать экологические проблемы.

3.2. Процессы окисления метана и водорода

Значительная часть метана и водорода безусловно теряется в океане, например разносится течениями, как это наблюдалось на разрушающемся газогидратном поле в кальдере грязевого вулкана Хаакон Мосби в Норвежском море, и в итоге выделяется в атмосферу. Но заметная доля этих газов при активном участии бактерий окисляется по реакциям $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 + \text{бактерии} \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ и $2\text{H}_2 + \text{O}_2 + \text{бактерии} \rightarrow 2\text{H}_2\text{O}$ в водах самого океана.

При этом следует подчеркнуть, что в нормальных термодинамических условиях, свойственных верхним горизонтам биосферы, реакции окисления CH_4 и H_2 происходят только с участием специфических групп метан и водород окисляющих микроорганизмов. Интересно отметить, что образующие данными бактериями карбонатные корки характеризуются аномально низкими изотопными сдвигами углерода – до $\delta^{13}\text{C} \approx -80 \text{ ‰}$.

Исследования последних лет указывают на существование наряду с аэробным и анаэробного процесса метаноокисления. Все больше

накапливается данных в пользу того, что метанотрофные бактерии являются эффективным биологическим фильтром на пути выхода метана в атмосферу из мест его образования (Заварзин, 1984 г.; Galchenko et al., 1989 г.).

В апреле 1989 г. в северо-западной части Черного моря (в районе Каламитского полигона (см. главу «Грязевые вулканы Черноморской впадины») сотрудники Института южных морей обнаружили метановые сипы с многочисленными карбонатными постройками, из которых через каналы периодически выделяется газ со скоростью 12–14 м/мин. Дальнейшие исследования на НИС «Профессор Водяницкий» позволили выявить обширные поля подводных газовыделений в виде метановых сипов не только в северо-западной части Черного моря, но и у берегов Болгарии, Керченского п-ва.

Бактериальное метаноокисление в районе метановых сипов в ряде случаев приводит к образованию изотопно-легких карбонатных минералов и конкреций. Обнаруженные карбонатные постройки на 99,6 % состояли из арагонита. Величина его $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного углерода изменялась от -32,5 до -40,4 ‰, в то время как $\delta^{13}\text{C}$ карбоната морской воды варьировала в пределах -7...-12 ‰. Бактериальные обрастания карбонатной постройки характеризовались экстремально легким изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ варьировала от -75,6 до -83,8 ‰), что в сочетании с данными по изотопному составу карбонатов арагонита дает основание считать образование карбонатных построек следствием активной деятельности метанотрофных бактерий, окисляющих метан до CO_2 .

Однако, несмотря на убедительные доказательства определяющей роли микробного метаноокисления в формировании карбонатных построек в районе метановых сипов в Черном море, дискуссионным остается вопрос о соотношении аэробных и анаэробных процессов метаноокисления при образовании арагонита. Восстановительная обстановка в зоне карбонатных построек не исключает возможности анаэробного метаноокисления, причем роль этого процесса может существенно возрастать в более глубоководных зонах Черного моря.

Как правило, скорость процесса окисления метана тем выше, чем выше его концентрация в воде. Максимальные скорости бактериального окисления метана, известные для гидротермальных систем срединно-океанических хребтов, достигают 21–36 нг $C_{\text{орг}}/(\text{л}\cdot\text{сут})$ при концентрации CH_4 во флюиде 12–17 ммоль/л. В осевых гидротермальных системах, связанных с базальтами и долеритами, концентрация CH_4 обычно не превышает 1 ммоль/л, а скорость окисления метана снижается до 10^{-6} нг $C_{\text{орг}}/(\text{м}^2\cdot\text{сут})$. Однако достоверных оценок общего количества окисленного метана в океане пока еще не существует.

Общее количество кислорода, идущего на окисление метана и водорода, легко оценить, используя определенные выше скорости генерации этих газов $\dot{m}_{\text{CH}_4} \approx 9 \cdot 10^{12}$ г/год и $\dot{m}_{\text{H}_2} \approx 9,7 \cdot 10^{12}$ г/год. Теоретически для полного окисления образующихся при гидратации пород океанической коры метана и водорода необходимо около $(36 + 87) \cdot 10^{12}$ г/год, или 123 млн т/год, свободного кислорода, растворенного в водах Мирового океана. Заметим попутно, что при такой скорости поглощения кислорода, если бы он вновь не регенерировался, то его запасов в земной атмосфере ($11,8 \cdot 10^{20}$ г) хватило бы только приблизительно на 10 млн лет. Фактически же кислород постоянно вновь генерируется в океанах и на суше благодаря жизнедеятельности водорослей и наземных растений. Кроме того, его количество, идущее на окисление абиогенных CH_4 и H_2 , может быть существенно меньшим, поскольку часть метана консервируется в осадочной толще океанов и морей или переходит в атмосферу, а водород в большей своей части, вероятно, дегазируется в атмосферу и далее улетучивается в космическое пространство.

Реакция серпентинизации океанической коры происходит без участия CO_2 , так как эти реакции при данных температурных условиях в океане поддерживают постоянной концентрацию CO_2 в океанических водах, а, следовательно, и парциальное давление углекислого газа в атмосфере. Действительно, любые колебания давления углекислого газа в атмосфере по закону Генри вызывают соответствующие изменения концентрации CO_2 в океанических водах и, тем самым, изменения скорости поглощения CO_2 , после чего опять восстанавли-

вается нарушенное равновесие. Однако время установления нового равновесия, связанное с перемешиванием океанических вод, по-видимому, измеряется периодами от сотен до первых тысяч лет.

Здесь следует также учитывать, что потенциальные возможности процесса поглощения CO_2 при серпентинизации океанических перидотитов оказываются недостаточными для полной компенсации антропогенных выбросов газа в атмосферу, приблизительно равных 5–7 млрд т/год. Однако вклад данных реакций в ряду других процессов поглощения CO_2 все-таки весьма значительный. Если же учесть близкие по характеру процессы низкотемпературного выветривания океанических базальтов, также протекающие с поглощением CO_2 (и образованием молекул карбоната кальция), то оказывается, что процессы гидратации океанической коры могут почти полностью компенсировать техногенные поступления этого газа в земную атмосферу.

3.3. Образование углеводородных залежей на океаническом дне

Обычно метан и водород, выделяемые в гидротермах рифтовых зон срединно-океанических хребтов, поступают в воды открытого океана и в них рассеиваются. Но в тех случаях, когда медленно раздвигающиеся рифтовые зоны оказываются перекрытыми осадками, а также в осадочных отложениях по периферии океанов, под которыми тоже продолжают процессы серпентинизации океанической коры, углеводороды уже могут накапливаться в осадочных толщах и формировать в них нефтегазоносные месторождения. При этом главным фактором преобразования CH_4 , H_2 и H_2S в более сложные углеводороды, по-видимому, является жизнедеятельность аэробных бактерий, потребляющих метан, водород и сероводород и синтезирующих из этих газов органическое вещество. В процессе же диагенеза и катагенеза осадков органическое вещество со временем преобразуется в углеводороды более сложного состава, хотя «кормовой» базой таких органических углеводородов и являются abiогенные CH_4 , H_2 и H_2S .

Классическими примерами накопления углеводородов в осадочных толщах над рифтовыми зонами могут служить бассейны Красного

моря и Калифорнийского залива. В последнем кулисообразно расположенные рифтовые зоны перекрыты слоем осадков мощностью около 400–500 м. Благодаря тепловой конвекции эти осадки активно промываются океаническими водами и горячими гидротермами, питающими собой обильную бактериальную флору как в самой осадочной толще, так и на ее поверхности. Об этом, в частности, свидетельствуют обильные бактериальные маты, окружающие собой выходы горячих и теплых гидротерм. Кроме того, из океанических вод Калифорнийского залива в бассейн также поступает органическое вещество. В результате его осадочная толща в местах разгрузки гидротерм содержит жидкие нафтоиды, концентрация которых достигает 3–4 %. В их составе содержится около 65 % алифатических УВ, 15 % ароматических УВ и 20 % асфальтенов [126–128].

Красное море представляет собой наиболее молодой океанический бассейн, возраст которого не превышает 30 млн лет. Прибрежные и периферийные участки бассейна перекрыты слоем осадков со значительной долей эвапоритов общей мощностью до 3 км. Однако рифтовая зона бассейна с возрастом до 5 млн лет в южной и центральной частях Красного моря еще не засыпана осадками. Органическое вещество осадочных толщ этого моря во многом уже переработано в углеводороды типа *n*-алканов. Близкими по геодинамике являются бассейны Срединно-Арктического хребта и хребта Книповича в Норвежском море. В последнем районе на континентальном склоне границы Баренцева моря, к западу от острова Медвежий, был обнаружен крупный грязевой вулкан площадью более 2 км² с выходами газогидратов и активным выделением метана из осадочных отложений. Рассмотренные реакции генерации термогенного метана, по-видимому, играют существенную роль в образовании газогидратных месторождений на океаническом дне. Весьма вероятно, что многие аналогичные месторождения углеводородов на пассивных окраинах континентов сформировались аналогичным путем, благодаря определяющей роли термогенного метана, поступающего из океанической коры в перекрывающие ее осадочные толщи.

3.4. Экологические и климатические последствия фазовой неустойчивости газовых гидратов на океанском дне

В настоящее время идет интенсивное освоение шельфовой зоны в связи с добычей углеводородов и строительством трубопроводов по дну морей и других водоемов. На повестку дня становится проведение инженерных работ в неконсолидированных осадках и исследование устойчивости подводных склонов (рис. 14, 15). Проблема обеспечения надежного функционирования подводных сооружений ставит совершенно новые задачи перед инженерами и разработчиками.

Широкое распространение газогидратов в донных отложениях морей и океанов помимо позитивной возможности прироста запасов углеводородов создает важнейшую промышленную и экологическую проблему. Одна из сложнейших инженерных проблем в условиях нестабильности газогидратных отложений на морском дне – это



Рис. 14. Освоение Арктического шельфа



Рис. 15. Установка донных сооружений в условиях Арктического шельфа

эксплуатация месторождений, постройка нефтяных платформ и прокладка трубопровода (рис. 14, 15). С подобной проблемой газовойки столкнулись при прокладке газопровода Россия–Турция.

В силу неустойчивости и специфики залегания газогидратов их добыча является весьма проблематичной и скорее относится к технологиям будущего. Тем не менее, ввиду ограниченности общих запасов углеводородного сырья во всем мире, газогидраты морей и океанов привлекает все большее и большее внимание.

На четверти территории суши и на девяти десятых акватории Мирового океана термодинамические условия благоприятствуют накоплению и сохранению природных газовых гидратов. Достаточно высокое давление и низкая температура, необходимые для их образования в природе наблюдаются, как правило, на морском дне в районах, где глубина моря составляет не менее тысячи метров. Средняя температура воды для любого района Мирового океана на глубине 1 км не превышает 5 °С, а на глубине 2 км и более – 2 °С, в приполярных же зонах она близка к нулю в любое время года. В тропических районах газогидраты могут возникать и накапливаться начиная с глубины 300 м, а в полярных районах – 100 м. Когда газогидрат разогревается, он «тает» и распадается на свободный газ и воду. Бурение залежей газогидратов представляет опасность, ибо выделяемое буром тепло способно их растопить и освободить огромное количество энергии и газа, что может привести к взрыву.

Метан является основным природным источником для энергетиков. Его транспортируют по трубам, и газовый гидрат здесь становится опасен. Он закупоривает систему газопроводов, образуя «тромб» из «теплового льда», из-за чего приходится вскрывать трубы. «Каша» из странного льда, обнаруживаемая при этом, быстро тает на глазах, выделяя метан и водяные пары. С появлением «тромбов» борются, повышая температуру или снижая давление. Оба способа в тех условиях, в которых работают газовойки, весьма неудобны. Проще тщательно осушать газ, – без воды гидрат, естественно, не образуется.

Поскольку газогидрат собирается в пустотах осадочных пород, он делает их непроницаемыми и задерживает все, что направляется вверх. Образуется прекрасная ловушка для газа, который стремится выйти вверх. Она имеет замечательное свойство – способность к самоуплотнению, поскольку, чем больше свободного газа проникает к газогидратной зоне, тем прочнее и плотнее становится ее пласт. Наконец, газогидратный слой насыщается полностью и свободный газ скапливается уже под ним.

Наиболее благоприятные перспективы сулит использование не углеводородов, находящихся в газогидратной фазе, а газа, который накапливается под ним.

Современная температура глубинных вод Мирового океана, в основном находящаяся в пределах от 0 до 5 градусов (средняя – около 3–4 градусов), обусловлена глубинами зоны, в которой могут образовываться и существовать газогидраты, приблизительно в 300–500 м ниже уровня моря (рис. 16). В приполярных регионах, там, где наблюдаются отрицательные температуры вод (доходящие приблизительно до $-1,7^{\circ}\text{C}$ в приповерхностных водах), газогидраты могут существовать и при относительно низких давлениях, на небольших глубинах, находясь при этом в метастабильном состоянии. В этих случаях работает механизм самоконсервации, когда при разложении газогидрата он покрывается ледяной коркой, препятствующей дальнейшему разложению.

Стоит заметить, что основная часть газогидратов находится не в свободном состоянии (в воде), а в поровом пространстве донных пород. Они образуют слой толщиной от нескольких сотен метров (если залежи находятся на малых глубинах ниже уровня моря) до 1 км (если залежи находятся на больших глубинах, на несколько километров ниже уровня моря).

Нижняя граница глубин залегания газогидратов определяется геотермическим градиентом в донных породах. Известно, что вследствие притока тепла из недр температура в земной коре растет приблизительно на несколько градусов на каждые 100 м глубины (в спокойных участ-

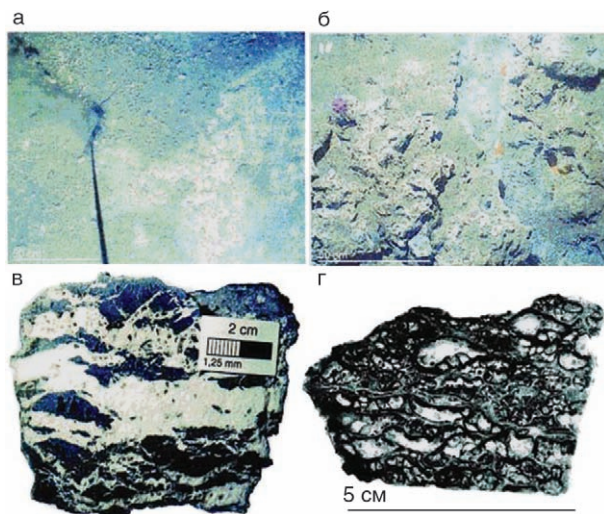


Рис. 16. Газогидраты западной окраины Североамериканского континента (район Каскадия)

ках океанической коры – на 2–3 градуса, в активных – до 4–6 °C/100 м). В результате, несмотря на высокое давление с ростом глубины, температура в коре быстро становится слишком высокой для существования газогидратов. Сейчас обычно предполагается, что ниже слоя газогидратов расположены скопления метана в свободном состоянии. Стоит, однако, заметить, что практически все запасы (около 99 %) газогидратов образуют именно океанические. Это заставляет обратить на них самое пристальное внимание, тем более что современные прогнозы изменения климата в текущем XXI веке дают уже такое возможное повышение температур, которое может затронуть существенную часть океанических газогидратов, находящихся сейчас в зоне стабильности.

Если взглянуть на карту известных залежей океанических газогидратов, то увидим, что они сосредоточены в основном по краям материков (рис. 17). Как правило, это места высокой биологической продуктивности, находящиеся в зонах апвеллинга, где отмечается наибольшая генерация биогенного метана. Кроме того, возможно образо-

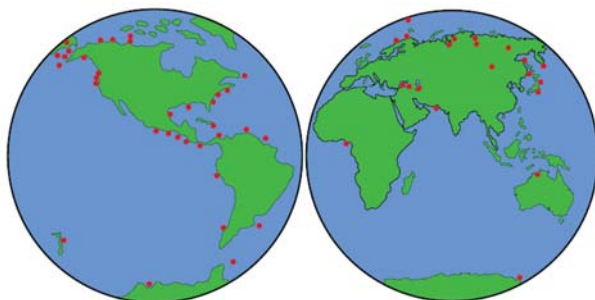


Рис. 17. Распределение газовых гидратов на шельфе морей и океанов

вание газогидратов из метана, поступающего в Мировой океан, на границах литосферных плит, благодаря дегазации земных недр за счет гидротермальной деятельности в зонах растяжения океанической коры или субдукции.

Как известно, газогидратные залежи в зонах растяжения океанической коры образуются в результате действия двух факторов (глава 1 монографии) – тепловой конвекции воды в трещиновато-пористых породах коры и реакции серпентинизации последней. Высокая сейсмичность и тепловой поток срединно-океанических хребтов свидетельствуют о современном развитии астеносферы, приведшем к гидратации пород океанической коры в зонах растяжения литосферных плит.

Океанические газогидраты сосредоточены в основном на глубинах от нескольких сотен метров до 2–3, а иногда и 5–6 км ниже уровня моря. Как показывают последние исследования, выполненные на кафедре геокриологии Московского государственного университета, в условиях грунтовых сред происходит смещение области стабильности газогидратов в сторону более высоких давлений и низких температур. Причем при относительно большой температуре окружающей среды это смещение велико – в отдельных случаях оно может быть довольно серьезным и составлять несколько градусов.

Если учесть еще и то, что температура глубинных вод тоже составляет несколько градусов выше нуля по Цельсию (в среднем

3–4 °С), то увидим, что для разложения всех запасов океанических газогидратов необходимо прогреть глубинные воды и верхний слой осадочной толщи, в котором захоронены газогидраты, приблизительно на 20 °С или даже несколько менее.

Однако пристальное внимание газосые гидраты привлекают не только в связи с использованием их как топлива и химического сырья, но и с обеспокоенностью тем, что в результате выделения метана в атмосферу как при разработке газогидратных месторождений, так и при относительно небольших изменениях термодинамических (климатических) условий, близких к границе фазовой устойчивости газосых гидратов, неизбежно возникнут серьезные экологические и климатические проблемы. Одна из возможных и наиболее просматриваемая сегодня – глобальное потепление Земли, вызываемое усилением парникового эффекта, так как удельное поглощение метаном теплового излучения Земли (радиационная активность) примерно в 21 раз выше, чем углекислым газом.

Концентрация метана в атмосфере примерно в 200 раз ниже, чем концентрация CO_2 . Однако, во-первых, как мы уже отмечали, радиационная активность метана примерно в 21 раз выше, чем углекислого газа, а во-вторых, в ближайшие 50–60 лет ожидается удвоение его концентрации. В середине прошлого века парниковый эффект от метана составлял 6 % по отношению к эффекту, даваемому углекислым газом. Сейчас он равен уже 10, а через полвека достигнет 14 %. Анализ воздуха, захватываемого полярными льдами, показывает, что современный прирост концентрации метана в атмосфере беспрецедентен за последние 160 тыс. лет. Его источники неясны. Весьма возможно, что одним из них служат наблюдаемые и скрытые выбросы метана при разложении природных газогидратов.

Во всяком случае, ясно одно – потепление происходит. Проблема, над которой сейчас задумывается все большее число исследователей, – когда и как отзовутся на это потепление крайне чувствительные к параметрам среды газогидраты. Количество метана, который содержат в себе природные газогидраты, в 3 тыс. раз превосходит его количество в атмосфере ($(6-7) \times 10^{12} \text{ м}^3$). Освобождение этого парникового

потенциала имело бы страшные последствия для человечества. Потепление может вызвать разложение газогидратов, а освобождающийся при этом метан приведет к дальнейшему потеплению. Таким образом, может начаться самоускоряющийся процесс.

Имеющиеся на сегодня упрощенные оценки изменения температурных профилей земной коры приводят к следующим заключениям. Морские газовые гидраты, расположенные в пределах акватории Мирового океана внутренних морей и озер, опасений пока не вызывают. При любом развитии событий они останутся стабильными по меньшей мере в ближайшую тысячу лет. Наибольшую опасность представляют гидраты, которые уже сейчас находятся в метастабильном состоянии (в зонах вечной мерзлоты) (рис. 17). Особенно подвержены изменению климата газогидратные отложения континентальных арктических шельфов. Благодаря поднимающемуся уровню моря они омываются водами Северного Ледовитого океана и испытывают повышение поверхностных температур на 10 °С и более в последние 10 тыс. лет.

Количество метана, освобождающегося из этого источника, уже сегодня составляет около $5,6 \cdot 10^9$ м³/год, то есть 1 % всех известных. Для него критической является температура 0–2 °С, выше которой перестает действовать эффект самоконсервации и начинается обвальное разложение газогидратов. Выдвинута интересная и достаточно хорошо аргументированная гипотеза, согласно которой периодические потепления и оледенения на Земле вызваны разложением и образованием газогидратов. В целом решение проблемы взаимосвязи климат–газогидраты находится сегодня в зачаточном состоянии. Компьютерное моделирование не дает однозначного прогноза развития климата. Имеющиеся гипотезы весьма спорны, оценки приблизительны, расчеты дают большой разброс результатов.

Разложение всех запасов газогидратов в относительно короткие сроки привело бы к самым катастрофическим последствиям. Однако даже разложение относительно небольшой их части может очень серьезно повлиять на климат. Так, палеоклиматические исследования последних лет показывают, что примерно 55 млн лет назад в течение

нескольких тысячелетий произошло разложение около 1 200 г/т газогидратов – это примерно 1/10 часть современных запасов (а в то время, по-видимому, это были все имевшиеся запасы). В результате в конце палеоцена температура поверхностных вод Мирового океана довольно резко поднялась – на 8 °С, а на глубинных – на 5 °С.

Стоит заметить, что эффект этот незначителен по сравнению с приводимыми ниже оценками, поскольку метан частью успевал выводиться из атмосферы и накопление его было меньше из-за высокой температуры океанических вод (примерно на 10 °С выше современной).

Если в нынешнем столетии потепление глубинных вод на несколько градусов все же произойдет, то, скорее всего, это приведет к разложению заметной части современных запасов океанических газогидратов. Основываясь на предположении о возможности разложения 1/10 части современных запасов газогидратов (около 1 000 г/т к концу столетия), можно сделать вывод, что к концу столетия концентрация метана в атмосфере вырастет примерно в 300 раз и составит около 300 ppm, а время жизни его в атмосфере увеличится с 10 до 100 лет (время жизни – важный показатель, от него зависит накопление метана в атмосфере), то температура поверхности Земли может увеличиться на 15–20 °С.

Таким образом, потепление глубинных вод Мирового океана на несколько первых градусов становится вполне возможным особенно после изменений в океанической циркуляции. Это, а также дальнейший прогрев верхнего слоя донных пород даже на несколько первых градусов уже способны серьезно сдвинуть границы зоны стабильности для газогидратов, она станет заметно тоньше. Те газогидраты, которые окажутся вне пределов этой зоны, подвергнутся разложению и метан из них поступит в атмосферу.

В кристаллических гидратах один объем воды связывается с 70–300 объемами газа, который как бы сжат в сотни раз. Вместе с тем, упругость газов и паров воды над газовыми гидратами значительно меньше, чем в свободном состоянии, и даже температура их замерзания понижена. Запасы природного газа в газогидратных залежах суши сопоставимы с запасами обычных газовых месторождений.

А в осадках дна Мирового океана количество метана, заключенного в газогидратных залежах, во много раз превышает общие ресурсы всех других горючих ископаемых суши. По оценкам российских ученых, в глубоководных отложениях заключен почти 1 млрд км³ газа. Глубоко под толщей океанских вод хранятся, возможно, громадные и до сих пор не используемые его запасы.

Некоторое количество метанового гидрата было добыто из подводных месторождений во время осуществления международного проекта по глубоководному бурению. Сегодня можно находить его залежи по анализу структуры пород методом сейсмического профилирования. Пока не удастся выделять газ из гидратного состояния на глубине непосредственно под водой, в связи с тем, что глубина месторождений слишком значительна.

В лабораторных условиях твердые гидраты были получены более 180 лет назад. Столетие спустя, когда началась промышленная добыча газа, в газопроводах и химической аппаратуре газогидраты образовывали пробки, закупоривали трубы, доставляли немало хлопот при транспортировке природного газа по многокилометровым магистралям. Как уже упоминалось, объем твердого гидрата углеводородных газов при переходе в газообразное состояние может увеличиться в 100; 150; 300 раз.

При их освобождении происходит рост порового давления и снижение прочности горной породы. В целом это приводит к неустойчивости пласта подводного склона. В результате может произойти соскальзывание грунта по склону и разрушение подводных инженерных сооружений. Газогидраты относятся к метастабильным образованиям, и даже незначительные изменения температуры и давления способны вызвать необратимый процесс их разложения, связанный с освобождением в окружающую среду огромного количества метана и воды, образуя оползни и обвалы.

Газовые гидраты, как и все соединения клатратного типа, имеют относительно малую область термодинамической устойчивости и поэтому чрезвычайно чувствительны к изменениям условий равновесия. Сравнительно недавно в недрах Земли и на дне Мирового океана обна-

ружены огромные количества газовых гидратов (объем углерода, заключенного в газогидратах, оценивается цифрой, превышающей его содержание во всех остальных видах топлива, вместе взятых). Природные термобарические условия находятся вблизи границ устойчивости газовых гидратов, и поэтому даже относительно небольшие изменения могут привести их к разложению и в результате – к неконтролируемым выбросам, утечкам газа в атмосферу, взрывам, пожарам, многократному усилению парникового эффекта, а также могут явиться причиной механической неустойчивости инженерных сооружений.

Небольшое изменение температуры или давления может привести к превращению прочно сцементированных газогидратсодержащих пород в разжиженную массу и освобождению огромных количеств газа, делающего данный процесс необратимым. Причины на это могут быть самые разнообразные – вулканическая деятельность, понижение уровня Мирового океана, повышение температуры у основания зоны стабильности за счет продолжающегося процесса седиментации и наконец деятельность человека. В природе эти процессы наблюдаются и могут послужить разгадкой многих до сих пор непонятных явлений. Газогидраты подвергают опасности основания прибрежных структур. С процессами их диссоциации теперь связывают наблюдающиеся во многих районах Земли подводные оползни, осадочные блоки и обвалы. Этим же объясняют действие подводных грязевых вулканов в Каспийском море и побережье Панамы. Еще одно проявление газогидратов – выбросы газа в окрестностях о. Беннетта (Новосибирские острова) и в Охотском море. В последнем случае выбросы обусловлены газовым фонтаном, бьющим на глубине 770 м.

Вблизи о. Парамушир в Охотском море при эхолоцировании с советского рыболовного траулера в 1982 г. был обнаружен факел на глубине 700 м, первоначально принятый за тепловой или газовый поток, сопровождающий извержение подводного вулкана (Авдеенко и др., 1986 г.). Позднее была установлена его газовая (метановая) природа. Также наблюдается мощное выделение из осадков газообразных и жидких углеводородов в углеводородных (холодных) сипах Мексиканского залива.

Большая часть Мирового океана покрыта огромными газогидратными полями, под которыми находятся месторождения свободного газа. Эти зоны с глубинами моря 300–1 800 м, с одной стороны, – гигантский резерв природного газа, а с другой – грозят экологическими катастрофами и представляют реальную опасность в сейсмически активных зонах океана.

Подобная катастрофа, связанная с землетрясением, произошла на Сахалине в 1995 г., где, по нашим предположениям, затронутый активизирующимися разломами газогидратный слой спровоцировал его. Мощнейшее землетрясение, унесшее тысячи жизней, произошло в Мексике в 1985 г.; скорее всего, подобная катастрофа была спровоцирована активизацией разлома Сан-Андреас и газогидратными отложениями, обнаруженными на западной окраине Северной Америки. Весь западный сектор Черного моря был охвачен пламенем во время Крымского землетрясения в 1927 г. Взрыв газогидратного пласта сопровождался мощным выбросом газа и воды.

Только изучение физических свойств газогидратов в конце XX в. позволило объяснить происходящие катастрофы в районе Бермудского треугольника. Идея газогидратного объяснения тайны Бермудского треугольника получила недавно поддержку. Согласно этой гипотезе, разложение находящихся в этом районе газогидратов приводит к освобождению огромных объемов газа. Поднимаясь вверх, они превращают водную поверхность в пузырящуюся пену, мгновенно поглощающую любой корабль, и создают восходящее в небо облако метана, приводящее к гибели самолета за счет потери управления в этом мощном потоке.

Выбросы значительных объемов газа могут иметь катастрофический характер в случае, если растрескивание газогидратного панциря происходит стремительно. Такая возможность может реализоваться в тех океанских котловинах, которые быстро погружаются в условиях спрединга дна.

Бермудская котловина может быть отнесена к категории впадин с газогидратным панцирем (наличие газогидратного слоя установлено несколькими скважинами), который периодически дробится в ходе

раскрытия Атлантического океана, происходящего со скоростью 1–2 см/год. Это приводит к выбросам газа, которые способны погубить экипажи кораблей в очаге их действия (рис. 18).

Примером предполагаемого механизма могут служить трагедии в окрестностях о. Монун и Ниос, расположенных в разломной зоне Камерун. В ночь на 21 августа 1986 г. внезапный выброс газов из о. Ниос (площадью 1,48 км² и глубиной 208 м) привел к гибели более 1 700 человек и более 3 000 голов скота. Сероводород, метан, сернистый, углекислый и другие газы, выделившиеся в результате разложения газогидратов, создали смертельное облако объемом $(4–6) \times 10^7$ м³ в кратере потухшего вулкана Камерун.

Для изучения и предотвращения катастрофических выбросов необходимы специальные методы исследования. Возможно, наиболее действенным будет систематическое гидроакустическое наблюдение придонных частей тех водоемов, где проявились подводные выбросы. Примером последствий вмешательства человека в мир природных газогидратов служат крупнейшие аварии в ходе научно-исследовательских экспедиций, послужившие даже причиной запрета

на бурение в водах океана. Так, например, в 1989 г. компания «Сага петролеум АС» понесла убытки в размере 90 млн долл. при бурении скважины на севере Норвежского моря.

Пробы с газогидратами взяты из скважин в Мексиканском заливе, в Атлантическом и Тихом океанах. У нас они подняты с осадками в Черном, Каспийском, Охотском и Балтийском морях, со дна о. Байкал. Они сегодня обнаружены практически во всех морях



Рис. 18. Карта расположения Бермудских островов

и океанах на сейсмоакустических профилях протяженностью в миллионы километров.

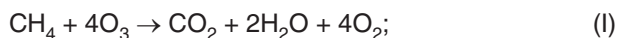
Следует также отметить, что увеличение температуры у дна может произойти в результате локальных завихрений теплых поверхностных вод в придонные слои в результате деятельности подводных грязевых вулканов, что приведет к цепной реакции разложения газогидрата с высвобождением большой массы воды и может спровоцировать подводные обвалы и крупномасштабные оползни. При подъеме на борт газонасыщенных осадков или осадков с мелкими кристалликами газогидратов наблюдается мгновенное их разложение, осадки обводняются, теряют свою структуру, разбухают, расплываются.

Следовательно, во время инженерных работ при прокладке газопроводов и гидротехнических сооружений необходимо учитывать специфику донных отложений, а именно, их высокую газонасыщенность («кипящий» ил, или подводные болота), возможные скопления газогидратов, так как при нарушении целостности осадка существенно изменяются его геотехнические характеристики.

На суше газогидратные залежи по размерам не имеют особых преимуществ по сравнению с обычными газовыми месторождениями, но в морских осадках и подстилающих горизонтах с глубинами залегания всего в десятки и первые сотни метров их запасы многократно превышают ресурсы любых других видов углеводородного топлива. Они безусловно будут вовлечены в топливно-энергетический баланс, когда наступит время истощения традиционных источников природного газа.

Физические свойства газогидратных образований могут быть широко использованы в различных отраслях человеческой деятельности, в частности для хранения больших объемов газа (в том числе неустойчивых и взрывоопасных), в технологиях очистки и разделения газов, бескомпрессорном создании высоких давлений. Имеются предложения применения газогидратов для опреснения морской воды. Выдвинуты также идеи о захоронении парниковых и токсичных газов в форме газогидратов на дне Мирового океана с целью оздоровления экологической ситуации на Земле.

Хотелось бы также осветить проблему антропогенного воздействия на образование так называемых озоновых дыр. Вопреки существующим взглядам о главенствующей роли фреонов в разрушении озона земной атмосферы, их влияние и в энергетическом и в количественном отношении совершенно ничтожно по сравнению с ролью природных эманаций метана и водорода. Действительно, в настоящее время техногенный выброс фреонов не превышает 26–30 тыс. т, тогда как только за счет «дыхания» океанов в атмосферу поступает метана и водорода порядка нескольких миллионов тонн. По некоторым оценкам, выделение из океанов CH_4 достигает 16 млн т/год. К этому следовало бы добавить миллионы тонн болотных газов (того же метана) северных регионов Канады и Евразии. Их соединения с озоном протекают по многоступенчатым реакциям, конечную форму которых можно записать в виде



При этом по реакциям (I) на каждый грамм метана выделяется 20,5 ккал тепла, а по реакции (II) – 46,2 ккал на 1 г водорода. При взаимодействии же фреонов с озоном выделяется на порядок меньше тепла.

Таким образом, метана и водорода поступает в атмосферу на три порядка больше, чем техногенных выбросов фреонов, к тому же их тепловой эффект на порядок выше. Отсюда можно заключить, что значения антропогенного воздействия на озоновый слой в стратосфере Земли, в котором и возникают озоновые дыры, пренебрежимо малы – на много порядков ниже влияния природных факторов. Поэтому все колебания концентрации озона в земной атмосфере носят исключительно природный характер и никак не связаны с деятельностью человека.

ГЛАВА 4. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ВЕРХНЕЙ КОРЫ

В геологической литературе уже давно идет спор между сторонниками двух альтернативных концепций флюидного режима верхней коры. Одни ученые уверены, что основная масса флюидов является ювенильной, т.е. идет из недр Земли. Возврат ювенильных флюидов обратно в недра и их повторные движения не играют существенной роли. Другие специалисты считают, что, как раз наоборот, ювенильные флюиды составляют незначительную часть общего потока флюидов. Основная же масса флюидов имеет поверхностное («метеорное») происхождение. Флюиды, входящие в гидросферу и атмосферу Земли, совершают многократный кругооборот в коре и даже в мантии Земли. Дискуссия двух направлений носит не только академический характер. С флюидным режимом недр Земли связаны образования многих полезных ископаемых, в частности газогидратов [59, 69–71, 177].

Анализ магнитотеллурических данных, сейсмических разрезов и результатов исследований глубоких и сверхглубоких скважин показывает, что кора разделена многочисленными трещиноватыми слоями, которые простираются до глубин порядка 25 км, образуя сложную слоистую систему. Многие специалисты склонны считать, что такая структура является типичной для континентальной коры и распространена повсеместно, по крайней мере там, где она хорошо изучена. От региона к региону меняются лишь число слоев, их толщины и параметры трещиноватой среды. Поскольку флюиды за геологические масштабы времени неизбежно отжались бы из волновода, то должен существовать некий механизм движения, который периодически засасывает их обратно в волновод и, соответственно, увеличивает трещиноватость последнего.

Для описания этого механизма была предложена некоторая геомеханическая модель коровых волноводов в верхней коре (А.В. Каркин, 2000, 2003 гг. [68–71]). В этой модели действуют два конкурирующих флюидодинамических процесса – компакция и дилатансионное расширение. Их взаимодействие поддерживает волновод в состоянии динамического равновесия. Это равновесие проявляется в виде неко-

торого колебательного или волнового движения, в котором чередуются оба процесса. Волнообразные движения охватывают области континентальной коры размером порядка тысяч километров, т.е. размеров самих волноводов. Ожидается, что периоды колебаний волновода находятся в пределах от тысяч до сотен тысяч лет. Однако техногенное воздействие на недра может существенно сократить время переходных вынужденных процессов в волноводах до сотен и десятков лет.

По степени интенсивности и масштабам действия – это один из самых действенных механизмов переноса флюидов в верхней коре за геологические промежутки времени. В самом деле, градиенты порового давления в стадии компакции соизмеримы с градиентом геостатического давления. Не существует других природных процессов, в которых градиенты порового давления на больших расстояниях и за геологические масштабы времени по порядку величины были бы такими же. Например, при тепловой конвекции в пористых средах градиенты давления на два-три порядка меньше геостатического давления. Кроме того, зона действия тепловой конвекции очень мала и ограничена в основном небольшой окрестностью магматических интрузий и непосредственно районами действующих и потухших вулканов.

Периодически двигаясь вверх и вниз от волноводов и обратно к ним, флюиды как бы промывают насыщенные УВ и минеральными веществами осадочные слои и создают предпосылки для образования как рудных тел, так и углеводородных (УВ) месторождений. При движении флюидов в фазе компакции из волноводов вверх они упираются в непроницаемые покрывки и создают аномально высокие пластывые давления. Аналогично концентрации УВ происходят концентрация минералов и образование рудных месторождений. Существует много данных о том, что эти процессы происходят параллельно и даже иногда почти в одних и тех же местах. Флюиды могут мигрировать вдоль волноводов по латерали на большие расстояния порядка размеров самих волноводов. Предполагается, что этот механизм является одним из основных факторов, определяющих флюидодинамический режим континентальной коры на указанных расстояниях и за геологические масштабы времени.

В различных вычислительных технологиях, претендующих на описание миграции УВ-флюидов, обычно в основу кладутся те или иные частные механизмы, которые действительно существуют и участвуют в указанных процессах, но только лишь как сопутствующие, но отнюдь не главные факторы движения флюидов. Например, в программе BasinMod, распространяемой компанией Platte River Associates, Inc., в качестве движущего механизма выступает архимедова сила в смеси вода-нефть, возникающая в результате разности плотности между водой и нефтью. Между тем существующие экспериментальные данные свидетельствуют о том, что УВ-флюиды проходят длительную эволюцию (включающую в себя миграцию на большие расстояния), прежде чем они становятся тем, что мы называем нефтью. Указанная архимедова сила носит пассивный характер и не способна обеспечить весь этот процесс. Она может играть существенную роль лишь на заключительной стадии формирования месторождений, когда происходит заполнение ловушек нефтью и газом. В действительности же необходимы другие, более мощные процессы, приводящие флюиды в движение и подготавливающие заключительную стадию формирования месторождений. В предлагаемой концепции роль этой движущей силы играет коровый волновод (рис. 19).

Если экспериментальные данные подтвердят предлагаемую концепцию, то возникнет необходимость коренного пересмотра всех геологических представлений и взглядов, в которых крупномасштабная миграция флюидов играет существенную роль. В особенности это касается проблем образования месторождений полезных ископаемых, экологии и гидрогеологии.

Как известно, в теории органического происхождения нефти есть принципиальные трудности. Согласно этой теории УВ при соответствующих термодинамических условиях образуются из органического вещества, равномерно рассеянного по всему осадочному покрову. Возникает вопрос, каким образом рассеянные УВ концентрируются в месторождениях, занимающих относительно небольшие объемы. Существующие гипотезы, объясняющие этот парадокс, наталкиваются на определенные трудности. Одна трудность этих схем состоит

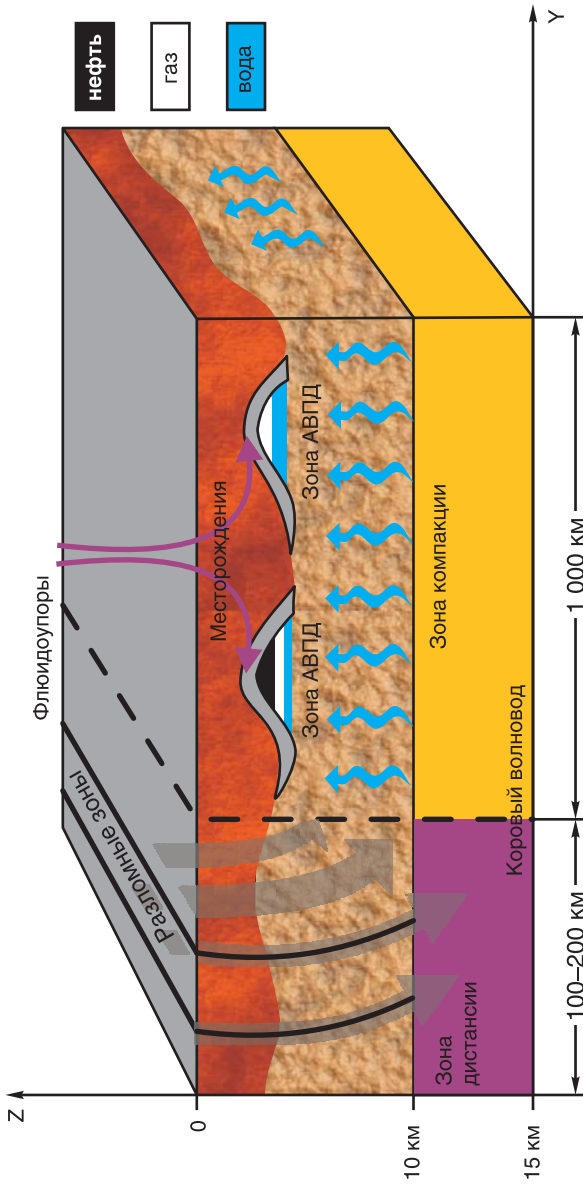


Рис. 19. Схема корового волновода, объясняющая движение флюидов верхней коры

в том, что характерные пространственные размеры, времена и интенсивность этих процессов (которые, несомненно, происходят в осадочных бассейнах) не соответствуют масштабам, необходимым для объяснения указанного парадокса. Аналогичные трудности есть и в концепции неорганического происхождения залежей нефти и газа. Предложенная модель коровых волноводов является компромиссным вариантом, который позволяет разрешить трудности обеих концепций и сохранить позитивные результаты каждой из них. По существу же фактически предлагается принципиально новая концепция флюидного режима в коре. В частности, она позволяет прояснить наиболее слабое звено в теории органического происхождения нефти, а именно механизм концентрации УВ.

На основе этой концепции был исследован механизм движения флюидов в бывших зонах коллизии литосферных плит. Напомним, что вследствие процесса субдукции в зоне коллизии литосферных плит океанское дно поддвигается под островные дуги и активные окраины континентов. В результате под островные дуги затягиваются осадки с большим содержанием УВ. Поскольку масса осадков, проходящих через эту зону, весьма велика, то существуют благоприятные условия для возникновения большого количества месторождений УВ промышленного масштаба, в том числе и месторождений-гигантов.

Согласно упомянутой концепции процесс образования УВ под островными дугами в зонах коллизии континентальных плит проходит в три этапа. Первый этап представляет собой образование нового океана с рифтовым хребтом посередине и пассивными окраинами континентов. В пассивных окраинах образуется мощный слой осадков, содержащих большое количество УВ. На втором этапе заканчивается эволюция молодого океана и происходит его «старение». Оно заключается в том, что обстановка растяжения сменяется обстановкой сжатия. Образование новой коры прекращается. Более того, начинается сокращение океанической коры в результате возникшего процесса субдукции. Рифтовый хребет превращается в островную дугу, под которую поддвигается океаническая кора. Под эту островную дугу затягивается вся океаническая кора, включая осадочный покров на

ней. Третий этап состоит в эволюции зоны субдукции и миграции флюидов из субдуцируемой зоны с образованием гигантских нефтегазовых месторождений (рис. 20).

На каждом этапе геодинамической эволюции во флюидном режиме верхней коры важную роль играют коровые волноводы. На первом этапе образования осадочных бассейнов в пассивных окраинах континентов во флюидодинамическом режиме этих бассейнов доминирующую роль играют два явления – консолидация осадочного бассейна и автоколебания коровых волноводов. Консолидация охватывает зону до глубины примерно 10 км. В процессе ее флюиды устремляются вверх, частично унося с собой растворенные в них УВ. В нижней части осадочного бассейна от 10 до 20 км возникают коровые волноводы, которые охватывают не только осадочные породы, но и породы фундамента.

Сам факт существования волноводов приводит к периодическим вертикальным движениям флюидов вверх и вниз в вышележащие слои. Эти движения не только «промывают» весь осадочный покров, но и способствуют концентрации УВ. В итоге УВ, рассеянные первоначально по всему объему осадочного покрова, концентрируются в ограниченных зонах, образуя скопления УВ.

Второй важный факт состоит в том, что волноводы обладают особыми реологическими свойствами. Вязкость их много меньше вязкости окружающих их пород. Когда в процессе субдукции надвигаемая плита «наезжает» на зону волновода, то условия поддвига резко улучшаются. Волновод играет роль «смазки» для трущихся друг о друга плит. В итоге пододвигаемая плита имеет возможность продвинуться далеко в глубь недр Земли. Это обстоятельство чрезвычайно важно как с точки зрения геодинамики зон субдукции, так и с точки зрения флюидного режима и миграции УВ.

На третьем этапе наибольший интерес вызывает движение флюидов из зоны субдукции. Отжимание флюидов вверх идет в режиме компакции многофазного (в частности, двухфазного) флюида. Режим компакции развивается на фоне медленных процессов, длящихся десятки миллионов лет, и характеризуется вязкими деформациями

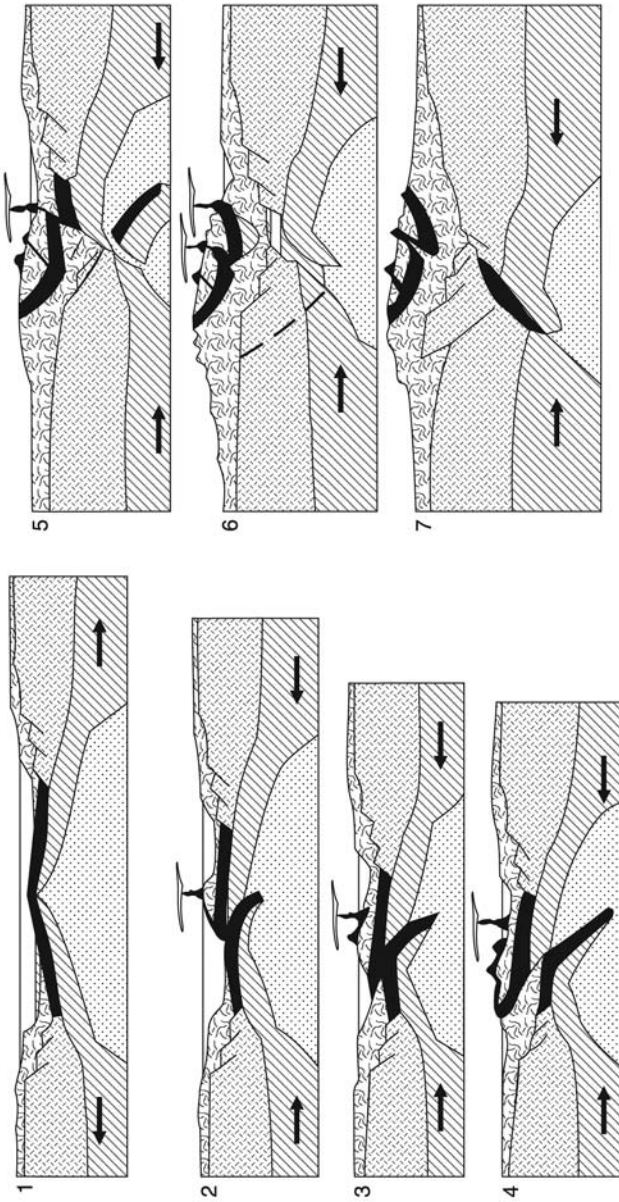


Рис. 20. Последовательные фазы процесса преобразования пассивных окраин в зоны субдукции:
 1 – строение литосферных плит под океанами Атлантического типа; 2, 3 – начальная стадия закрытия океана, образование островной дуги на месте древней рифтовой зоны; 4, 5 – столкновение островной дуги с окраиной одного из континентов; 6, 7 – столкновение континентов и возникновение краевых прогибов в условиях конвергенции литосферных плит

скелета. Между тем в зоне субдукции имеют место интенсивные сейсмические процессы. При сейсмическом сотрясении на короткое время открываются трещины, в окрестности которых среда подвергается дилатансионному охрупчиванию. При этом происходит перераспределение порового давления и интенсивный переток флюидов.

Эти быстрые процессы сопровождаются упругими деформациями скелета. Они резко ускоряют процесс концентрации и сегрегации флюидов и их подъем наверх. Образование и наполнение месторождений УВ в значительной степени связано с быстрыми процессами. Эти процессы описываются пороупругой моделью движения многофазных сред. В пороупругой модели есть два характерных времени – релаксации порового давления (соответствующие процессы достаточно быстро затухают) и более медленные процессы, описываемые моделью Баклея-Левверетта. В последнем случае происходит вытеснение одной фазы флюида другой под действием их разности плотности. Именно эта модель и использовалась для анализа заключительной фазы образования нефтяных и газовых месторождений (рис. 21).

Необходимым условием образования УВ-месторождений являются коллекторские свойства пород. Зоны разуплотнения в кристаллических породах на территории России обнаружены в Кольской СГ-3, Минибаевской, Криворожской, Туймазинской, Сотниковской и во многих других скважинах. Представления о механизме возникновения разуплотненных трещиновато-пористых и кавернозных зон основаны на данных сверхглубокого бурения и современных геофизических методов.

Многие ученые связывают появление разуплотненных зон с изменением состава глинистых минералов. Так, при преобразовании монтморилонита в гидрослюда и каолинит происходит разуплотнение пород до 30 %. Вода при переходе из связанного в свободное состояние приобретает высокие растворяющие свойства. В этом случае в раствор переходят не только легкорастворимые соли, но и такие минералы, как кварц, алюмосиликаты и кальцит. Получается очень агрессивный флюид, растворяющий многие твердые породы и приводящий к созданию системы трещин. При интенсивной циркуляции

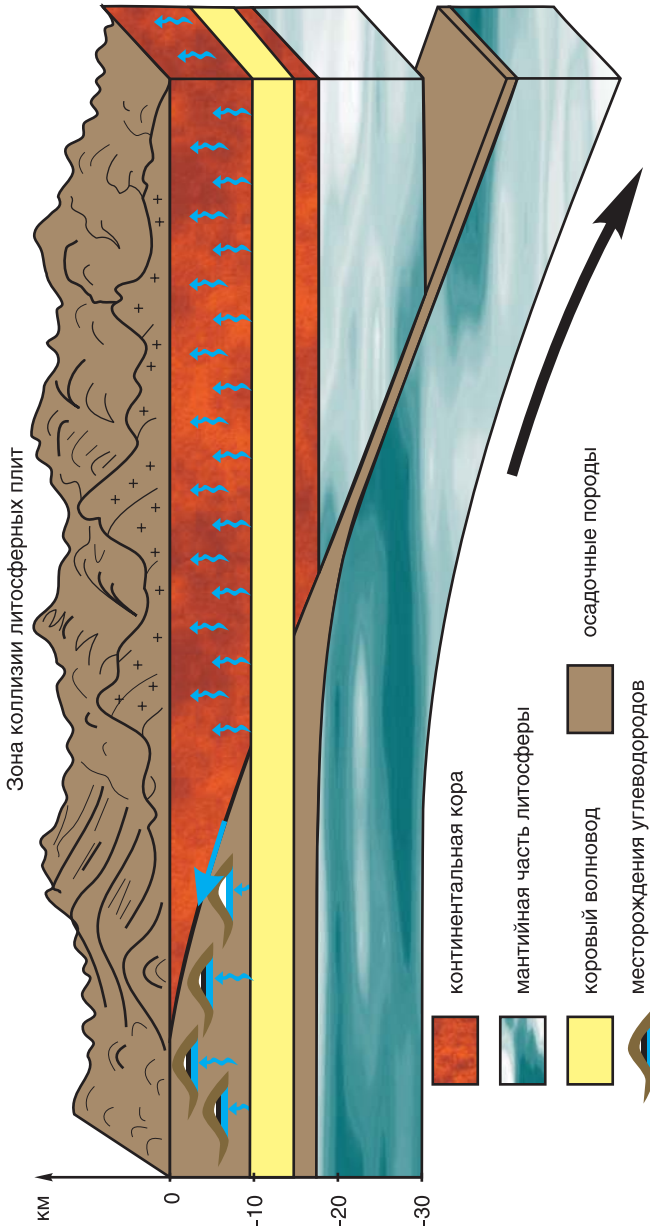


Рис. 21. Блок-диаграмма зоны субдукции Предверхоянского прогиба

этих флюидов в карбонатных породах происходят выщелачивание последних, что приводит к формированию трещиноватости и улучшению коллекторских свойств с глубиной.

Важную роль в образовании разуплотненных зон играют также цеолиты, которые представляют собой водные алюмосиликаты щелочей и щелочных земель. Кристаллическая структура этих минералов включает в себя крупные полости и каналы, заполненные водой. Она способна к обмену ионами и молекулами.

На больших глубинах (порядка 7 км) и при высоких температурах происходит замена воды жидкими и газообразными УВ. В настоящее время на этих глубинах обнаружена нефть, хотя ранее считалось, что на этих глубинах УВ могут существовать только в виде метаморфизованных газов. Изложенные выше представления о механизме разуплотнения и захвата УВ цеолитами в принципе объясняют этот факт. Однако они должны быть дополнены представлениями о колебательном режиме коровых волноводов, благодаря которому УВ из волновода попадают на эти глубины.

Таким образом, предлагаемая концепция объясняет происхождение многих нетрадиционных месторождений нефти и газа в кристаллическом фундаменте и консолидированных осадочных породах. Если существует выступ фундамента (месторождение Белый Тигр Зондского шельфа или Татарский свод), а поблизости находится достаточно большой осадочный бассейн (Прикаспийская впадина) или бывшая зона субдукции (Уральский хребет), то расположенный на глубинах 10–15 км коровый волновод может стать каналом переноса УВ по латерали на большие расстояния. В результате могут возникнуть месторождения нефти и газа либо в тонком осадочном слое над фундаментом (Ромашкинское месторождение), в котором нет достаточно большого нефтематеринского потенциала, либо в самих породах фундамента (месторождения типа Белый Тигр) (рис. 22, 23).

Весь Прикаспийский регион обладает колоссальным нефтематеринским потенциалом. Тем не менее, крупнейшие месторождения (нефтяные Тенгизское и Карачаганакское, а также Астраханское и Оренбургское газоконденсатные месторождения) обнаружены толь-



Рис. 22. Карта шельфа Вьетнама с расположением месторождений углеводородов [Арешев Е.Г. 2003]: 1 – зоны спрединга; 2 – зоны спрединга; 3 – изобаты морского дна, м; 4 – среднеперспективные зоны нефтегазоносности Меконгского НГБ; 5 – высокоперспективные зоны нефтегазоносности Меконгского НГБ; 6 – месторождения

ко по бортам Каспийского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Предлагаемая концепция дает следующее объяснение этому факту. По бортам НГБ сравнительно неглубоко находятся рифы (являющиеся хорошими коллекторами), покрытые сверху соленосными покрывками, и это обеспечило возникновение там месторождений-гигантов. Находящиеся рядом совершенно аналогичные структуры оказались пустыми потому, что они не были соединены проводящими каналами с коровым волноводом и потому не получали от него питания. Можно предположить, что весь Прикаспийский регион, включая его центральные части, исключительно богат УВ.

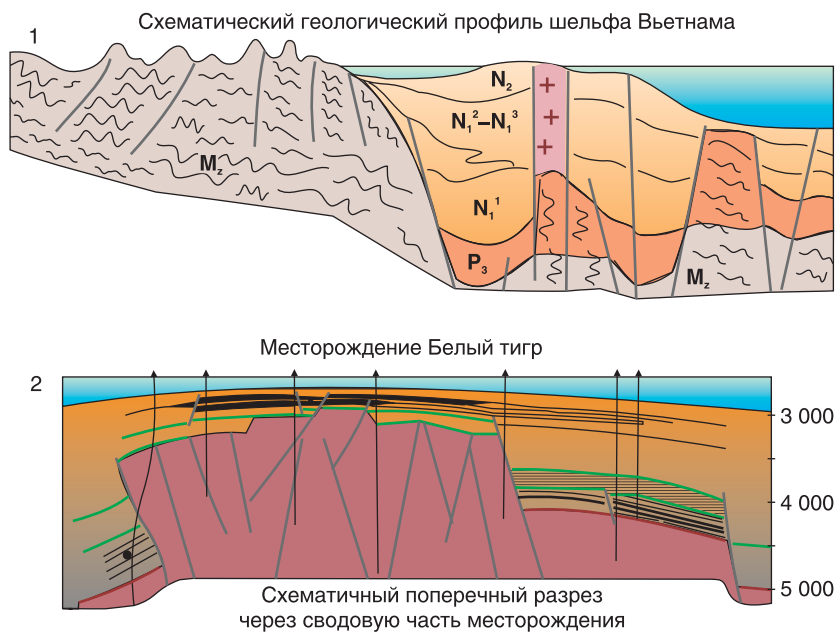


Рис. 23. Геологический профиль шельфа Вьетнама [Арешев Е.Г. 2003]:
1 – геологический профиль шельфа Вьетнама, иллюстрирующий
гранитоидные выступы фундамента; 2 – схематический поперечный разрез
через сводовую часть месторождения Белый Тигр

Схемы образования газогидратных залежей и углеводородов во многом схожи с той лишь разницей, что для формирования газогидратов не нужны высокие давления и температуры, флюидный режим для пассивных окраин континентов зон растяжения и зон субдукций (связанных с островодужными комплексами) имеет ту же закономерность. Коровый волновод играет роль накопителя и распределителя углеводородных флюидов. Он может улавливать как метеорные, так и глубинные флюиды. Для образования газогидратных залежей нет необходимости в ловушках и покрывках. Наоборот, чем больше гидрологическая связь с поверхностью, тем лучше условия для циклически повторяющихся процессов обогащения осадков УВ флюидами.

Связь с поверхностью нужна для обильного питания трещиноватых зон метеорными флюидами, поэтому все разломы, связанные с коровым волноводом, потенциально богаты углеводородными флюидами.

Из этих представлений вытекает методика поиска и разведки многих полезных ископаемых. Она сводится к поискам возможного генерационного УВ-потенциала и путей миграции флюидов от него, а также современных и древних трещиноватых зон, связывающих (или связывавших) волноводы с земной поверхностью.

Мы считаем, что коровый волновод на соответствующих глубинах играет доминирующую роль во флюидном режиме верхней коры. По простым оценкам (принимая во внимание его размеры и предполагаемую пористость), в волноводе предполагается огромное количество воды. Ее достаточно для того, чтобы покрыть континенты слоем воды порядка 500 м, поэтому колебательные процессы в коровом волноводе существенно влияют на гидрологический режим в приповерхностных слоях. Это проявляется в колебаниях уровня замкнутых водоемов. В частности, вполне возможно, что колебания уровня Каспийского и Аральского морей объясняются изменением режима корового волновода. Известно, что площадь поверхности морей в геологическом прошлом испытывала существенные колебания, причем они не всегда коррелировали с изменением климата и гидрологического режима. Так, начиная с 1977 г. уровень Каспийского моря после длительного падения стал неожиданно подниматься со скоростью от 10 до 32 см/год и сейчас достиг 1,5 м.

Восходящие и нисходящие потоки флюидов над коровым волноводом оказывают существенное воздействие на экологическую ситуацию в данном регионе. Восходящие потоки выносят на поверхность вредные вещества (сероводород и др.), отравляя поверхностные слои, это имеет место в районах Астраханского и Тенгизского месторождений. Нисходящие потоки, наоборот, могут играть положительную роль, если их использовать для захоронения вредных промышленных и радиоактивных отходов.

Автоколебательные процессы в волноводе тесно связаны с сейсмическим режимом данного региона. В фазе компакции коро-

вый волновод разжижается, а флюиды устремляются вверх. Попадая в разломы, они могут провоцировать сейсмические подвижки. При этом на глубинах самого волновода очагов землетрясений нет, а в вышележащих слоях возможны землетрясения небольшой магнитуды. В фазе дилатансии, наоборот, среда волновода осушается и упрочняется. В этом случае как раз и происходят землетрясения с большой магнитудой. Как известно, на разломе Сан-Андреас есть участки крипа, где практически нет землетрясений, а есть опасные участки, где после некоторого затишья происходят крупные землетрясения. Согласно нашей концепции можно предположить, что участки крипа соответствуют фазе компакции, а сильные землетрясения – фазе дилатансии. Сам момент сильных землетрясений приурочивается к смене фаз. В частности, техногенная смена фаз может привести к сейсмическим сотрясениям. Изучая геодинамический и флюидный режимы волновода, можно подойти к проблеме прогноза землетрясений.

ГЛАВА 5. МОДЕЛЬ ТЕПЛОВЫЙ КОНВЕКЦИИ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ

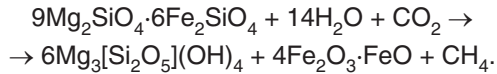
Тепловая конвекция действует в условиях сильного нагрева, при температурах, значительно превышающих температуру устойчивого состояния газогидратов. Однако для существования конвекции нужна не просто высокая температура, а высокий градиент температуры. В кровле области конвекции температура близка к температуре дна океана, соответствующей температуре в зоне гидратообразования (ЗОГ). Этот механизм, в принципе, может привести к образованию скоплений газогидратов на склонах срединно-океанических хребтов. Наличие холодной опресненной воды способствует данному процессу.

В результате тепловой конвекции морская вода многократно прокачивается через разогретые породы новообразованной коры в риф-

товых зонах, приводя к их серпентинизации. При серпентинизации железистых оливинов происходят реакции типа [126–128]



Морская вода содержит растворенный углекислый газ. При диссоциации его, а также воды в процессе образования серпентинитов происходит синтез метана по схеме



Факт существования водорода и метана, как уже утверждалось выше, подтверждается анализом проб, взятых из гидротерм в срединно-океанических хребтах Центральной Атлантики и других районов. Осадочные породы кроме органического вещества (ОВ) содержат еще ионы SO_4^{2-} , радикалы HCO_3^* и свободные валентности на твердой фазе. Эти радикалы и свободные валентности приводят к образованию активных слабосопряженных радикалов H^* и CH^* , которые, в свою очередь, при соединении с ОВ приводят к образованию новых, более крупных радикалов и дальнейшим химическим реакциям, заканчивающимся образованием УВ.

Образование газогидратов при тепловой конвекции связано с некоторыми физико-химическими свойствами пористых сред, которые влияют на равновесие реакции образования газогидратов. Согласно [51, 68, 175–177], в пористой среде имеют место термодинамический и кинетический эффекты. Суть первого состоит в том, что стенки трещин, будучи гидрофильными, снижают химический потенциал поровой воды. В результате этого в соответствии с законом действующих масс для образования гидрата при той же температуре требуется более значительная концентрация исходного УВ-газа. Кинетический эффект связан с образованием кристаллической решетки газогидрата. Если кристаллическая решетка газогидрата больше поры вмещающей породы, то газогидраты образоваться не могут. Оба указанных эффекта приводят к тому, что газовый раствор, недонасыщенный в мелкопористой среде, попадая в крупнопористую среду, стано-

вится насыщенным и осаждает газогидраты. В отличие от других механизмов фильтрации воды тепловая конвекция отличается высокой интенсивностью на сравнительно небольших расстояниях и нестабильностью потоков. Постоянно происходит «промывание» всех участков коры (в том числе и малопористых). Это приводит к тому, что, с одной стороны, удаляется избыточная морская соль, которая выпадает при гидратообразовании и препятствует ему, а с другой стороны – действуют указанные выше эффекты, которые также способствуют возникновению газогидратов. Поэтому из чисто теоретических соображений можно ожидать, что газогидраты образуются в значительном количестве в результате гидротермальной деятельности.

Скорости восходящих потоков можно оценить по некоторым наблюдениям, например, по тепловой конвекции воды в трещиноватопористой среде горных пород. Внедрившиеся в кору расплавы пород («интрузии») создают в их окрестности сильный градиент температуры. Он является причиной конвективных движений. Следы тепловой конвекции можно наблюдать и легко идентифицировать вблизи вулканов и магматических очагов. Тепловая конвекция создает характерные изменения горных пород, которые называют «ореолом». Более того, результаты действия тепловой конвекции можно наблюдать непосредственно на дне океана вблизи так называемых срединно-океанических хребтов. В этих районах частично расплавленная астеносфера близко подходит ко дну океана. В результате в придонных трещиноватых слоях коры возникает тепловая конвекция воды, пульсации которой прорываются в океан. Из иллюминатора батискафа можно наблюдать восходящие прямо со дна струи горячей воды, окрашенные в белый и черный цвета. Их называют черными и белыми «курильщиками». Цвет им придают растворенные в воде минеральные вещества. «Курильщики» являются следствием турбулентного (т.е. беспорядочного) режима тепловой конвекции. Тепловая конвекция достаточно хорошо исследована теоретически и экспериментально в лабораторных условиях. Факт ее существования не оспаривается практически никем из специалистов. Более того, многие ученые вообще считают, что тепловая конвекция является единственно возмож-

ным механизмом миграции флюидов и дифференциации вещества, что приводит к образованию месторождений полезных ископаемых.

Простые оценки показывают, что скорости тепловой конвекции и других наблюдаемых флюидных процессов примерно на три порядка превышают среднюю скорость ювенильных потоков, рассчитанных по указанной выше схеме. К сожалению, этот простой путь наталкивается на определенные трудности. Эти оценки и соответствующие выводы можно подвергнуть сомнению, если считать, что наблюдаемые высокие скорости движения флюидов отражают лишь локальные флюидные процессы и никак не связаны со средними скоростями движения ювенильных флюидов по всей Земле.

Отчасти это действительно так. Средние скорости вертикальных движений флюидов столь малы, что пока не могут быть измерены известными прямыми инструментальными методами. Поэтому используются косвенные методы исследования флюидного режима верхней коры. Как правило, доминирующих процессов и явлений, существенно влияющих на флюидный режим, не так уж и много. Среди них можно установить некоторую иерархию.

Верхняя кора отличается особой структурой. Она в наибольшей степени (по сравнению с нижней и средней корой) разбита разломами и трещинами различных размеров. Особую роль в верхней коре играют листрические разломы и волноводы, расположенные на глубинах 10–15 км. Они имеют практически повсеместное распространение. Особую роль играют волноводы в верхней коре, которые находятся на глубинах примерно 10–15 км и простираются в горизонтальном направлении на достаточно большие расстояния. Трещиноватая структура верхней коры приводит к тому, что кора в этой части чрезвычайно насыщена водными флюидами. Вода может находиться как в связанном, так и в свободном состоянии. Ее общее содержание столь велико, что при полном обезвоживании верхней коры континентов объем Мирового океана удвоится. Такое высокое насыщение водой и другими флюидами, несомненно, сказывается на всех геологических процессах верхней коры.

Было показано, что волноводы не могут находиться в состоянии покоя. Они совершают колебательные или волновые движения,

периодически сжимаясь и расширяясь. Главное геологическое следствие этих колебаний заключается в вынужденном круговороте флюидов в верхней коре, который охватывает все области континентальной коры, где существуют волноводы, т.е. достаточно большие пространства. Он не требует никакой дополнительной энергии, поскольку сам вызван тектоническими силами, уже обладающими колоссальной энергией. Поскольку все флюиды (в том числе и водные) являются очень агрессивным агентом, то указанный круговорот качественно влияет на многие геологические процессы, осуществляя транспорт вещества верхней коры, его преобразование и концентрацию. Характерный период колебаний цикла волноводов равен длительности самой продолжительной фазы (фазы компакци). Это примерно 10^3 – 10^4 лет.

В результате в них периодически закачивается и из них откачивается большое количество флюидов (в основном водных) из верхней коры. В процессе нисходящих движений водные флюиды растворяют углеводороды и увлекают их в зону волноводов. Хотя растворимость углеводородов в воде ничтожна, их масса (увлеченная в волноводы) за геологические масштабы времени и на достаточно больших площадях оказывается весьма существенной. Термодинамические условия волноводов таковы, что растворимость углеводородов в воде в них резко увеличивается. Это создает предпосылки для концентрации углеводородов.

Аналогичные автоколебания возникают и в разломах. Наиболее близкими по своей природе и размерам к волноводам являются листрические (т.е. изогнутые) разломы. Многие геофизики считают, что листрические разломы и волноводы составляют одно целое. Поэтому период колебаний в листрических разломах близок к периоду колебаний волноводов. Кроме того, в разломах (особенно в мелких) могут возникать вынужденные колебания, обусловленные неравномерностью течения тектонических процессов. Были построены и исследованы соответствующие математические модели указанных колебательных процессов. Периоды колебаний обычно связаны с размерами. Это обусловлено многими причинами, в том числе взаимным

влиянием флюидов и разломов. Поэтому колебания небольших разломов происходят с большими частотами. Во всех этих случаях основной механизм, который приводит в движение флюиды – дилатансия и следующая за ней консолидация пород.

Указанные колебания являются движущим механизмом переноса и концентрации различных веществ в верхней коре, в том числе и углеводородных.

Очевидно, что значительная часть водорода и УВ попадает в гидросферу и затем безвозвратно рассеивается. Этот процесс значительно ускоряется, если на границе контакта океана и трещиноватой коры нет гидроизоляции. Однако если гидротермальные системы сверху перекрываются осадочными слоями, то создаются условия для образования месторождений УВ, что представляет практический интерес.

Гидроизолирующие перекрытия у верхней границы области тепловой конвекции в коре могут создавать и сами газогидраты, которые образуют хлопья, напоминающие снег. Осадочные слои успевают возникнуть, в частности, при медленных скоростях спрединга, например в Срединно-Арктическом хребте (хребет Гаккеля). Однако медленным скоростям спрединга соответствует и менее интенсивная гидротермальная деятельность. В этой связи возникает проблема количественной оценки интенсивности различных факторов (в первую очередь, тепломассопереноса) в гидротермальных системах, приводящих к образованию месторождений УВ, с тем чтобы определить перспективу образования промышленных скоплений УВ в этих регионах. Основная идея данного подхода к исследованию конвекции в пористых породах океанической коры заключается в следующем [51, 68]. На поверхности дна океана мы наблюдаем некоторые признаки конвекции воды в океанической коре. К ним относятся подводные ключи, «белые» и «черные курильщики» и периодические пространственные изменения в горизонтальном направлении теплового потока. Последние отражают структуру конвективных ячеек. Анализируя эти признаки, можно оценить интенсивность конвективного процесса и определить те районы океанического дна, где образование газо-

гидратов посредством данного механизма наиболее вероятно. Если распределение газогидратов будет соответствовать этим районам, то можно будет говорить о правдоподобии предлагаемых представлений. Модель тепловой конвекции позволяет выявить также признаки проявления данного процесса, которые не охватываются уже проведенными исследованиями, и сформулировать программу геофизических измерений по целенаправленному поиску и анализу этих признаков. В частности, на основе данной теоретической схемы можно составить программу бурения океанического дна и сопутствующих поверхностных геофизических измерений.

Очевидно, целесообразно исследовать в первую очередь те районы, где, с одной стороны, есть достаточно плотный осадочный покров (способный удержать УВ), а с другой стороны, есть хоть небольшие открытые участки с явными проявлениями гидротермальной активности.

Производя наблюдения и измерения в последних, а также измерения теплового потока на дне океана, можно получить количественные оценки указанных факторов. С этой целью мы приводим результаты численных расчетов А.В. Каракина (2000–2003 гг.) в этой области.

Считаем скелет среды недеформируемым и пренебрегаем внутренними источниками тепла. Тогда уравнения тепломассопереноса в приближении Буссинеска запишутся в виде

$$\frac{1}{\rho_f} \frac{\partial p}{\partial x_i} = -\frac{v}{k} v_i - \alpha T g_i; \quad (1)$$

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_f c_f v_i \frac{\partial T}{\partial x_i} = \lambda \nabla^2 T, \quad (2)$$

где p – поровое давление;

T – температура;

v_i – скорость фильтрации жидкости в пористой среде;

λ – эффективный коэффициент теплопроводности;

$\lambda \nabla^2 T$ – плотности жидкости двухфазной среды;

g_i – ускорение силы тяжести;

α – коэффициент теплопроводности;

k – коэффициент проницаемости;

$\rho c = (1 - m)\rho_s c_s + m\rho_f c_f$;

m – пористость;

t – время;

x_i – координаты;

ρ_s, c_s, ρ_f, c_f – соответственно плотность и теплоемкость при постоянном давлении скелета и флюида;

ν – кинематический коэффициент вязкости воды.

Уравнение теплопроводности удобно преобразовать к виду

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \gamma v_i \frac{\partial T}{\partial x_i} = \kappa \nabla^2 T, \quad (3)$$

где κ – эффективный коэффициент температуропроводности двухфазной среды, параметр γ определяется формулой

$$\gamma = \frac{\rho_f c_f}{(1 - m)\rho_s c_s + m\rho_f c_f}.$$

В случае, когда задается скачок температуры ΔT на нижней и верхней границах, параметром, характеризующим интенсивность процесса конвекции, является число Рэлея (точнее говоря, аналог числа Рэлея для пористых сред):

$$Ra = \frac{\alpha g \Delta T k h}{\nu \kappa}, \quad (4)$$

где g – модуль вектора g_i .

Интенсивность теплопереноса при тепловой конвекции определяется числом Нуссельта

$$Nu = \frac{qh}{\lambda \Delta T}; \quad q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_f c_f v_z T, \quad (5)$$

где h – толщина слоя;

q – полный тепловой поток.

Численно решая краевую задачу (1–2), А.В. Каракин считает, что при различных граничных условиях можно определить числа Рэлея

и Нуссельта и все характеристики теплового и массового потоков в интересующей нас области. Однако эффективные коэффициенты проницаемости и теплопроводности в трещиноватых средах океанической коры, а также геометрические характеристики модели и краевые условия являются достаточно неопределенными величинами. Это обстоятельство в значительной степени обесценивает точные численные решения в модели конвекции при изучении конкретных объектов. В то же время результаты анализа численных и физических экспериментов можно использовать при качественном исследовании конвективных процессов.

О числе Рэлея мы можем судить по наблюдаемым на поверхности океанического дна признакам тепловой конвекции. Соотношение, связывающее числа Рэлея и Нуссельта, можно определить из численных и лабораторных экспериментов, что позволяет найти суммарный тепловой поток. Поскольку основная его часть – конвективная составляющая, то тепловой и массовый переносы пропорциональны друг другу. Тем самым мы получаем оценку производительности тепловой конвекции в механизме образования УВ по предложенной схеме (А.В. Каракин, 1997).

Были получены зависимости числа Рэлея от числа Нуссельта. Указанное соотношение зависит от различных факторов – граничных условий, аспектного отношения и др. Особенно сильно влияет аспектное отношение трещиноватого слоя. В.Р. Малкус выдвинул гипотезу о том, что независимо от геометрии области аспектное отношение ячейки автоматически устанавливается таким образом, что реализуется максимальный тепловой поток (т.е. максимальное число Нуссельта). Численные эксперименты В.П. Трубицына и других авторов показали, что эта гипотеза при значениях числа Рэлея, меньших 400, хорошо выполняется. Отсюда можно сделать вывод, что горизонтальные размеры пористых слоев не очень сильно влияют на тепломассоперенос. Ячейки, как правило, стремятся иметь оптимальное аспектное отношение. С ростом числа Рэлея эта гипотеза нарушается, однако при качественных исследованиях отклонения не имеют значения. Данная гипотеза упрощает расчеты и позволяет из всех зависимостей

выбрать одну – с оптимальным аспектным отношением. Численные расчеты являются наиболее удобным инструментом исследования в ячеечном режиме тепловой конвекции до значений числа Рэлея порядка 1 200.

Оценки показывают, что величина массопереноса флюида в результате тепловой конвекции значительно превышает ювенильный поток флюидов. Из всех срединно-океанических хребтов наиболее благоприятным с точки зрения действия указанного механизма является Срединно-Арктический хребет вследствие низкой скорости спрединга и низкой температуры воды. Показано, что наблюдаемые в районе острова Медвежий явления грязевого вулканизма и газовых эманацій могут быть признаками гидратообразования в этом районе.

Исследованная модель тепловой конвекции в пористых средах показала, что по своим параметрам она согласуется с гипотезой, что массоперенос в результате тепловой конвекции более чем в 3 000 раз превышает массоперенос ювенильных флюидов.

ГЛАВА 6. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ И УГЛЕВОДОРОДОВ

Проявления грязевых вулканов следует рассматривать как один из основных прямых признаков нефтегазоносности земных недр. Считается, что грязевые вулканы – это несостоявшиеся нефтяные или газовые месторождения, которым «не повезло» (рис. 24). Изучая закономерности поведения и расположения грязевых вулканов, можно понять механизм образования и эволюции настоящих нефтяных и газовых месторождений. В частности, сравнивая дебит грязевых вулканов (т.е. их мгновенную и общую производительность), можно оценить производительность механизма образования углеводородных месторождений и его коэффициент полезного действия.

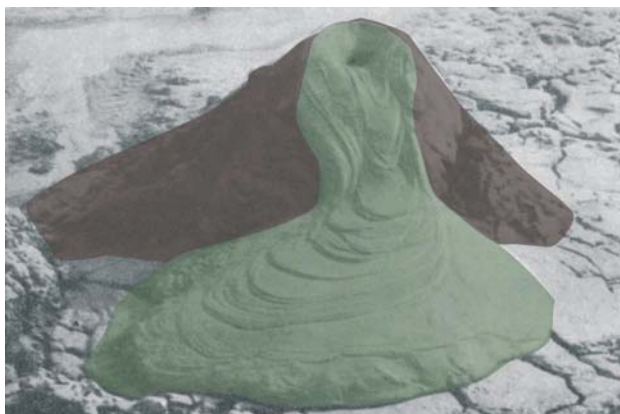


Рис. 24. Грязевой вулкан

В основном грязевые вулканы, как и магматические вулканы, располагаются на границах крупнейших литосферных плит, в узких зонах складчатости, подвергшихся наибольшей тектонической активизации. Среди них можно выделить зоны субдукции (столкновения и погружения литосферных плит) и спрединга (рифтовая), области развития внутриконтинентальных и внутриокеанических грязевых вулканов.

Более четверти всех известных грязевых вулканов сосредоточено на Кавказе. На знаменитом «абиховском треугольнике» в Азербайджане сосредоточено максимальное число (до 220) грязевых вулканов мира.

Большинство грязевых вулканов сосредоточены вдоль крупных тектонических зон в пределах Альпийской и Центрально-Азиатской складчатых областей, Тихоокеанского подвижного пояса и рифтовых областей Атлантического и Индийского океанов. Одним из основных условий функционирования в земной коре подвижных поясов грязевулканических процессов являются дислокации и смятые в складки комплексы осадочных пород.

Немаловажную роль играет присутствие дислоцированных и разрывных нарушений. Не менее важно наличие в разрезе пластичных глинистых пород. Существенная роль отводится газогидратам, газо-

вым скоплениям и особенно флюидам в породах с аномально высоким пластовым (поровым) давлением (АВПД), превышающим геостатическое. Под действием АВПД массы пластичных глин с обломками пород выдавливаются из разреза на земную поверхность (на дно моря или океана). Обычно выводные каналы (жерла) грязевых вулканов приурочены к наиболее крупным тектоническим разрывам – трещинам в земной коре. Как установлено, в процессе возникновения и развития деформаций земной коры важное значение, определяющее сущность явления, имеют глубинные разломы.

Детальное изучение грязевых вулканов методом отраженных сейсмических волн выявило неоднородную картину распространения сейсмических волн через зону грязевого вулкана. При прохождении упругих волн сквозь эту зону происходит затухание их энергии, почти исчезают отраженные волны, в волновой картине преобладает низкочастотная составляющая. При этом качество самой записи сейсмических волн резко ухудшается. Можно говорить о том, что погребенный грязевый вулкан и его брекчия не отражают и не преломляют сейсмических волн.

Было установлено, что на глубинах 3–5 км горизонтальное давление повышается. Поэтому именно здесь в большей мере развиваются наклонные разломы. С дальнейшим ростом глубины возрастают наравне с давлением и силы трения скольжения так, что на глубинах 7–10 км породы бортов разлома разрушаются, образуя листрические разломы. Сейсмоотражающие элементы отчетливо обозначают целый ряд разломов криволинейной формы, которые выполаживаются на глубине 8 км. Примерно до глубины 7 км могут существовать открытые трещины, содержащие растворы и гидродинамически связанные с поверхностными водами [39–42, 148, 149, 152, 155, 158–160, 183, 187]. Расположенная ниже зона неустойчивого разрушения ассоциируется с коровыми волноводами и простирается до границы Конрада. Далее вниз по разрезу, вплоть до подошвы земной коры, располагается область сплошного псевдопластического (иначе – катакlastического) разрушения. На границе Мохоровичича геосреда находится в состоянии истинной пластичности и является непроницаемой.

Сходная картина распространенности волноводов отмечается в океанической коре, хотя они более сжаты по вертикали из-за особенностей реологии серпентинитов [70, 71]. Внутри вулканогенно-осадочного слоя коры Атлантического океана пористость волноводных зон может достигать до 41 %. Трещиновато-пористая структура волновода и его насыщение флюидами подтверждаются результатами электромагнитных исследований. Слои с повышенной электропроводностью выделены в среднем на глубинах от 15 до 30 км. Хотя допустимы некоторые отличия по регионам мира, – например, под Исландией слои с пониженным электрическим сопротивлением обнаружены на глубинах 12–18 км. Объемное содержание флюидов внутри слоев высокой электропроводности достигает нескольких процентов. Движения флюидов в трещиноватых слоях океанической коры связано с эффектом серпентинизации ультраосновных пород.

ГЛАВА 7. ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Флюидодинамическая модель движения грязевой смеси, сопровождающего извержения грязевых вулканов и газовые выбросы, впервые рассматривается на примере Черноморской впадины. Работа проводилась в связи с проектом прокладки газопровода Россия–Турция по дну Черного моря. Весь спектр газовых выбросов можно разделить на газовые и грязежидкостные вулканы. Для первых типично проявление углеводородных газов при их извержении, которое часто сопровождается мощным взрывом, выбросом газа, воды и обломков пород, а также излиянием брекчии, что и наблюдалось во время Крымского землетрясения в 1927 г. Обычно такие бурные извержения происходят либо при первичном выбросе в момент образования, либо когда выводной канал газового сипа захватывает на своем пути крупный карман накопления газов в трещиновато-пористых породах.

В обычном же режиме при относительно невысоком перепаде порового давления в канале газового сипа газожидкостная смесь движется плавно, медленно изливаясь на поверхности. Во втором случае грязежидкостные вулканы связаны с выбросом разжиженной брекчированной смеси без значительных проявлений углеводородных газов.

Как известно, газогидраты, газовые выбросы и грязежидкостные вулканы приурочены к геодинамически активным зонам океанского или морского дна и выражаются в виде либо гидротермальной деятельности срединно-океанических хребтов, либо газовых выбросов и грязевых вулканов, приуроченных к разломным зонам субдуцируемой плиты, перекрытой огромной толщей осадков. Высокая энергетическая напряженность флюидов глубокопогруженных отложений зоны субдукции способствует развитию их вертикальной миграции с давлением, превышающим геостатическое, что приводит к формированию микротрещин, диапированных складок, гидроразрыву пласта, газовому и грязевому вулканизму (рис. 25).

Предложенная геомеханическая модель основана на флюидодинамической концепции коровых волноводов, объясняющей механизм возникновения грязевых вулканов, их связь с нефтяными и газовыми месторождениями. В результате колебательных движений, возникающих в самом коровом волноводе, содержащиеся в верхней коре флюиды периодически закачиваются в волновод и отжимаются из него. Движение флюидов вверх сопровождается аномально высокими пластовыми давлениями и образованием месторождений нефти и газа. Изучение газогрязевых вулканов помогает при решении вопросов строительства промышленных объектов и прокладки газопроводов, а также при прогнозировании скоплений УВ.

С этой целью исследуется геомеханическая модель движения грязевой смеси по жерлу грязевого вулкана. В основе этой модели лежат уравнения компактизации, учитывающие вязкие деформации смеси и фильтрацию флюидов сквозь нее.

Современные исследования грязевых вулканов Черного моря сосредоточены на его центральной части. Восточнее Крымского разлома было идентифицировано 9 больших грязевых вулканов [194, 207,

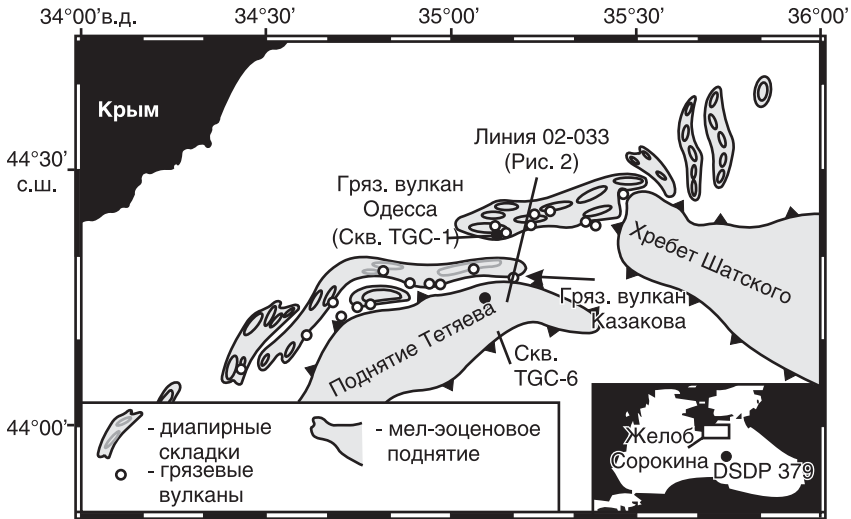


Рис. 25. Карта современного расположения грязевых вулканов и диапиров (взято из Woodside et al. (1997) и Krastel et al. (2004)). Стрелками показано расположение Одесского грязевого вулкана и сейсмический профиль 02-033 [148]

208]. Вал Сорокина является второй основной областью, богатой грязевыми вулканами [41, 42, 253, 254]. С флангов некоторых из этих грязевых вулканов были подняты газогидраты, бактериальные маты и аутигенные карбонатные корки [194, 207, 208]. Участки вблизи берегов Болгарии, России и Грузии также являются областями Черного моря, где встречаются грязевые вулканы. Субазральные области, богатые грязевыми вулканами, обнаружены вдоль берегов Крымского полуострова, в особенности, в юго-восточной его части на Керченском полуострове. С помощью локатора бокового обзора, а также сейсмических и эхолотных исследований детально подтверждено наличие грязевых диапиров и грязевых вулканов на валу Сорокина (рис. 25).

Геология Черного моря изучается в течение многих лет. Как правило, Черное море рассматривают как результат задугового спрединга, связанного с направленной на север субдукцией Африканской

и Арабской плит. Несмотря на то, что это преимущественно бассейн растяжения, большинство окраин Черного моря характеризуются компрессионной деформацией.

Вал Сорокина расположен вдоль юго-восточной границы Крымского полуострова и с юго-востока ограничен хребтом Шатского и поднятием Тетяева. Этот вал является одной из больших депрессий в глубоководной части Черного моря. Его длина составляет 150 км, ширина – 45–50 км [58]. Кроме того, вал Сорокина считают передовым прогибом Крымских гор, его образование началось в олигоцене. Внутренняя структура вала Сорокина образована латеральным сжатием в направлении с юго-востока на северо-запад, созданным движением хребта Шатского и поднятия Тетяева. Избыточное сжатие флюидов и привело к образованию таких особенностей внутренней структуры, как грязевые вулканы.

Геофизические исследования вала Сорокина были проведены во время 6-й и 11-й экспедиций «ГЕОМАР». Сейсмическое профилирование позволило выделить два основных элемента осадочного чехла [253, 254]. Нижний, по-видимому, представляет как майкопскую серию (олигоцен–нижний миоцен), так и плиоценовые отложения. В нем наблюдается интенсивная складчатость, и он существенно нарушен многочисленными разломами, которые могут быть прослежены также и в нижней части [207, 208].

Сейсмический профиль GeoВ 02-003 (рис. 26) показывает типичные свойства изучаемой области. На этом профиле изображены три грязевых вулкана. Крупная структура на юго-восточном конце является грязевым вулканом Казакова, имеющим коническую форму с диаметром ~2,5 км и высотой ~120 м над окружающей поверхностью дна. Область под грязевым вулканом Казакова характеризуется прозрачной зоной с шириной, близкой к диаметру грязевого вулкана, которая служит, по-видимому, основным питающим каналом.

Несколько коротких растяжений слабого отражения отображаются в прозрачной зоне, но, в принципе, прозрачная зона прослеживается вертикально от ~1 400 до 4 000 мс полного времени пробега (T_c), что является максимальным проникновением сейсмической волны

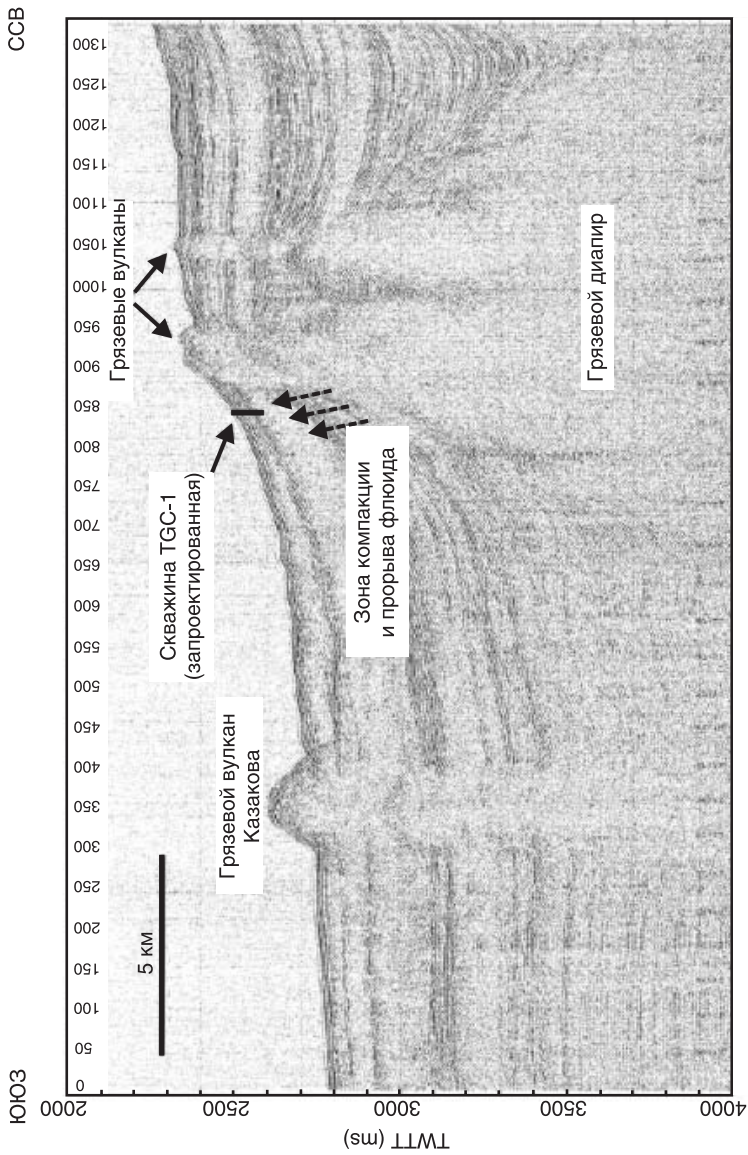


Рис. 26. Сейсмический профиль GeoV 02-003 грязевого вулкана Казакова (G. Aloisi, K. Wallmann, M. Drews, G. Bohrmann – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, – V. 5. – N 4, 20. – 2004)

для представленных данных. Грязевой вулкан Казакова является, несомненно, крупнейшим грязевым вулканом на валу Сорокина.

Грязевые вулканы и даипиры были идентифицированы во всей исследуемой области. Большинство из них имеют форму конуса, а некоторые характеризуются понижением морского дна; единственным грязевым вулканом с плоской вершиной является Двуреченский (рис. 27) грязевой вулкан. Грязевые даипиры располагаются под всеми грязевыми вулканами, за исключением грязевого вулкана Казакова, питающий канал которого неразличим по сейсмическим данным.

Грязевые вулканы, диапировые складки, газовые выходы (seep) Черноморской впадины являются общепризнанными нефтегазопосковыми критериями. По данным сейсморазведки, в Черноморской впадине закартированы брахиантиклинальные складки, грязевые вулканы и тектонические нарушения, которым на сейсмических разрезах отвечают интенсивные динамические и кинематические аномалии.

7.1. Флюидо-динамическая модель образования грязевых вулканов и газогидратов Черноморской впадины

До недавнего времени не существовало сколько-нибудь разумного объяснения самого факта существования грязевых вулканов, их происхождения и тех их закономерностей, которые описаны в тексте. Одной из таких закономерностей является их глубинное происхождение. Основываясь на совокупности имеющихся данных, можно сделать вывод о том, что эта глубинность является не очень большой – примерно 10–15 км.

Концепция коровых волноводов, подробно изложенная в работах А.В. Каракина, впервые дает такое объяснение [58, 69–71]. Предполагается, что в верхней коре на глубинах примерно 10–15 км находятся трещиновато-пористые насыщенные слои (коровые волноводы), которые простираются в горизонтальном направлении на достаточно большие расстояния. Эти слои не могут находиться в состоянии покоя. Поэтому они совершают колебательные или волновые движения, периодически сжимаясь и расширяясь. В результате в них периодиче-

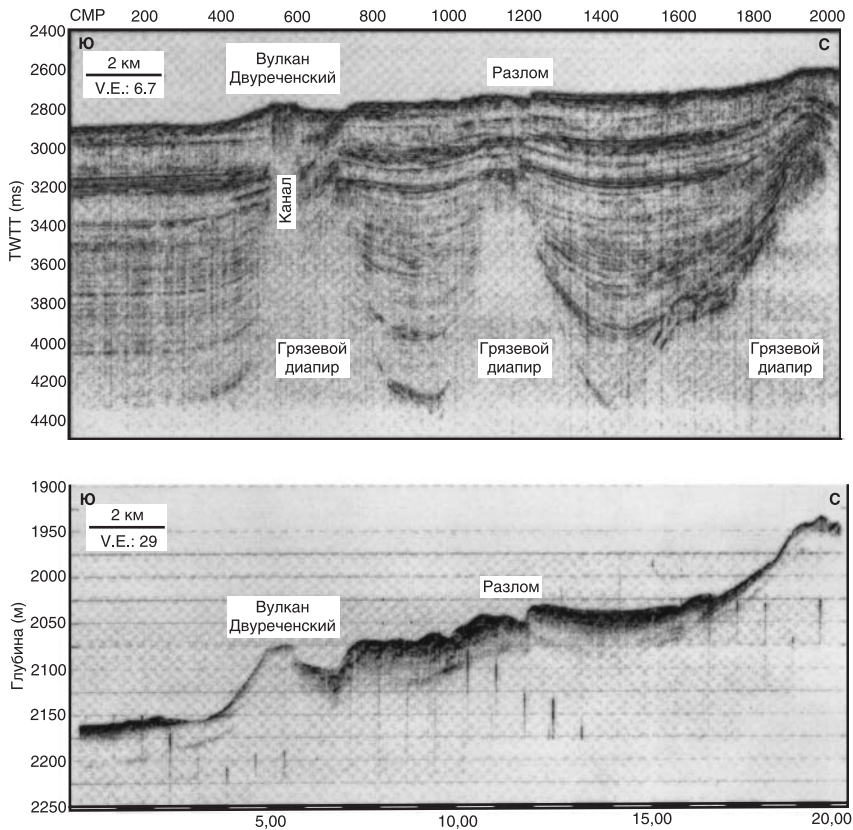


Рис. 27. Сейсмический профиль грязевого вулкана Двуреченский

ски закачивается и из них откачивается большое количество флюидов (в основном водных) из верхней коры.

В процессе нисходящих движений водные флюиды растворяют углеводороды и увлекают их в зону волноводов. Хотя растворимость углеводородов в воде ничтожна, их масса (увлеченная в волноводы) за геологические масштабы времени и на достаточно больших площадях оказывается весьма существенной. Термодинамические условия

волноводов таковы, что растворимость углеводородов в воде в них резко увеличивается. Это создает предпосылки для концентрации углеводородов.

Если в восходящие потоки флюидов попадают концентрированные углеводороды, то возникают условия для образования их месторождений. Для этого необходимо, чтобы на пути флюидных потоков находились достаточно прочные ловушки. Обычно они образованы антиклинальными складками непроницаемых пород. Если ловушки разрушены разломами, то флюиды устремляются к поверхности, образуя газовые выбросы или грязевые вулканы. Таким образом, реально существующие нефтегазоносные поля и грязевые вулканы имеют общую природу. Единственное отличие грязевых вулканов состоит в том, что у них нарушены ловушки. Это объясняет расположение грязевых вулканов вдоль разломов и на склоне шельфа во флексурной зоне, где непроницаемые слои больше всего подвергаются разрушению.

При моделировании грязевых вулканов грязевая смесь рассматривается как пористая насыщенная среда с вязкодеформируемым скелетом. Такие среды описываются уравнениями компакции. Возможны три режима движения этой смеси. Первый режим соответствует спокойному и равномерному излиянию смеси на поверхности. Вторым вариантом – это когда канал закупоривается и движение останавливается. В этом случае возможно образование углеводородных месторождений. Третий случай промежуточный – движение затруднено, но, тем не менее, оно происходит (например, в момент начала активизации грязевого вулкана). Этот случай наиболее интересен, поскольку он позволяет исследовать условия возникновения грязевого вулканизма и определить его параметры. Именно этот случай и исследуется с помощью модели компакции.

Рассматривается одномерное движение одиночного возмущения, сосредоточенного в конечной области. Это возмущение может дойти до поверхности и открыть дорогу длительному и равномерному излиянию грязевой смеси. Однако оно может остановиться и запереть жерло вулкана. В этой связи исследуются различные режимы движения этого импульса.

7.2. Описание модели компакции грязевых вулканов Черноморской впадины

В данной работе предлагается модель (А.В. Каракин, 2000) движения грязевой смеси вдоль вулканического канала [69–71]. Введем цилиндрическую (r, θ, x) систему координат. Область определения Ω представляет собой вертикальный цилиндрический канал с круглым сечением радиуса a : $-\infty < x < \infty$, $0 \leq r \leq a$. Предполагается, что радиус цилиндра много меньше характерной длины возмущения. Внутри газогрязевого потока происходит фильтрация флюида сквозь вязкую сжимаемую матрицу. Это движение описывается изотермической системой уравнений компакции при отсутствии обмена массы между скелетом и флюидом. Примем для материальных функций обратную степенную зависимость от пористости

$$\zeta + \frac{4}{3}\eta = f^{-l}; \quad \delta = f^{-k},$$

где f – пористость;

ζ и η – сдвиговая и объемная вязкости пористой среды;

δ – гидравлическое сопротивление (величина, обратная проницаемости).

Это движение имеет сходные черты с пуазейлевским течением при условии прилипания на стенках канала. Другими словами, на вертикальных границах каналов скорость двухфазной среды и скорость фильтрации равны нулю. При указанных условиях решение обладает цилиндрической симметрией. Кроме того, оказывается, что полное решение уравнений компакции можно представить себе как суперпозицию пуазейлевского течения ньютоновской жидкости для соленоидальной составляющей скорости двухфазной среды и одномерного решения уравнений компакции, которые связаны друг с другом граничными условиями. При этом достаточно исследовать только систему уравнений компакции, которая в безразмерной форме имеет вид [58]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(f^{-1} \frac{\partial s}{\partial x} \right) &= \kappa^2 f^{-k} s - 1; \\ \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial s}{\partial x} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где s – скорость фильтрации,

f – пористость,

t – время,

κ^2 – безразмерный параметр, равный

$$\kappa^2 = \frac{H^2(0)}{(H^*)^2}; \quad H^* \equiv \sqrt{\frac{\tilde{\zeta}^*}{\tilde{\delta}^*}}, \quad (2)$$

$H(0)$ – начальный размер области определения;

H^* , $\tilde{\zeta}^*$, $\tilde{\delta}^*$ – характерные масштабы вязкости и гидравлического сопротивления среды.

Особенность данной модели компакции состоит в том, что у возмущения есть передний и задний фронты, на которых задаются специфические граничные условия. Проводится численное исследование этой модели при малой пористости. Начальное условие является общим для задач всех типов. На начальной области $\Omega_c(0)$ определяется также безразмерная масса флюида μ

$$\Omega_c(0): f(x, 0) = \varphi(x) + f_{\min}; \quad \mu = \int \varphi(x) dx. \quad (3)$$

Область определения $\Omega_c(t)$ представляет собой отрезок $x_-(t) < x < x_+(t)$ с движущимися границами $x_+ = x_+(t)$, $x_- = x_-(t)$, имеющий длину $h(t) = x_+ - x_-$, где x_+ и x_- – граничные функции для наступающего Γ_{in}^+ и отступающего Γ_{in}^- фронтов.

Для обеих границ заданы общие граничные условия

$$\Gamma_{in}^-, \Gamma_{in}^+: f = f_{\min}, \quad s = 0 \quad \text{при } x = x_-(t) \text{ и } x = x_+(t). \quad (4)$$

Кроме того, для наступающего фронта выставляется дополнительное условие

$$\Gamma_{in}^+: \frac{dx_+}{dt} = -\frac{1}{\beta} \left(f^{-1} \frac{\partial s}{\partial x} + \sigma^* \right) \theta \left(-f^{-1} \frac{\partial s}{\partial x} - \sigma^* \right), \quad (5)$$

где β , σ^* – некоторые материальные константы, которые регулируют скорость продвижения наступающего фронта и предельный уровень порового давления, при котором это движение наступает;

$\theta(x)$ – ступенчатая функция Хэвисайда, равная 1 при $x \geq 1$ и нулю при $x < 1$.

Для краевой задачи (1–5) А.В. Каракиным (2000) были проведены численные расчеты для двух вариантов модели. Одно из решений моделировало ситуацию в «бесконечной области», которая была численно исследована в работе [58]. То есть, рассмотрен конечный, но очень большой интервал, превышающий длину компакции в 50 раз. На нем было задано начальное колоколообразное возмущение

$$\varphi(x, f_0, x_-, x_+) = \frac{1}{ch \left\{ \frac{1}{2,5} [x - (x_+ - x_-) \cdot 0,5] \right\}}.$$

Численные расчеты проводились при значениях определяющих параметров ($l = 0, k = 3$). В отличие от задачи McKenzie в данной постановке у возмущения были передний и задний фронты. В начальной фазе решение совпадало с решением McKenzie, т.е. на гладкое решение накладывалось высокочастотное возмущение. Однако с течением времени возникли качественные различия. Отдельные пульсации выделились в самостоятельные возмущения, каждое из которых имело передний и задний фронты. Передний пик неограниченно рос со временем и в результате решение схлопнулось. У McKenzie решение развивалось без ограничений [217].

Во второй задаче рассматривалась эволюция уединенной волны, у которой начальная функция задавалась следующим образом

$$\varphi(x) = \frac{4}{h^2} (f_{\max} - f_{\min})(x_+ - x)(x - x_-).$$

Меняя параметры f_{\max} и h , можно получать различные формы начального условия. Ставилась задача исследовать устойчивость волнового решения при следующих значениях параметров: $l = 0, k = 3, f_0 = 0,1, \sigma^* = 0,1$. Численное исследование этой задачи при различных

значениях параметров показало, что заданное начальное возмущение либо стремится к волновому решению, либо со временем схлопывается. Третьей альтернативы нет.

Главной причиной схлопывания уединенной волны являются большие значения предельного давления σ^* . Физически это соответствует сухому и неразрушенному веществу грязевой смеси. Схлопывание волны означает образование где-то посередине заполненных водой или газами каверн. Такие газогрязевые карманы в некоторых грязевых вулканах действительно обнаружены. Однако когда карманы переполняются или встряхиваются в результате сейсмических подвижек, то опять происходит движение по вулканическому каналу посредством уединенной волны. Следовательно, причиной мощных извержений газового либо грязевого вулкана могут быть не только сейсмические сотрясения, но и движение одной уединенной волны, которая спровоцировала прорыв из кармана, заполненного газом и находящегося в состоянии неустойчивого равновесия.

Рассмотренные уединенные волны описывают только начальный момент действия грязевых вулканов. Основная же часть газогрязевой массы переносится по вулканическому каналу посредством длительного и непрерывного движения этой смеси, которое описывается другой постановкой задачи компакции.

Анализ краевой задачи компакции приводит к следующим выводам. Началу непрерывного извержения газового выброса грязевого вулкана могут предшествовать уединенные волны, которые могут либо достигать поверхности, либо схлопываться и образовывать отдельные карманы. Если изоляция этих карманов достаточно прочная, то они могут со временем стать нефтяными или газовыми месторождениями. Если их покрывка не очень прочная, то может произойти газовый выброс. Таким образом, режим движения газогрязевой смеси определяется механическими (прочностными и фильтрационными) свойствами покрывки и вышележащих слоев.

На поверхности уединенные волны идентифицируются в виде отдельных импульсов извержения, которые можно регистрировать.

Если волн достаточно много и их количество со временем увеличивается, то они сливаются друг с другом, образуют непрерывный поток газогрязевой смеси. Такие процессы соответствуют непрерывным вулканическим извержениям в течение достаточно длительного времени, которые в модели компакции описываются возмущением в бесконечной области.

Как вытекает из анализа задачи компакции, движение грязевой смеси по вулканическому каналу происходит в условиях АВПД. Уже для инициирования движения газожидкостной либо грязевой массы по вулканическому каналу необходимо АВПД у его основания. Поэтому существование газовых либо грязевых вулканов невозможно без АВПД. При образовании газовых или грязевых карманов происходят утечка флюидов по латерали и заполнение трещиноватых объемов флюидами в условиях АВПД. Их освобождение может носить катастрофический характер. Причиной мощных извержений газового грязевого вулкана могут быть не только сейсмические сотрясения, но и движение одной уединенной волны, которая спровоцировала прорыв из кармана, заполненного газом и находящегося в состоянии неустойчивого равновесия.

7.3. Геодинамическое развитие Черноморской впадины

Кинематика движения плит в регионе Черное море – Кавказ определяется конвергенцией Аравийской и Евроазиатской плит со скоростью около 30 мм/год [58] (рис. 28). Напротив выступа Аравийской плиты расположена область максимального сжатия, включающая Большой и Малый Кавказ и Восточную Анатолию. В этой области большое горизонтальное сокращение земной коры выражено в виде взбросов и покровов в районах Большого Кавказа и Закавказья и бокового выталкивания блоков в Восточной Анатолии и Северо-Западном Иране. Так, Анатолийская субплита вытесняется к западу от зоны максимального сжатия, в то время как другие блоки движутся к востоку по направлению к Южно-Каспийской впадине.

Недавно было высказано предположение [58], что восточная часть Черного моря также образует блок или субплиту, выдвигающуюся

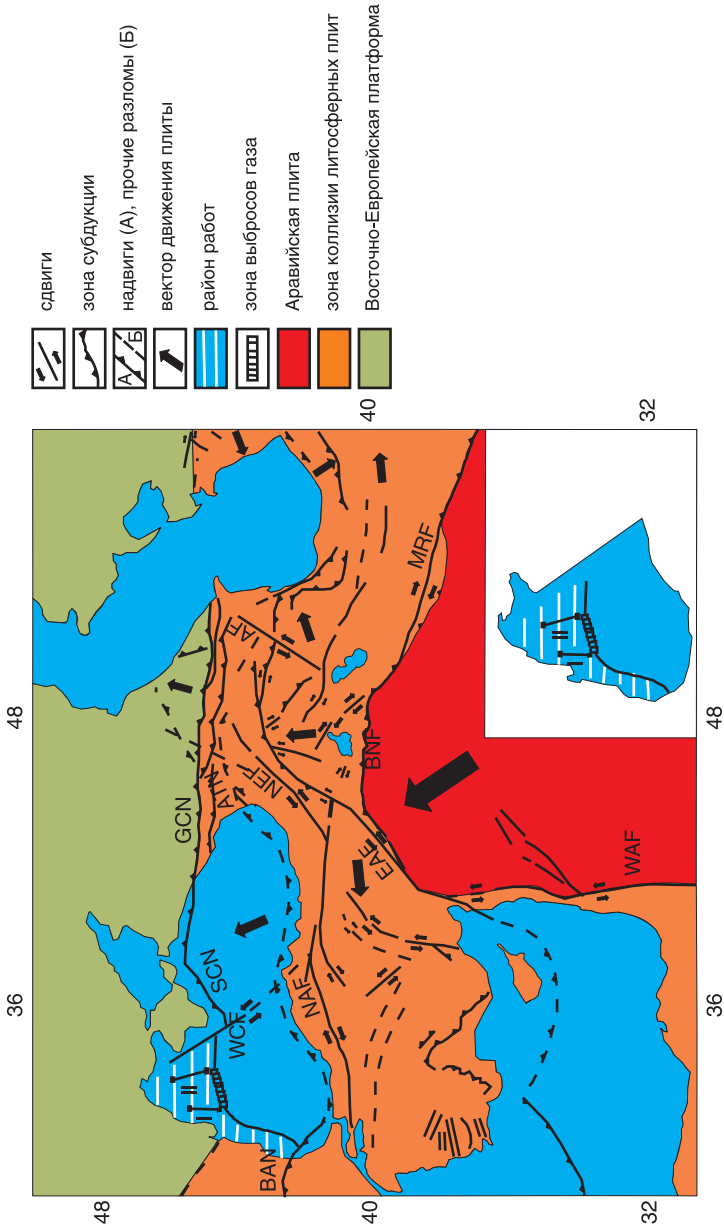


Рис. 28. Геодинамическая карта Черного моря

к северо-востоку. Этот вывод важен для оценки сейсмической и связанных с ней геологических опасностей в изучаемом регионе. Установлено, что деформации и сейсмичность приурочены, в основном к окраинам Восточно-Черноморской субплиты, в то время как для внутренних ее частей уровень сейсмической активности значительно ниже.

В Западно-Черноморском бассейне сейсмичность приурочена лишь к фронту Балканид-Понтид (рис. 28), в то время как северная и северо-западная пассивные окраины слабо- или асейсмичны, что говорит о спокойном современном тектоническом режиме.

Западно-Черноморский бассейн включает в себя около 50 000 км² шельфа, расположенного, в основном, в территориальных водах Украины. Над большей частью шельфовой зоны глубина моря составляет менее 100 м. Одесский залив является подтвержденной провинцией влажного газа с одним разрабатываемым месторождением (Голицына) и шестью находящимися в стадии предстоящей разработки или развития. Суммарные разведанные запасы составляют около 1,5 трлн м³ газа.

Выбросы газа расположены в пределах континентального склона Западного бассейна. К югу от склона находится котловина, заполненная кайнозойскими осадками мощностью свыше 14 км. Судя по результатам глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), они залегают непосредственно на базальтовом основании и лишь в подножии континентального склона в основании разреза выделяются мезозойские (меловые) отложения (рис. 29а).

Кайнозойский разрез включает: карбонатные отложения палеоцен-эоцена (2–3 км), толщу глин с редкими прослоями песчаников и алевролитов, относящихся к олигоцену – нижнему миоцену (майкопская серия 2–4 км), пестрые по составу карбонатно-терригенные толщи среднего-верхнего миоцена и плиоцена (2,5–4 км), а также мощные терригенные отложения дельты Дуная (антропоген). Нижняя часть майкопских отложений рассматривается как потенциально нефтематеринская с содержанием органического углерода до 8 кг/т.

В пределах континентального склона, имеющего сбросовую структуру (рис. 29а, б), происходит выклинивание нижних и сокращение по

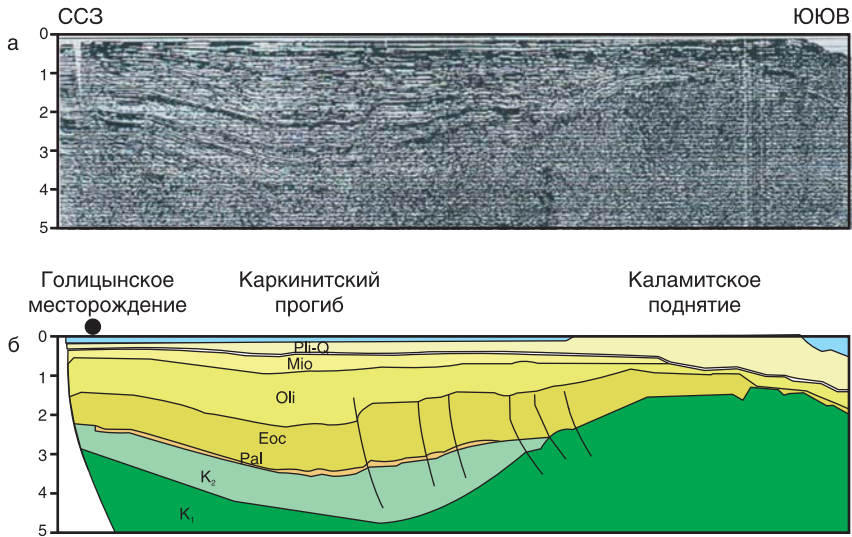


Рис. 29. Глубинный сейсмический разрез (а) и геологический профиль (б)

мощности верхних горизонтов кайнозойской толщи. Минимальной мощности кайнозойские отложения достигают в пределах Каламитского поднятия, протягивающегося параллельно бровке континентального склона. К северу от поднятия располагается Каркинитский бассейн, заполненный мощной толщей меловых-кайнозойских отложений (рис. 29б). Формирование бассейна началось с образования в альбе или апт-альбе системы рифтов, заполнявшихся глинисто-песчанистыми синрифтовыми отложениями мощностью до 1–2 км. В позднем мелу-палеогене в ходе пострифтовых погружений сформировался широкий бассейн, заполнявшийся осадками мощностью до 4 км.

В конце эоцена бассейн претерпел слабую инверсию, сопровождающуюся образованием взбросов, возможно, вдоль плоскостей более ранних сбросов. Взбросы и сопряженные с ними антиклинали развиты на обоих склонах Каламитского поднятия, возможно, испытывавшего воздымание в период компрессии. Некоторые взбросы были, по-видимому, активны и в более позднее время, вплоть до плиоцена.

Каркинитский бассейн вмещает несколько газовых месторождений с общими разведанными запасами $1,5 \cdot 10^{12}$ м³. Резервуары приурочены к грубозернистым песчаникам альба, палеоцена и олигоцена, покрышками служат мергели верхнего мела и эоцена, глины олигоцена. Основной тип ловушек – антиклинали, сформированные во время позднеэоценовой и более поздних фаз компрессии.

7.4. Газогидраты и газовые выбросы Черноморской впадины

В настоящее время все обнаруженные в приповерхностном слое дна континентального склона Черного моря газогидраты связаны или с грязевыми вулканами, или с глубинными разломами, т.е. с местами постоянного притока газов из глубин. На некоторых из вулканов Черного моря подняты образцы газогидратов.

В 2002 г. фирма «ГЕОМАР» (GEOMAR – Research Center for Marine Geoscience, г. Киль, Германия) выполняла геолого-геофизические и геохимические исследования в прогибе Сорокина по проблеме газогидратов – MARGASCH (Marine Gas Hydrates of the Black Sea).

Работами «ГЕОМАР» в прогибе Сорокина на вулканах Двуреченского, Одесса и Ялта в интервале колонки от 80 до 580 см также обнаружены газогидраты (рис. 30) [36, 44, 58, 77, 79, 80, 196–198, 200]. Очередные находки газогидратов обнаружены в буровато-серых илах на грязевом вулкане Двуреченского в период проведения в 2002 г. украинскими учеными на научно-исследовательском судне «Профессор Водяницкий» комплексных геолого-геофизических исследований. Немецкими исследователями были выполнены детальные работы на грязевых вулканах в прогибе Сорокина (рис. 31). Было отмечено, что все газогидраты приурочены не к жерлу вулканов, а обнаружены в основном на склонах или на побочных вершинах [198, 200]. На вулкане МГУ в Западно-Черноморской впадине газогидраты также были обнаружены на склоне вулкана. По приближенным данным, в глубоководных донных отложениях генерируется до 10^7 м³ метана в год. Высокая газонасыщенность черноморских осадков проявляется в акустических полях.

Среди углеводородных газов основным компонентом является метан (99,9 %), из постоянных газов обнаружены азот и двуокись угле-

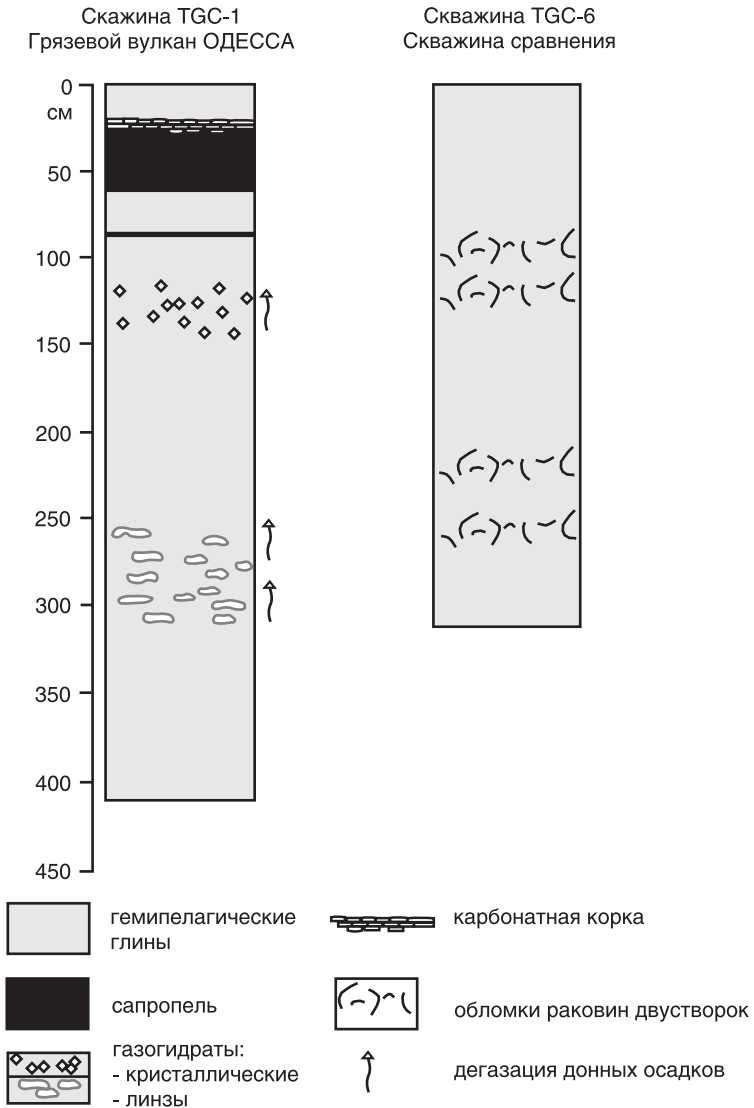


Рис. 30. Литологические разрезы осадочных колонок TGC-1 [148, 149]

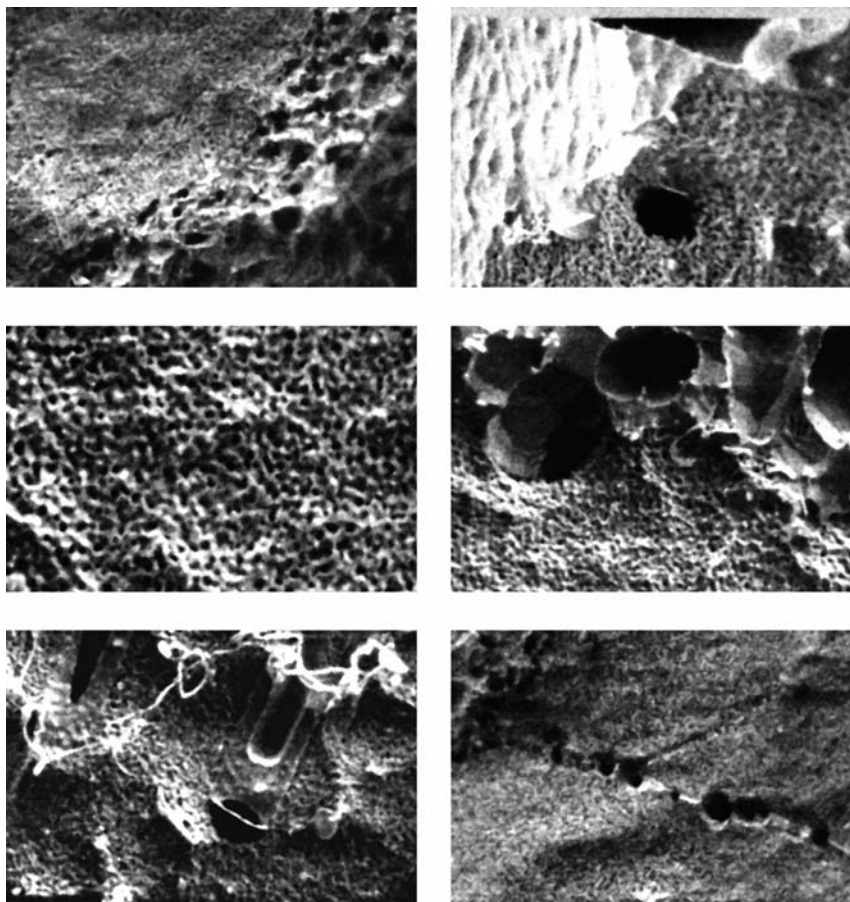


Рис. 31. Поля газогидратов в районе вала Сорокина

рода. Содержание метана в глубоководных осадках достигает $63 \text{ см}^3/\text{кг}$. Анализ сейсмического материала по Черному морю показывает, что сейсмические признаки газогидратных зон (ГЗ) распределены по акватории неравномерно. Большинство аномалий типа ОСГ (BSR) сосредоточено в верхней части осадочного разреза Туапсинско-

го прогиба, в сводовой части валов Шатского и Андрусова и в пределах континентального склона в районе Анапы. Эти регионы являются высокоперспективными.

Перспективными являются также области распространения песчанистых, обогащенных органическим веществом отложений конусов выноса палеорек и современных рек (Дунай, Кубань и др.), а также отложений древних потоков. Примеры аномальных отражений типа BSR и динамические аномалии («яркое пятно») встречаются в различных регионах Черного моря. В пределах болгарского сектора континентального склона Западно-Черноморской впадины в присводовых частях антиклинальных складок на сейсмических материалах высокого разрешения (высокочастотное сейсмопрофилирование (ВЧСП)) также установлены аномалии типа VAMP*S и BSR.

Существование газогидратов контролируется деятельностью подводных грязевых вулканов. В период затухания активности вулканов из-за прекращения поступления газов происходит медленное разложение газогидратов, а в период активизации вулкана вследствие увеличения температуры может произойти быстрое их разложение.

Крупные залежи газогидратов могут быть выявлены в зонах развития грязевых вулканов, диапироподобных структур и тектонических нарушений в центральной части впадины и в прогибе Сорокина (рис. 32). Подавляющее большинство очагов газовых выбросов и грязевого вулканизма приурочено к верхней части континентального склона и прилегающей области шельфа северо-западного сектора Черного моря (Одесский залив). Эта своеобразная переходная зона от материковой части к глубоководному ложу Черноморской впадины имеет четко выраженный флексурно-разломный характер, обусловленный глобальными тектоническими явлениями.

Основная масса газовых факелов приурочена к области перехода внешнего шельфа к континентальному склону и его перегибу. Факелы чаще всего имеют коническую, постепенно утоняющуюся к поверхности форму, однако некоторые газовыделения, расположенные на шельфе, слагают обширные газовые поля в виде «туманностей» с редкими газовыми конусами. Один из факелов имел четко

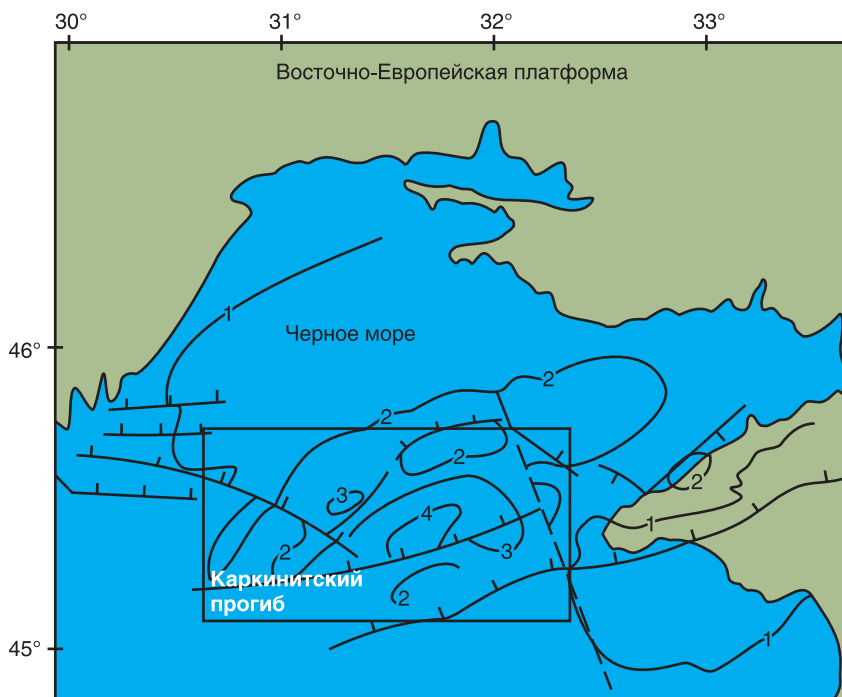


Рис. 32. Карта региона исследования

выраженный «дендровидный» газовый столб высотой 100 м с боковыми ответвлениями.

Высота газовых выбросов различна и колеблется от 10 до 250 м, при этом почти на всех изображениях газовые струи не выходят на поверхность, даже будучи расположенными на минимальных глубинах, а растворяются при подходе к приповерхностным горизонтам. На некоторых снимках отчетливо видны отдельные пузырьки газа, венчающие газовые струи.

Поле одиночных и групповых газовых факелов локализовано в субширотной полосе перегиба континентального склона, примыкающей с востока к каньону Палео-Днепра. Факелы приурочены к резко

выраженным неровностям рельефа морского дна и чаще всего сосредоточены у изобат 100 и 200 м.

Поле из 11 рассеянных одиночных газовых факелов, расположенных на глубинах от 200–300 м и ниже, вытянуто в субширотном направлении. Для рельефа этой части континентального склона характерно чередование узких подводных хребтов и протяженных каньонобразных врезов. Газовыделения приурочены как к положительным, так и к отрицательным формам рельефа дна (рис. 33а, б).

Экспедициями на НИС «Киев» установлено, что газовые источники, как правило, приурочены к плекативным, чаще – дизъюнктивным тектоническим зонам. Это подтверждено результатами сейсмоакустических исследований: на полученных сейсмограммах зоны общего смятия и деления пород под полями газовых факелов достигали види-

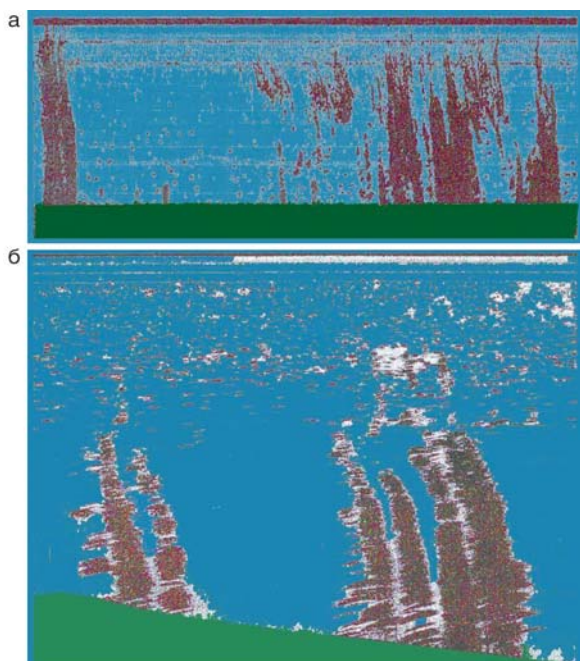


Рис. 33. Газовые выбросы

мой глубины 500 м. Общая перемятость пород свойственна и диапиризму, сопровождающемуся нередко грязевым вулканизмом. Однако практика исследований грязевых вулканов, в т.ч. и расположенных на морском дне, свидетельствует о различном проявлении этих процессов в геологических структурах. Условиями формирования грязевых вулканов и газовых факелов являются благоприятная тектоническая обстановка и диапиризм.

Тем не менее, трудно отрицать безусловные единые корни глубинных процессов, которые приводят к появлению и грязевого вулканизма, и газового выделения в этом секторе Черного моря. Находки газовых выделений на больших глубинах и у подножия склона свидетельствуют об их глубинном происхождении.

Наиболее крупной субмеридиональной структурой, к которой примыкают поля активных газовыделений, является структура глубинного Одесского (Одесско-Синопского) разлома, выделенная А.В. Чекуновым в 1969 г. Впервые эта зона была выделена Я.П. Мало-вицким, Г.В. Осиповым и Б.Д. Угловым под названием Трансчерноморский глубинный разлом. Более поздними исследованиями было установлено, что зона разлома является фрагментом линии Торнквиста, или Североморско-Аравийского линеамента. В зоне его развития установлено наличие системы спожнопостроенных дизъюнктивов, флексур, зон выклинивания осадков и др.

Генетическое родство газогидратов и грязевых вулканов позволяет производить их сравнительный анализ. Зная режим действия грязевых вулканов, их особенность и производительность, можно получить информацию о происхождении и эволюции углеводородных месторождений. Эта информация может быть использована для прогноза и поиска новых месторождений и изучения возможности регенерации уже отработанных. Например, можно получить информацию об интенсивности заполнения месторождений, времени и условиях их существования.

ГЛАВА 8. ВОЗМОЖНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В УСЛОВИЯХ БАРЕНЦЕВА И НОРВЕЖСКОГО МОРЕЙ

В главе приводятся возможные критерии, влияющие на устойчивость морского дна при проведении подводных инженерных работ в условиях Арктического Севера. По выявленным и прогнозируемым запасам многих видов полезных ископаемых арктический шельф является уникальным национальным резервом России, извлекаемые ресурсы углеводородов шельфа составляют более 100 млрд т в пересчете на нефть. В западном секторе российской Арктики открыта гигантская газонефтяная шельфовая провинция, в которой сосредоточено 70 % всех начальных извлекаемых ресурсов российского шельфа. Несмотря на то, что геологическая изученность Баренцевоморского шельфа остается весьма низкой (62 % площадей Баренцева моря остаются не разбуренными) здесь уже открыто 16 месторождений, в том числе такие уникальные, как Штокмановское газоконденсатное, Ленинградское и Русановское газовые, общие запасы газа которых превышают 10–12 трлн м³. В связи с этим новые центры нефтегазодобычи могут быть созданы на базе трех крупных районов концентрированного нефтегазонакопления – Центрально-Баренцевского, Южно-Карского газоконденсатных и Печорского нефтегазоконденсатного.

Разработка нефтегазоносных месторождений шельфа в Арктике кроме технологических сложностей несет в себе опасность возникновения различных катастроф, вызванных неустойчивостью грунта. Штокмановское месторождение расположено в центральной части Баренцева моря. Этаж газоносности составляет 518 м, разведанные запасы – около 3 трлн м³. Освоение его осложнено большой удаленностью от материка (почти 600 км от Кольского п-ова), значительными глубинами моря (300–320 м), большими приливами, частыми штормами, дрейфующими льдами. Осложняют освоение месторождения и инженерно-геологические факторы – многочисленные разрывные нарушения мезозойских пород, отразившиеся на свойствах донных грунтов и рельефа дна. Глубинность моря и отрицательные придонные

температуры создают дополнительные трудности для разработки. Но основные проблемы освоения обусловлены взаимодействием пластового флюида месторождений с газогидратами перекрывающих отложений. Все это требует создания новой техники и технологии, новых конструктивных решений с учетом критериев, определяющих возможность освоения с надводных платформ или с применением подводных систем.

Наиболее существенными критериями, по мнению авторов, считается развитие геодинамически активной зоны Баренцевоморского рифта, разломной тектоники, геотермического режима, газового «дыхания» промышленных залежей, современной седиментации, образования газогидратов в условиях Баренцева моря. Особое внимание уделено геодинамически активной зоне Баренцевоморского рифта, развитие которого сопровождалось активной тектонической деятельностью, развитием глубинных разломов, зон трещиноватости на больших глубинах, сыгравших большую роль в флюидодинамическом и термобарическом режиме всего региона. Геодинамическое развитие Баренцевоморского рифта повлияло не только на формирование таких уникальных месторождений как Штокмановское, Приразломное и др., но и создало предпосылки для возможных выбросов газа в приповерхностные осадки Баренцева моря, что в некоторых случаях могло привести к формированию газогидратов.

За счет термодинамических условий, получивших свое развитие в изучаемом регионе, резко увеличивается растворимость углеводородов в воде, что создает предпосылки для образования газогидратов. Они относятся к метастабильным образованиям и существуют в природе в условиях, близких к границе их фазовой устойчивости. Незначительные изменения температуры и давления способны вызвать необратимый процесс их разложения, связанный с освобождением в окружающую среду огромного количества метана и воды, образуя оползни и обвалы. Широкое распространение газогидратов в донных отложениях морей и океанов, помимо позитивной возможности прироста запасов углеводородов, создает важнейшую промышленную и экологическую проблемы. Одной из них в условиях нестабильности

газогидратных отложений на морском дне является эксплуатация морских месторождений, постройка нефтяных платформ и прокладка трубопровода. С подобной проблемой газовойки столкнулись при прокладке газопровода Россия–Турция. В главе рассматривается механизм образования газогидратов за счет тепловой конвекции.

Большое внимание в работе отводится изучению современной седиментации Баренцевоморского региона, что имеет значение для разработки надежных критериев устойчивости морского дна.

Основные процессы, контролировавшие структуру рыхлого осадочного чехла арктических шельфов, четко проявляются на сейсмоакустических записях, часто весьма сильно, за счет хаотических воздействий процессов криолитогенеза (вечная мерзлота, термокарст, проталины, палеоруслы и т.п.) и следов миграции углеводородов (газогидраты, газонасыщенные осадки, сипинг газа, покмарки и т.п.). Подобные явления представляют собой основные составляющие георисков при освоении нефтегазовых месторождений в арктических морях и являются первоочередными объектами сейсмоакустических исследований, как и сами залежи газогидратов. В главе приводятся последние данные экспедиционных работ по этому направлению. Баренцево море – один из ключевых районов для раскрытия послеледниковой истории климата и циркуляции вод Мирового океана. Здесь в основном завершается проникновение в Арктику теплых вод из Северной Атлантики и происходит их взаимодействие с арктическими водами.

Все месторождения Баренцева моря находятся в эпицентре активного геодинамического развития Баренцевоморского рифта и, что самое главное, над зоной пересечения литрических разломов, которые образуют узловую систему над мантийным диапиром, что подтверждается данными сейсморазведки. Внедрение разогретого мантийного вещества с последующим остыванием аномальной линзы может служить возможным объяснением происхождения и эволюции сверхглубоких впадин.

Повышенная сейсмическая расслоенность нижней коры (почти достигающая поверхности фундамента) на временных разрезах около

8 с характерна для внутренней, наиболее глубокой части впадины. При допущении, что сейсмически расслоенная нижняя кора соответствует базальтовому слою – верхнекоровый (гранито-гнейсовый) слой в этой области практически отсутствует. Это подтверждает представления о развитии «безграничных окон» в фундаменте впадины. Мощные блоки сейсмически «прозрачной» верхней коры, соответствующей гранито-гнейсовому слою, выделяются в пределах Кольско-Канинской моноклинали. На южном борту впадины происходит резкое сокращение мощности верхнекоровой толщи, появляются расслоенные участки.

В Южно-Баренцевской впадине происходило заполнение надрифтового прогиба осадками, оживление разломов и их влияние на фильтрационные процессы, а также образование газогидратов в придонных отложениях. Периодическая активизация разломных блоков, лежащих в основании, в особенности в позднеюрско-раннемеловое время, внесла главный вклад в формирование структур, с которыми связаны крупнейшие месторождения Южно-Баренцевской впадины.

Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ), занимающий площадь по трассе геотраверса газопровода Штокмановское месторождение–Мурманск, является составной частью Арктического мегабассейна и расположен между спрединговыми структурами Северной Атлантики на юге и Евразийского бассейна на севере.

Собранный в Баренцевом море большой фактический сейсмоакустический материал обеспечил понимание общих для арктических морей фундаментальных проблем, прежде всего – четвертичных оледенений.

На границе Баренцева и Норвежского морей (район о. Медвежий) выявлено крупнейшее из известных в настоящее время скоплений газогидратов на дне океана.

До настоящего времени единственной геофизической технологией их обнаружения считается сейсмическое профилирование методом отраженных волн, позволяющее выделять на записях границу BSR как подошву слоя газогидратов, которая, как правило, параллельна границе дна и не совпадает со слоистостью разреза. Принято

считать, что граница BSR не является литологической, а представляет собой границу фазового перехода газонасыщенных осадков в газогидратоносные. При этом она обычно наблюдается в диапазоне глубин океана 0,5–2,0 км, при которых соблюдаются РТ условия стабильного состояния газогидратов, а мощность слоя газогидратов может составлять от десятков до сотен метров. Исследования последних лет, в первую очередь данные глубоководного океанского и инженерного бурения в арктических морях, показали множественность устойчивых физических состояний газогидратов вплоть до условий нормального атмосферного давления.

Представленные сведения по геодинамическому развитию региона, тепловой конвекции и современной седиментации позволят оценить реальные возможности для проведения подводных работ в этом регионе, потенциальные ресурсы газогидратов, определить стратегию поисковых работ, ранжировать известные участки, провести региональный обзор для инженерных работ.

8.1. Геофизические методы исследования глубинного строения Баренцевоморского региона

Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ), занимающий площадь по трассе геотраверса газопровода Штокмановское месторождение–Мурманск, является составной частью Арктического мегабассейна и расположен между спрединговыми структурами Северной Атлантики на юге и Евразийского бассейна на севере. Это сложный геоструктурный узел, в пределах которого выделяются срединно-океанические хребты (Колбейнсей, Мона, Книповича), асейсмичные хребты (Ховгард), зоны разломов (Тьорнес, Ян-Майен, Сенья, Гренландская, Маллой, Шпицбергенская), подводные плато (Воринг, Исландское и Ермак) и котловины (Лофотенская и Норвежская). Нефтегазоносный бассейн существует как морской с позднемелового времени, а образование его глубоководной котловины происходило в два этапа – в олигоцене и в плиоцене. В его районе проведено большое количество геологических и геофизических исследований (батиметрических, сейсмических, сейсмоакустических и др.) силами ОАО «МАГЭ», ПМГРЭ, Нор-

вежского Полярного института, Норвежского Нефтяного Директората, Университета Токио. Норвежским Нефтяным Директоратом пробурено 16 глубоководных скважин (по проектам IPOD и ODP) и ряд неглубоких инженерных скважин (проект NPD). Результаты анализа образцов глубоководного бурения скв. 908 и 909 в проливе Фрама говорят об изолированности бассейнов северной части НГБ, а также о формировании глубоководной впадины с высокими скоростями тектонического погружения в миоцене и особенно в плиоцен-четвертичное время.

Геомагнитные исследования НГБ в основном связаны с региональными и детальными аэромагнитными измерениями, на базе которых построены карты аномального магнитного поля [25, 76, 140–143, 235]. Аэромагнитные наблюдения, выполненные зарубежными исследователями (в основном, канадскими, американскими и норвежскими), представлены съемками масштабов от 1:2 000 000 до 1:500 000.

Первые региональные комплексные геолого-геофизические исследования, проведенные на шельфе Баренцева моря в 1970-х годах Морской арктической геологоразведочной экспедицией, подтвердили существование крупнейшего седиментационного бассейна – Южно-Баренцевской впадины. Дальнейшее изучение центральной и южной части Баренцевоморского шельфа глубинными методами (ГСЗ, МПВ, ШГСП), площадными гравимагнитными и сейсморазведочными работами, осуществление геологической съемки и поискового бурения способствовало выявлению деталей глубинной структуры и строения осадочного чехла Южно-Баренцевской впадины и пограничных зон (рис. 34).

К настоящему времени в пределах Южно-Баренцевской впадины и ее обрамления открыто пять месторождений углеводородов, из которых Штокмановское и Ледовое (газоконденсатные) по запасам относятся к уникальным [101]. Все месторождения связаны с мезозойскими отложениями. Тем не менее, степень геолого-геофизической изученности региона пока недостаточна для реальной оценки углеводородных ресурсов этого высокоперспективного бассейна, а также для выявления структур малого размера и неструктурных ловушек. Слабо изучены потенциально продуктивные палеозойские комплексы

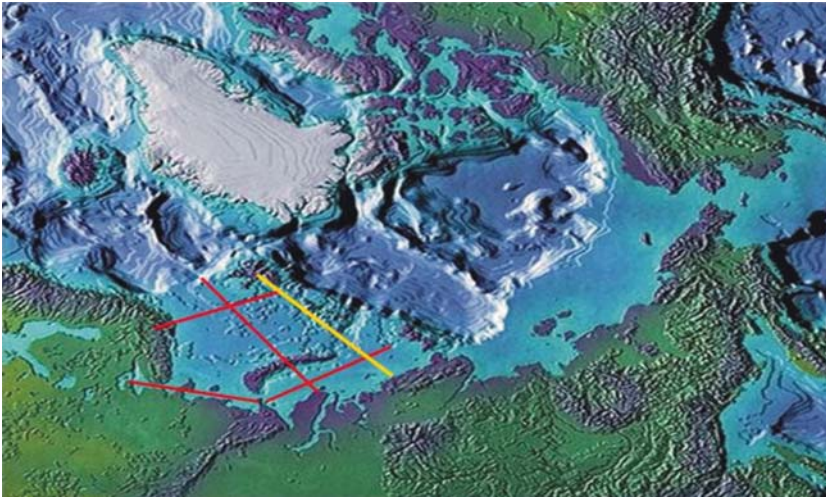


Рис. 34. Карта района работ в Баренцевом море.
Цветом выделены сейсмические профили (ГНПП «Севморгео») [64]

осадочного чехла. В современных экономических условиях чрезвычайно актуальна проблема выбора приоритетных направлений поиска нефтяных и газовых месторождений на основе анализа и обобщения новых геолого-геофизических данных.

Комплексная интерпретация геофизических материалов проводилась на основе анализа построенных геолого-геофизических разрезов, которые объединяют данные всех методов и несут информацию о строении осадочного чехла, структуре и физических свойствах (скоростях, плотности) фундамента и глубинных разделов литосферы. Геолого-геофизические разрезы, совместно с временными сейсмическими разрезами и картами потенциальных полей, послужили базой для тектонического районирования и выделения перспективных зон поисков залежей углеводородов.

Баренцево море, несомненно, относится к числу наиболее изученных сейсмическими методами и бурением среди всех российских арктических морей. Одной из основных причин этого является его

огромный нефтегазовый потенциал, поэтому глубинные сейсморазведочные работы (МОВ, МОГТ и другие) здесь выполнялись в основном производственными и научно-производственными организациями (НПО «Севморгео», ПО «Союзморгео», МАГЭ ПГО «Севморгеология», трест «Севморнефтегеофизика» и др.). Начиная с первых сейсмических работ в Баренцевом море 1960 г., проведенных НИМГЭ ВНИИгеофизика у Шпицбергена, сейсморазведкой (объем профилей несколько сотен тысяч километров) в Баренцевом море, включая Печорское море, выявлено 54 перспективные структуры, на большей части которых проведено поисково-разведочное бурение общим объемом около 40 тыс. м. В результате здесь уже открыто и разведано восемь месторождений углеводородов: Приразломное, Северо-Варандейское, Медыньское море, Северо-Гуляевское и Поморское (в Печорском море); Северо-Кильдинское, Мурманское и Штокмановское (собственно в Баренцевом море). Гигантский объем информации, в основном собранный в последние 15–20 лет, детально и всесторонне проанализирован и обобщен в ряде монографий (например, [142]). В данных работах подробно охарактеризовано строение всего осадочного чехла и рассмотрены основные сейсмостратиграфические комплексы и фации преимущественно верхней части осадочной толщи (рис. 35).

По степени изученности методами высокоразрешающей сейсмоакустики шельф Баренцева моря также является одним из наиболее изученных, что обусловлено решением крупномасштабных инженерно-геологических задач в процессе его прогрессивного индустриального освоения. Прежде всего, это связано с разведкой и разработкой нефтегазовых месторождений, строительством нефтяных терминалов и подводных трубопроводов и созданием всей инфраструктуры, обеспечивающей их эксплуатацию. Начиная с 1980 г. основной объем инженерно-геологических изысканий на Баренцево-Карском шельфе, включающих непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), выполняла Арктическая морская инженерно-геологическая экспедиция – АМИГЭ. Большой объем работ НСП выполнили также Севморгео, ААНИИ, МАГЭ, ИОРАН (14, 15 и 19 рейсы НИС «Профессор Шток-

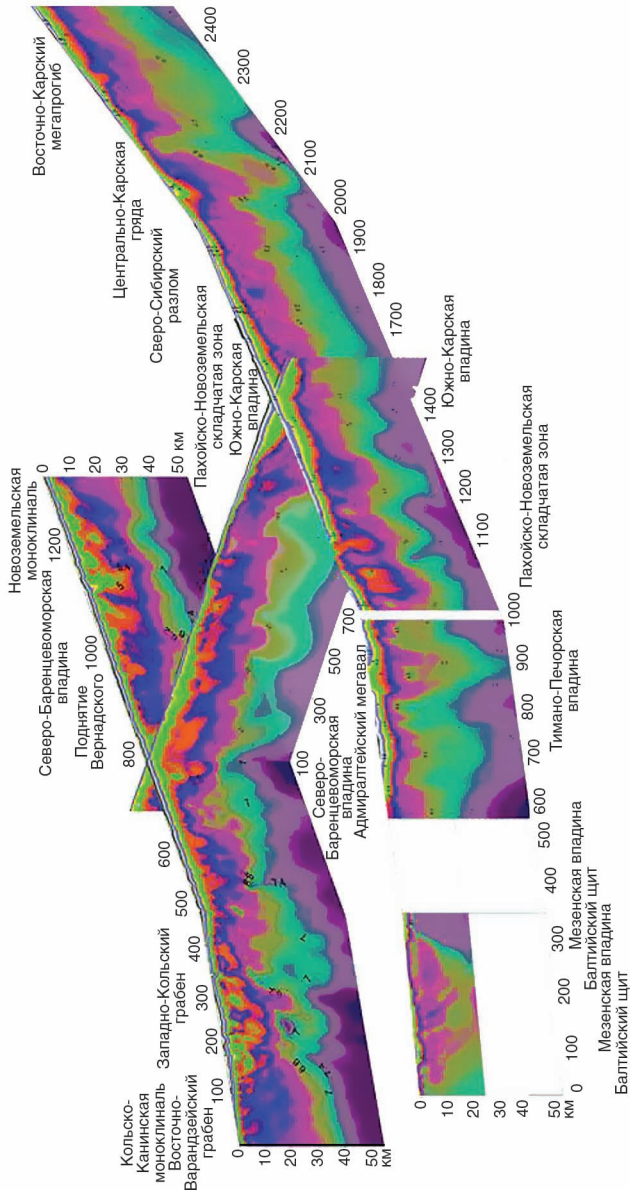


Рис. 35. Глубинное сейсмическое зондирование Баренцевоморского шельфа (ГНПП «Севморгео»), расположение см. на рис. 34

ман») и ряд других научно-исследовательских и производственных организаций. Как правило, в этих стандартных методиках НСП для возбуждения сейсмических сигналов использовались пневматические излучатели маленького объема и многоэлектродные электроискровые излучатели. Собранный в Баренцевом море большой фактический материал НСП обеспечил понимание общих для арктических морей фундаментальных проблем и, прежде всего, проблемы четвертичных оледенений [109, 181].

Многоканальное профилирование МОВ ОГТ дает детальную картину строения осадочного чехла, позволяя непрерывно проследить как опорные структурные разделы, так и фациальные переходы внутри отдельных интервалов разреза, выделить конкретные нефтегазоперспективные объекты. Высокоточные гидромагнитные и гравиметрические съемки на перспективных площадях дают возможность детализировать строение крупных газоконденсатных месторождений. Сейсмоакустические материалы важны для сравнительного анализа поверхностной и глубинной структуры бассейна и выявления зон неотектонической активности.

Работы МОВ ОГ выполнены в основном на НИС «Профессор Куренцов» и «Геолог Дмитрий Наливкин» по фланговой системе отстрела с 2 448-кратным перекрытием и приемными устройствами длиной до 2 800 м. В соответствии с техническим прогрессом менялось аппаратное обеспечение работ: приемные устройства от 24-канальной ПСК-2 до 96-канальной сейсмокосы PRAKLA-SEISMOS, цифровые регистрирующие комплексы от ССЦ-3М до ГАК-120, пневмоисточники от однокамерных («Импульс») и групповых (ПИ-1В) до линейных («Пульс-1М»). Длина сейсмической записи составляла 6–7 с [141].

Материалы региональных работ МОВ ОГТ, использованные для анализа, были переобработаны на ВЦ МАГЭ с помощью пакета FOCUS-DISCO, а также на ВЦ фирмы «Геотим».

Использование современного программного обеспечения и оптимальный выбор процедур коррекции кинематических поправок, пространственно-временной фильтрации, деконволюции и миграции

позволили значительно улучшить разрешенность сейсмической записи. На временных разрезах выделялись и прослеживались основные поверхности несогласия – границы сейсмостратиграфических комплексов, проводилась их стратиграфическая привязка к данным бурения и разрезам обрамляющей суши (рис. 36–38).

В дальнейшем анализировалось внутреннее строение сейсмических комплексов на основе визуальной оценки параметров отражений – их непрерывности, конфигурации, амплитуды, частоты. Интерпретация этих характеристик в совокупности с данными об интервальных скоростях позволили оценить предполагаемый литолого-фашиальный состав отложений и условия осадконакопления.

Исследования ШГСП в двухсудовом варианте проводились на НИС «Профессор Куренцов» и «Академик Карпинский» в двух модификациях: в виде профилирования и зондирований Масгрейва. Методика двухсудового ШГСП отработывалась во время проведения натурального эксперимента в Западной Атлантике в 1991 г. [75].

Принцип метода двухсудового профилирования состоит в выборе расстояний между судами (базы) таким образом, чтобы волны от целевых горизонтов принимались в оптимальных условиях. Это

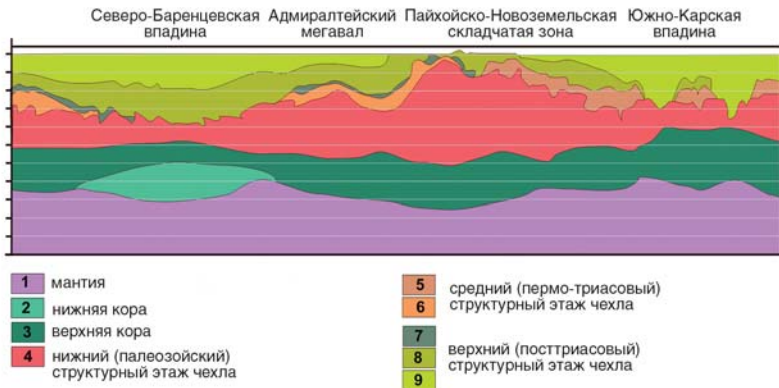


Рис. 36. Геолого-геофизический разрез (ГНПП «Севморгео»), расположение см. рис. 35

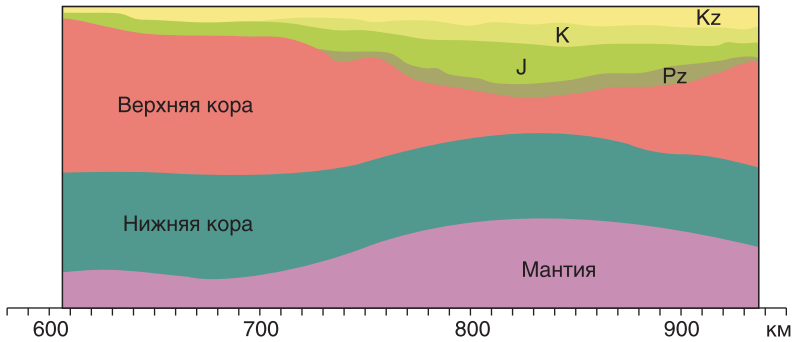


Рис. 37. Геолого-геофизический разрез (ГНПП «Севморгео»), расположение см. на рис. 35

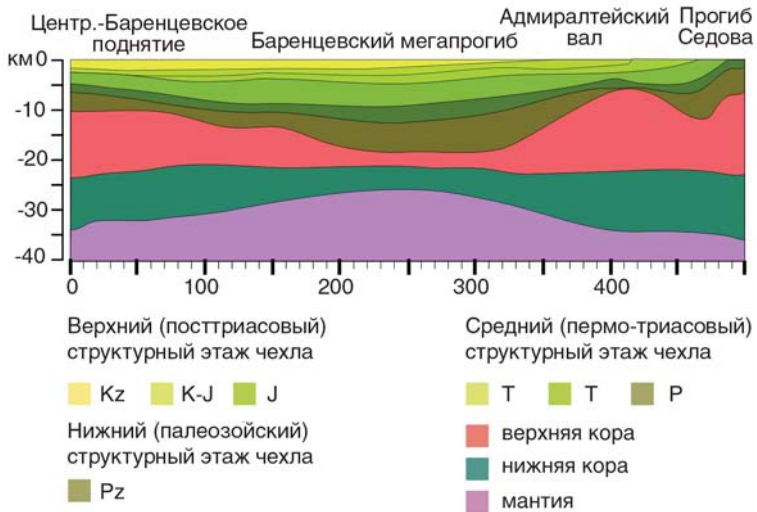


Рис. 38. Геолого-геофизический разрез (ГНПП «Севморгео»), расположение см. на рис. 35

позволяет разделить волновое поле на рефрагированные отраженные и преломленно-отраженные волны. Основная база составляла 24 км, при повторном прохождении – 14, 36 или 42 км. Одновременно проводилась регистрация волнового поля в ближней зоне (ОГТ низкой кратности), то есть волновое поле изучалось на разных удалениях от источников, причем дальняя зона – на разных базах. Принцип зондирования Масгрейва состоит в схождении и расхождении судов относительно центра зондирования. Данные используются для выбора базы ШГСП-2 и получения скоростной модели разреза. Было отработано пять зондирований с максимальным удалением в пределах от 45–55 до 65–80 км.

На основе совместного анализа волновых полей ближней и дальней зон ШГСП-2 и зонда Масгрейва в МАГЭ была разработана методика обработки материалов ШГСП. В ней ключевую позицию занимает обработка зонда Масгрейва (ESP), результатом которой является опорная кривая для скоростного анализа при обработке дальней зоны. Граф состоит из последовательной обработки ближней зоны (БЗ), зонда Масгрейва, дальней зоны (ДЗ) и получения их окончательного (совмещенного) разреза. Результатом обработки ДЗ (выделение полезных типов волн с помощью $F-K$ фильтрации до и после критического отражения, скоростного анализа по специальной технологии) является получение суммарного разреза в области T_0 с учетом истинных удалений на основе решения квазидвумерной прямой задачи для рефрагированных отраженных волн и уточненного скоростного поля. Окончательный разрез получается путем совмещения и монтажа БЗ и ДЗ. Тем самым метод ШГСП включает все достоинства МОВ ОГТ и имеет недоступную для последнего глубину освещения разреза.

По характерным сейсмическим несогласиям и маркирующим границам структурных ярусов или формационных комплексов осадочного чехла в его разрезе были выделены следующие сейсмостратиграфические комплексы (ССК): ниже-среднепалеозойский (кембрийско-среднедевонский терригенно-карбонатный); верхнедевонско-нижнепермский преимущественно карбонатный; пермский, триасовый, юрский и меловой терригенные.

Принципиально новые данные, раскрывающие глубинное строение региона, были получены в результате интерпретации материалов ШГСП. Они дают целостную картину непрерывного сейсмического отображения разреза литосферы до глубины 50–60 км. Профиль ШГСП был отработан при совместном участии МАГЭ, ПМГРЭ, ВНИИОкеангеологии от Кольского п-ова до архипелага Земли Франца-Иосифа. Анализируемая часть данного профиля пересекает Восточно-Баренцевский мегапрогиб вдоль простирания от Кольско-Канинской моноклинали до Лудловской седловины. Совмещенный временной разрез БЗ и ДЗ был получен по оригинальной методике, в основе которой лежит математическая модель рефрагированно-отраженных волн. Самая нижняя часть временного разреза (от 11–12 до 17 с), отображающая строение верхней мантии, отличается резкой неоднородностью сейсмической записи. Акустически прозрачные области чередуются с пакетами отражений повышенной динамической выразительности. На временных отрезках ниже 13 с данные «слоистые» пакеты образуют куполовидные поднятия (вероятно, отражая структурные неоднородности – мантийные диапиры) с амплитудой 510 км и горизонтальными размерами 120–150 км.

8.2. Глубинное строение Баренцевоморского региона по комплексу геофизических данных

На границе Баренцева и Норвежского морей выявлено крупнейшее из известных в настоящее время скоплений газогидратов на дне океана. Для понимания генезиса указанного образования необходимо провести геодинамический анализ данного региона, современная ситуация в котором определяется взаимоотношением континентальной коры западной окраины Баренцева моря и океанической коры Норвежско-Гренландского.

Западную часть Баренцева моря можно разделить на три основных геологических провинции (рис. 39).

1. Северо-западная окраина с о. Шпицберген может быть названа Шпицбергенской платформой. В пределах данной провинции породы фундамента перекрыты только пологозалегающими осадками поз-

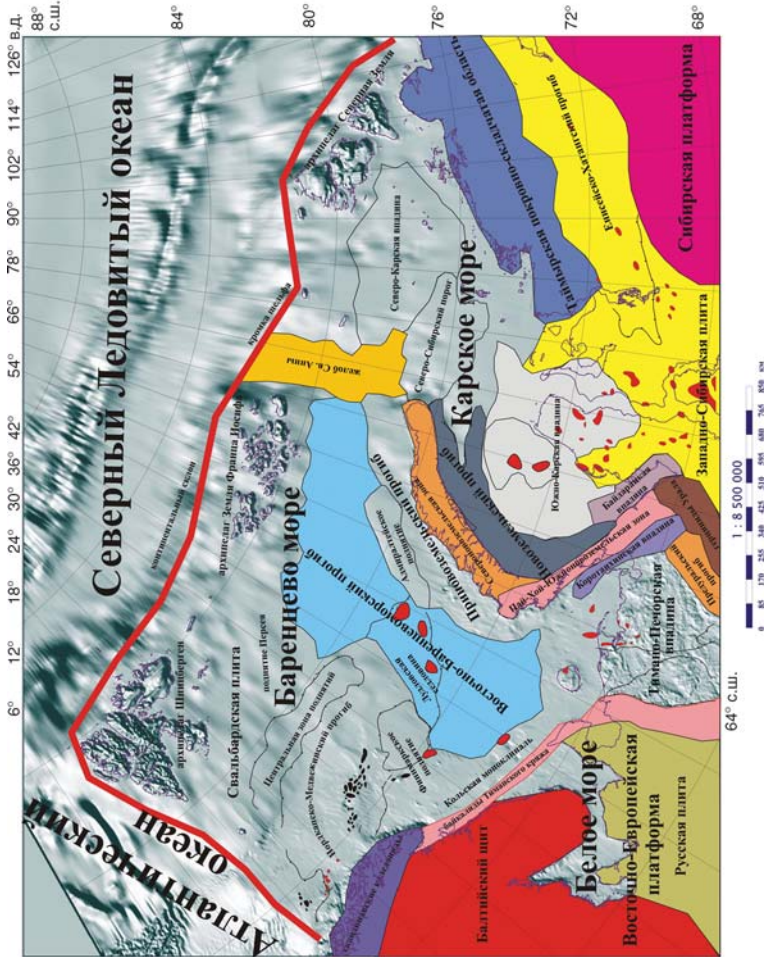


Рис. 39. Геологическая карта западного сектора арктического шельфа

днего палеозоя и триаса. Мощная континентальная кора (30 км) сопрягается с нормальной океанической корой северной части Норвежско-Гренландского моря по зоне разломов Хорнзунд.

2. Зона о. Медвежий, протягивающаяся в широтном направлении в центральной части Баренцева моря между Шпицбергенской платформой и континентальной окраиной Норвегии. В данной провинции породы триаса и юры перекрыты мощным чехлом третичных осадков. В тоже время общая мощность континентальной коры здесь заметно меньше чем на Шпицбергенской платформе. Вблизи границы континент–океан она составляет всего 17 км. Зона характеризуется также слабыми проявлениями базальтового вулканизма. Все это свидетельствует о том, что в пределах центральной части Баренцева моря кора длительное время находилась в условиях растяжения (рифтинга), в результате чего с одной стороны происходило ее утонение, а с другой накопление в возникающей депрессии третичных осадков. Более детальный анализ сейсмических профилей показывает, что структура формировалась очень продолжительное время (почти 400 млн лет), включавшее в себя несколько периодов рифтинга. Наиболее древние структуры, такие как впадина Нордкапп и платформа Финмарк, относятся к палеозою и расположены в юго-западной части провинции. Мезозойские бассейны, включающие впадины Тромсо и Бьернойа, расположены западнее, в то время как наиболее молодые бассейны, примыкающие к Норвежско-Гренландскому морю, такие как впадина Сорвестснагет, образовались в результате поздне-мелового-палеогенового рифтинга, приведшего в конце концов к расколу континента.

Профили показывают (рис. 40), что наиболее древние палеозойские бассейны расположены на юго-западе. В этой области девонско-карбоновые бассейны перекрыты широкими, имеющими примерно постоянную мощность, пермо-триасовой, юрской и меловой толщами. В целом в юго-восточных частях профилей кайнозойские осадки отсутствуют. На западе к этим структурам примыкают мезозойские бассейны Бьернойа и Тромсо, которые, возможно, лежат на вновь оживших древних структурах. Они сложены в основном ниже-мело-

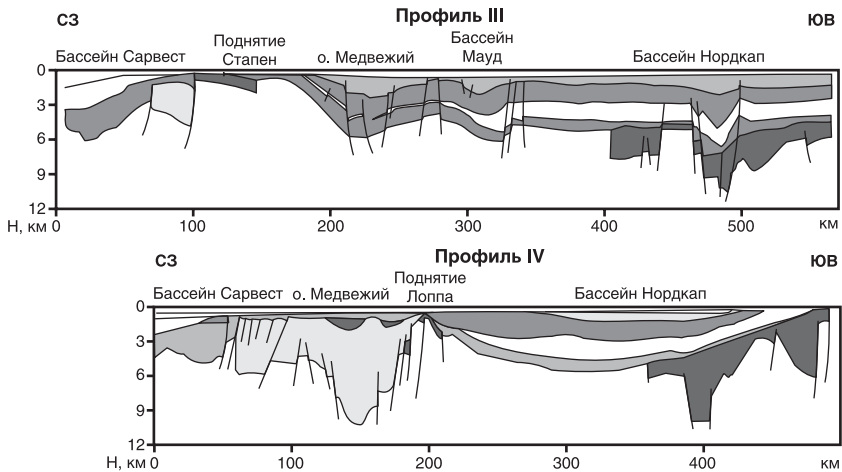


Рис. 40. Строение верхней части коры и осадочного чехла Баренцева и Норвежского морей [51]

выми осадками и местами покрыты лишь небольшим количеством поздне-меловых отложений. Наиболее молодые кайнозойские отложения интерпретируются как клиновидное тело, расположенное на самом северо-западном конце окраины.

Палеозойские бассейны и более молодые верхние толщи в районе платформ ограничены поднятием Лоппа на северо-западе, кроме участка на профиле III (рис. 40), где расположена впадина Мауд, заключенная между впадиной Бьерноя и платформой Бьярмеланд. Тромсо и Бьерноя граничат на северо-западе с хребтом Сенья и поднятиями Веслемьи и Стаппеню. На профиле III, IV (рис. 40) впадина Бьерноя не ограничена структурным поднятием, а постепенно переходит во впадину Сарвестснагет.

Основываясь на тектонической истории Баренцевоморской окраины, при моделировании (241 Ma), юра–мел (157–97 Ma) и палеоцен–ранний эоцен (60–50 Ma), все они соответствуют фазам рифтинга и образованию разломов, формирующих горстовые и грабеновые структуры (рис. 41a), установленные при структурных исследованиях.

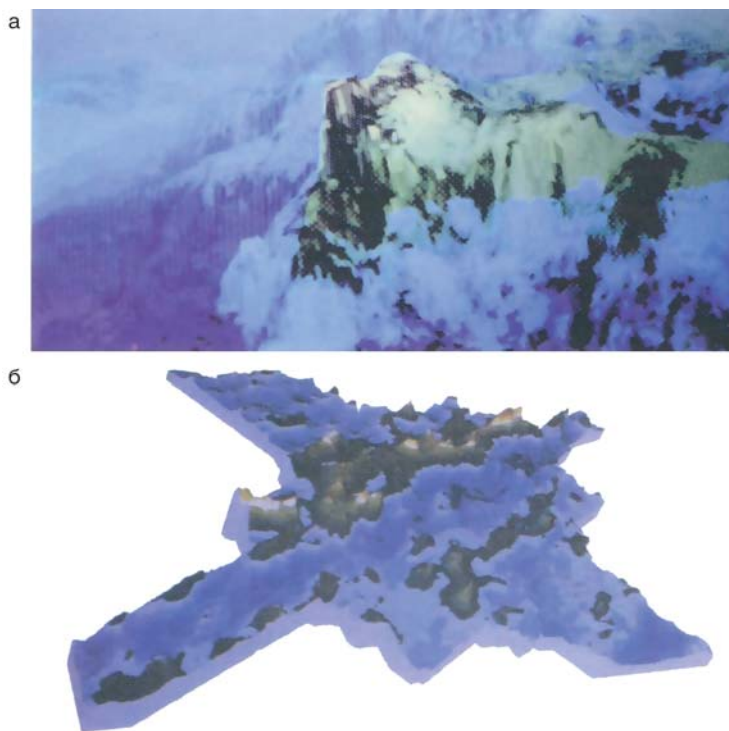


Рис. 41. Горстовое поднятие Срединно-Арктического хребта (а).
Зона тройного сочленения Срединно-Арктического хребта
(хребет Книповича) (б)

Триасовый период растяжения соответствует периоду широкомасштабного регионального погружения, а не активного рифтообразования. Это, например, может наблюдаться во впадинах Нордкапп и Хаммерфест, где присутствуют большие мощности пермо-триасовых осадков, но отсутствуют данные, свидетельствующие о разломных движениях того же возраста. Здесь прослеживается корреляция с российской частью Баренцева моря, для которой также отмечался экстремальный характер погружения в триасе, которое может быть связано с разрушением Уральской фронтальной системы.

3. Южная часть Баренцева моря представляет собой затопленную континентальную окраину Норвегии, и структура коры здесь соответствует строению Балтийского щита.

Основная часть океанической коры Норвежско-Гренландского моря была сформирована в протягивающемся с юго-запада на северо-восток срединно-океаническом хребте Мона, скорости наращивания коры в котором оцениваются в 0,8 см/год [51].

Морфологически эта структура представляет собой рифтовую долину с осевым разлом и эшелонированными вулканическими хребтами по флангам. Протяженность вулканических хребтов, связанных, вероятно, с единым магматическим источником, около 40 км. Строение океанической коры, сформированной в хребте по мощности (6–8 км), соответствует нормальной океанической коре, но несколько отличается более высокими скоростями сейсмических волн во втором слое. Это, вероятно, свидетельствует о широком развитии в слое субинтрузивных тел типа даек и силлов. Судя по возрасту линейных магнитных аномалий (рис. 42б), раскрытие этого бассейна началось в раннем эоцене, около 55 млн лет назад [51].

В этот период вдоль оси спредингового центра начал формироваться узкий океанический бассейн юго-запад–северо-восточного простирания, который от континентальной коры Норвегии отделяется зоной разломов Воринг, а от Гренландского континентального блока Гренландским разломом. На северо-восточном фланге хребта Мона наращиваемая океаническая кора смещается вдоль юго-западной окраины Баренцева моря по трансформным разломам Гренландскому и Сена. Вероятно, в этот же период на северном продолжении описываемой оси растяжения возник грабен зоны разломов Хорнзунд, имеющий уже субмеридиональное простирание.

В позднем эоцене океанический бассейн Норвежско-Гренландского моря достигал уже ширины около 300 морских миль. Севернее Гренландского трансформного разлома в позднем эоцене начинается активное дробление континентальной коры северо-западной части Баренцева моря по серии глубинных разломов разного простирания. В верхнем миоцене этот процесс завершается

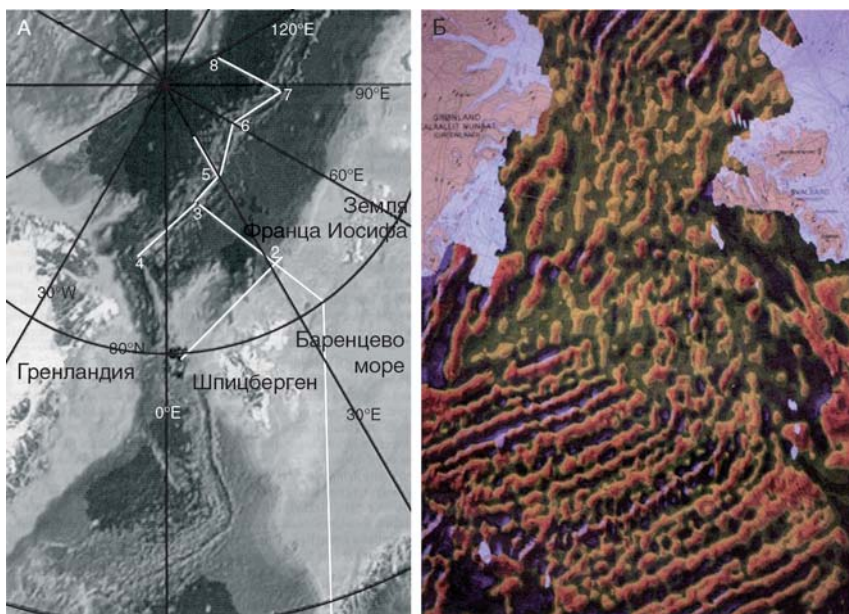


Рис. 42. Хребт Книповича: **а** – Срединно-Арктический хребт САХ; **б** – акустическая модель зоны растяжения САХ (хребт Книповича)

возникновением крупного грабена Книповича (рис. 42а), субпараллельного грабену Хорнзунд. В зоне сочленения грабена и хребта Мона создаются условия для появления третьей оси растяжения (точка тройного сочленения) (рис. 41б), рассекающей кору Баренцева моря в восток-юго-восточном направлении в районе $72\text{--}73^\circ$ с.ш. Низкие скорости растяжения в сопрягающихся хребтах и высокие скорости осадконакопления в Баренцевом море привели к тому, что вулканизм в пределах юго-восточного грабена проявился только в виде субвулканических тел типа силлов и даек, пронизывающих осадочную толщу.

Хребт Книповича, отходящий в настоящее время в северном направлении от хребта Мона, отличается крайне низкими, близкими к нулевым, скоростями наращивания океанической коры.

Таким образом, мы видим, что граница перехода океан–континент на западной и северо-западной окраине Баренцева моря формировалась как результат ее взаимодействия с раскрывающимися океаническими бассейнами разного типа. Соответственно этому можно выделить три сегмента с разными типами границ. Как уже было отмечено, на юго-западной окраине Баренцева моря сочленение наращиваемой из хребта Мона океанической коры с континентальной происходило вдоль зоны трансформного разлома Сена. Эта часть границы характеризуется серией листрических сбросов в континентальной коре, пересекающих также и толщу современных осадков.

Северная часть границы континент–океан между Шпицбергенской геологической провинцией Баренцева моря и океанической корой, формирующейся в хребте Книповича, проходит по грабену зоны разломов Хорнзунд.

Наибольший интерес представляет центральный участок границы примерно от о-ва Медвежий до 72° с.ш. На данных широтах, как было отмечено выше, происходит резкий перегиб срединно-океанического хребта, и в зоне его внешнего угла возникают условия активного растяжения. Она прослеживается в восточно-юго-восточном направлении от точки сочленения по центральной геологической провинции Баренцева моря, где утоненная кора перекрыта мощным чехлом третичных осадков. Здесь как на континентальной, так и на океанической коре фиксируется повышенная сейсмическая активность. Граница континент–океан здесь представлена короткими отрезками зон растяжения субширотного простирания с незначительными проявлениями вулканизма и участков трансформного разлома, осложненного лестрическими сбросами на континентальной окраине.

Характерной особенностью глубинного строения описываемого региона, как уже было отмечено, является постепенное уменьшение мощности континентальной коры к западу до 17 км и скоростей прохождения сейсмических волн в мантии [51]. Около границы континент–океан скорости снижаются до 7,7 км/с, что можно объяснить или частичной серпентинизацией, или существенным разогревом глубинных пород в зоне контакта континент–океан. Наличие повышенного

теплового потока, достигающего в узкой зоне контакта континент–океан 150–200 мВт/м², свидетельствует о существующей здесь гидротермальной активности. Отсутствие проявлений современного вулканизма позволяет предположить, что гидротермальная деятельность связана с циркулированием морской воды вдоль разломов на границе континент–океан и частичной серпентинизацией пород верхней мантии. Именно к этому участку приурочено выявленное крупное скопление газогидратов (рис. 43).

Все месторождения восточной части Баренцева моря находятся в эпицентре активного геодинамического развития Баренцевоморского рифта и, что самое главное, над зоной пересечения листрических разломов, которые образуют узловую систему над мантийным диапиром, что подтверждается данными сейсморазведки. Внедрение разогретого мантийного вещества с последующим остыванием аномальной линзы может служить возможным объяснением происхождения и эволюции сверхглубоких впадин. В данном случае в Южно-Баренцевской впадине происходило заполнение надрифтового прогиба осадками, оживление разломов и их влияние на фильтрационные про-

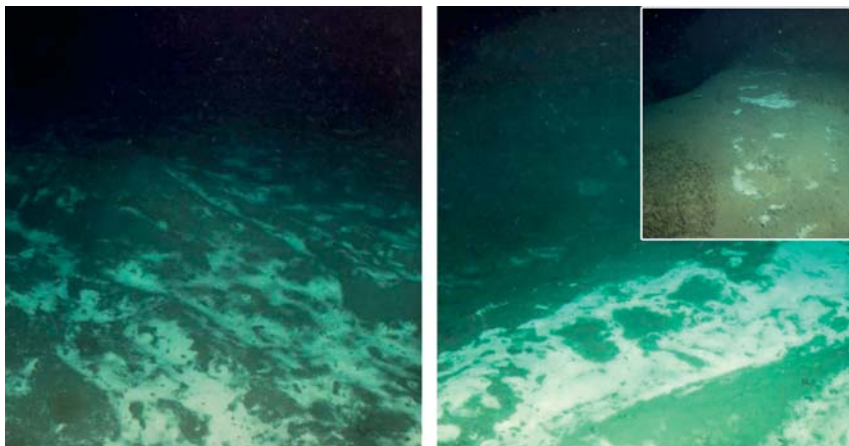


Рис. 43. Бактериальные маты и предполагаемые выходы газогидратов в районе о. Медвежий на границе Баренцева и Норвежских морей

цессы и образование газогидратов в придонных отложениях. Периодическая активизация разломных блоков, лежащих в основании, в особенности в позднеюрско-раннемеловое время внесла главный вклад в формирование структур, с которыми связаны крупнейшие месторождения Южно-Баренцевской впадины.

Геодинамическая история развития норвежской части Баренцево-морской окраины, охватывающая юрско-меловой и палеоцен-эоценовый периоды, охарактеризовалась развитием активного широкомащтабного рифтогенеза (рис. 44). Триасовый период соответствует времени регионального погружения, а не активного рифтообразования. Это, например, может наблюдаться во впадинах Нордкап и Хаммерфест, где при наличии больших мощностей пермотриасовых осадков отсутствуют данные, свидетельствующие о разломных движениях того же возраста. Здесь прослеживается корреляция с российской частью Баренцева моря, для которой также отмечался экстремальный характер погружения в триасе, оно может быть связано с разрушением Уральской фронтальной системы. Структура коры южной части Баренцева моря соответствует строению Балтийского щита (рис. 45).

Наиболее глубокие осадочные бассейны Арктики расположены в пределах Печорской низменности и Баренцева моря. В ряде мест последнего фундамент опущен на глубину 16–18 км, что характерно для Прикаспийской впадины. Судя по изометричному слабо дифференцированному магнитному полю, фундаменты Печорской низменности и южной части Баренцева моря очень похожи на рифейский комплекс доуралид Полярного Урала, здесь могут присутствовать и более древние протерозойские или архейские глыбы или купола. К одному из них, возможно, принадлежат гранатовые кристаллические сланцы, залегающие в основании формации Гекла-Хук на Шпицбергене и имеющие абсолютный возраст 1 900 млн лет.

Один из наиболее контрастных куполов расположен в зоне сочленения Южно-Баренцевской впадины с Кольско-Канинской моноклиной, другой находится под Лудловской седловиной [51]. Нижняя часть разреза консолидированной земной коры выделяется в интервале 9–12 с по характерной псевдослоистости в виде протяженных интен-

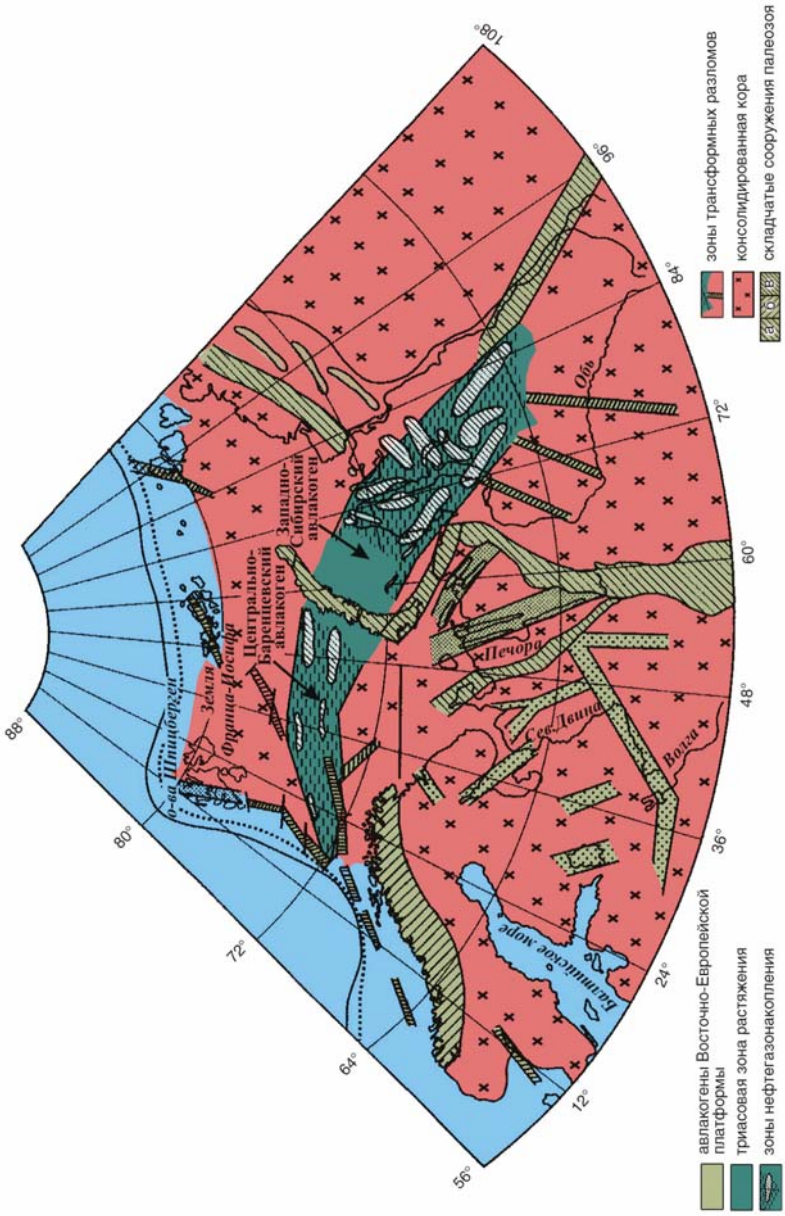


Рис. 44. Геодинамическая схема Евразии [131]

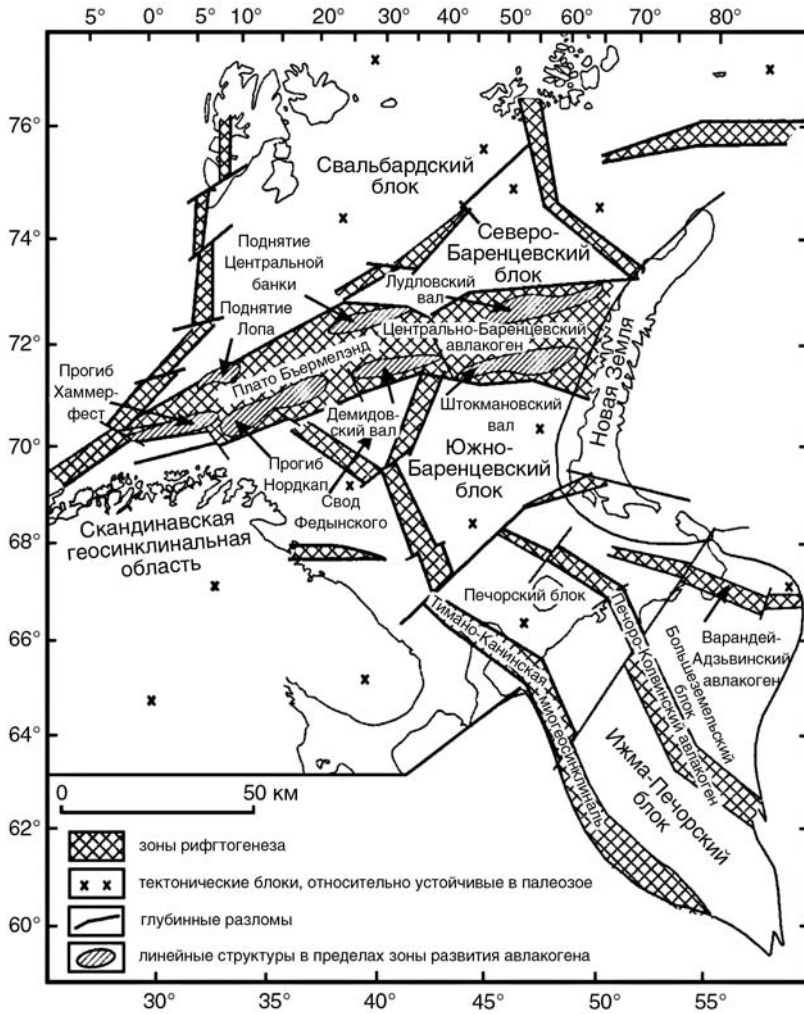


Рис. 45. Структура рифтогенеза Баренцевоморского шельфа [131]

сивных рефлекторов с подчиненными зонами акустической прозрачности. Повышенная сейсмическая расслоенность нижней коры, почти достигающая поверхности фундамента на временах около 8 с, характерна для внутренней наиболее глубокой части впадины. При допущении, что сейсмически расслоенная нижняя кора соответствует базальтовому слою в данной области, практически отсутствует верхнекорový (гранито-гнейсовый) слой. Это подтверждает представления о развитии безграничных «окон» в фундаменте впадины. Мощные блоки сейсмически прозрачной верхней коры, соответствующей гранито-гнейсовому слою, выделяются в пределах Кольско-Канинской моноклинали. На южном борту впадины происходит резкое сокращение мощности верхнекоровой толщи и появляются расслоенные участки (рис. 46).

Блоки консолидированной коры с повышенной отражательной способностью разделены наклонными (в верхней части почти вертикальными) сейсмически прозрачными зонами, которые могут быть отождествлены с зонами крупных разломов – путями внедрения интрузий. Одна из них образует систему листрических сбросов фундамента (литосферных сколов) в области сочленения Кольско-Канинской моноклинали с Южно-Баренцевской впадиной.

Этот литосферный скл в плане трассируется вдоль побережья Кольского п-ова по аномалиям потенциальных полей. Вторая крупная зона нарушений, проникающих в верхнюю мантию, выявлена в пределах Лудловской седловины. Вероятно, она является звеном Байдарацкой зоны глубинных разломов, протягивающейся из Карского моря через Кармакульскую седловину Новой Земли. Поверхность фундамента прослеживается по высокоамплитудным отражениям на фоне более однородной записи на временах от 5 с в бортовой части до 7,6–7,8 с в центре Южно-Баренцевской впадины (рис. 47). Мощность отложений, заключенных между поверхностью фундамента и опорным горизонтом Ia–II (кровлей карбонатного комплекса), в центральной части впадины составляет 6–8 км. Подобная картина наблюдается на профиле ГСП, пересекающем юго-западный борт в направлении от С.-Кильдинского к Мурманскому поднятию.

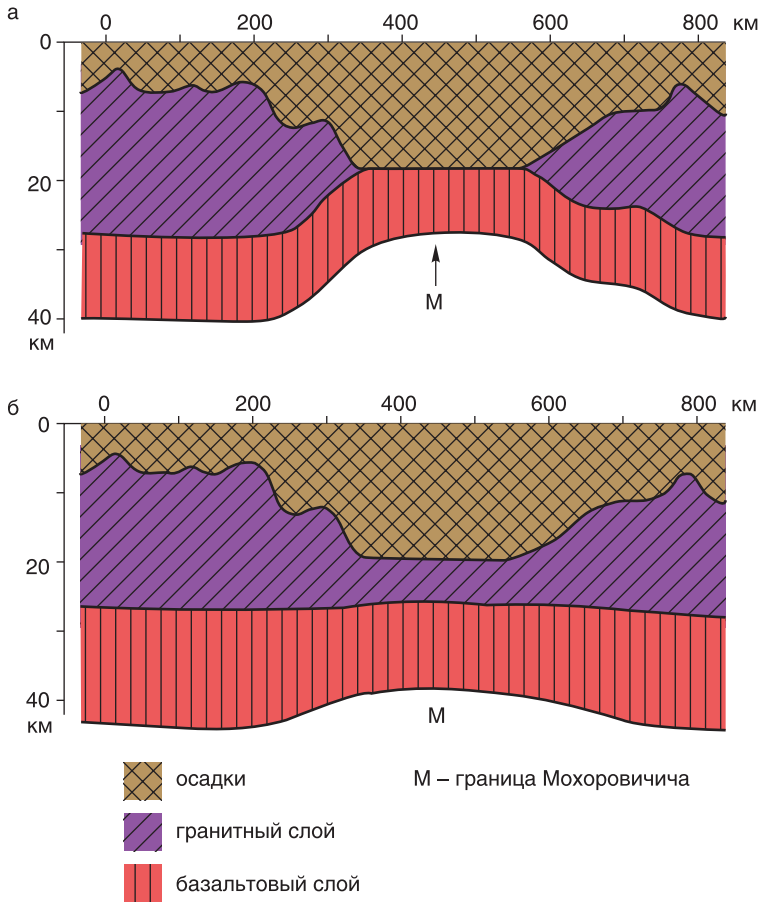


Рис. 46. Разрезы земной коры, выполненные по одному и тому же массиву сейсмических и гравиметрических данных: **а** – без гранитного слоя; **б** – с гранитным слоем [28–30]

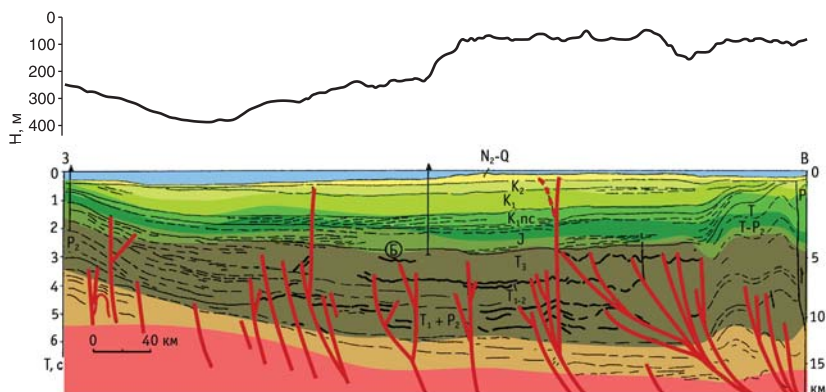


Рис. 47. Сейсмогеологический разрез через Южно-Баренцевоморский бассейн; жирные линии – магматические тела основного состава (силлы). Над рисунком – кривая рельефа дна [141–143]

На временном разрезе с длиной записи 18 с в наиболее погруженной части впадины динамически яркие отражения от фундамента выделяются на временах 7,0–7,2 с, а горизонт Ia прослеживается на 4,8–5,0 с. Нижняя часть интервала (от 7 до 6 с) акустически прозрачна, а верхняя представлена пакетом высокоамплитудных отражений, при этом самый яркий из рефлекторов маркирует кровлю прозрачной толщи. Распространение динамически выраженного пакета рефлекторов ограничивается зонами сбросов с амплитудой по кровле карбонатного комплекса до 1,5 км, которые образуют грабенаобразную структуру. Внутри прозрачной толщи прослеживается наклонная граница, секущая поверхность фундамента (возможно, отражающая поверхность литосферного скола), на которую опираются многочисленные оперяющие разломы. Интенсивные рефлекторы внутри грабена обусловлены, скорее всего, вулканогенными образованиями средне-позднедевонского возраста, которые перекрывают более чем трехкилометровую «прозрачную» толщу, возможно, молассоидных отложений. Общая мощность палеозойских отложений (от фундамента до кровли нижнепермских карбонатов)

составляет 6–6,5 км, из которых около 5 км приходится на доверхне-франскую часть разреза.

Учитывая, что стандартные разрезы МОВ ОГТ прежде ограничивались длиной записи 6–7 с, выявление нижнего комплекса осадочного чехла в Южно-Баренцевской впадине имеет важное значение. Этот факт позволяет преодолеть представления о незначительной мощности докаменноугольно-пермских отложений в пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба и по-новому взглянуть на ключевые моменты геологической истории региона.

Мощность земной коры в Восточно-Баренцевском мегапрогибе уменьшается от бортов к наиболее погруженным частям от 36–34 до 30–28 км. В структурном плане поверхности Мохо под мегапрогибом на фоне регионального свода выделяются валообразные поднятия, которые образуют трехлучевую систему, сходящуюся в центре Южно-Баренцевской впадины [118, 119, 142] (рис. 46). Один из выступов Мохо расположен в ее юго-западной части и совпадает в плане со среднепалеозойским рифтогенным прогибом, простирающимся от Кольско-Канинской моноклинали к Лудловской седловине. Вторая область поднятия поверхности Мохо локализуется в зоне сочленения Южно-Баренцевской впадины со структурами Печорской плиты и, возможно, генетически связана с зоной продолжения Печоро-Колвинского авлакогена в сторону моря. Третья область пониженной мощности (28–30 км) земной коры соответствует Лудловской седловине. Вверх от мантийного купола веерообразно расходится система нарушений, проникающих в осадочный чехол. Они, по-видимому, служили магмопроводящими каналами для многочисленных пластовых базальтоидных интрузий, которые выражены аномальными сейсмическими горизонтами в разрезе верхней перми–триаса (рис. 48).

С мантийными диапирами пространственно и генетически связаны крупные пологие литосферные сколы, определяющие структуру и интенсивный базальтоидный магматизм Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Рассматриваемая часть мегапрогиба – Южно-Баренцевская впадина – с юга и севера ограничивается Кольско-Канинской и Лудловской зонами, параллельными более древним простираниям

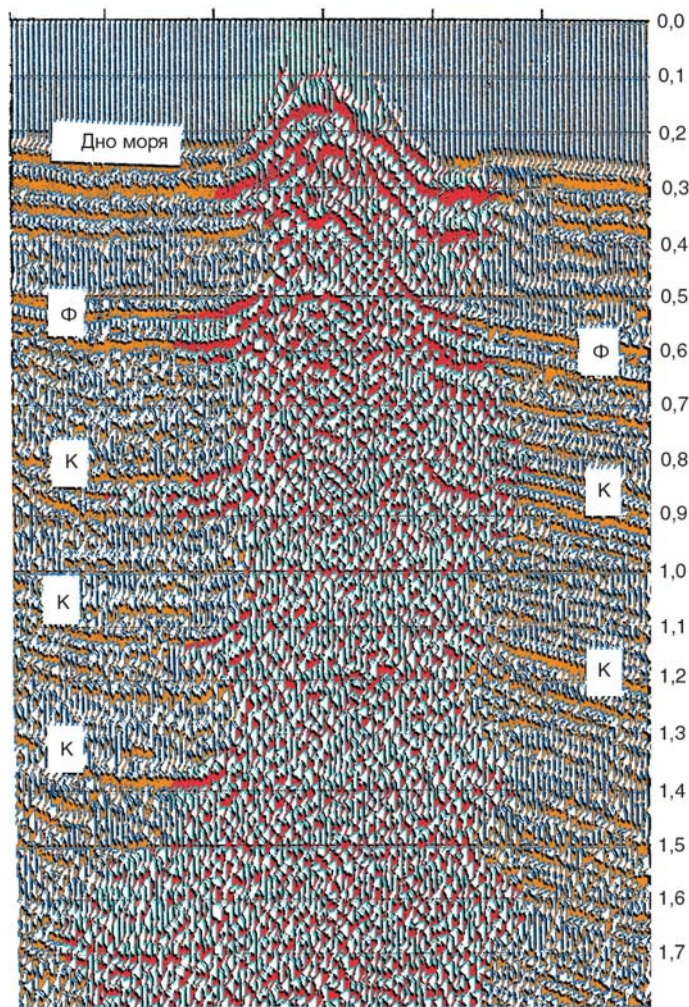


Рис. 48. Фрагмент временного сейсмического разреза Баренцевоморского шельфа, отображающего штокообразное магматическое тело в поле развития ниже-палеозойских отложений:
Ф – фундамент; К – кратное отражение

байкальских разломных систем. Данные сейсмические неоднородности верхней мантии в совокупности с пониженными скоростями продольных волн [3, 33, 75, 106, 140] могут быть сопоставлены с разуплотненной линзой аномальной мантии. Внедрение разогретого мантийного вещества с последующим остыванием аномальной линзы может служить возможным объяснением происхождения и эволюции сверхглубоких впадин, в данном случае Южно-Баренцевской: от первичного рифтогенеза при возникновении мантийного свода до глубокого погружения фундамента бортовых зон и заполнения надрифтового прогиба осадками, оживления разломов и внедрения базитовых интрузий в периоды тектоно-магматических активизаций [141].

Совокупность всей геолого-геофизической информации (структурные черты, характер магматизма и повышенный тепловой поток) свидетельствует о том, что в данной области со среднего–позднего девона по ранний мел существовала периодически активизировавшаяся линза аномальной мантии. В Баренцевом море и Печорской впадине формирование осадочных бассейнов было тесно связано с несколькими эпизодами рифтогенеза. Наиболее крупный относится к позднему девону, когда возникла Баренцевоморско-Печорская рифтовая система. Карбонный эпизод рифтогенеза проявился лишь в западной части региона, по-видимому, растяжение было повсеместным в начале триаса. Последний эпизод рифтогенеза относится ко времени раскрытия Евразийского бассейна в конце мела–начале палеогена [45].

Первично рифтовый характер развития впадины до рубежа позднего девона–раннего карбона подтверждается хорошо выраженными сбросами в бортовых зонах. По имеющимся данным невозможно однозначно ответить, до какой стадии дошел процесс растяжения земной коры на среднепалеозойском этапе: произошел ли в это время полный разрыв гранитного слоя или же базальтовые «окна» явились результатом более поздней переработки земной коры по мере погружения фундамента бассейна на большую (до 18–20 км) глубину (рис. 49, 50).

В результате геофизических исследований Баренцевоморского региона было установлено, что на глубинах 3–5 км роль горизонталь-

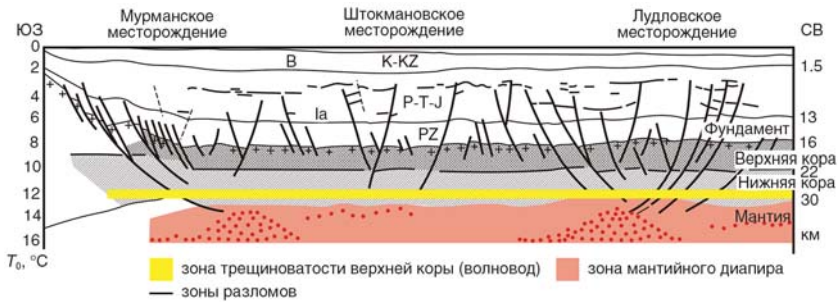


Рис. 49. Геологический разрез Баренцевоморского рифта [103]

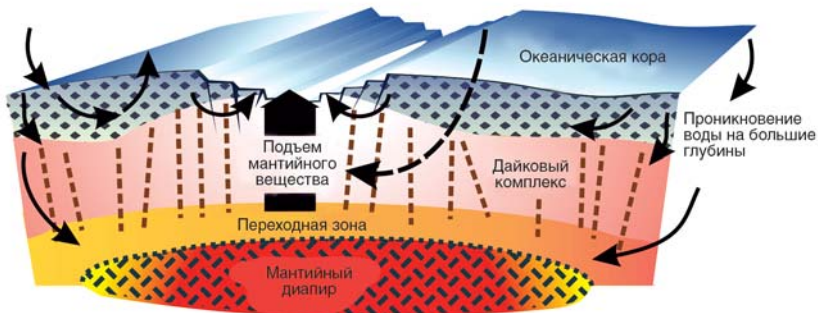


Рис. 50. Модель формирования Баренцевоморского рифта

ного давления становится значительной, поэтому именно здесь в большей мере развиваются наклонные разломы. В дальнейшем с ростом глубины наравне с давлением возрастают и силы трения скольжения. Таким образом, на глубинах 10–15 км породы бортов разлома разрушаются, образуя листрические разломы. Сейсмоотражающие элементы отчетливо обозначают целый ряд разломов криволинейной формы, которые выполаживаются на глубине 10 км. Зоны глубинных литосферных сколов и оперяющие их разломы, проникающие

в осадочный чехол, служат наиболее эффективными путями миграции флюидов, в том числе мантийного происхождения [103]. Примерно до глубины 10 км могут существовать открытые трещины, содержащие растворы, гидродинамически связанные с поверхностными водами. Расположенная ниже зона неустойчивого разрушения ассоциируется с коровыми волноводами и простирается до границы Конрада. Далее вниз по разрезу вплоть до подошвы земной коры располагается область сплошного псевдокластического (иначе – катакластического) разрушения. На границе Мохоровичича геосреда находится в состоянии истинной пластичности и является непроницаемой.

Сходная картина распространенности волноводов отмечается в океанической коре, хотя они более сжаты по вертикали из-за особенностей реологии серпентинитов. Внутри вулканогенно-осадочного слоя коры Арктического бассейна пористость волноводных зон может достигать до 41 %. Трещиновато-пористая структура волновода и его насыщение флюидами подтверждается результатами электромагнитных исследований. Слои с повышенной электропроводностью выделены в среднем на глубинах от 15 до 30 км, хотя допустимы некоторые отличия по регионам мира, например, под Исландией слои с пониженным электрическим сопротивлением обнаружены на глубинах 12–18 км. Объемное содержание флюидов внутри слоев высокой электропроводности достигает нескольких процентов. Флюиды могут мигрировать вдоль волноводов по латерали на большие расстояния. Предполагается, что этот механизм является одним из основных факторов, определяющих флюидодинамический режим континентальной коры на указанных расстояниях и за геологические масштабы времени.

Сам факт существования волноводов приводит к периодическим вертикальным движениям флюидов вверх и вниз в вышележащие слои, которые не только промывают весь осадочный покров, но и способствуют концентрации углеводородов. В итоге последние, рассеянные первоначально по всему объему осадочного покрова, концентрируются в ограниченных зонах, образуя скопления углеводородов или выходы газовых сипов в приповерхностные слои или газогидратов на морском дне.

8.3. Нефтегеологическое районирование

Баренцево море от Шпицбергена до Карского моря занимает практически всю территорию Свальбардской плиты, возраст которой датируется раннерифейским временем – 1 500 млн лет. Кора Свальбардской плиты по сравнению с примыкающим континентом утонена примерно в 1,5 раза и не превышает 35 км. Полный стратиграфический разрез ее осадочного чехла включает отложения от верхнего силура–девона до триаса–нижней юры, перекрытые четвертичными и плиоцен–четвертичными осадками.

В структуре восточной части Баренцева моря выделяется позднедевонский Баренцевоморский палеорифт (рис. 43), район которого является одним из самых перспективных нефтегазоносных бассейнов Арктики России.

В зоне Баренцевоморского палеорифта открыто шесть крупных газовых и газоконденсатных месторождений (рис. 51) [28–30]. Мурманское и Северо-Кильдинское газовые месторождения расположены в южной и юго-западной части Южно-Баренцевской впадины. Они связаны с верхнеюрскими осадочными комплексами. Лунинское газовое месторождение обусловлено газогенерацией в нижнемеловых отложениях Северо-Баренцевской впадины, в районе ее сочленения с Адмиралтейским горстом.

Штокмановское (уникальное) и Лудловское газоконденсатные месторождения находятся вблизи Лудловского поднятия в северной части Южно-Баренцевской впадины, они связаны с верхнеюрскими осадочными комплексами. Ледовое газоконденсатное месторождение, расположенное также в районе Лудловского поднятия, сопряжено с нижнемеловыми осадочными породами. Штокмановское месторождение находится в 50 км от г. Мурманск. По верхнему структурному ярусу представляет собой крутое изометричное куполовидное поднятие, несколько вытянутое в северо-восточном направлении, площадь более 1 400 км².

Штокмановская структура расположена на северо-западном борту Южно-Баренцевской впадины, в строении которой выделяются три структурных этажа, отделенных друг от друга регионально просле-

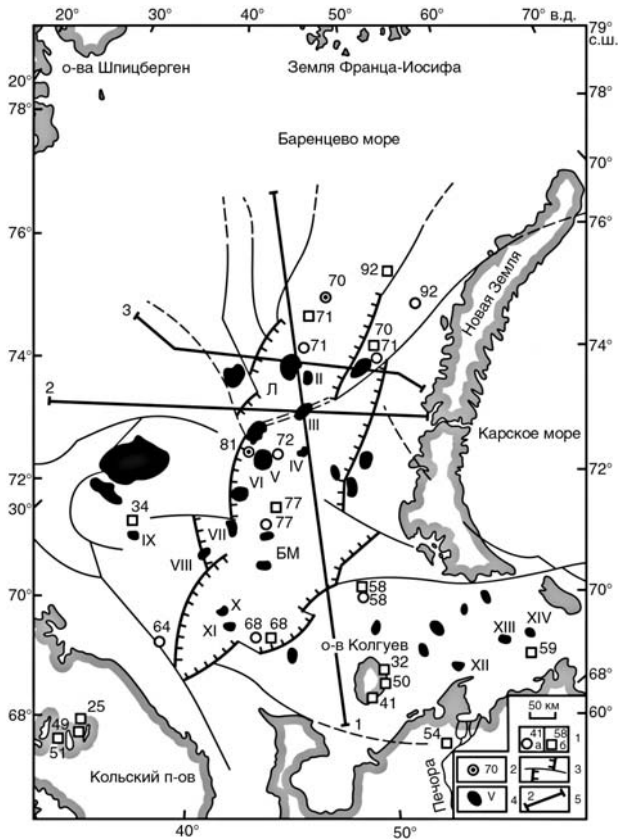


Рис. 51. Карта нефтегеологического районирования восточной части Баренцевоморского региона: 1 – точки измерений плотности теплового потока, мВт/м^2 [65]: а – погружными термоградиентографами; б – в буровых скважинах; 2 – то же в 14-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов»; 3 – сбросы и сдвиги [60]; 4 – месторождения углеводородов [60]: I – Ферсмановское; II – Лудловское; III – Ледовое; IV – Бритвинское; V – Штокмановское; VI – Териберское; VII – Северо-Надеждинское; VIII – Надеждинское; IX – Северо-Кильдинское; X – Северо-Мурманское; XI – Мурманское; XII – Поморское; XIII – Северо-Гуляевское; XIV – Приразломное; 5 – местоположение и номера геолого-геофизических профилей; БМ – Баренцевоморский палеорифт; Л – Лудловская перемычка [30]

женным угловым и стратиграфическим несогласиями: нижний этаж (0,5–1,5 км) – P_{z1-2} до среднего девона включительно, средний (13–15 км) – от нижнего франа до верхнего триаса, верхний структурный этаж (до 3–6 км) – J–K и K_2 . Нижний этаж является условно промежуточным комплексом, средний и верхний образуют платформенный чехол впадины (рис. 52).

В современном структурном плане Штокмановская структура выражена в виде положительной замкнутой формы только в верхнем структурном этаже. По нижележащим отложениям осадочного чехла (изучены сейсморазведкой до глубин 14 км) она в виде замкнутой формы не прослеживается.

По всем отражающим горизонтам в K и J наблюдается совпадение структурных пластов. На некоторых профилях отмечены участки, где характер залегания отражающих горизонтов может указывать как на наличие малоамплитудных разрывных нарушений, так и на возможность флексур до 30–40 м и перехода сводовой части структуры в широтном направлении.

По типу резервуаров, характеру ловушек и степени их заполнения углеводороды залежи $Ю_0$, $Ю_1$, $Ю_2$ классифицируются как пластовые сводовые, $Ю_3$ – как пластовая сводовая водоплавающая.

В осадочном чехле южной части Баренцевоморского региона выделяют до шести нефтегазоносных (НГК) и перспективно нефтегазоносных (ПНГК) комплексов: нижнесреднепалеозойский и верхнедевонско-нижнепермский – преимущественно карбонатные; верхнепермский, триасовый, юрский и меловой – терригенные.

Потенциально нефтегенерирующими в разрезе палеозойских комплексов могут быть ордовикско-силурийские, верхнедевонские и каменноугольно-пермские карбонатные, глинисто-карбонатные и глинистые отложения, обогащенные органическим веществом. Региональным флюидоупором для палеозойских комплексов служат кремнисто-глинистые отложения кунгура–верхней перми. Резервуары в палеозойских карбонатных комплексах связываются с коллекторами порово-трещинного типа, в особенности с высокопористыми рифогенными постройками. Промышленная нефтегазоносность палеозойских

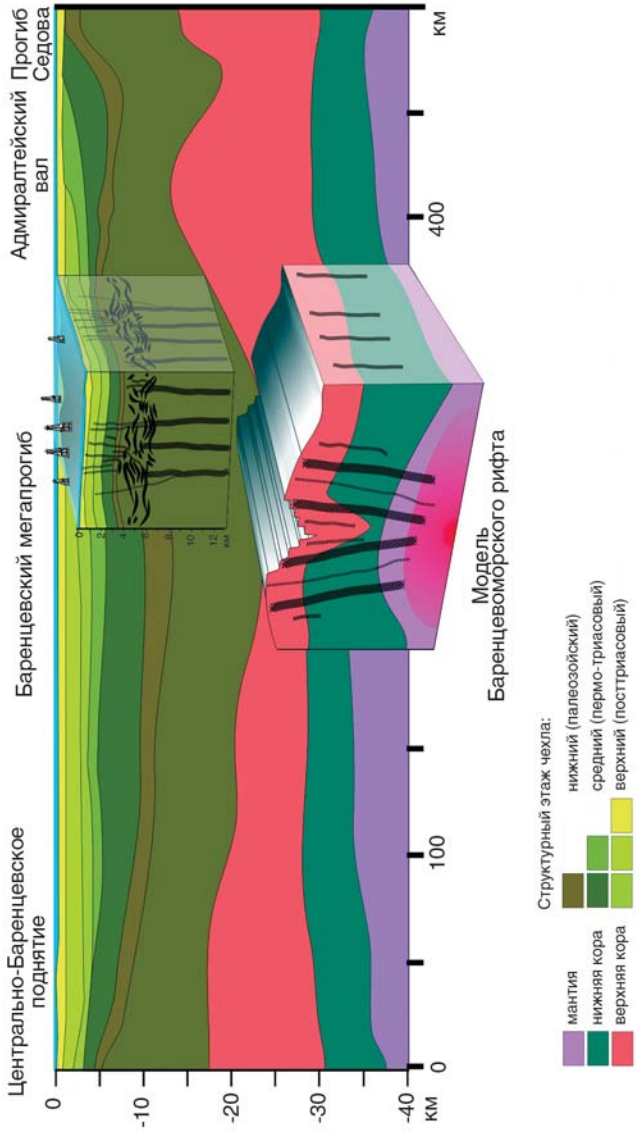


Рис. 52. Модель формирования Штокмановского месторождения

комплексов установлена в пределах Тимано-Печорской провинции (силурийских отложений – на суше, каменноугольно-нижнепермских – в акваториальной части). Здесь в карбонатных рифогенных коллекторах выявлены нефтяные залежи на Приразломном, Северо-Варандейском и Медыньском; газоконденсатные – на Поморском и Северо-Гуляевском месторождениях [101]. Палеозойские комплексы находятся на оптимальных глубинах для генерации углеводородов и одновременно доступных для бурения по периферии Южно-Баренцевской впадины: наибольшей части Кольско-Канинской моноклинали, поднятиях Центрально-Баренцевской зоны и в Предновоземельской области.

Верхнепермский комплекс представлен мощной толщей преимущественно глинистых отложений с редкими прослоями песчано-алевритовых пород. В Южно-Баренцевской впадине он погружен на глубину более 7 км и доступен для бурения только в бортовых частях впадины и на структурах обрамления. Единственная в регионе нефтяная залежь в верхнепермских терригенных отложениях выявлена на Северо-Гуляевском месторождении.

Мезозойские комплексы в акватории Баренцева моря считаются преимущественно газоносными. Проницаемая часть триасового комплекса представлена алеврито-песчаными породами континентального и лагунно-континентального генезиса со средними значениями пористости 14–17 %. Его продуктивность была доказана с открытием Мурманского и Северо-Кильдинского месторождений. На Мурманском газовом месторождении залежи приурочены к многочисленным (более 20) песчаным пластам (рис. 53).

Юрский НГК распространен в Южно-Баренцевской впадине и в пределах Центрально-Баренцевской зоны, исключая своды поднятий. Главные резервуары приурочены к песчано-алевритовым пластам среднеюрского возраста. Региональный флюидоупор мощностью 250–700 м сложен глинистыми породами верхнеюрско-нижнемелового возраста. С этим комплексом связаны уникальные и крупные газоконденсатные и газовые месторождения: Штокмановское, Лудловское и Ледовое.

Данные месторождения приурочены к осевой зоне Лудловской рифтовой системы (рис. 52, 54, 55). Это согласуется с представлениями

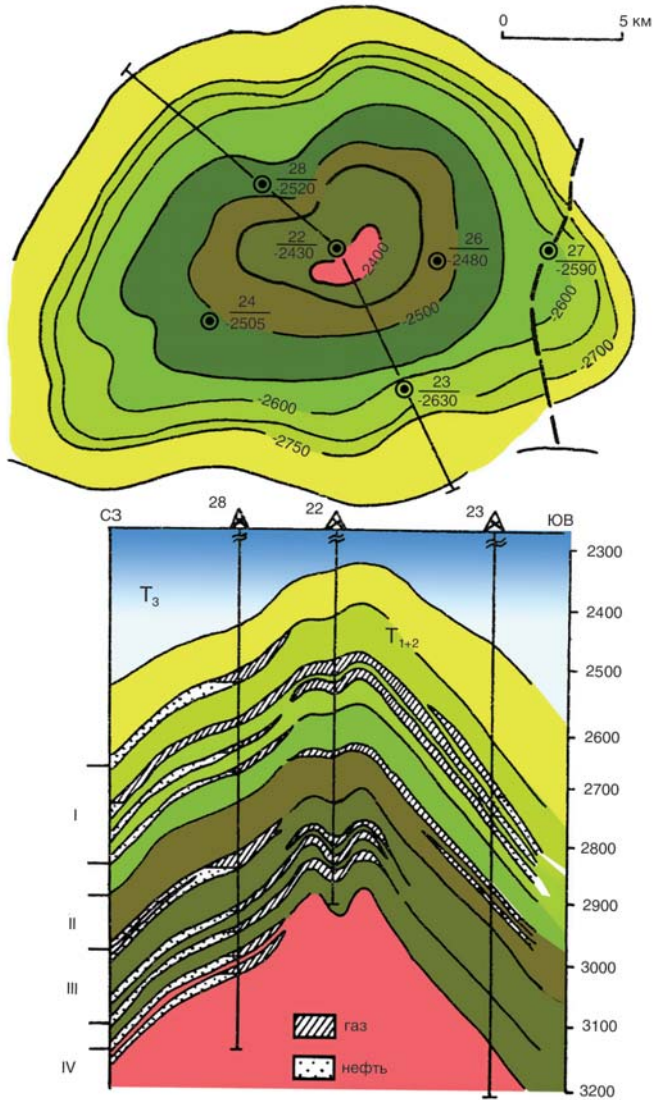


Рис. 53. Строение Мурманского газового месторождения

ми, что широкое проявление генерации углеводородных газов в этом районе связано со значительным (более 180 °С) повышением палеотемператур, которое обусловлено внедрением в осадочный чехол в позднеюрское–раннемеловое время интрузии основного состава (рис. 48).

Большое число магматических тел зафиксировано в районе Лудловской перемычки. Их фрагменты хорошо видны на многих сейсмических профилях, пересекающих в субширотном и субмеридиональном направлении Лудловскую перемычку. Это указывает на то, что данный район насыщен магматическими телами. Кроме того, на данных профилях зафиксирована сеть магмопродводящих каналов из астеносферы (рис. 47)

Открытие месторождений предопределило высокую прогнозную оценку юрского комплекса: до 60 % общей суммы углеводородов в российском секторе Баренцева моря [101]. Все залежи связаны со структурными ловушками и подразделяются на два типа: сводовые антиклинальные структуры ненарушенного типа и осложненные разрывными нарушениями.

Меловой комплекс является перспективно нефтегазоносным. Мощность его проницаемой (апт-нижнеальбской) части достигает 600 м, пористость – 18 %. Продуктивность комплекса пока не установлена, однако при проходке скважин на отдельных площадях отмечались интенсивные газопроявления.

Подводя итог характеристике нефтегазоносных комплексов и закономерностей размещения залежей углеводородов различного фазового состава, можно отметить приуроченность крупнейшей зоны газонакопления (Южно-Баренцевской и Штокманско-Лунинской нефтегазоносных областей, охватывающих одноименную впадину и Лудловскую седловину) к области аномального глубинного строения земной коры. Формирование гигантских месторождений углеводородов в областях глубоких безграничных впадин объясняется многими исследователями [103, 140–142, 235] подпиткой резервуаров за счет глубинных углеводородов. Образование последних, по мнению авторов, происходит под влиянием зон трещиноватости верхней коры

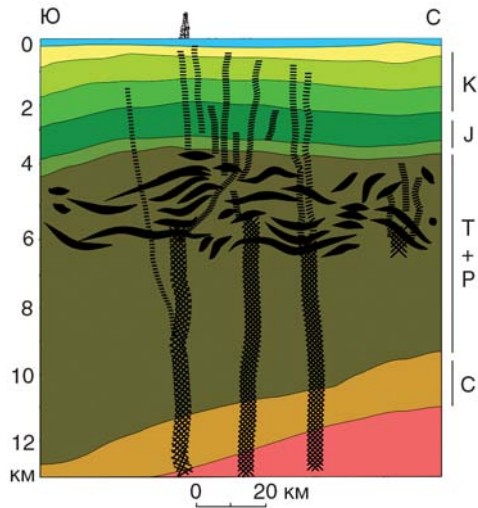


Рис. 54. Сейсмогеологический разрез через Штокмановскую структуру

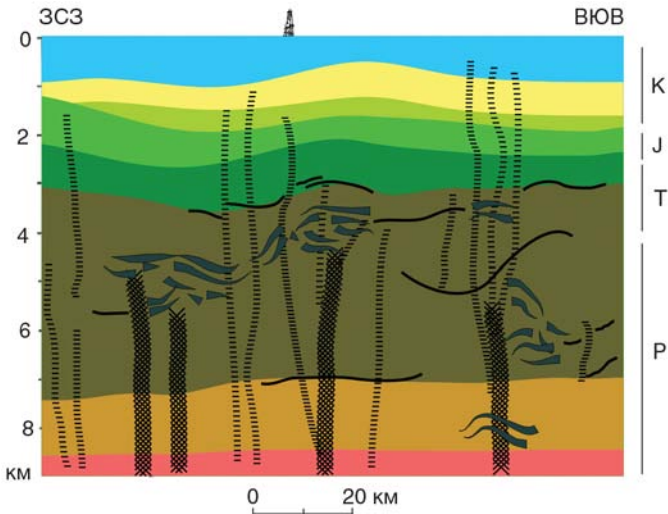


Рис. 55. Сейсмогеологический разрез через Лудловскую структуру

(корового волновода), носящее, скорее всего, полигенный характер [51, 68–70, 71].

Результаты геофизических работ НПО «Севморгео», ПО «Союзморгео», МАГЭ ПГО «Севморгеология», трест «Севморнефтегеофизика» и других подтвердили решающую роль глубинных разломов, связанных с неоднородностями верхней мантии, в формировании структуры месторождений и путей миграции углеводородов. Данные показали, что в основании Мурманской и Лудловской структур залегают ротационные блоки предрифтового основания, сброшенные по листрическим разломам (литосферным сколам), которые выполаживаются на уровне подошвы земной коры. Подобное же глубинное строение, вероятно, имеет и Штокмановское месторождение – в его основании также намечается приподнятый блок фундамента (рис. 52)

Ранее в качестве причин возникновения поднятий (казавшихся бескорневыми) предлагались процессы гравитационной тектоники или надвигообразования [76], а также внедрение пластовых интрузий, которые деформировали осадочный чехол [143]. На самом деле периодическая активизация разломных блоков, лежащих в основании, в особенности в позднеюрско-раннемеловое время, внесла главный вклад в формирование структур, с которыми связаны крупнейшие месторождения Южно-Баренцевской впадины и прилегающих зон.

8.4. Автоколебательная модель флюидного режима Баренцевоморского рифта и влияние разломных зон на процесс газообразования

По геофизическим данным, строение Баренцевоморского рифта характеризуется наличием листрических разломов. Блоки земной коры в пределах рифта находятся в поле действия тектонических сил, которые приводят их к движениям по разломам и сейсмическим событиям. Флюиды, попадая в очаговую зону, могут играть роль спускового крючка, то есть создают так называемый триггерный эффект.

Большинство фильтрационных моделей в разломах, по представлениям А.В. Каракина [68–71], основывается на предположении о фильтрации углеводородов и воды сквозь упругий (или упруго-

хрупкий) скелет, то есть на модели упругой консолидации. Данные явления описываются параболическим уравнением пьезопроводности. Особенности наблюдаемого циклического процесса (которые не укладываются в этот класс моделей и известную дилатантно-диффузионную концепцию) и анализ математической модели позволяют предположить, что цикл изменения сейсмотектонического режима в этой области состоит из быстрой и медленной фаз. Фаза разжижения в разломе является медленной фазой вязкой консолидации, во время которой флюиды из очаговой зоны отжимаются в окружающий массив. Здесь происходит переток углеводородов и воды из магистральных в более мелкие трещины. Обратный процесс закачивания флюидов в разлом описывается быстрой дилатансионной фазой.

Рассмотреть данный процесс можно с помощью следующей геомеханической модели. Два смежных блока земной коры, разделенных разломом, движутся друг относительно друга с постоянной скоростью. Границы блоков считаем плоскопараллельными, а трещиновато-пористую среду разлома однородной, обладающей некими особыми свойствами. Поэтому краевая задача, описывающая ситуацию в разломе, нестационарна и одномерна по пространственной координате. Для простоты будем считать, что разлом ориентирован вертикально. Система трещин в разломной зоне обладает ориентацией, параллельной плоскости разлома, поэтому среда в нем анизотропна. Однако если мы рассмотрим одномерную по пространственной координате z (ось z направлена вертикально вверх) задачу, то вертикальными смещениями скелета можно пренебречь, поскольку основные смещения границ трещин будут происходить в направлении, перпендикулярном плоскости разлома. Поэтому одномерное приближение применимо для описания динамики фильтрационного потока, толщина погранслоя для которого имеет порядок горизонтального размера трещин и, следовательно, пренебрежимо мала по сравнению с толщиной разлома, которая обычно имеет размер порядка первых километров.

Исследования глубинного строения земной коры показывают, что одни и те же горные породы в пределах верхней коры ведут себя по-

разному в зависимости от глубины. С увеличением всестороннего давления меняется угол между плоскостью разрушения и направлением максимального главного напряжения. Из этих экспериментов следует, что в консолидированных породах катаклаз наступает на глубинах около 10–15 км. В ослабленных трещиноватых породах разломной зоны режим разрушения, соответствующий катаклазу, наступает на меньших глубинах. По этой причине режим разрушения пород коры приводит либо к образованию листрических разломов, плавно переходящих в коровые волноводы, либо к глубинным разломам. В любом случае с глубиной увеличивается толщина разрушенной зоны.

На основании данных работы А.В. Каракина ранее [68–71] была предложена диаграмма состояния горных пород на плоскости (f, p^a) , представленная на рис. 56. Здесь f – пористость, $p^a \equiv p^f + \rho g z + const$ – пьезометрическая составляющая порового давления, равная разности полного порового давления p^f и его литостатической составляющей; ρ – плотность насыщенных пород в разломе, g – ускорение силы тяжести, h – средний размер разломной зоны по вертикали. Ось z направлена вертикально вверх.

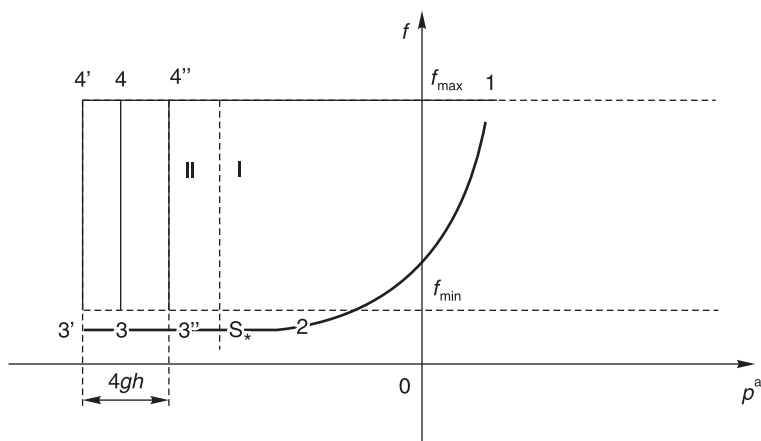


Рис. 56. Диаграмма состояния горных пород [69]

При максимальном значении пористости f_{\max} происходит полное разрушение скелета, при минимальном меняется его реология и режим компакции сменяется упруго-хрупким режимом. Эта диаграмма, по представлениям Каракина [69] основанная на общих принципах механики разрушения, позволяет описывать различные динамические режимы в различных ситуациях, в частности в разломных зонах.

Предполагается, что внутри разломов трещиноватая среда описывается данной диаграммой. Изображающая точка в течение всего колебательного цикла движется по замкнутой линии в направлении, указанном стрелкой. Источником всех движений являются горизонтальные напряжения в коре и литосфере, которые создаются в результате глобальных геодинамических процессов, определяемых конвективными движениями в мантии. В коре и ее верхней части напряжения создают относительные движения по разломам.

Суть предлагаемой модели автоколебательных процессов в разломной зоне состоит в том, что существуют два конкурирующих режима движения флюидов – компакции и дилатансии. В результате в разломе возникают две фазы цикла – дилатансионное нагружение и разгрузка, сопровождающаяся компакцией. Фаза дилатансии описывается уравнениями дилатансии Райса. Фаза компакции описывается системой уравнений компакции (1), представленной на стр. 95 [68–71].

Взаимодействие двух конкурирующих режимов проявляется в виде энергетически мощного автоколебательного процесса.

Уравнения дилатансии совместно с уравнениями компакции (1 и 2) исследовались численно и аналитически при дополнительном условии периодичности. Решение представляет собой релаксационные автоколебания.

При нагружении разлома в нем возникает дилатансионный эффект, связанный с раскрытием трещин. В этот момент поровое давление падает, и флюиды устремляются вниз по простиранию разлома. Расчеты показывают, что при сдвиге в режиме дилатансии в разломе возникают такие отрицательные давления, которые создают мощный эффект нагнетания флюидов в него как сверху, так и снизу. Когда движение по разлому прекращается, трещины закры-

ваются (по крайней мере, частично) и наступает фаза компакции. Фаза компакции является более длительной и соответствует уменьшению пористости. В это время поровое давление возрастает до геостатического и выше. При этом флюиды частично устремляются вверх по разлому и оперяющим его трещинам, а частично – по оперяющим разломам вглубь тела надвига. Под действием давления раскрываются трещины в ослабленных трещиноватых зонах, поэтому отток флюидов происходит не равномерно по всему объему, а только по ослабленным зонам.

Период автоколебаний определяется фазой компакции. В глубоких разломах колебания имеют периоды около сотен и тысяч лет. В процессе флюиды будут периодически поступать из разлома в окружающие массивы. Таким образом, создаются условия для периодического «промывания» флюидами Баренцевоморского рифта вплоть до глубин примерно 10–15 км.

Особенность модели с однофазным флюидом состоит в том, что все колебательные процессы обусловлены автоколебаниями в самом разломе. За пределами движение подчиняется параболическому уравнению пьезопроводности, и решение носит типичный диссипативный характер, свойственный уравнению диффузии.

Если же в данной схеме учесть наличие двухфазного флюида (например, вода-газ), то помимо автоколебаний в разломе возникнут еще автоколебательные процессы в массиве пород, вмещающем разломы. Данные колебания, с одной стороны, не требуют наличия особых проводящих каналов, а с другой – могут способствовать возникновению месторождений углеводородов.

8.5. Геотермический режим изучаемого региона

В предыдущих главах довольно подробно было рассмотрено геологическое и геодинамическое развитие Баренцевоморского региона, в результате установлено, что район Баренцевоморского палеорифта является одним из самых перспективных нефтегазоносных бассейнов Арктики России. Его геодинамическое развитие сыграло существенную роль в распределении и формировании залежей.

Термодинамический режим дна Северного Ледовитого океана соответствует условиям образования гидратов практически во всей его акватории. Считается, что наиболее перспективными в этом отношении являются участки сочленения арктических шельфов с материковыми склонами. На наш взгляд, кроме указанных механизмов происхождения газогидратов на дне Северного Ледовитого океана может действовать еще один механизм, обусловленный тепловой конвекцией воды в трещиновато-пористых слоях коры спрединговой зоны.

Наиболее благоприятные условия для реализации этого механизма возникают в условиях активного развития Баренцевоморского рифта. Исследованная модель тепловой конвекции в пористых средах показала, что по своим параметрам она согласуется с гипотезой, что массоперенос в результате тепловой конвекции более чем в 3 000 раз превышает массоперенос ювенильных флюидов.

Краткие выводы и справка по развитию Баренцевоморского палеорифта сводится к следующему: протяженность рифта с юга на север примерно 1 500 км (при ширине 300–600 км). Он проходит через Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую впадины до континентального склона Северного Ледовитого океана. Баренцевоморский рифт разделяется по простиранию на два сегмента Лудловским поднятием (Лудловской перемычкой), которое является звеном общей рифтовой системы Баренцевоморского региона [30, 83]. Кристаллическая кора в районе Баренцевоморского палеорифа характеризуется малой мощностью (25–30 км). В его осевых частях предполагается резкое утонение гранитного слоя, вплоть до полного выклинивания, и подъем границы Мохоровичича [72, 83]. Существует также мнение, что фундамент палеорифта полностью состоит из палеоокеанической коры. Характерной особенностью строения его осадочного чехла является насыщенность магматическими интрузиями в нижне-среднедевонских, пермско-триасовых и юрских горизонтах. В осадочном чехле Баренцевоморского палеорифта выделены аномальные сейсмические горизонты, отождествляемые с магматическими телами, которые тяготеют к разломным зонам, это указывает на активную роль процессов рифтогенеза в формировании этой структуры. Боль-

шое число магматических тел зафиксировано в районе Лудловской перемычки, где открыты основные газоконденсатные месторождения, в частности уникальное Штокмановское. Фрагменты таких тел хорошо видны на многих сейсмических профилях (рис. 48), пересекающих в субширотном и в субмеридиональном направлении Лудловскую перемычку. Кроме того, зафиксирована сеть магмопродводящих каналов из астеносферы (рис. 47). Выполненное моделирование образования аномалии теплового потока свидетельствует о внедрении магматической интрузии в осадочный чехол Баренцевоморского палеорифта в позднеюрско-раннемеловое время [29].

Известно, что в формировании нефтегазоносности осадочного бассейна важное значение имеет его термический режим, тесно связанный с геодинамическим развитием бассейна. Характер распределения температурного поля в последнем зависит от величины теплового потока и от теплофизических свойств различных типов пород. Современная величина теплового потока на поверхности осадочного чехла в акваториальной части составляет 57×13 мВт/м² [29]. По теплофизическим параметрам в разрезе отложений выделяется два этажа: верхний, преимущественно терригенный с низкими значениями теплопроводности (1,0–2,2 Вт/(м·К)), и нижний терригенно-карбонатный с более высокими средними значениями (2,2–4,14 Вт/(м·К)).

Моделирование тепловой конвекции указало на значительное (в среднем в 3,5 раза) увеличение палеотемператур в интервале времени 1–5 млн лет. Таким образом, широкое распространение газовых месторождений в регионе связано со значительным (более 180 °С) повышением палеотемператур, обусловленным дополнительным разогревом осадочных пород вследствие внедрения горячей интрузии. Фоновое (среднее) значение измеренного теплового потока в зоне Баренцевоморского палеорифта превышает среднепланетарное (60 мВт/м²) и составляет 70 ± 4 мВт/м². Высокое значение фонового теплового потока позволяет предполагать, что структура рифта не прошла стадию стабилизации, а находится лишь на определенной ступени термической эволюции. Выяснение справедливости такого вывода является крайне важным с точки зрения

понимания температурных условий генерации углеводородов и времени их образования.

Согласно построенной тепловой модели остывание бассейна от начального (прогретого) состояния с плотностью теплового потока на поверхности 75–78 мВт/м² сопровождалось умеренным растяжением его литосферы в силуре и раннем девоне с суммарной амплитудой около 1,12 (β фактор). К концу девонского периода величина плотности теплового потока на поверхности фундамента ($q_{\text{ф}}$) в среднем составила 50 мВт/м². В последующее время его вариации были незначительны и продолжающееся остывание привело к 40 мВт/м² в конце мезозоя.

Изменение во времени плотности теплового потока и весь ход эволюции и развития Баренцевоморского рифта свидетельствуют о его продолжающейся геодинамической активности, что существенным образом повлияло на тепловой режим региона и на весь процесс нефтегазообразования.

8.6. Современное развитие Баренцевоморского региона

Баренцево море – один из ключевых районов для раскрытия послеледниковой истории климата и циркуляции вод Мирового океана. Здесь в основном завершается проникновение в Арктику теплых вод из Северной Атлантики и происходит их взаимодействие с арктическими водами. Баренцево море на западе ограничено глубоководным Норвежским морем; на севере – архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, а также глубоководной котловиной Нансена; на востоке – архипелагом Новая Земля; на юге – северным побережьем Европы. Два поперечных желоба переходят с шельфа на континентальный склон: Медвежинский желоб между Норвегией и Шпицбергеном на западе и желоб Франца-Виктории между Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа – на севере. С Карским Баренцево море соединяется через пролив Карские ворота на юго-востоке и через обширный поперечный желоб Святой Анны на северо-востоке. Юго-восточная часть Баренцева моря, расположенная между Южным островом Новой Земли, Карскими воротами, побережьем Большеземельской тундры и о. Колгуев, называется Печорским морем.

Жидкий речной сток (вместе с Белым морем) равен $463 \text{ км}^3/\text{год}$, твердый – $17,9 \text{ млн т/год}$. При этом за счет береговой абразии в оба моря ежегодно поступает 119 млн т твердого осадочного материала. Поставка морского льда из Баренцева моря в Северный Ледовитый океан ежегодно составляет 35 км^3 . К этой величине следует добавить поставку айсбергами с Северного острова Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена и Северной Норвегии, однако большая часть терригенного материала оседает в естественных седиментационных ловушках фьордов. В соответствии с последними оценками, за счет эолового привноса в Баренцево море ежегодно поступает $0,904 \text{ т}$ твердого осадочного вещества. В целом в центральной части его следует оценить как «голодающее» с точки зрения питания твердым осадочным веществом. Наблюдения показали, что весьма значительная часть площади дна моря не содержит голоценовый осадочный покров, а на поверхность выходят более древние четвертичные образования или коренные породы, причем особенно типично это явление для сводов относительно мелководных поднятий. Мощные скопления молодого осадочного материала приурочены к фьордам, Печорской губе и центральной части Печорского моря.

Дно Баренцева моря характеризуется довольно сильной расчлененностью – на нем выделяется целый ряд изометричных и, реже, удлинённых подводных поднятий (Персей, Центральное, Адмиралтейский вал, Мурманский вал, Гусиная банка) и разделяющих их желобов и впадин (Южно- и Северо-Баренцевская впадины, желоба Персея, Альданова, Медвежинский, Франца-Виктории, Западно- и Южно-Ноземельский).

Важнейшую роль в формировании климата Баренцева моря играет адвекция теплых и соленых атлантических вод. Они огибают в качестве поверхностного Норвежского течения Скандинавию, продолжают в виде Капского и далее Мурманского течения на восток, доходят почти до Новой Земли, резко сворачивают на север и практически диссипируют на севере Баренцева моря. Другая ветвь атлантических вод отщепляется на траверзе мыса Нордкап и устремляется на северо-восток, формируя струйное течение, отделенное Арктическим фронтом от

более пресных и холодных баренцевоморских вод к югу. При этом частично атлантические воды трансформируются в баренцевоморские. Кроме того, атлантические воды Западно-Шпицбергенского течения в районе пролива Фрама включаются в состав промежуточной водной массы и следуют на восток вдоль континентального склона Северной Евразии, рециркулируя в желобах Франца-Виктории и Святой Анны. В целом описанная система проникновения атлантических вод в Баренцево море обеспечивает ему не только наиболее благоприятные среди всех арктических морей ледовые условия (включая круглогодично незамерзающую акваторию Кольского залива), но и повышенную первичную продукцию (около 90 г С/м^2 в год, рис. 57).

Баренцевоморский шельф отличается сложно расчлененным рельефом. К востоку до 40° в.д. и к северу от прибрежных мелководных участков расположена обширная Центральная впадина с глубинами 200–350 м, представляющая собой отражение в рельефе позднепалеозойского Баренцевоморского рифта. Со дна этой крупнейшей шельфовой депрессии, почти не затронутой современными палеоокеанологическими исследованиями, были получены колонки и группа колонок в районе сочленения трога Персей с Центральной впадиной, которая с запада обрамлена массивными изолированными подводными возвышенностями – Центральной и Персей, разделенными узким трогом Персей с глубиной до 350 м.

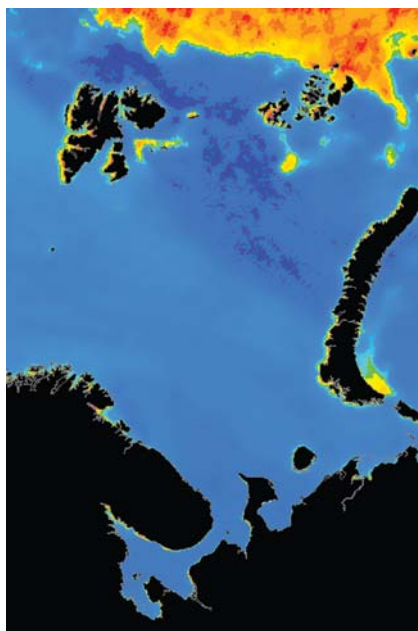


Рис. 57. Ледовая обстановка в районе Баренцева моря (лето 2006 г.)

На северо-западном продолжении рифтового грабена между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа в край шельфа врезан сложно построенный желоб (трог) Франц-Виктория с глубиной на широте 80° (где происходил широтный профиль) до 380 м. Трог открывается на север на континентальный склон Северного Ледовитого океана в виде каньона, у устья которого сейсмическими работами фиксируется глубоководный конус выноса. К югу трог разветвляется, образуя в районе экспедиционных работ два «рукава», разделенные около 76° – 80° поднятием Демед.

С севера Центральная впадина ограничена субширотными поднятиями, в которые со стороны Земли Франца-Иосифа врезаны глубокие трог с глубинами до 500 м. На северо-востоке широкий проход между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей представляет собой борт крупного, открывающегося на север желоба (трога) Св. Анны, в субширотном отроге которого (желоб Седова) взята колонка.

Дно и склоны перечисленных выше депрессий, где были сосредоточены экспедиционные работы, почти повсеместно изрезаны многочисленными мелкими долинами глубиной около нескольких или нескольких десятков метров, шириной в сотни метров, которые чередуются, судя по эхолотным профилям, с валообразными поднятиями такого же масштаба. Экзогенная (эрозионно-аккумулятивная) природа такого рельефа бесспорна, но механизмы и время его формирования до конца не выяснены. По данным сейсмопрофилирования, долины и валы обычно отражены в рельефе поверхности акустически непрозрачного слоя верхнеплейстоценовых ледниковых отложений и облекаются акустически прозрачными или стратифицированными отложениями времени дегляциации и голоцена (рис. 58). Однако в ряде случаев каналы врезаны в голоценовые слои, что свидетельствует о продолжающейся эрозионной деятельности придонных потоков на дне трогов (рис. 59).

По результатам изучения колонок донных осадков из шельфовых впадин центральной, северной и восточной частей Баренцева моря рассмотрены три основных этапа послеледниковой седиментации, соответствующие голоцену, поздней и ранней стадиям дегляциации. В ран-

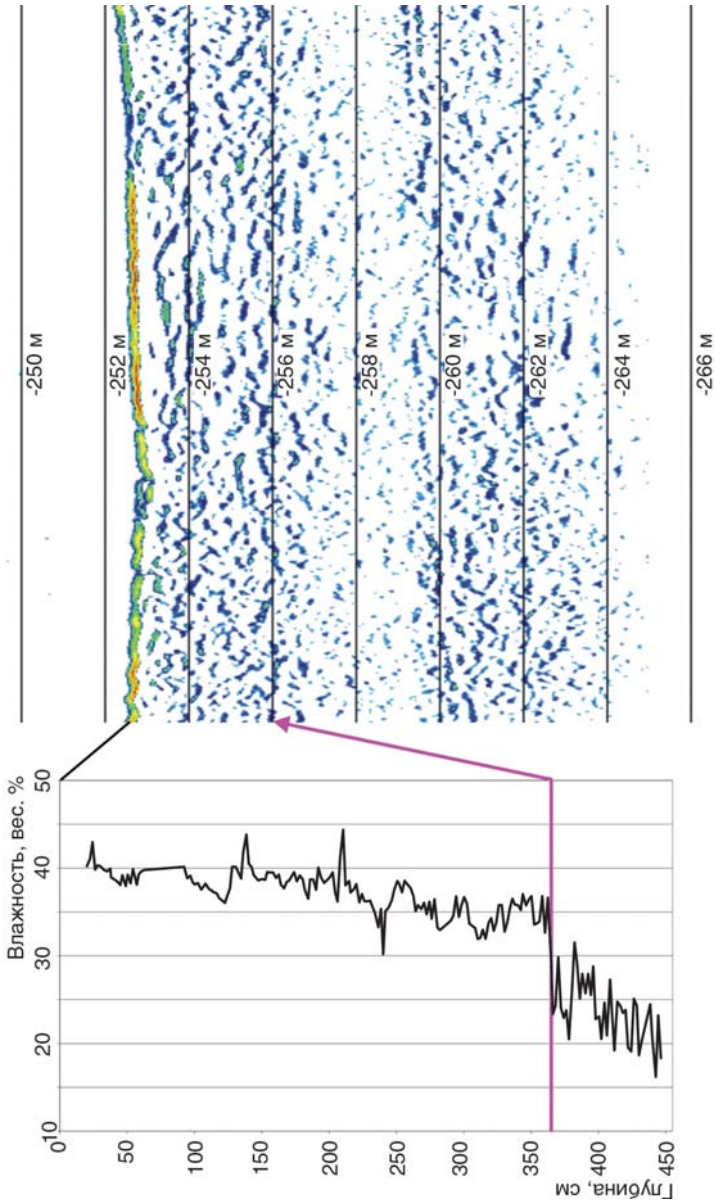


Рис. 58. Колебания влажности осадка в колонке ПШ 5151 (рис. 60) по результатам непрерывных измерений (розовой линией показана корреляция с рефлектором на сейсмической записи в основании голоценовых осадков)

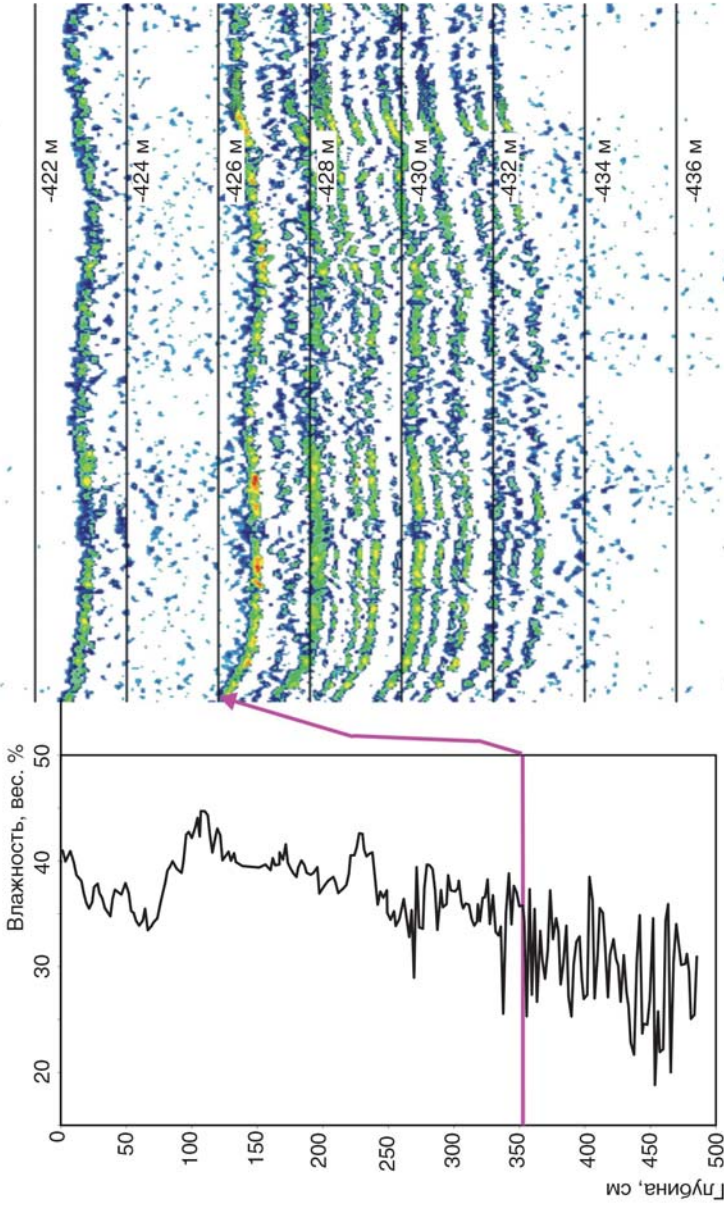


Рис. 59. Колебания влажности осадка в колонке ПШ 5159 (рис. 60) по результатам непрерывных измерений. Розовой линией показана корреляция с рефлектором на сейсмической записи в основании голоценовых осадков

ную стадию накапливались относительно грубозернистые (песчано-алевритово-пелитовые с гравием и галькой) ледниково-морские осадки. Поздняя дегляциация характеризуется процессами придонного переноса и перемыва осадков с образованием ламинированных отложений нефелоидных потоков и турбидитов с большим участием сноса тонкого терригенного материала тальными водами отступающих ледников. В голоценовой истории преимущественно нормальной морской седиментации по литологическим и микропалеонтологическим (фораминиферы) данным выделено несколько этапов, отражающих изменения в интенсивности поступления в Баренцево море атлантических вод.

Достаточно большая мощность послеледниковых отложений в отдельных впадинах позволяет детально изучить развитие процессов седиментации, отражающих кратковременные палеоклиматические и палеоокеанологические события.

Современным и позднечетвертичным осадкам Баренцева моря посвящены многочисленные публикации, начиная с классических трудов М.В. Кленовой (1960 г.) до работ последнего десятилетия: А.Ю. Павлидис и др. [109], Gataullin et al. [181], Gurevich [186], Polyak et al. [227–230] и т.д. Благодаря применению масс-спектрометрического радиоуглеродного метода датированы несколько осадочных разрезов на западной, северной и восточной перифериях.

Тем не менее, новейшая геологическая история Баренцева моря остается предметом острых дискуссий. До сих пор конкурируют две точки зрения о палеогеографической ситуации на шельфе Баренцева моря во время максимума последнего оледенения. Согласно одной, над шельфом возвышался сплошной, мощный, сидящий на грунте ледниковый щит, края которого достигали верхней части континентального склона, по крайней мере до глубин 500 м. Другие авторы [109] предполагают существование нескольких ледниковых щитов над архипелагами и некоторыми отмелями, между которыми на месте шельфовых впадин существовали небольшие морские бассейны, покрытые паковыми льдами или шельфовыми ледниками.

Соответственно, по-разному реконструируются процессы седиментации и палеоокеанологические условия времени дегляциации.

Голоценовый этап развития в целом понимается практически всеми авторами как установление близкой к современной палеоокеанологической ситуации, но развитие процессов седиментации в пределах этого этапа требует дальнейшего изучения, особенно в связи с бурным развитием в последние годы высокоразрешающей палеоокеанологии и палеоклиматологии последнего климатического цикла (125 тыс. лет) и голоцена.

По вопросу развития поздневалдайского оледенения Баренцева моря мнения специалистов разошлись. Авторы считают более убедительным точку зрения Е.В. Ивановой, И.О. Мурдмаа [220], что в позднем валдае на востоке Баренцева моря существовал единый Баренцевоморско-Карский ледниковый щит достаточной большой толщины, проникавший до дна не только на поднятиях, но и во впадинах, в том числе и в желобах западно-арктических морей. При своем формировании этот щит эродировал предыдущие четвертичные отложения и, таким образом, моренные образования верхнего валдая перекрывают непосредственно коренные породы мезозоя. С нашей точки зрения, необходимо закартировать границу распространения упомянутого щита, так как большая часть Печорского и юг Карского морей не были охвачены оледенением позднего валдая. Удалось установить положение данной границы в Печорском море, которое оспаривается рядом исследователей, а также на западе и северо-западе Карского моря. Основная проблема состоит в картировании на востоке последнего, где тяжелые ледовые условия серьезно затрудняют работу исследовательских судов даже летом. Здесь необходимо использование исследовательских ледоколов.

Определенный вклад в решение проблемы поздневалдайского оледенения в Баренцевом море был внесен сотрудниками института океанологии РАН в ходе нескольких рейсов НИС «Академик Сергей Вавилов» в центральной и восточной частях Баренцева моря в 1997–1998 гг. и НИС «Профессор Штокман» в 2004 г. и последующей обработки полученных данных [84, 104, 195, 220].

Для современных отложений внутреннего шельфа основными источниками осадочного материала являются горные породы и осадки бассейна седиментации (в том числе островов), частично – речные

выносы, которым удалось преодолеть зону смешения речных и морских вод, в некоторой степени – золотая взвесь и материал ледового разноса. Активные придонные течения на «плечах» затопленных речных долин позднеплейстоценовой–раннеголоценовой речной сети способствовали формированию обломочных и обломочно-глинистых отложений (вероятно, частично реликтовых и резидуальных), состоящих из осадочного материала различной степени зрелости (местами – из зрелых кварцевых хорошо сортированных песков). При этом наиболее тонкие фракции осадков вымывались и переотлагались в упомянутых долинах, которые здесь дополнялись пелитовыми фракциями из зон эстуариев, преодолевшими барьер маргинального филътра. Нормальные морские условия в сочетании с небольшой глубиной рассматриваемой фациальной области привели к преобладанию в осадках остатков морского фитопланктона и карбонатных мелководных бентических фораминифер.

Привнос внешнего шельфа происходит главным образом за счет окружающих массивов суши и донной эрозии [84], некоторую роль при этом может играть золотой и ледовый материал. Поступление речных выносов понижено: большее значение имеют не современные речные осадки, а древние, аккумулятивные тела которых выходят на поверхность морского дна. В результате этих явлений и относительно развитой геохимической дифференциации в рассматриваемой зоне повышено содержание таких элементов, как Mn, P, S, Cu и т.д. Ослабление влияния современных речных выносов и возрастание первичной продукции планктона привело к увеличению в составе $C_{\text{орг}}$ планктоногенного вещества, хотя терригенный органический углерод продолжает доминировать. Среди органических остатков в осадках преобладают морские планктонные водоросли и относительно глубоководные агглютинированные бентические фораминиферы.

Терригенный материал поставляется в Баренцево море из следующих основных источников:

1. Твердый сток рек, как непосредственно впадающих в море (Печора), так и внесенный в составе взвеси из Белого (Северная Двина) и Карского (Обь, Енисей) морей.

2. Абразия берегов.

3. Размыв дна волнами (на малых глубинах) и придонными течениями (на вершинах и склонах подводных возвышенностей).

4. Привнос дрейфующими льдами из Центральной Арктики, куда «загрязненные» терригенным материалом льды поступают главным образом из моря Лаптевых.

5. Дальний перенос эоловой пыли, которая выпадает в море со снегом и дождем, а кроме того, включается в лед ледников Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена и выносится в море тальными водами ледников в составе «ледникового молока».

6. Вынос продуктов экзарации покровными ледниками с островов в составе талых вод и айсбергов.

Попытки количественной оценки относительного вклада перечисленных источников в баланс поступающего в Баренцево море терригенного материала выявили существенную, и, возможно, преобладающую роль выноса ледниками тонкодисперсного (50–60 % фракции < 0,001 мм) «ледникового молока» главным образом с о. Северного Новой Земли. Правда, как показали исследования в бухте Русская Гавань, основная масса этого материала оседает в ледниковых фьордах и лишь небольшая доля выносится в открытое море.

Большое значение имеет вынос тонкого взвешенного материала через горло Белого моря, а также поступление продуктов абразии берегов.

Взвешенный терригенный материал разносится по акватории моря преимущественно в составе двух слоев воды повышенной мутности: поверхностного (выше пикноклина) и придонного [2]. Осаждение взвеси из поверхностного слоя, где ее концентрация составляет в среднем 2–5 мг/л, осуществляется главным образом по гемипелагическому механизму биофильтрационной (пеллетной) седиментации, а значит, зависит от биопродуктивности вод. Латеральный перенос и переотложение тонкого терригенного материала происходит в придонном нефелоидном слое и контролируется придонными течениями. Последние, в свою очередь, зависят от форм рельефа дна: на разрезах распределения мутности видно «стекание» нефелоидного слоя (повышенная

плотность которого обусловлена низкой температурой, а также высокими соленостью воды и концентрацией взвеси) вниз по склонам подводных возвышенностей в шельфовые впадины [2], где в результате происходит ускоренное накопление тонкозернистых осадков.

Песчаный и грубообломочный материал разносится в открытом море айсбергами и морскими льдами, в том числе паковыми. Современный айсберговый разнос грубообломочного материала подтвержден нашими наблюдениями: на ряде станций в северной части Центральной впадины с поверхности тонкозернистых голоценовых осадков были тралом поднято большое количество валунов и гальки. На многих валунах видна ледниковая штриховка. Петрографический состав пород довольно пестрый, что также характерно для материала айсбергового разноса. Возможность современного айсбергового разноса подтверждена наблюдениями над дрейфом айсбергов.

Колонками, полученными в рейсах (рис. 60), вскрыт (полностью или частично) типовой для Баренцева моря трехчленный разрез, многократно описанный в литературе разными исследователями [105, 109, 221, 228]. По комплексу литологических, микропалеонтологических и геохимических признаков в нем выделяется три литостратиграфических горизонта (снизу вверх).

Горизонт III сложен однородными по цвету темно-серыми песчано-алевритово-пелитовыми илами с рассеянным гравием и галькой (щебнем), данный горизонт обычно описывается как диамиктон. Его осадки отличаются от вышележащих большей плотностью и пониженной влажностью. Однако, по нашим наблюдениям, резкий скачок увеличения плотности на контакте горизонтов II и III – явление далеко не повсеместное. В нескольких колонках переход довольно плавный с постепенным увеличением плотности книзу. Видимая мощность горизонта III, вскрытая колонками, не превышает 2,5 м.

На сейсмических профилях кровля горизонта III выражена четким рефлексом и, как правило, имеет резко расчлененный рельеф поверхности.

Возраст горизонта не может быть установлен применявшимися до сих пор методами. Судя по радиоуглеродным датировкам основа-

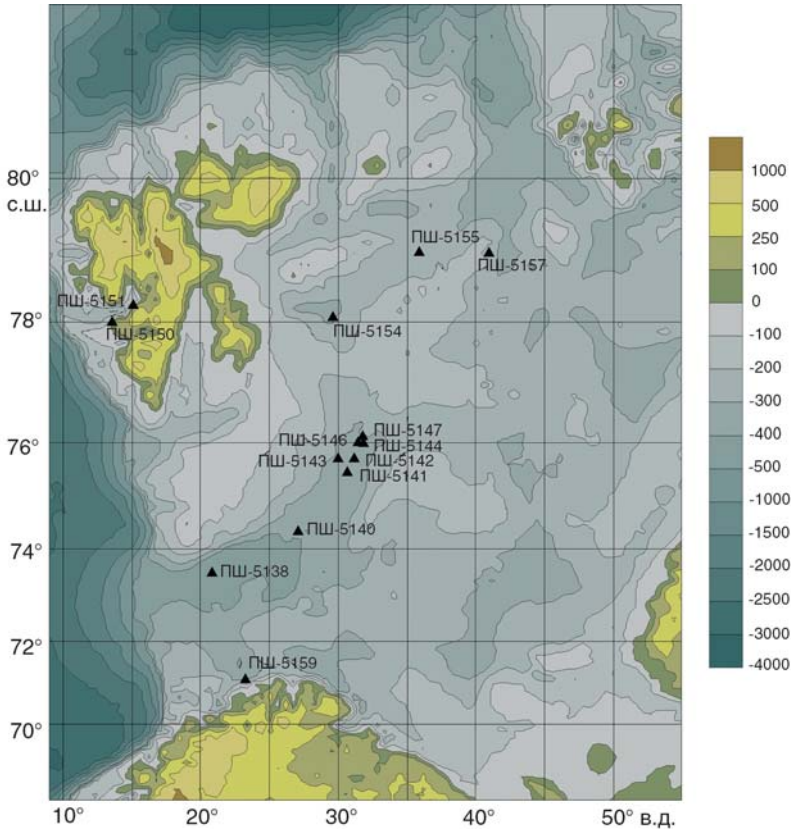


Рис. 60. Карта станций с пробоотбором грунтами трубами НИС «Профессор Штокман»

ния горизонта II в желобах Франц-Виктория [228] и Святой Анны [229], возраст серых глин древнее 13 тыс. лет (то есть 15,2 тыс. календарных лет). Для Медвежинского желоба имеется датировка более 12 тыс. лет.

На основании приведенных данных мы считаем, что горизонт III отлагался в условиях слегка опресненного (за счет притока талых вод ледников) морского бассейна. По нашим представлениям, это прокси-

мальные гляциально-морские отложения, накопившиеся в раннюю стадию дегляциации под влиянием айсбергового разноса обломочного материала и осаднения тонкозернистого «ледникового молока», вынесенного тальми водами отступающих ледников.

Горизонт II выделяется как промежуточный слой между литологически четко выраженными горизонтами III и I.

В ряде колонок из трогов центральной и северной частей моря горизонт представлен переслаиванием различных по гранулометрическому составу (от пелитовых до алевритово-пелитовых илов с песчанистыми прослойками) и цвету (коричневых, коричневатосерых, ржаво-бурых, серых и темно-серых) осадков.

Колонка, взятая в восточной части Центральной впадины, на продолжении Западно-Новоземельского желоба вскрыла под полутора-метровым голоценовым горизонтом градационный интервал (34 см), напоминающий турбидитный циклит, который завершается гомогенным темно-серым пелитовым илом (14 см). Верхний контакт четкий, слегка волнистый.

Пелитовые илы содержат в верхней части диффузные желтоватые прослойки, а в нижней – вертикально стоящие крупные обломки пород, вероятно, свидетельствующие о переходе к ледниковому диамиктону (тилли) либо к отложениям гравитационного потока.

Горизонт I сложен пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами оливково-серого до темного оливково-серого цвета с черными пятнами обогащения гидротроилитом. Обильная современная фауна, присутствие гидротроилита, очень низкое содержание грубообломочного материала ледового разноса, нормальная соленость иловых вод отражают близкие к современным условия морской седиментации и позволяют уверенно отнести горизонт I к голоцену. По радиоуглеродным датировкам возраст подошвы первого горизонта 10–9,5 тыс. лет (то есть 11–12 тыс. календарных лет).

Мощность голоценового горизонта в изученных колонках варьируется от 12 до 389 см. В нескольких колонках из Западно-Новоземельского желоба и бухты Русская Гавань видимая мощность горизонта превышает 500 см. Согласно карте изопакит, составленной В. Гуревичем

[186], во впадинах открытой части Баренцева моря мощности голоценового горизонта находятся в пределах 0,1–1 и 1–5 м. Их вариации иллюстрируются меридиональным профилем по 42° в.д.

Послеледниковая история седиментации в целом характеризуется поэтапным уменьшением роли ледникового фактора от начала дегляциации до голоцена, хотя даже в настоящее время этот фактор играет существенную роль, особенно в северной части моря. Быстрая смена режимов осадконакопления отражает кратковременные палеоокеанологические события, механизм влияния которых еще предстоит выяснить.

Итак, современные литофации изученного района формируются в результате наложения целого ряда относительно независимых процессов, связанных с изменением гидродинамической и гидрохимической структуры водной толщи, глубины дна, удаленностью от основных источников сноса, различными питающими провинциями и т.д. Данные процессы влияют на дифференциацию и смешение основных компонентов современных осадков.

Рассмотренный ансамбль фациальных обстановок и фаций представляет интерес не только для изучения в Арктике современного и позднечетвертичного седиментационного процесса в зоне контакта континент–океан, но и для ранжирования территорий по устойчивости морского дна, возможности скопления газогидратов и определения возможных георисков.

8.7. Распределение водных масс в Баренцевоморском регионе

Основной вклад в режим океана в районе северо-восточной части Баренцева моря (между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей) вносит горизонтальная адвекция свойств атлантической поверхностной водной массы и водных масс Центрального арктического бассейна. За границу раздела между ними принимается изотерма 0 °С, которая здесь имеет тенденцию к заглублению с поверхности от Новой Земли в сторону Земли Франца-Иосифа, здесь отрицательная температура регистрируется во всем слое от поверхности до дна. Минимальные ее значения (-1,45 °С) приходятся на глубины 130–140 м, а максимум

наблюдается у дна и составляет 0,75 °С. Соленость здесь увеличивается с 34,05 на поверхности до 34,24 ‰ у дна. Однородность вод по вертикали нарушается внедрением теплых (до 1,80–1,93 °С) и соленых (до 35,25–35,29 ‰) атлантических вод на глубинах 80; 105; 215; 400 м. Последние благодаря большей плотности погружаются под распресненные воды.

Атлантические воды подстилаются водами центрального бассейна с отрицательными температурами. Поверхностные воды максимально распреснены в центральном районе впадины (соленость 32,27–32,50 ‰), что связано с выносом и таянием дрейфующих льдов.

У северной оконечности Новой Земли водообмен в Баренцевом море в поверхностном 100-метровом слое осуществляется переносом тепла в генеральном направлении на север, а ниже горизонта 150 м наблюдается вынос холода на юг.

К югу от о. Западный Шпицберген и Эдж расположена зона взаимодействия атлантических и арктических вод с присущими для нее нестационарностью и пространственной неоднородностью процессов обмена, доминирующее влияние на структуру полей оказывает адвекция атлантических вод. Структура полей типична для области контакта вод атлантического и арктического бассейнов (евразийский тип стратификации) с промежуточным слоем отрицательных температур. Водообмен проявляется в виде многочисленных локальных экстремумов температуры, солености и плотности. Сохраняется общая тенденция уменьшения тепло- и солесодержания водных масс при движении на восток.

По данным натурных наблюдений на разрезе Штокмановское ГКМ–Бухта Безымянная построены разрезы океанологических параметров.

В расчетном поле геострофических течений (рис. 61) выделяются следующие структурные элементы:

1. Высокоскоростная струя северного направления в прибрежной зоне с максимальной скоростью до 106 см/с.
2. Подповерхностный поток вод южного направления со скоростями в «ядре» до 13 см/с; слой переноса – от 30 м до дна.

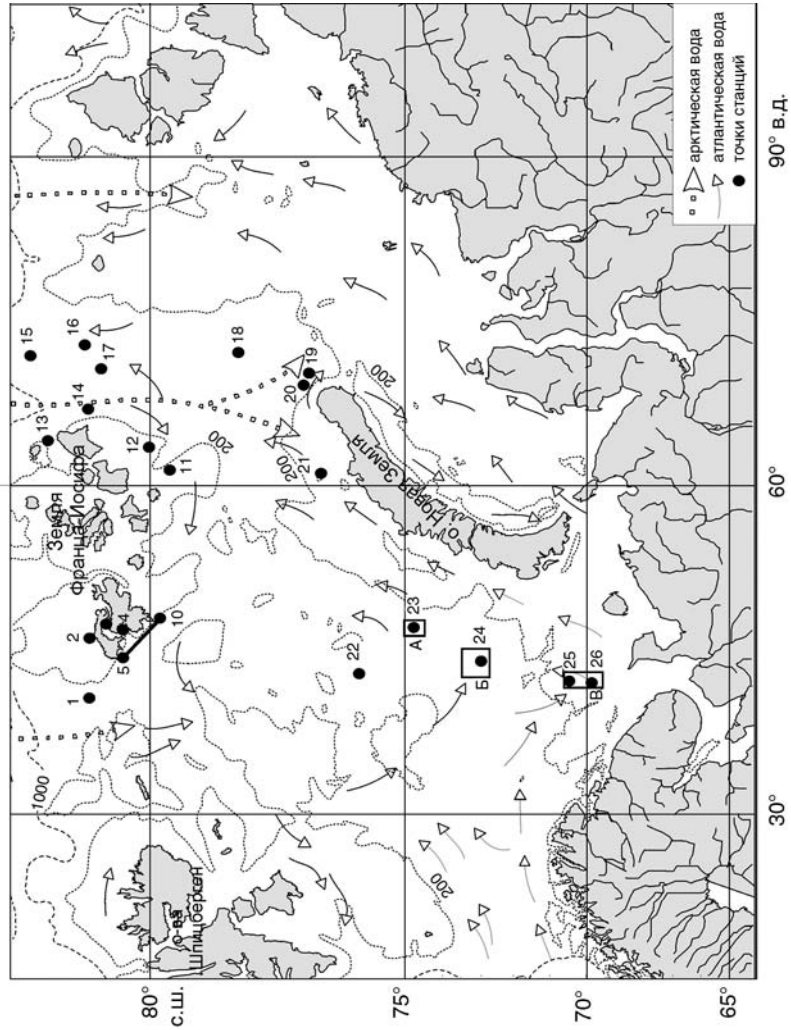


Рис. 61. Карта станций распределения холодных арктических вод и теплых атлантических [220]

3. На большей части обследованной акватории наблюдается течение северного направления, которое в поверхностном слое сливается с прибрежным потоком. Максимальное значение вычисленной скорости приходится на поверхностный слой и достигает 34 см/с.

4. На западе разреза в слое до 40 м осуществляется перенос вод на юг со скоростью до 38 см/с. На глубинах 200 и 300 м прослеживаются локальные низкоскоростные потоки южного направления, связанные, по-видимому, с мелкомасштабными колебаниями поля плотности.

Прибрежная струя переносит на север относительно теплые и распресненные воды. У поверхности моря (перенос на север) температура и соленость выше, чем на глубинах более 30 м (на горизонте смены направления переноса). Температура уменьшается до отрицательных значений, оставаясь таковой во всей обследованной толще. Ее минимум приходится на горизонт 70 м и равен $-1,285^{\circ}\text{C}$. Соленость холодных вод выше, чем прибрежных, и изменяется в диапазоне от 34,40 до 34,88 ‰.

Таким образом, прибрежную зону дивергенции можно квалифицировать как прибрежный фронт, разделяющий водные массы с контрастными TS-признаками. Обращает на себя внимание тот факт, что холодные и соленые воды благодаря своей большей плотности как бы «сползают» на глубину вдоль островного склона. Примечательно, что прибрежные и склоновые воды в целом более холодные и менее соленые, чем воды мористых районов. Это, вероятно, определяется общеклиматическими причинами формирования их признаков, а также относительной гидродинамической изоляцией прибрежных вод и собственно вод Баренцева моря.

Данные о состоянии океанологических полей на участке от Штокмановского месторождения до бух. Безымянная свидетельствуют, что в этом районе осуществляется активный обмен массой, количеством движения и свойствами в направлении море–прибрежное мелководье. Важную роль при этом играют местные циркуляционные системы и сопряженные с ними процессы в зонах взаимодействия водных масс.

Уточнены границы распространения и характеристики теплых атлантических вод, приносящих загрязняющие вещества из Западной

Европы в российский сектор Арктики. Выявление и обследование этих вод является ключевым в понимании баланса загрязняющих веществ на акватории Баренцева моря.

Современная гидрологическая ситуация в Баренцевом море определяется притоком относительно теплых и более соленых атлантических вод и их взаимодействием с холодными менее солеными арктическими водами, в результате чего формируется полярная баренцевоморская водная масса. Атлантическая вода переносится из Северной Атлантики теплым поверхностным Норвежским течением, которое расщепляется к северу от Норвегии на две ветви. Одна, в виде Нордкапского и затем Мурманского течения, входит через Медвежинский желоб в южную часть Баренцева моря и прослеживается до западного побережья Новой Земли уже в виде подповерхностного течения, а затем трансформируется в результате перемешивания с арктической водой. Вторая ветвь (Западно-Шпицбергенское течение) идет на север, огибая Шпицберген, далее, погружаясь под встречные потоки арктических вод, вносит подповерхностные атлантические воды в Баренцево море с севера, через желоба Франц-Виктория и Святой Анны.

На рис. 62 а, б, в приведены профили вертикального распределения температуры и солёности в южной части желоба Франц-Виктория, в западной части желоба Персей и во впадине к северу от побережья Норвегии, где предполагаются детальные палеоокеанологические исследования, в том числе по вариациям проникновения атлантических вод в Баренцево море в голоцене. Сравнение данных профилей четко показывает, что в южной части желоба Франц-Виктория трансформированная атлантическая вода находится на промежуточных глубинах (около 170–330 м), в то время как в западной части моря гораздо более теплая атлантическая вода Нордкапского течения поступает в Баренцево море в слое от 0 до более 300 м.

Арктические воды попадают в Баренцево море в виде поверхностных течений через проходы между Новой Землей, Землей Франца-Иосифа и Шпицбергеном, а вытекают уже в трансформированном виде через проход к югу от Шпицбергена. В центре моря существует циклонический круговорот поверхностных вод.

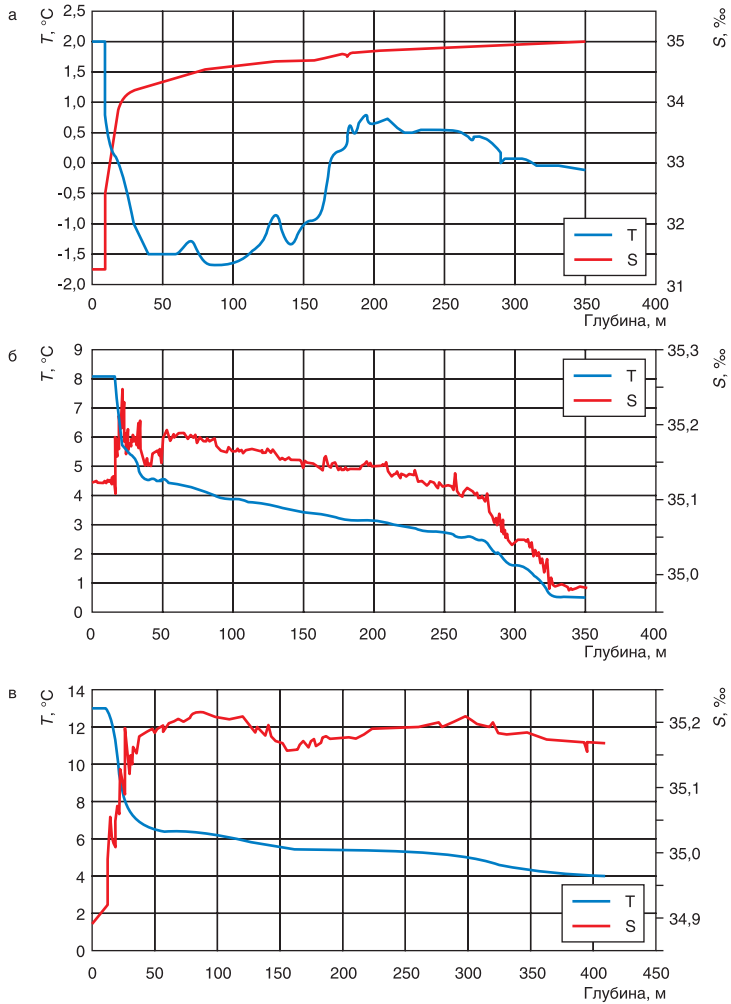


Рис. 62. Вертикальное распределение температуры и солёности воды: **а** – в южной части желоба Франц-Виктория; **б** – в западной части желоба Персей; **в** – во впадине к северу от побережья Норвегии [220]

Через центральную часть моря с северо-запада на юго-восток проходит полярный фронт, четко фиксированный гидрофизическим зондированием над трогом Персей. Здесь, около 76° с.ш., прослеживается узкая, доходящая почти до дна струя относительно теплых (до 3 °С) и соленых (до 35 ‰) атлантических вод, отделенная резкими градиентами температуры и солености от холодных (ниже 0 °С) и менее соленых (34,6 ‰) промежуточных арктических вод. Сходная фронтальная зона вырисовывается в трогe Демед (желоб Франц-Виктория) (рис. 63).

Узкая, доходящая до дна струя идущих с севера подповерхностных атлантических вод контактирует здесь по вертикали с промежуточными арктическими водами через резкие градиенты температуры и солености. Характерная для фронтальных зон высокая биологическая продуктивность вод отражена в обоих случаях в повышенных концентрациях и скоростях накопления в осадках органического вещества, а также в обилии макро- и микрофауны.

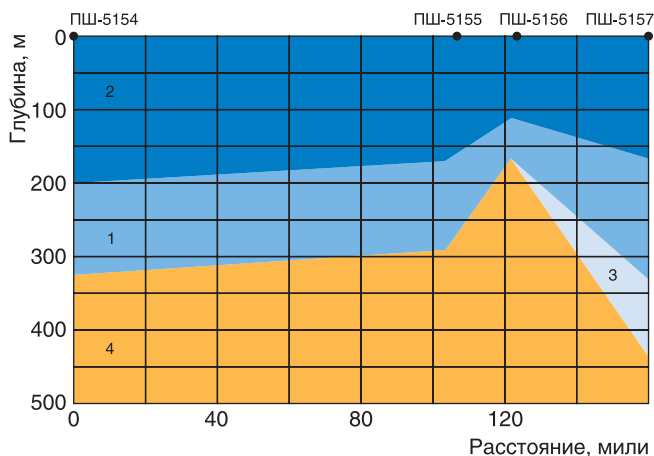


Рис. 63. Распространение атлантических вод в юго-западной части желоба Франц-Виктория: 1 – атлантическая вода; 2 – поверхностная арктическая вода; 3 – придонная баренцевоморская вода; 4 – донные осадки (расстояние указано в милях от первой станции соответствующего разреза)

Рассчитанные скорости и направление вдоль береговых течений в прибрежье Новой Земли и Штокмановского месторождения в значительной степени помогут правильно ориентироваться при проведении инженерных работ в этом районе.

Активные придонные течения и существующий в центре моря циклонический круговорот поверхностных вод, резкая смена холодных арктических и теплых атлантических вод, резкая смена их температурного режима и солености – все это входит в систему георисков при установке подводных сооружений.

Таким образом, основные процессы, контролировавшие структуру рыхлого осадочного чехла Баренцевоморского шельфа, проявляются на сейсмоакустических записях, часто весьма сильно, хаотическими воздействиями процессов криолитогенеза (вечная мерзлота, термокарст, проталины, палеорусла и т.п.) и миграции углеводородов (газогидраты, газонасыщенные осадки, сипинг газа, покмарки и т.п.). Подобные явления представляют собой основные составляющие георисков при освоении нефтегазовых месторождений.

8.8. Геофизические технологии изучения Баренцевоморского шельфа

На границе Баренцева и Норвежского морей (район о. Медвежий) выявлено крупнейшее из известных в настоящее время скоплений газогидратов на дне океана. Собранный в Баренцевом море большой фактический сейсмоакустический материал обеспечил понимание общих для арктических морей фундаментальных проблем, прежде всего проблемы четвертичных оледенений, что отражено в специальных публикациях [109, 142, 181].

По степени изученности методами высокоразрешающей сейсмоакустики шельф Баренцева моря также является одним из наиболее изученных, что обусловлено решением крупномасштабных инженерно-геологических задач в процессе его прогрессивного индустриального освоения. Прежде всего, это связано с разведкой и разработкой нефтегазовых месторождений, строительством нефтяных терминалов и подводных трубопроводов и созданием всей инфраструктуры, обеспечивающей их эксплуатацию. Начиная с 1980 г. основной объем

инженерно-геологических изысканий на баренцево-карском шельфе, включающих непрерывное сейсмическое профилирование, выполняла Арктическая морская инженерно-геологическая экспедиция – АМИГЭ. Большой объем работ НСП выполнили также «Севморгео», ААНИИ, МАГЭ, ИОРАН (14-й, 15-й, 19-й и 63-й рейсы НИС «Профессор Штокман») (рис. 64) и ряд других научно-исследовательских и производственных организаций. Как правило, в этих стандартных методиках НСП для возбуждения сейсмических сигналов использовались пневматические излучатели маленького объема и многоэлектродные электроискровые излучатели. Собранный в Баренцевом море большой фактический материал НСП обеспечил понимание общих для арктических морей фундаментальных проблем.

До настоящего времени единственной геофизической технологией обнаружения газогидратов в океане считается сейсмическое профилирование методом отраженных волн, позволяющее выделять на записях границу BSR, как подошву слоя газогидратов, которая, как правило, параллельна границе дна и не совпадает со слоистостью разреза. Принято считать, что граница BSR является не литологической границей, а границей фазового перехода газонасыщенных осадков в газогидратоносные. При этом граница BSR обычно наблюдается в диапазоне глубин океана 0,5–2,0 км, при которых соблюдаются РТ условия стабильного состояния газогидратов, а мощность их слоя может составлять от десятков до сотен метров.

Традиционно подошва зоны скопления газогидратов на сейсмоакустических профилях отождествляется с образованием и распространением газогидратных залежей и включает несколько аспектов. Во-первых, источники углеводородных газов, из которых состоят газогидраты. Во-вторых, общий флюидный режим в верхних слоях коры, играющий роль транспорта и концентрации веществ, составляющих газогидраты. Наконец, важную роль играют геологические и термодинамические условия, обеспечивающие существование, распространение и преобразование указанных залежей. Последний аспект включает также условия физико-химической стабильности газогидратов и геомеханические уравнения, описывающие их эволюцию.

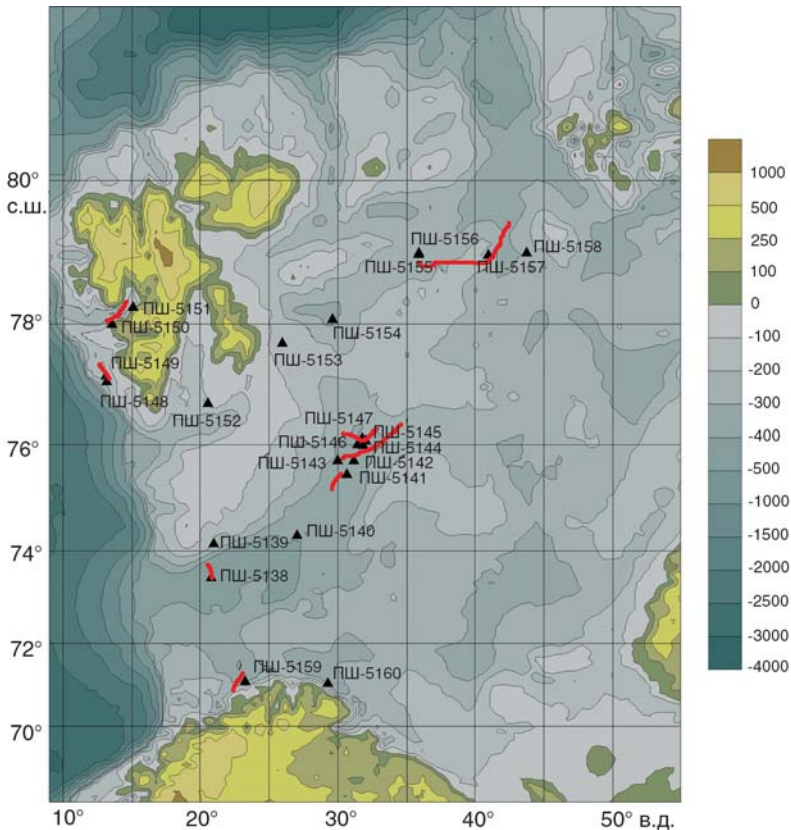


Рис. 64. Схема профилей SES-2000 63-го рейса НИС «Профессор Штокман» (красные линии) [220]

Исследования последних лет, в первую очередь данные глубоководного океанского и инженерного бурения в арктических морях, показали множественность устойчивых физических состояний газогидратов вплоть до условий нормального атмосферного давления. Высокоразрешающим сейсмопрофилированием обнаружена граница BSR на внутриокеанической возвышенности Шатского в Тихом океане на глубинах свыше 2 км и далеко от континентальных окраин. Геофи-

зическими исследованиями на о. Байкал обнаружено значительное влияние теплового потока на геометрию границы BSR. Высокоразрешающие сейсмические исследования с донными компонентными сейсмографами на плато Воринг в Норвежском море показали многослойную структуру газогидратов.

Сейсмоакустическими исследованиями в Арктике и в Черном море обнаружены сильно расчлененные придонные отражающие границы, предположительно соответствующие кровлям многолетнемерзлых пород и слоя газогидратов соответственно. Все эти данные ставят под сомнение единственность поискового признака – обнаружение границы BSR.

Для поиска газогидратов различного типа и различных концентраций необходимо использовать следующие геофизические технологии:

1. Высокоточная батиметрическая съемка с использованием многолучевого эхолота и гидролокатора бокового обзора, в частности, для картирования на дне зон высачивания углеводородных газов.

2. Суперразрешающее сейсмоакустическое профилирование, в том числе в придонном варианте с узколучевым параметрическим и ЛЧМ профилографами (диапазоны частот 0,3–1,5, 2–7 и 8–23 кГц, разрешение 10–50 см, проникновение до 50–200 м подо дном, глубина буксировки до 600–1 000 м).

3. Высокоразрешающее многоканальное сейсмическое профилирование, в том числе придонное (гидропневматический или вибрационный излучатель, 120/240-канальная коса длиной 600–1 000 м или 100–300 м в придонном варианте, частотный диапазон 30–700 Гц, разрешающая способность 1–2 м, проникновение подо дном 0,5–1,0 км).

4. Высокоразрешающее крестовое и кольцевое сейсмическое зондирование (томография) на отраженных и преломленных волнах с помощью 4-компонентных донных сейсмографов с определением скоростей и динамических характеристик продольных и поперечных волн в придонных осадках.

5. Зондирование становлением электромагнитного поля определением параметров проводимости придонных осадков и слоя газогидратов.

6. Геолого-геофизическое опробование донных осадков на глубину 6–10 м с помощью тяжелых геотехнических зондов и геофизических пенетрометров с измерением in-situ теплового потока и физических свойств придонных осадков, в том числе их абсолютной температуры, а также набортным определением литологии и инженерных физических свойств кернов осадков.

7. Газогеохимические исследования придонной воды и осадков с использованием геохимических и гидрофизических зондов и отбором проб придонной воды и осадков с целью определения содержания углеводородов и обнаружения зон высачивания углеводородных газов.

Сейсмическое прогнозирование (моделирование) геологического разреза на основе электромагнитных, тепловых, физико-механических и газогеохимических параметров придонных осадков позволит провести классификацию залежей газогидратов и подстилающих скоплений свободного газа на основе экспедиционных геолого-геофизических исследований до проведения глубоководного бурения на газогидраты.

Для выполнения комплексных геолого-геофизических исследований такого масштаба в океане необходимо использование многоцелевого научно-исследовательского судна типа НИС «Академик Иоффе» или «Академик Сергей Вавилов» (водоизмещение 6 600 т, 50–70 мест для научного состава), имеющего следующее стандартное оборудование: многолучевой эхолот ECHOS-XD (Holtming El., Ltd., Finland), сейсмоакустический профилограф PARASOUND (STN Atlas Elektronik, Germany), акустический доплеровский профилограф течений ADCP (RDI, USA), гидрофизические зонды нескольких типов, 14 научных лебедок грузоподъемностью от 4 до 10 т, 11 научных лабораторий, в том числе для проведения геологических и геохимических исследований, специальное палубное пространство для установки трех научных лабораторных контейнеров.

Суда меньшего водоизмещения и количества мест для научного состава потребуют проведения нескольких специализированных по технологиям экспедиций со сменой научного состава.

Разрешающая способность стандартных методов НСП с пневмо- и электроискровыми излучателями соответственно составляет 5–10 м и 2–4 м, их частотный диапазон не превышает соответственно 20–200 Гц и 0,5–1,5 кГц. На записях узкополосного параметрического профилографа Parasound (диапазон частот от 2,5 до 5,5 кГц с шагом через 0,5 кГц, проникновение до 100 м подо дном) видимое вертикальное разрешение на порядок выше – 0,2–0,5 м, что позволяет обеспечить не только исследование тонкой структуры донных осадков и корреляцию сейсмоакустических данных с кернами геологического опробования, но и обнаруживать различные сейсмоакустические аномалии, связанные с криолитогенезом и миграцией углеводородов.

Благодаря техническим возможностям узкополосного параметрического профилографа Parasound высокоразрешающие сейсмоакустические данные, полученные в 3-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (1990 г.), а также в 7-м, 11-м, 13-м и 14-м рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов» (1990, 1997 и 1998 гг.) существенно дополнили материалы по строению и стратиграфии четвертичных отложений шельфа Баренцева моря (рис. 65, 66, 67 и 68).

Метод позволяет проводить сравнительные сейсмогеологические исследования придонных осадков мелководных и глубоководных участков Баренцева моря с целью реконструкции палеосреды для обеспечения долговременного прогноза климата и оценки возможных скоплений газонасыщенных осадков и газогидратов подо дном. Дает возможность изучать тонкую структуру и сейсмостратиграфию ледниково-морских осадков с целью определения сейсмоакустических и палеоклиматических характеристик четвертичных отложений, многолетне-мерзлых пород (ММП) и поверхностей их деградации в районах Баренцева моря.

Также метод позволяет исследовать особенности распространения и рассеяния на пространственных и локализованных неоднородностях низкочастотных маломодовых акустических импульсов в Баренцевом море (темы «Казуист», «Рациональность СГ-1»).

Эффективность метода заключается в маломодовой импульсной томографии (МИТ) в Баренцевом море путем измерения характери-

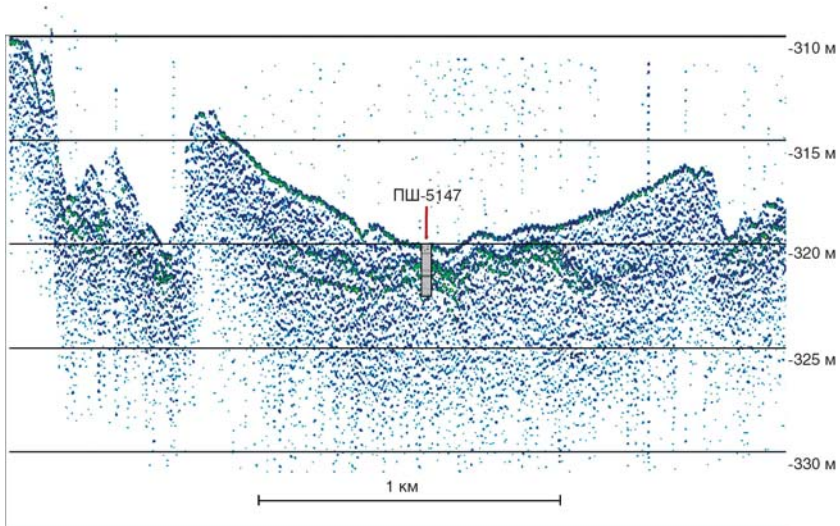


Рис. 65. Поперечный сейсмоакустический профиль эрозионной долины на дне желоба Персей [220]

стик сложных маломодовых импульсных сигналов при их дифракции на локальных и распределенных неоднородностях на трассах различной протяженности с использованием вертикальных, излучающей и приемных антенн.

Метод также выявляет аномальные неоднородности (слики, пятна ряби и др.) на поверхности моря, обусловленные выходом на поверхность гидродинамических возмущений, вызванных, в свою очередь, взаимодействием течений с топографическими неоднородностями морского дна и возможным выходом внутренних волн на поверхность, измерение их характеристик и выявление условий и механизмов их формирования (темы «Клевант», «Форпик»).

Основные процессы, контролировавшие формирование структуры донных осадков, осложняются, часто весьма сильно, хаотическими воздействиями процессов криолитогенеза (вечная мерзлота, термокарст, проталины, палеоруслу и т.п.) и миграции углеводородов (газо-

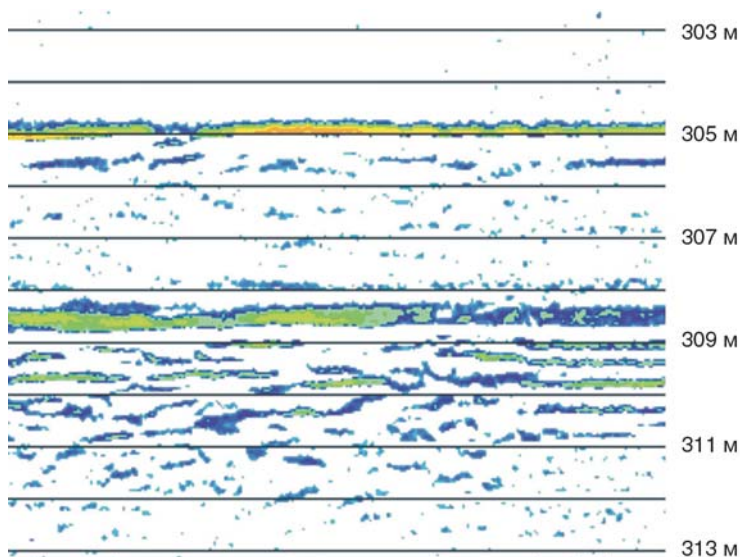


Рис. 66. Фрагмент записи SES-2000 в дрейфе в районе ст. ПШ-5155, юго-западная часть желоба Франц-Виктория [220]

гидраты, газонасыщенные осадки, сипинг газа, покмарки и т.п.). Подобные явления, осложняющие видимую структуру осадков на сейсмоакустических записях, представляют собой основные составляющие георисков при освоении нефтегазовых месторождений в арктических морях и являются первоочередными объектами сейсмоакустических исследований. В проектируемых морских экспедициях предполагается использовать новые технологии цифровой регистрации данных параметрического профилографа Parasound, а также наиболее высококоразрешающих данных профилографа «Chirp-II» с ЛЧМ-сигналом.

Для расшифровки структуры самого поверхностного слоя осадков использовался узколучевой параметрический профилограф Parasound. Он обеспечивает в благоприятных сейсмогеологических условиях на порядок более детальное расчленение осадочной толщи с разрешением до 0,5 м.

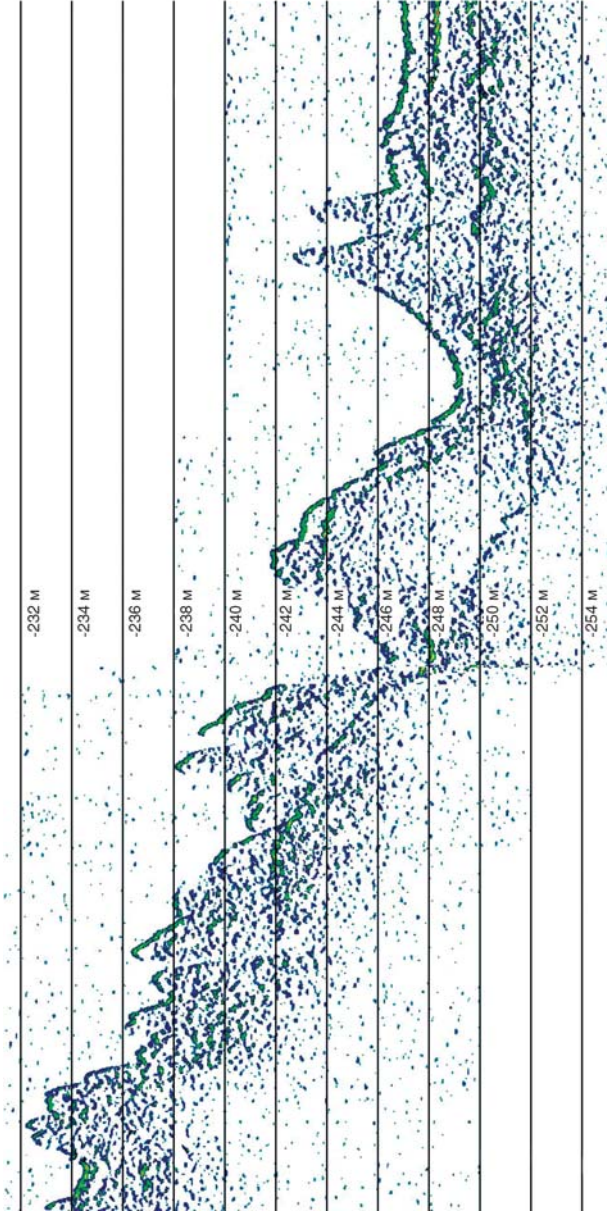


Рис. 67. Фрагмент профиля SES-2000 с моренными грядами на дне желоба Медвежьего острова, на 76° с.ш. [220]

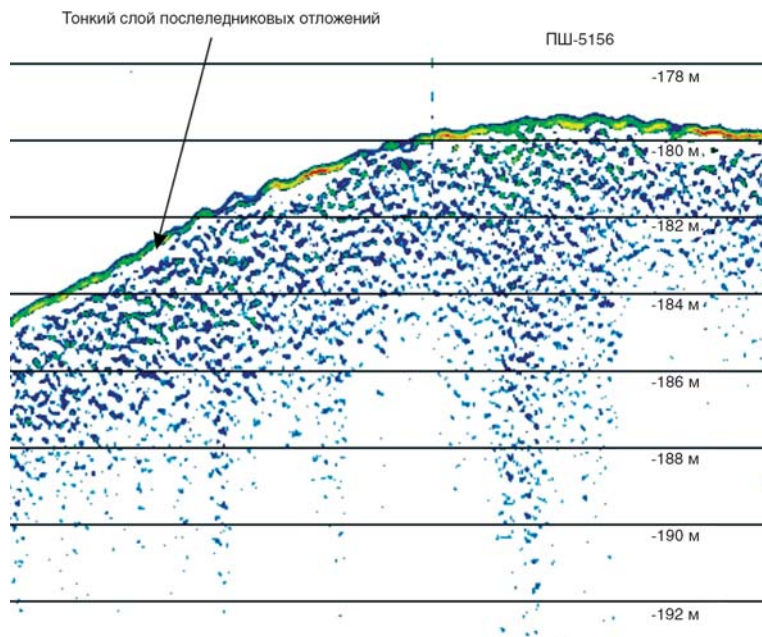


Рис. 68. Фрагмент записи SES-2000 в районе ст. ПШ-5156 на возвышенности между двумя отрогами желоба Франц-Виктория с редуцированной мощностью послеледниковых отложений [220]

Данный метод дал возможность получить новую информацию и позволил уточнить участки оледенения в регионе и возможность сохранения газогидратных залежей. Предполагается, что высокая эффективность разрешающего профилирования Parasound не только даст возможность для более конкретного изучения приповерхностной геологии, но и охватит более широкий диапазон глубин Баренцева моря.

Использование узколучевого параметрического профилографа SES-2000 medium даст уникальную информацию о тонкой структуре донных отложений Баренцева моря. Для всех без исключения исследованных районов такие детальные данные будут получены впервые.

Сопоставление записей SES-2000 с результатами опробования дна грунтовыми трубками покажет их хорошую корреляцию. В частности, может быть прослежена поверхность газогидратного слоя и позднейшей дегляциации ниже подошвы слоя голоценовых осадков. Это позволит подойти к картированию газогидратного слоя и сейсмостратиграфического расчленения плейстоценовых осадков Баренцева моря на базе полученных в рейсе записей SES-2000.

Дальнейшее сопоставление записей SES-2000 с окончательными результатами геологического пробоотбора на станциях, в том числе с полученными физическими свойствами осадков, позволит сделать более достоверные выводы о природе рефлекторов и слоев внутри самой верхней части осадочного покрова Баренцева моря. Это, в свою очередь, позволит продвинуться в решении основных вопросов образования газогидратов Баренцева моря, включая голоценовый период.

По имеющимся у нас данным, в Баренцевом море батиметрическая съемка с многолучевым эхолотом проводилась только вдоль предполагаемой трассы подводного газопровода от Штокмановского месторождения до п. Териберка на Кольском п-ве, на полигоне непосредственно к северу от о. Рыбачий (1990 г., 3-й рейс НИС «Академик Иоффе»), а также по маршруту перехода НИС «Дмитрий Менделеев» к Карским Воротам (47-й рейс, 1993 г.).

Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ), занимающий площадь по трассе геотраверса газопровода Штокмановское месторождение–Мурманск, является составной частью Арктического мегабассейна и расположен между спрединговыми структурами Северной Атлантики на юге и Евразийского бассейна на севере. Это сложный геоструктурный узел, в пределах которого выделяются срединно-океанические хребты (Колбейнсей, Мона, Книповича), асейсмичные хребты (Ховгард), зоны разломов (Тьорнес, Ян-Майен, Сенья, Гренландская, Маллой, Шпицбергенская), подводные плато (Воринг, Исландское и Ермак) и котловины (Лофотенская и Норвежская). Норвежско-Гренландский существует как морской бассейн с позднемелового времени, а образование его глубоководной котловины происходило в два этапа – в олигоцене и в плиоцене.

В районе бассейна проведено большое количество геологических и геофизических исследований (батиметрических, сейсмических, сейсмоакустических и др.) силами ОАО МАГЭ, ПМГРЭ, Норвежского полярного института, Норвежского Нефтяного Директората, Университета Токио, пробурено 16 глубоководных скважин (по проектам IPOD и ODP) и ряд неглубоких инженерных Норвежским Нефтяным Директоратом (проект NPD). Результаты анализа образцов глубоководного бурения скв. 908 и 909 в проливе Фрама говорят об изолированности бассейнов северной части НГБ, а также о формировании глубоководной впадины с высокими скоростями тектонического погружения в миоцене, и особенно в плиоцен-четвертичное время.

Геомагнитные исследования Норвежско-Гренландского бассейна в основном связаны с региональными и детальными аэромагнитными измерениями, на базе которых построены карты аномального магнитного поля.

8.9. Распределение нефтяных углеводородов в донных осадках Баренцева моря и Штокмановского месторождения

В распространении нефтяных углеводородов в донных осадках выделяются две крупные зоны высоких содержаний – северная и центральная (рис. 69) [64]. Северная зона приурочена к прибрежным участкам архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и глубоководной части Баренцева моря между ними. Для данной зоны характерен высокий градиент изменчивости концентраций. Наиболее высокие содержания зафиксированы в проливе Хинлопен (до 1 831 мкг/г) и прилегающей части северного обрамления Шпицбергена (до 1 633 мкг/г). В прибрежной зоне архипелага Земли Франца-Иосифа содержания варьируют от 977 до 1 289 мкг/г. В центральной глубоководной зоне значения концентраций нефтяных углеводородов достигают 1 308–1 312 мкг/г. Столь высокие значения можно объяснить размывом и переотложением углистых осадочных формаций архипелагов Шпицберген и Земли Франца-Иосифа.

Центральный участок, примыкающий к Южному острову архипелага Новая Земля, характеризуется наиболее высокими содержа-

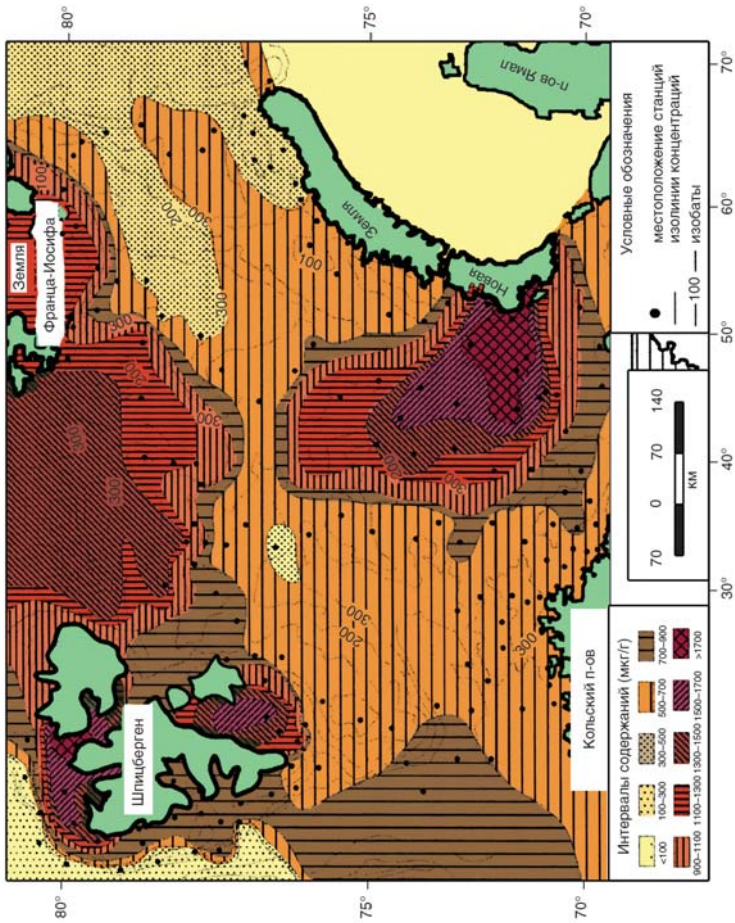


Рис. 69. Карта распределения нефтяных углеводородов в поверхностном слое осадков Баренцева моря (Иванов Г.И., 2006) [64]

ниями, которые достигают 2 176 мкг/г. По мере удаления в центральную глубоководную часть Баренцева моря значения концентраций постепенно уменьшаются до 1 348 мкг/г. Площадной градиент изменчивости содержаний значительно меньше, чем в пределах северной зоны.

Причин столь высоких значений может быть две. Первая – это разнос углистых частиц из акватории бухты Белужья (порт Новоземельского испытательного полигона (НИП), дно которого покрыто слоем угля, долгое время являвшегося основным источником энергии). Вторая – поступление нефтяных углеводородов из нижележащих толщ за счет трещинной струйной миграции и диффузионного потока. При этом важно подчеркнуть, что подземные испытания ядерных зарядов на Новой Земле в значительной степени могли усилить эти процессы. При наличии субвертикальных зон деструкции в покрывках пород над залежами углеводородов может происходить сильная миграция с выходом в верхние слои осадков и морскую воду. Аналогичные процессы зафиксированы в Печорском море, на Штокмановском ГКМ и на Русановском НГМ в Карском море.

В районе Штокмановского месторождения в придонном слое воды нефтяные углеводороды характеризуются бимодальным законом распределения. Выделяются два максимума со значениями 24 и 30 мкг/л (рис. 69). Если первый максимум соответствует фоновым значениям и в совокупности с дисперсией отражает региональную изменчивость, то второй – определяет дополнительный источник поступления, который, возможно, связан с поступлением углеводородов из геодинамически активной зоны, а также из самой залежи. Пределы изменения концентраций в придонных водах полигона (от 21,1 до 39,2 мкг/л) в 2–3 раза превышают изменчивости в придонных водах Баренцева моря при значении коэффициента вариации 18 %.

Площадное распределение нефтяных углеводородов в придонном слое рис. 69 имеет северо-западное простираие и характеризуется концентрической зональностью: максимальные концентрации сосредоточены в центральной части полигона, которые закономерно

меняются на низкие значения в северо-восточном и юго-западном направлениях. В северо-западной части полигона латеральная изменчивость нарушается наличием области аномально высоких концентраций углеводородов.

8.10. Геологические предпосылки развития газогидратов в районе Штокмановского месторождения

В стволе и поверхностных линзах обнаружено интенсивное гидратообразование, которое определялось глубиной моря – до 300 м с низкими температурами (от +4 до -1 °С) и значительным выбросом газа при прохождении через испытательный инструмент. Максимальный дебит составлял 45–483 тыс. м³/сут (рис. 70).

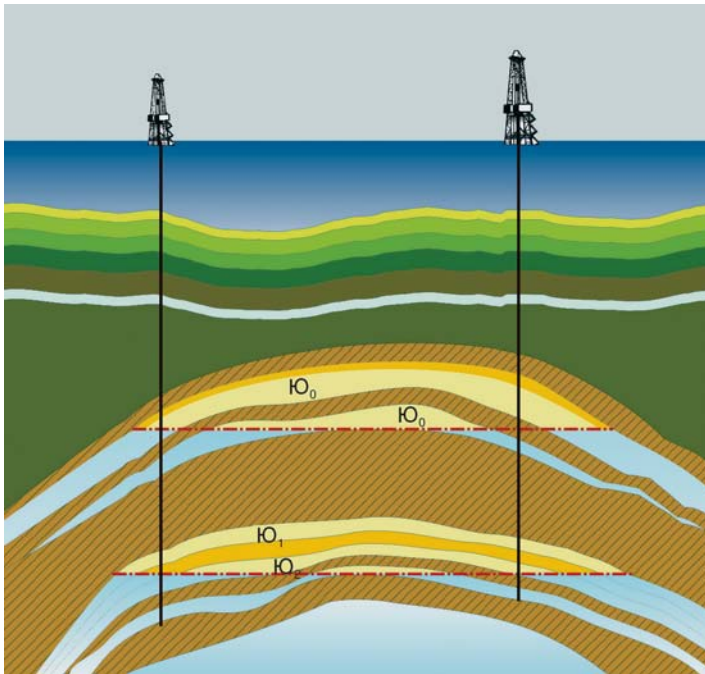


Рис. 70. Штокмановское месторождение

Штокмановское месторождение расположено в южной части Центральной Баренцевоморской впадины на глубинах моря 300–350 м, координаты его центра – 73°10' с.ш. и 43°50' в.д.

Дно Центральной впадины представляет собой субгоризонтальную равнину, в которую врезаны, вероятно, суспензионными потоками эрозионные долины и над которой возвышаются небольшие локальные поднятия (холмы) высотой до 10 м, сложенные мореной последнего оледенения (рис. 71). Примерно в 100 км к югу от месторождения расположена массивная возвышенность – Гусиная банка с глубиной моря над ее вершинной поверхностью 48–100 м.

Через южную часть Центральной впадины проходит восточная ветвь слабого поверхностного течения – продолжения Нордкапского – Кольского теплого течения, которое несет с запада на восток трансформированные баренцевоморские воды. Последние образованы в результате смешения теплых атлантических вод нормальной соле-

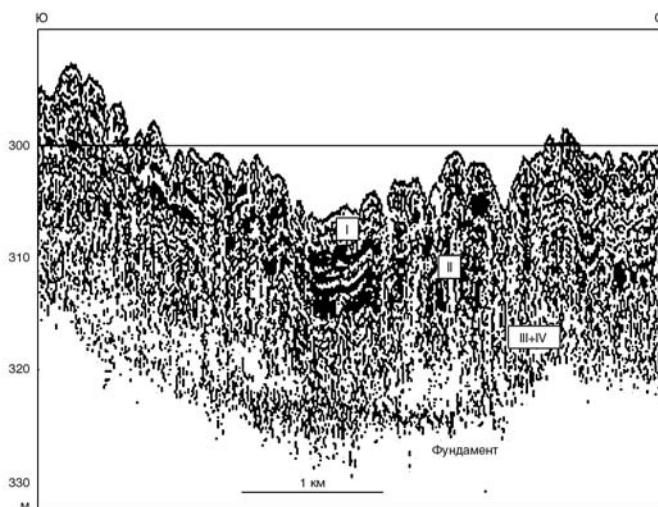


Рис. 71. Сейсмический профиль (узколучевой параметрический профилограф) Parasound, SES-2000, центральный участок Баренцевоморской впадины [220]

ности, втекающих в Баренцево море через желоб Медвежьего острова в виде восточной ветви Норвежского течения с холодной, несколько опресненной арктической водной массой, поступающей из Северного Ледовитого океана. В районе Штокмановского месторождения поток баренцевоморских вод поворачивается на север и следует вдоль побережья Новой Земли, постепенно теряя свои свойства в ходе охлаждения и перемешивания.

Полярный фронт между относительно теплой баренцевоморской и холодной арктической водой отодвинут на север примерно до 75° с.ш. на 45° в.д., тогда как западнее фронт занимает более южное положение (около 74° с.ш.) (рис. 61).

Дно Центральной впадины омывается холодной и соленой придонной водой, в формировании которой существенную роль играют рассолы осеннего льдообразования, стекающие с соседних мелководий в процессе каскадинга.

Хорошая изоляция от ледяных массивов Арктического бассейна и Карского моря имеет особое значение для гидрологического режима Баренцева моря. Его южная часть не замерзает. Кромка плавучих льдов проходит в 400–500 км от южного побережья. Только восточнее Кольского п-ва она примыкает к южному берегу. В самые холодные годы плавучие льды сохраняются в средней и северной частях моря и у Новой Земли.

По многолетним наблюдениям, Штокмановское месторождение находится в пределах зоны сезонных морских льдов, то есть между максимальным положением зимнего и минимальным – летнего края плавучих льдов. Ширина зоны в Баренцевом море аномально широкая (до 1000 км) от берега Кольского п-ва на юго-востоке до северной части желоба Франц-Виктория, севернее 81° с.ш. (рис. 72, 73).

Штокмановское месторождение расположено между максимальной и минимальной многолетними зимними границами распространения льдов, что предопределяет малую вероятность появления здесь последних в обычные зимы. При этом, в наиболее суровые зимы край льдов наступает, главным образом, с юго-востока со стороны Карского и Печорского морей.

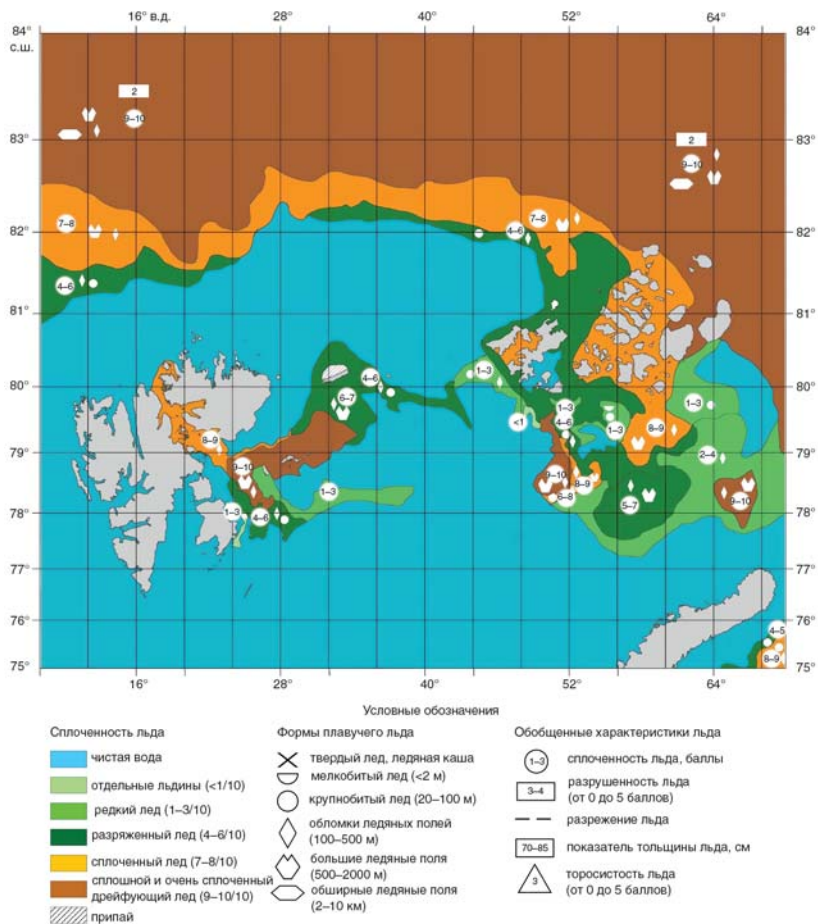


Рис. 72. Ледовая обстановка в Баренцевом море в мае–июне 2004 г.

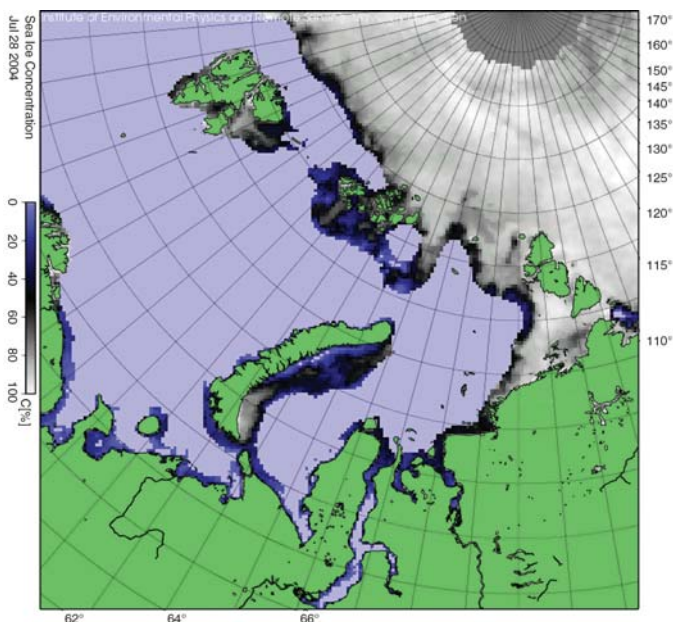


Рис. 73. Ледовая обстановка в Баренцевом море в июле 2004 г.

Предполагается, что в условиях современного потепления климата, начавшегося в XX веке, вероятность появления льдов над Штокмановским месторождением должна уменьшаться. Наоборот, палеоклиматические реконструкции так называемого малого ледникового периода, в том числе в заливе Русская Гавань, позволяют предположить перемещение зимнего края льдов на запад в эпохи похолодания. Отсюда вытекает важность планируемых палеоклиматических реконструкций для долгосрочного прогноза ледовой обстановки. Мало того, будущими палеоокеанологическими исследованиями должна быть проверена гипотеза о влиянии интенсивности притока атлантических вод на изменение климата.

Дно шельфовых впадин Баренцева моря на глубинах более 200 м покрыто преимущественно тонкозернистыми (пелитовыми, алевритово-пелитовыми) мягкими терригенными илами голоценового возраста

с содержанием поровой воды 35–55 % и средней плотностью около 1,5 г/см³. Мощность голоцена варьирует от десятков сантиметров на равнинах и холмах до 1,5–3,5 м в локальных впадинах. На высокочастотных сейсмических профилях (Parasound, SES-2000) голоценовые отложения выражены как верхний акустически прозрачный слой, что подтверждено их прямой корреляцией с разрезами колонок [195, 220, 221].

Правда, в некоторых случаях, например в желобе Франц-Виктория (АСВ-880), верхний акустически прозрачный слой охватывает вместе с голоценом также маломощный подстилающий слой поздней фазы дегляциации (конца плейстоцена). В районе к югу от Штокмановского месторождения с двумя слабыми рефлекторами он четко отделен от мощной (около 20 м) стратифицированной толщи, по имеющимся данным, накопившейся во время поздней фазы дегляциации Баренцевоморско-Скандинавского ледникового щита (13–10 тыс. лет назад). Верхняя часть толщи представлена очень тонкозернистыми (более 90 % фракции < 0,01 мм) пелитовыми илами, под которыми, судя по сейсмической записи, залегает слой песка. По сейсмическим данным, мощность слоистой песчано-глинистой толщи поздней фазы дегляциации достигает в юго-восточной части Баренцева моря 100 м, в его северной половине мощность аналогичного по генезису и возрасту слоя обычно меньше 1 м. В Центральной впадине под голоценом в ряде случаев вскрыты турбидиты (например, в нашей колонке АСВ-1060). Их точный возраст не определен, но мы относим их ко времени поздней фазы дегляциации, которая продолжалась на востоке Баренцева моря, вероятно, до конца раннего голоцена.

В основании рыхлого осадочного чехла залегает морена последнего оледенения с характерной хаотичной сейсмической записью и неровным рельефом верхней поверхности. В большинстве случаев морена покрывает непосредственно поверхность регионального несогласия между рыхлым плейстоцен-голоценовым осадочным чехлом и мезозойскими коренными породами (условным акустическим фундаментом). Несогласие фиксируется на сейсмопрофилях в виде четкого рефлектора. Нам удалось выделить в верхней части этой толщи (мощностью до нескольких десятков метров), обычно описанной как «ледниковый диа-

миктон», верхний слой ледниково-морских отложений, который относится к ранней фазе дегляциации. От типичной морены он отличается соленостью иловых вод, близкой к морской, присутствием морской микрофауны и более тонкозернистым гранулометрическим составом. В колонке АСВ-880 (желоб Франц-Виктория) под метровым слоем ледниково-морского диамиктона вскрыта донная морена с почти пресной поровой водой. Она представлена очень плотной несортированной смесью разных гранулометрических фракций от тонкого пелита до валунов.

Полученные данные позволят ответить на очень важные вопросы о возможности образования газогидратов в Баренцевом море, и в том числе позднеплейстоценовом оледенении в Арктическом регионе, и составят основу для ряда интересных и важных исследований в этом регионе.

Выводы

Проведенный анализ и вся совокупность геолого-геофизической информации (геодинамическое и флюидодинамическое развитие, характер магматизма, повышенный тепловой поток, процессы современной седиментации) свидетельствуют о том, что в данной области со среднего–позднего девона по ранний мел существовала периодически активизировавшаяся зона растяжения.

Рифтовые структуры, лежащие в основании баренцевоморского шельфа, в том или ином виде выражены в мощности кайнозоя и в рельефе морского дна в виде обширных и протяженных грабен-долин и желобов, измененных ледниковыми и другими эрозионными процессами. Все это указывает на длительную эндогенную активность региона, которая простирается во времени до неотектонического этапа. В свою очередь, неотектоническая активность процессов не только влечет за собой разрушение залежей газогидратов, но и провоцирует нестабильность морского дна и возможные экологические катастрофы.

Все месторождения восточной части Баренцева моря находятся в эпицентре активного геодинамического развития баренцевоморского рифта и, что самое главное, над зоной пересечения листрических разломов. Периодическая активизация разломных блоков, лежащих в основа-

нии, привела к образованию на глубинах 10–15 км зоны трещиноватости корового волновода (что подтверждено сейсмическими данными), сыгравшего исключительную роль в формировании флюидодинамического режима всего региона, залежей и придонных газогидратов.

Сам факт существования волноводов приводит к периодическим вертикальным движениям флюидов вверх и вниз в вышележащие слои. Они не только «промыывают» весь осадочный покров, но и способствуют концентрации углеводородов, которые, рассеянные первоначально по всему объему осадочного покрова, концентрируются в ограниченных зонах, образуя залежи или выходы газовых сипов в приповерхностные слои или газогидратов на морском дне. Поэтому флюидодинамический режим такого сложнопостроенного региона, как Баренцевоморский, является важнейшим направлением исследования при дальнейшем познании генерации и миграции углеводородных газов и распространения газогидратов.

На основе анализа распределения данных в Баренцевоморском палеорифте рассчитан фоновый тепловой поток (70 мВт/м^2). Сделан вывод о том, что высокий геотермический фон региона вызван процессами рифтогенеза. Широкое распространение газовых месторождений в регионе связано со значительным (более $180 \text{ }^\circ\text{C}$) повышением палеотемператур, обусловленным дополнительным разогревом осадочных пород вследствие внедрения горячих интрузий. Выполненное моделирование образования аномалии теплового потока свидетельствует об активизации магматической деятельности Баренцевоморского палеорифта в позднеюрско-раннемеловое время.

Моделирование указало на значительное (в среднем в 3,5 раза) увеличение палеотемператур в интервале времени 1–5 млн лет. Делается вывод о том, что широкое распространение газовых месторождений в регионе связано со значительным (более $180 \text{ }^\circ\text{C}$) повышением палеотемператур, обусловленным дополнительным разогревом осадочных пород вследствие активизации баренцевоморского рифта.

Приведенная авторами модель образования газогидратов при тепловой конвекции связана с некоторыми физико-химическими свойствами пористых сред, которые влияют на равновесие реакции образо-

вания газогидратов. В результате тепловой конвекции морская вода многократно прокачивается через разогретые породы новообразованной коры в рифтовых зонах. Механизм фильтрации воды при тепловой конвекции отличается высокой интенсивностью на сравнительно небольших расстояниях и нестабильностью потоков. Постоянно происходит «промывание» всех участков коры (в том числе и малопористых).

Это приводит к тому, что, с одной стороны, удаляется избыточная морская соль, препятствующая гидратообразованию, а с другой – действуют эффекты, которые способствуют возникновению газогидратов. Поэтому из чисто теоретических соображений можно ожидать, что газогидраты в изучаемом регионе образуются в значительном количестве в результате геодинамической и флюидодинамической активности баренцевоморского рифта и его тепловой конвекции.

Полученные результаты свидетельствуют с очевидностью, что режим газогидратообразования определяется не только термобарическими условиями и условиями генерации углеводородного газа, но и флюидодинамическим режимом региона.

Последние данные экспедиционных работ в Баренцевом море свидетельствуют о том, что потоки соленых относительно теплых североатлантических вод встречаются с опресненными более холодными арктическими водами, образуя участки критических ситуаций в изменении придонных температур. Развитие природных обстановок в Баренцевом море после распада ледникового щита последнего оледенения 15–16 тыс. лет назад отражает как глобальные так и региональные климатические события.

Хотя шельф Баренцева моря является наиболее изученным, остаются спорными многие вопросы. Прежде всего о масштабах и характере оледенения в позднем плейстоцене. Десятки тысяч миль сейсмических профилей, выполненных к настоящему времени в Баренцевом море, не позволяют однозначно ответить на эти вопросы.

Собранный в Баренцевом море большой фактический сейсмоакустический материал обеспечил понимание общих для арктических морей фундаментальных проблем, особенно проблемы четвертичных оледенений, что существенным образом могло сказаться как на про-

цессах современной седиментологии, так и на формировании газоигдратного слоя.

Особый интерес к западно-арктическим морям в контексте глобальных палеоокеанологических исследований связан с тем, что в них происходит взаимодействие атлантических и арктических вод. С одной стороны, эти моря испытывают воздействие потока теплых и соленых поверхностных и подповерхностных атлантических вод, а с другой – в них формируется значительная часть холодных опресненных шельфовых вод Арктики, поступающих затем в Северную Атлантику и участвующих в образовании ее глубинных вод. Изменения температурного режима придонных вод могут оказать существенное влияние на устойчивость газогидратов, а значит, и самого дна, покрытого чехлом рыхлых послеледниковых осадков.

Активные придонные течения и существующий в центре моря циклонический круговорот поверхностных вод, резкая смена холодных арктических и теплых атлантических вод, а также температурного режима и солености, все это входит в систему георисков при установке подводных сооружений.

Не менее важно, что основные процессы, контролировавшие структуру рыхлого осадочного чехла баренцевоморского шельфа, осложняются на сейсмоакустических записях, часто весьма сильно, хаотическими воздействиями процессов криолитогенеза (вечная мерзлота, термокарст, проталины, палеоруслы и т.п.) и следами миграции углеводородов (газогидраты, газонасыщенные осадки, сипинг газа, покмарки и т.п.). Подобные явления представляют собой основные составляющие георисков при освоении нефтегазовых месторождений в арктических морях и являются первоочередными объектами сейсмоакустических исследований, как и сами залежи газогидратов.

Рекомендации

Таким образом, представленные сведения по геодинамическому развитию региона, тепловой конвекции, современной седиментации, климатической и ледниковой ситуациями позволят оценить реальные возможности для проведения подводных работ в этом регионе, потен-

циальные ресурсы газогидратов, определить стратегию поисковых работ, ранжировать известные участки, провести региональный обзор для инженерных работ.

1. В этом случае необходимо картирование газогидратонасыщенных придонных слоев на площади месторождения и по трассе трубопроводов с изотермическим и изобарическим отбором кернов с разных глубин в интервале 200–250 м подо дном моря и до 5 м по трассам газопроводов с дальнейшим изучением в специализированной лаборатории. Полученные данные необходимо учитывать при проектировании обустройства месторождений в данном районе. В планируемой морской экспедиции предполагается использовать для этой цели новые технологии цифровой регистрации данных наиболее высоко разрешающего профилографа SES-2000 в сочетании с многоканальным сейсмопрофилографом.

2. В ближайшем будущем в результате проведенных исследований предполагается разработать математическую модель для расчета количества газа и прочности гидратного слоя в ситуациях установки придонных сооружений.

3. Разработанные численные модели позволят оценить потенциальные ресурсы трещиноватого слоя, описываемого моделью корового волновода, определить стратегию поисковых работ, ранжировать известные участки, провести региональный обзор для поисковых работ геологов и геофизиков.

4. Модель тепловой конвекции позволяет выявить также те признаки проявления этого процесса, которые не охватываются уже проведенными исследованиями, и сформулировать программу геофизических измерений по целенаправленному поиску и анализу данных признаков. В частности, на основе данной теоретической схемы можно составить программу бурения океанического дна и сопутствующих поверхностных геофизических измерений.

5. Целесообразно исследовать в первую очередь те районы, где, с одной стороны, есть достаточно плотный осадочный покров (способный удерживать углеводороды), а с другой – имеются хотя бы небольшие открытые участки с явными проявлениями газонасыщенности.

6. Необходимо разработать модель формирования газогидратов на морском дне, учитывающую по возможности все источники поступления газа в гидратный слой начиная от промышленного дыхания залежей, продолжающейся генерации газа из нефтематеринских толщ, биохимические образования газа с участием бактериального фактора и одновременный перенос газанасыщенных вод из геодинамически активной зоны корового волновода.

7. Проведенный анализ свидетельствует о том, что основные проблемы освоения обусловлены взаимодействием глубинного и пластового флюида месторождений с газогидратами перекрывающих отложений. Все это требует создания новой техники, технологии и конструктивных решений с учетом критериев, определяющих возможность освоения с надводных платформ или применения подводных систем.

8. С практической точки зрения приведенные сведения представляются наиболее важными, поскольку в дальнейшем могут послужить существенным критерием не только при картировании морского дна, но и при выделении участков наибольшего риска при прокладке трубопроводов и подводных сооружений. Разработанные геолого-геотермические методы могут быть использованы при предварительной оценке возможности образования газогидратов в условиях Арктического Севера.

ГЛАВА 9. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ НА ПРИМЕРЕ АЛЕУТСКОГО БАССЕЙНА И О. САХАЛИН

Одним из наиболее перспективных направлений в исследовании дна океана на рубеже веков явилось изучение движения флюидов в наиболее активной части океанского дна – рифтовых зонах, где происходят раздвижение океанского дна, подъем к его поверхности глубинного вещества и формирование новой коры. Вулканические процессы в этих районах сопровождаются образованием мощных гидротермальных систем, осуществляющих мобилизацию, перенос и отло-

жение целого ряда химических элементов. Помимо гидротермальной деятельности интенсивный флюидный режим обеспечивается активными тектоническими движениями в трещиноватых и разломных структурах. Прямые наблюдения говорят о наличии в этих флюидах значительного количества углеводородов. Поэтому можно прогнозировать образование значительных углеводородных месторождений в указанных регионах [178].

Наиболее интенсивно эти процессы протекают в островодужных бассейнах в трансформных разломах. Следовательно, для возможного формирования крупных скоплений углеводородов интерес представляют долгоживущие глубинные разломы, рассекающие достаточно древнюю океаническую кору с мощным осадочным чехлом.

Нам предоставляется возможность рассмотреть предложенную модель на примере формирования УВ месторождений Алеутского бассейна и шельфа о. Сахалин.

Ведущая роль в предложенной модели отводится сдвиговым деформациям и трансформным разломам, формирующим зоны трещиноватости верхней коры и создающим хорошие коллекторы при формировании залежей УВ. Эти же разломы осуществляют ведущую роль в продвижении и миграции УВ-флюида.

При отсутствии достаточно мощного осадочного чехла в зоне выхода гидротерм (первые сотни метров) летучие компоненты из них попадают непосредственно в воды океана, растворяются в гидросфере и рассеиваются. Если ионы водорода и метан из гидротерм на дне просачиваются сквозь толщу осадков, то, взаимодействуя с органическим веществом (ОВ), они играют роль донора, стимулируя процесс образования углеводородов. Эта реакция протекает с большой скоростью даже в условиях низких температур придонного слоя океана. Вблизи срединно-океанических хребтов в силу молодого возраста океанической коры осадочный чехол обычно почти полностью отсутствует. Значит, эти структуры малоперспективны для образования крупных скоплений углеводородов.

Исключением можно считать рифт Калифорнийского залива, где в местах разгрузки гидротерм содержатся жидкие нафтоиды, концен-

трация которых достигает 3–4 %. В составе этих нафтоидов содержится около 65 % алифатических УВ, 15 % ароматических УВ и 20 % асфальтенов. Но геологическая ситуация Калифорнийского залива, отличающегося огромными скоростями осадконакопления, уникальна. Следовательно, для возможного формирования крупных скоплений углеводородов интерес представляют долгоживущие глубинные разломы, пересекающие древнюю океаническую кору с мощным осадочным чехлом.

Просачивающиеся вдоль таких разломов гидротермы поступают в осадочную толщу, формируя там скопления УВ и газогидратов. Такими структурами в океане являются трансформные границы плит, представляющие собой широкие зоны глубинных разломов, по которым происходит смещение литосферных плит. Примерами таких границ в Тихом океане могут являться разломы границ плит Евразийской, Тихоокеанской, Индо-Австралийской, а также разломы Королевы Шарлотты, проходящие вдоль западного побережья Канады, и разломы западной части Алеутского желоба от о. Беринга до о. Сахалин.

Названные структуры характеризуются в настоящий момент ярко выраженной сдвиговой составляющей, при этом с внутренней (континентальной) стороны трансформных границ формируется зона растяжения, подобная задуговому бассейну. Подобие это, скорее, морфологическое, а не генетическое. В данном случае имеет место не задуговой спрединг, а обширные деформации коры вдоль трансформного разлома, причем в одной части наблюдается сдвиг со сжатием (транспрессия), а в противоположном конце – сдвиг с растяжением (транстенсия). Поэтому представляется целесообразным называть бассейны такого генезиса, заполненные осадками достаточной мощности, осадочными бассейнами растяжения. Такой бассейн, где кора утонена и нарушена многочисленными глубинными разломами, наиболее перспективен для формирования скоплений углеводородов описываемого типа. Поэтому мы будем рассматривать всю зону трансформной границы, включая соседствующие зоны растяжения, на примере Алеутского глубоководного желоба и Командорской котловины.

Алеутский глубоководный желоб и сопряженная с ним Алеутская островная дуга образуют границу между Тихоокеанской и Евразийской литосферными плитами. В основной своей части желоб является зоной субдукции, где происходит поглощение океанической литосферы, но в западном секторе Алеутской дуги в соответствии с кинематикой движения плит происходит только правосторонний сдвиг литосферных блоков вдоль системы трансформных разломов, в которую входят разломы Натуралиста, Алеутский, Стеллера, Пикешь. Морфологически желоб на этом участке выражен длинной узкой депрессией достаточно сложного строения с глубинами от почти 6 900 м на юго-востоке до 5 800 м на северо-западе в районе сочленения с Курило-Камчатским желобом (рис. 74).

Сейсмичность западного сектора Алеутского желоба указывает на то, что здесь отсутствует падающая под островную дугу сейсмофокальная зона. Кроме того, сейсмичность здесь исключительно мелкофокусная; гипоцентры землетрясений редко регистрируются на глубинах более 50 км. Механизмы очагов сильнейших землетрясений свидетельствуют о правосторонних смещениях по этим структурам [14, 20, 178].

Командорская ветвь Алеутского глубоководного желоба характеризуется отсутствием краевого океанического вала, или внешнего поднятия, отсутствует здесь и единая, выдержанная по простиранию желоба осевая депрессия, по которой обычно проводится граница между океаническими и островодужными структурами. Создается впечатление, что отдельные участки Командорской ветви желоба представлены последовательностями грабенообразных прогибов и сбросовых ступеней, чередующихся с более протяженными структурами растяжения. Такое строение вполне соответствует представлениям о сдвиговой природе этого участка Алеутского желоба. Приведенные данные подтверждают точку зрения исследователей, относящих этот участок к зоне трансформного скольжения литосферных блоков (рис. 75). В соответствии с кинематикой движения плит по западному сектору Алеутской дуги должно наблюдаться правостороннее смещение, что также подтверждается геолого-геофизическими данными.

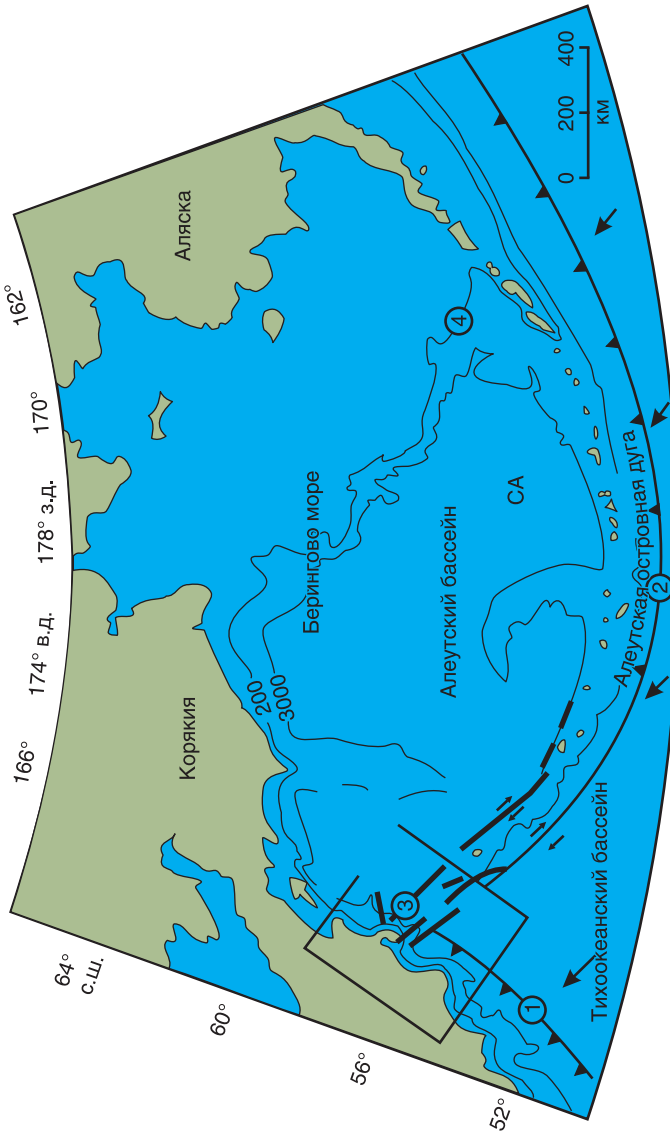


Рис. 74. Карта Алеутско-Беринговоморского региона и выделенная площадь проведения работ [178]:
1 – Камчатская сдвиговая зона; 2 – Алеутская сдвиговая зона, линией выделены зоны разломов; 3 – стрелки
основных направлений конвергенции Тихоокеанской (Т) и Северо-Американской (СА) плит;
4 – линии батиметрии дна

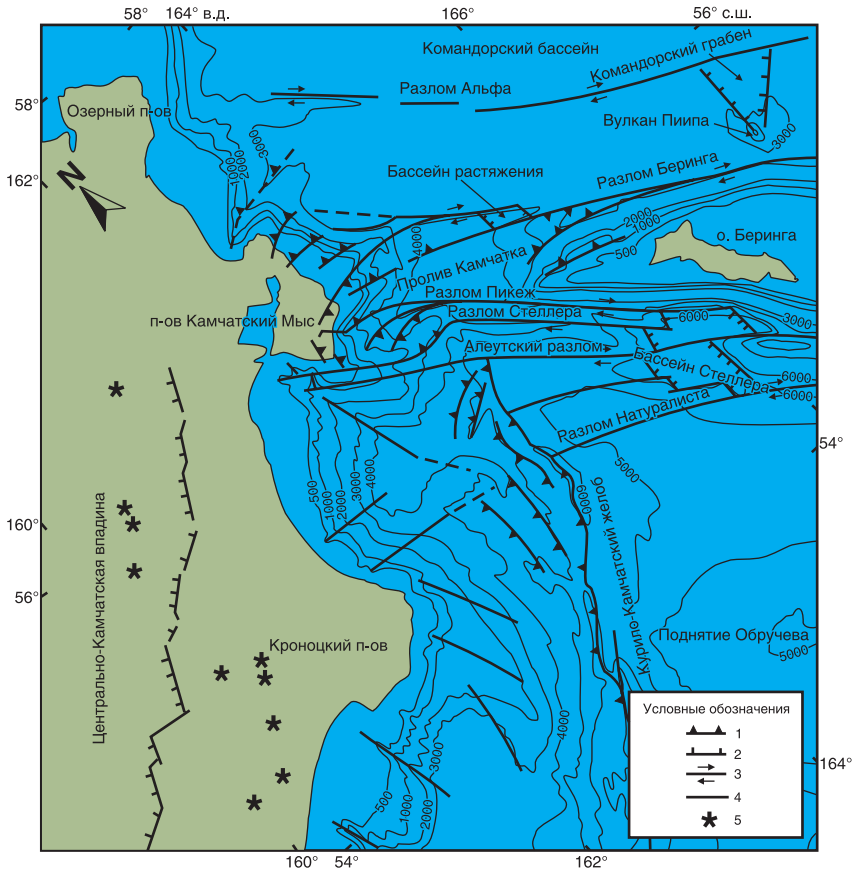


Рис. 75. Основные тектонические структуры участка дна западной части Алеутского желоба:

- 1 – зона поддвига; 2 – основные разломы; 3 – трансформные разломы;
- 4 – разломы; 5 – положение подводного вулкана

С северной стороны к трансформной границе примыкает Командорская котловина – одна из трех глубоководных котловин Берингова моря. С северо-запада она ограничена континентальным склоном Восточной Камчатки, с юго-запада – морфоструктурами западного сектора Алеутской островной дуги, включая Алеутский глубоководный желоб, с востока – субмеридиональным подводным хребтом Ширшова [20, 63, 73, 74, 107, 117, 123, 139, 178, 182, 151, 255].

Большая часть котловины представляет собой аккумулятивную равнину, поверхность которой наклонена в сторону хребта Ширшова, где глубины достигают 4 000 м. Особый интерес представляют линейменты северо-западного простирания, прослеживающиеся через всю котловину от п-ва Камчатка до хребта Ширшова (линейменты Беринга, Альфа и севернее – Бета, Гамма и Дельта). Предполагается, что они соответствуют зонам разломов, контролировавшим развитие Командорской котловины. Вдоль разломов Беринга и Альфа, так же как и в зоне западного сектора Алеутского желоба, происходит правосторонний сдвиг. Граница между структурами Алеутского хребта и Командорской котловины проходит по разлому Беринга. Он отчетливо выражен в рельефе дна и прослеживается на всем своем протяжении вдоль основания Командорского блока в северо-западном направлении до континентального склона Восточной Камчатки. Этот разлом в своей западной части разветвляется на серию более мелких структур, между которыми выделен бассейн растяжения типа пул-апарт.

Котловина характеризуется субокеанической структурой земной коры, мощность которой достигает 7 км. Она отличается от «типично океанической» коры увеличенной мощностью 2-го слоя и сокращенной мощностью «базальтового». Породы вулканического фундамента вскрыты скв. 191 глубоководного бурения и представлены толеитовыми базальтами. По данным из этой же скважины мощность осадочно-го чехла составляет примерно 900 м. Осадочный разрез представлен в нижней части литифицированными алевролитовыми глинами (400 м), выше залегают переслаивающиеся диатомовые и илистые глины и глинистые пески мощностью около 200 м, которые сменяются 300-метровой толщей турбидитов. Возраст осадков не превышает

10 млн лет. В целом мощность осадков в Командорской котловине колеблется от 0,5 до 2 км.

Южная часть Командорской котловины, прилегающая к западному сектору Алеутской дуги, по особенностям строения осадочного чехла является областью, где наиболее ярко выражены новейшие структуры растяжения (грабены, сбросы, раздвиги) субмеридионального простирания (рис. 76).

Практически вся Командорская котловина характеризуется повышенными значениями теплового потока (более $75 \text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2}$), причем

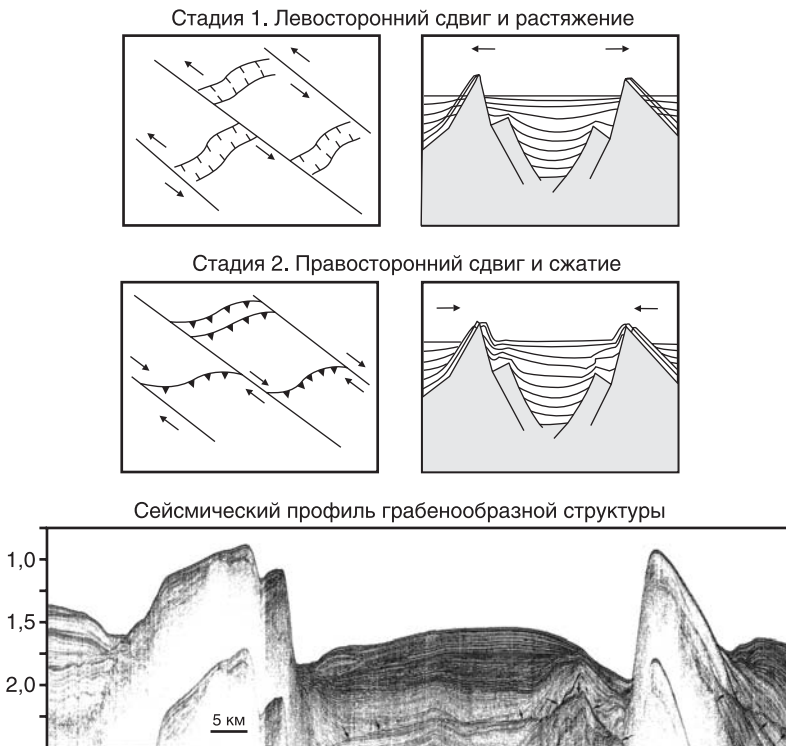


Рис. 76. Модель формирования сдвиговых деформаций в зонах растяжения океанической коры

около 70 % ее площади характеризуется значениями более $100 \text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2}$. Между линеаменами Беринга и Альфа заключена зона аномально высоких значений теплового потока, достигающих $230 \text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2}$. Это свидетельствует, по-видимому, об исключительно активной гидротермальной деятельности в этом регионе.

Прообразом современного трансформного участка Алеутского желоба являлась существовавшая еще в среднем эоцене правосторонняя зона сдвиговых дислокаций, расположенная между западным окончанием центрального сектора Алеутской дуги и северным окончанием Курило-Камчатской зоны субдукции. Тогда западным звеном центрального сектора Алеутской дуги был ее Командорский участок. В конце эоцена – начале олигоцена движение Тихоокеанской плиты изменилось с северного на северо-западное, и начался процесс формирования западного сектора Алеутской дуги и Алеутского желоба. В этой зоне северо-западного простираения происходило развитие магистральных правосторонних сдвигов, обусловивших смещение крайнего западного звена центрального сектора Алеутской дуги (Командорского блока). Этот процесс продолжался с различной интенсивностью до позднего миоцена, когда окончательно сформировалась северная граница Тихоокеанской плиты. В позднем миоцене – плиоцене началось быстрое смещение Командорского блока Алеутской дуги в сторону Камчатки. Результатом этого явилось не только формирование современного облика этого участка Алеутского желоба (фактически уже трансформного разлома), но и образование в южной части Командорской котловины субмеридионально ориентированных структур расширения.

В пределах Командорской котловины и сдвиговой западной части Алеутского желоба выявлены зоны сейсмоамплитудных аномалий, связываемые с предполагаемыми скоплениями газа в осадочном чехле. Наиболее перспективными областями являются Наваринский бассейн в северной части Командорской котловины, западное окончание Алеутского желоба и Камчатско-Командорский осадочный бассейн.

Аналогичные процессы протекают в тыловых зонах островных дуг, где имеют место вторичный спрединг и формирование окраинного моря. Восходящие потоки мантийного вещества в тыловых зонах

раздвигают океаническую кору, создавая в ней структуры трансформных и листрических разломов.

Термальные источники, обнаруженные в 26-м рейсе научно-исследовательского судна «Вулканолог» в вершинной части подводного вулкана Пийпа, были исследованы в 22-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» с борта глубоководного обитаемого аппарата «Мир» в августе 1990 г. Голоценовый подводный вулкан Пийпа входит в состав вулканического массива, расположенного в тыловой части Командорского блока Алеутской островной дуги, в зоне сочленения Командорского блока и южной части Командорской котловины. Постройка вулкана сложена породами андезитового и дацитового состава. С глубины 382 м была отобрана проба свободного газа из основания характерной ангидритовой постройки трубы высотой около 1 м. При погружении в Южную вершину на глубине 498 и 447 м обнаружены и отобраны карбонатные образования в виде кальцитовых трубок высотой до 40 см и диаметром 10 см, из которых наблюдалось истечение воды [10, 74, 123] (рис. 77).

Химический объемный состав газа (%): N_2 – 0,001; CH_4 – 80,58; H_2 – 16,75; O_2 – 0,73; Ar – 0,32; CO_2 – 1,35; He – 0,04; C_2H_6 – 0,27; C_3H_8 – 0,026.

По химическому составу газ вулкана Пийпа близок к газогидратным газам Парамуширского источника и отличается на порядок большей концентрацией водорода и более высоким отношением CH_4/C_{2+} (где C_{2+} – сумма газообразных углеводородов C_2 – C_4). Отношение азот/аргон близко к водорастворенному воздуху, а сравнительно высокая концентрация гелия типична для многих газовых выходов Камчатки, приуроченных к осадочной толще. Учитывая высокое отношение CH_4/C_{2+} и практическое отсутствие в углеводородном спектре непредельных углеводородов, можно предположить «термогенную» природу газа, т.е. его образование за счет экзогенных процессов гидротерм. Метан вулкана Пийпа значительно обогащен тяжелым углеродом и близок по изотопному составу к метану гидротерм Калифорнийского залива [87].

Метан такого изотопного состава отвечает термогенному, а не биогенному метану, имеющему значительно более легкий изотопный состав

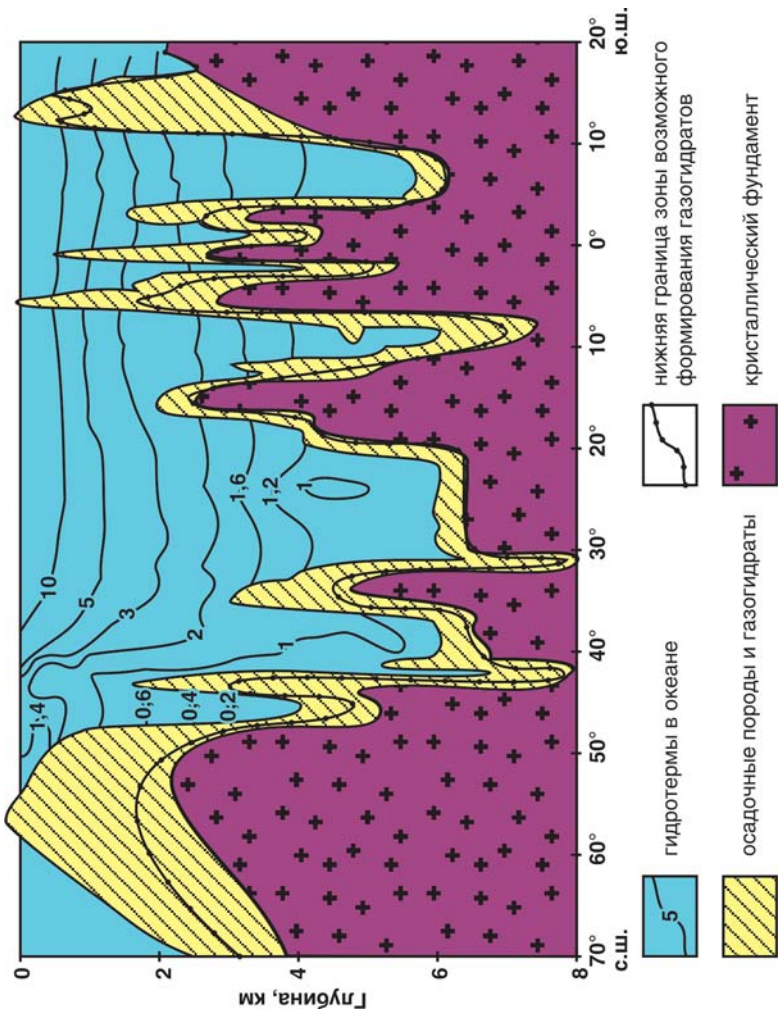


Рис. 77. Месторождение газогидратов на океанском дне (тыловая часть Командорского блока Алеутской островной дуги)

углерода. Однако углерод CO_2 существенно облегчен по сравнению с CO_2 газов бассейна Гуаймас и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Такой изотопный состав углекислоты (-22 ‰) может отвечать CO_2 , образовавшемуся или за счет глубокой термоокислительной деструкции ОБ морских осадков с $\delta^{13}\text{C}$ -22...-25 ‰, или за счет термокаталитического окисления УВ, при котором $\delta^{13}\text{C}$ $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ = -25...-30 ‰.

При исследовании в 1986 г. в рейсе 1а НИС «Академик Мстислав Келдыш» Парамуширского газового источника в Охотском море обнаружен газогидратный прослой в виде включений размером $15 \times 10 \times 1 \text{ м}^2$. Газовая составляющая (объемная) газогидрата из осадков станции 1995 (%) приведена в таблице.

Углерод газогидратного метана из осадков станции 1995 характеризуется величиной $\delta^{13}\text{C}$ = -54,6 ‰. Исследователи отмечают, что при образовании и разложении газогидратов фракционирования изотопов углерода не происходит. Изотопно-легкая углекислота, образующаяся при бактериальном окислении, может служить источником углерода карбонатных минералов в отложениях, вмещающих газогидраты метана.

Похожая геодинамическая и флюидодинамическая ситуация по скоплению УВ в полной мере относится к месторождениям Зондского шельфа. Именно в этих зонах обнаружены большие скопления углеводородов в гранитах или в расположенном выше тонком осадочном слое. Примером могут служить месторождение Белый Тигр и другие аналогичные месторождения в гранитах островодужных тыловых регионов.

Так, к примеру, в конце эоценовой эпохи в условиях Зондского шельфа началась деструкция вновь образованной континентальной

Газ	Газовая составляющая, %
CH_4	97,8
C_2H_6	$4,5 \cdot 10^{-2}$
C_3H_8	$1,0 \cdot 10^{-4}$
N_2	1,61
Ar	$4 \cdot 10^{-2}$
CO_2	$8,9 \cdot 10^{-2}$
H_2	$6,6 \cdot 10^{-4}$

литосферы в связи с возобновлением субдукционных процессов. Погружающаяся в мантию океанская литосферная плита испытывала переплавление с образованием горячих диапиров, которые, поднимаясь вверх, перерабатывали земную кору. В ней возникали системы крупных разломов и трещин, по которым внедрялась основная магма с формированием даек. Тектонические движения приводили к образованию впадин, покровов и надвигов. Во впадинах накапливались эоценовые отложения континентального, преимущественно озерного и болотного типов. В олигоценовую эпоху фаза начальной деструкции литосферы сменилась фазой континентального рифтогенеза.

К востоку от вьетнамского шельфа на месте современного Южно-Китайского моря процессы рифтообразования сопровождались активным раздвигом континентальной коры с излияниями толеитовых базальтов. Спрединговые процессы здесь привели к образованию глубоководной котловины с субокеанической корой.

В ряде регионов Зондского шельфа в результате процессов растяжения коры формировались косопадающие блоки докайнозойского фундамента – погребенные выступы гранитоидного фундамента, к которым приурочен ряд нефтегазовых месторождений: Белый Тигр, Дракон, Рангдонг, Дайхунг и др. на южном шельфе Вьетнама.

Открытие в 1988 г. уникальной нефтяной залежи в трещиноватых гранитоидах мезозойского фундамента на месторождении Белый Тигр в Кыулонгской впадине, имеющей доказанную высоту более 1 600 м и объем нефтенасыщенных гранитоидов 88,2 млрд м³, активизировало поисково-разведочные работы на образование магматогенного фундамента на шельфе Вьетнама и региона в целом. Похожая геодинамическая ситуация, сопоставимая с условиями формирования углеводородных скоплений, могла возникнуть в пределах тектонических границ острова Сахалин.

ГЛАВА 10. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ГАЗОГИДРАТЫ ШЕЛЬФА О. САХАЛИН

В настоящее время к разработке и освоению нефтяных месторождений шельфа Сахалина приковано внимание многих зарубежных компаний и инвесторов. Проекты «Сахалин-1» и «Сахалин-2» находятся в центре внимания мировой общественности как пример успешного вложения капитала в России и получают поддержку со стороны правительств России и США. Размер инвестиций в эти проекты может составить 12 млрд долл. США. С началом коммерческой разработки проектов бонусы в размере 100 млн долл. США будут перечислены в Фонд развития Сахалинской области в течение 5 лет. Поисково-разведочные работы на шельфе о. Сахалин проводились российской компанией «Сахалинморнефтегаз» с 1958 г. Проведены сейсморазведочные работы в объеме 30 тыс. пог. км и пробурено 25 скважин общим метражом 58 836 м. В период с 1976 по 1989 г. в северо-восточной части Сахалинского шельфа открыто три нефтегазоконденсатных месторождения: Одопту, Чайво и Аркутун-Даги.

Нефтегазоконденсатное месторождение Одопту открыто в 1977 г., расположено в пределах северо-восточного шельфа о. Сахалин в шести километрах восточнее береговой линии. Глубина моря в пределах месторождения 26–32 м. В 1977–1983 гг. пробурено три поисковых и двенадцать разведочных скважин общим метражом 31 845 м. Во вскрытом разрезе в интервале глубин 1 200–2 000 м было выявлено пятнадцать продуктивных горизонтов (пластов), из них три нефтяных, семь нефтегазоконденсатных и пять газоконденсатных. Максимальные дебиты скважин в процессе их испытания составили: нефти – 400 м³ в сутки и газа – более 400 м³ в сутки. В соответствии с классификацией запасов месторождение по величине балансовых запасов газа и извлекаемых запасов нефти является крупным, по сложности геологического строения – сложным.

Газонефтяное месторождение Чайво открыто в 1979 г., расположено в 12 км к востоку от береговой линии. Глубина моря в пределах месторождения 18–32 м. В 1979–1981 гг. пробурены одна поисковая

и четыре разведочные скважины общим метражом 14 370 м. Во вскрытом разрезе в интервале 1 200–2 900 м выявлено десять продуктивных пластов, из них один нефтяной, один газовый, два нефтегазоконденсатных и шесть газоконденсатных. Максимальные дебиты нефти превышают 300 м³ в сутки и газа – 500 тыс. м³ в сутки. Месторождение считается подготовленным к промышленному освоению и характеризуется сложным строением продуктивных пород, не выдержанным по площади, и в соответствии с классификацией запасов относится ко второй группе.

Месторождение Аркутун-Даги открыто в 1989 г. и находится в стадии разведки. В его пределах пробурены четыре поисковые скважины. В разрезе выделены десять продуктивных пластов, в том числе два газоконденсатных, семь нефтегазоконденсатных и один нефтяной.

В связи с этим рассмотрим более подробно возможность формирования залежей УВ в схожей геодинамической ситуации о. Сахалин, прилегающую к нему акваторию Охотского моря, а также район Алеутской гряды [14, 38, 74, 107, 182, 255].

Геологические ситуации, сопоставимые с условиями формирования углеводородных скоплений вдоль сдвиговых границ литосферных плит, могут возникать и в пределах тектонических границ микроплит. В частности, похожая ситуация наблюдается на западной границе Охотоморской плиты, образованной правосторонним сдвигом, действующим достаточно длительное время. Так, в очаге нефтегорского землетрясения происходило значительное правостороннее перемещение. Вообще для зоны сахалинской тектонической границы характерна довольно слабая мелкофокусная сейсмическая активность. Кора Охотоморской плиты делится на два слоя: «базальтовый» – нижний и «гранитный» – верхний. В прогибах, проходящих вдоль границы Охотоморской микроплиты и микроплиты Сахалин–Хоккайдо, «гранитный» слой утончается до 2–3 км и обладает анизотропией физических свойств, характерных для трещиноватых сред. Прогиб, проходящий вдоль западного побережья Сахалина, представляет собой грабенообразную структуру, контролируемую зонами разломов меридионального простирания и оперяющими их разломами северо-западного и северо-восточного

направления с перемещением блоков в горизонтальном и вертикальном направлениях. Он выполнен преимущественно неогеновыми осадками большой мощности (9–10 км) (Родников А.Г., 1977). Этот бассейн образован в результате палеоген-раннемиоценовой рифтогенной деструкции. Глубинные разломы, проходящие по границе микроплит, нарушают не только кору, но и породы верхней мантии, вызывая их активную серпентинизацию. О наличии активной гидротермальной деятельности вдоль глубинных разломов свидетельствуют высокие значения теплового потока, колеблющиеся от 23 до 330 мВт·м⁻². Об этом свидетельствуют и тела серпентинитов, обнажающиеся на северо-восточном побережье Сахалина. Перспективы обнаружения серпентинитов Сахалина существенно возрастают в зафиксированных на сейсморазведочных профилях шельфа структурах и условиях залегания этих пород. Серпентиниты могут присутствовать в надвиговых блоках и отторженцах, а также в сложенных разуплотненными серпентинитами ядрах шарьяжей. Эти шарьяжи перекрываются сверху нефтегазоносными отложениями пильского комплекса и подстилаются снизу нижненижне-товскими отложениями. Ловушки зоны серпентинизации характеризуются массивным типом резервуара, порово-трещинным и кавернозно-трещинным типами коллекторов. Комплекс разуплотненных серпентинитов перспективен на всем протяжении шельфа Северо-Восточного Сахалина (от Шмидтовского сектора на севере до Пограничного сектора на юге), но наибольшим потенциалом обладают ловушки в пределах Трехбратской и Восточно-Одоптинской антиклинальных зон, для которых характерно благоприятное сочетание условий нефтегазообразования и аккумуляции УВ.

Плотностные и емкостные параметры серпентинитовых коллекторов подтверждаются данными сейсморазведочных работ (пластовой скоростью прохождения волн). Отобранные образцы керна серпентинита содержат видимые включения битумоидов. В процессе люминесцентно-микроскопических исследований установлено, что в разуплотненных серпентинитах содержатся в большом количестве легкие битумоиды. Содержание битумоидов в хлороформной вытяжке (0,47 % от объема вытяжки) сопоставимо с данными анализа образ-

цов керна. Все крупные месторождения углеводородов района приурочены к Северо-Сахалинскому прогибу. Серпентиниты надвинутой пластины подстилаются и перекрываются породами нильского комплекса, что существенно повышает возможность аккумуляции УВ в трещиноватых зонах массива. Первоочередными объектами для поисково-разведочных работ являются Северо-Кайганская и Восточно-Одонтинская структуры, для которых отмечается совпадение структурных планов пильского комплекса с локальными магнитными максимумами. Оценка возможных запасов УВ по Восточно-Одоптинской структуре показывает, что здесь может быть открыто крупное нефтегазоконденсатное месторождение с геологическими запасами УВ (по сумме нефти, газа и конденсата) около 300 млн т у.т. Выявляется несомненная их связь с тектоническими нарушениями вдоль границы микроплит. Непосредственно в зонах разлома на склоне Сахалина обнаружены скопления газогидратов (рис. 78).

Шельф северо-востока Сахалина занимает юго-восточная часть Северо-Сахалинского осадочного бассейна. Глубина погружения фундамента, сложенного триас-раннемеловыми вулканогенно-кремнистыми и в отдельных случаях – позднемеловыми вулканогенными отложениями, в опущенных блоках составляет от 5 до 12 км, на обрамляющих и внутренних поднятиях его поверхность имеет глубину 1,5–3,0 км. Бассейн образован в результате палеоген-раннемиоценовой рифтогенной деструкции; в конце неогена в результате активизации тектонических движений в зонах мегасдвигов он превратился в складчатую область – северное звено Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы.

Разведанные и потенциальные запасы нефти, газа в районе восточного побережья о. Сахалин весьма велики. По оценкам специалистов и исследователей, всего на острове и прилегающем шельфе открыто 70 месторождений, в том числе 11 нефтяных, 17 газовых, 24 газонефтяных и нефтегазовых, 6 газоконденсатных и 12 нефтегазоконденсатных. Среди них по сумме извлекаемых запасов нефти и газа 5 месторождений относятся к крупным, 9 – к средним и 56 – к мелким (рис. 79, 80).

При сопоставлении данных по геодинамическому развитию, сейсмичности, кинематике движения блоков на границах плит для Восточ-

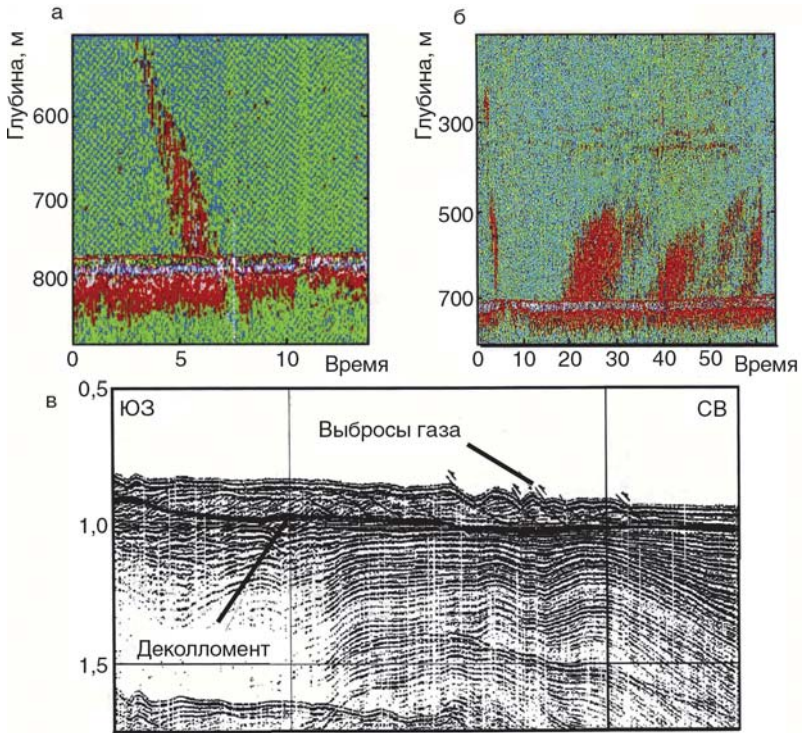


Рис. 78. Газовые выбросы на шельфе Сахалина:
 а, б – газовые выбросы на шельфе Сахалина; в – сейсмический профиль
 шельфа Сахалина и сдвиговые деформации на деколломенте осадков

ного шельфа Сахалина и Алеутского желоба Вьетнама обнаруживается явное сходство этих регионов.

Во-первых, они имеют примерно одинаковый возраст начала формирования – поздний эоцен, олигоцен.

Во-вторых, их месторасположение «привязано» к зонам субдукции и в какой-то момент началась «генетическая» трансформация желоба в разлом.

В-третьих, в обеих структурах наблюдается правостороннее смещение по разлому, в основном мелкофокусная и слабая сейсмичность.

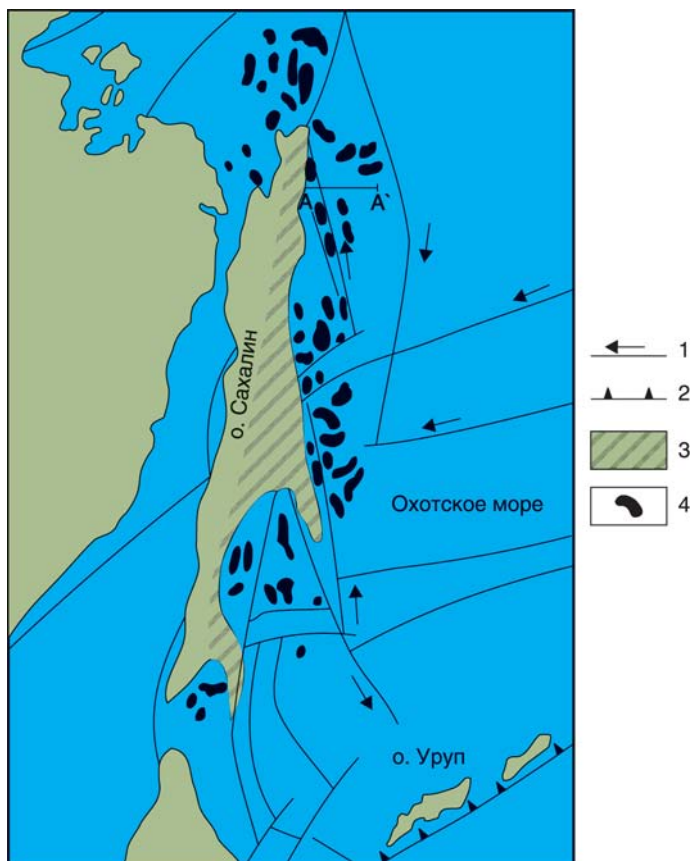


Рис. 79. Карта шельфа о.Сахалин и расположение залежей УВ:
1 – основные разломы и направления сдвига; 2 – зона поддвига; 3 – зона распространения серпентинитовых отложений; 4 – залежи УВ

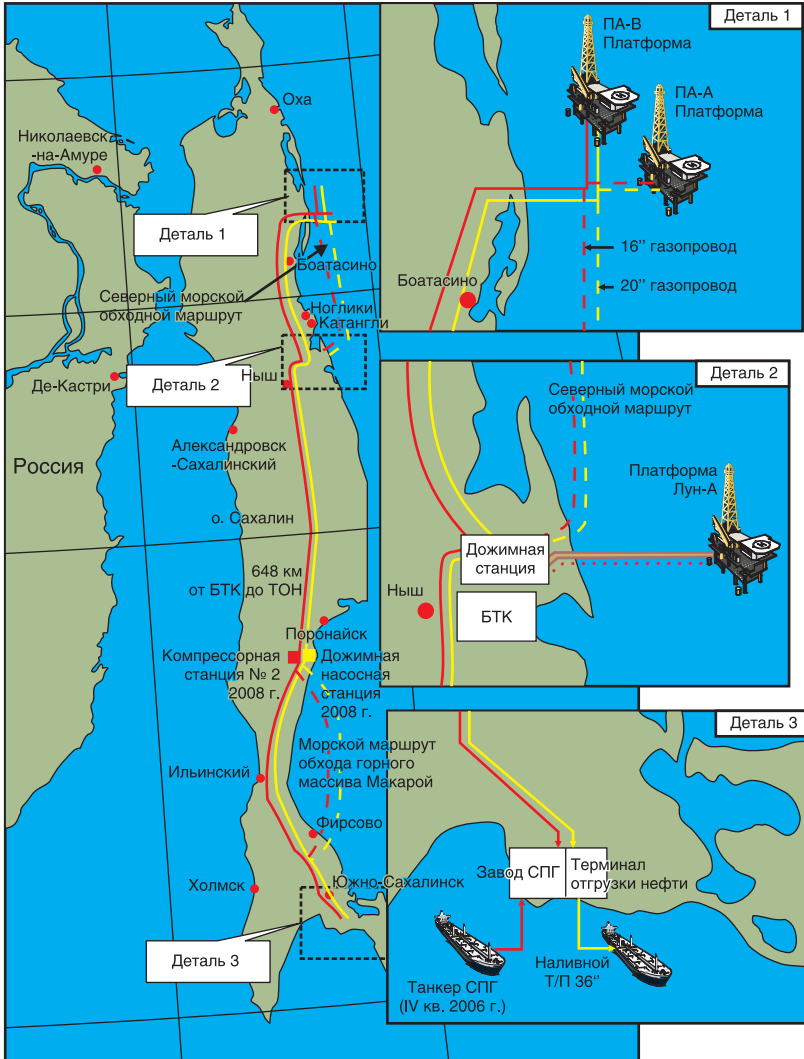


Рис. 80. Карта шельфа о. Сахалин и расположения морских платформ

Это позволяет предположить, что вдоль сдвиговой зоны существует «серпентинитовая смазка», позволяющая плитам, особенно в глубинных частях коры и верхней мантии (более 50 км), смещаться без крупных землетрясений, т.е. происходит разрядка напряжений. Отсутствие мощных землетрясений является косвенным подтверждением наличия серпентинитового слоя, по которому происходит проскальзывание блоков. А серпентинит играет существенную роль в образовании углеводородов. Дополнительным подтверждением процесса серпентинизации по разломам является наличие блоков серпентинита на о. Сахалин.

Процессы растяжения сопровождались проявлениями тектономагматической деятельности. Оба бассейна характеризуются повышенными (иногда аномальными) значениями теплового потока. В обоих бассейнах мощность осадочного чехла достаточна для накопления в нем УВ. Поскольку второй из упомянутых регионов перспективен на нефть и газ, признаки его нефтегазоносности можно экстраполировать на район Командорской котловины и сделать вывод о том, что он также может быть перспективен на нефть и газ.

В связи с этим впервые выдвигается гипотеза о том, что залежи углеводородов и газогидратов приурочены к зонам растяжения океанической коры образуются в результате действия двух факторов: тепловой конвекции воды в трещиновато-пористых породах коры и реакции серпентинизации коры. При серпентинизации происходит интенсивное выделение CH_4 , H_2 и др., а условия конвекции воды в пористых средах способствуют образованию залежей УВ и газогидратов в приповерхностных слоях океанической коры. В процесс УВ-образования и гидратообразования вовлекается также углекислый газ, растворенный в морской воде. Показано, что наиболее благоприятные условия для реализации этого механизма возникают, когда зоны растяжения океанической коры, сопровождаемые сдвиговыми деформациями, перекрыты значительной мощностью осадков, что мы и наблюдаем на Северном шельфе Сахалина. Исследованная модель тепловой конвекции в пористых средах показала, что по своим параметрам эта модель согласуется с разрабатываемой гипотезой:

массоперенос в результате тепловой конвекции более чем в 3 000 раз превышает массоперенос ювенильных флюидов. Приведенные геологические данные подтверждают выдвинутую концепцию.

10.1. Роль тепловой конвекции в пористых насыщенных средах при формировании месторождений о. Сахалин

Начало исследованиям по тепловой конвекции в пористых насыщенных средах положили работы Хортонa, Роджерса и Лэпвуда, которые рассмотрели проблему устойчивости в этих средах. Они определили минимальное критическое число Рэлея в бесконечном пористом слое с непроницаемыми границами $Ra = 39,5$. Хилд обобщил эти результаты на случай различных граничных условий. Было проведено большое количество лабораторных экспериментов с различными материалами, различающимися структурой матрицы и свойствами насыщающего флюида. Главным результатом этих и аналогичных вычислительных работ было нахождение числа Рэлея для различных ситуаций и определение зависимости числа Рэлея от числа Нуссельта. Была сделана визуализация фильтрационных потоков с помощью модели Хели-Шоу для стоксовского течения вязкой жидкости в тонкой вертикально ориентированной щели. Плоские уравнения фильтрации и уравнения модели Хели-Шоу идентичны.

Численные расчеты модели тепловой конвекции в пористых средах были проведены в работах Эльдера, Пальма, Хольста, Азиза, Хорна и Салливана, Трубицына и др. Анализ этих работ содержится в обзоре Комбарне и Бори (1975) и работе В.П. Трубицына и др. (1992). В этих работах был детально исследован режим конвекции при различных числах Рэлея и значениях т.н. аспектного числа, т.е. отношения горизонтального и вертикального размеров области конвекции.

Конвективный перенос достигает максимума в осевых зонах растяжения океанической коры и трансформных разломов, где конвекция протекает в турбулентном режиме. Наиболее благоприятным с точки зрения образования месторождений УВ является случай, когда на океанском дне сосуществуют, чередуясь, две ситуации – с проницаемой и непроницаемой границами. В этом случае выбросы гидротермального

газа захватываются на открытой границе, а возникшие УВ могут попасть в ловушку, образованную рядом расположенным осадочным слоем.

Таким образом, по ряду специфических признаков в зонах растяжения океанической коры и трансформных разломов можно находить вероятные места образования углеводородных месторождений. К ним относятся повышенная тектоническая и магматическая активность, повышенный тепловой поток и другие геофизические и геохимические аномалии, свидетельствующие в пользу рассмотренного механизма.

Благоприятными можно также считать ситуации, когда осадочный слой разорван разломом, по которому морская вода засасывается в пористый слой. К благоприятным факторам относятся умеренные землетрясения в районе, покрытом не очень толстым слоем осадков. Эти землетрясения могут временно нарушать проницаемость осадочного покрова и создавать условия для образования газогидратных месторождений и УВ залежей. Благоприятными являются также условия, когда накоплен толстый слой осадков, а тепловая конвекция все еще достаточно интенсивна. При соблюдении указанных условий могут образовываться значительные скопления углеводородов и газогидратные месторождения промышленного масштаба.

Таким образом, предложен механизм образования залежей УВ и газогидратов в условиях растяжения океанической коры, основанный на явлении теплой конвекции воды в трещиновато-пористой среде и с участием серпентинитового слоя.

ГЛАВА 11. ГАЗОГИДРАТЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

На западной окраине Северной Америки в позднем триасе и ранней юре существовала система вулканических островных дуг и окраинных морей. Обстановка напоминала современную, характерную для западной противоположной стороны Тихого океана.

В поздней юре произошло надвигание островной дуги на западную окраину Североамериканского континента, чем был вызван невадийский орогенез. В середине позднего мела (80 млн лет назад) на западе Северной Америки происходила перестройка. В это время заканчивались магматическая деятельность в Сьерра-Неваде и формирование францисканской формации, одновременно происходили интенсивные складчатые деформации Севьерского складчатого пояса и орогенез береговых хребтов Санта-Лючия.

Уже в позднем мелу в результате встречного движения Северной Америки на запад, а Евразийского континента – на восток произошло их столкновение и соединение. Дальнейшие дифференцированные движения Северной Америки и Евразии в связи с раскрытием Атлантики выразились в самом конце мелового периода в ларамийской орогении, создавшей фронт Скалистых гор, а на восточной окраине Евразийского континента – Охотско-Чукотский пояс, который маркировал активную континентальную окраину андийского типа [6, 7, 37].

После окончания ларамийских движений и формирования пояса батолитов территория запада США была охвачена наземным вулканизмом. По составу среднекайнозойских вулканитов реконструируются две зоны субдукции. Выход западной из них находится у края континента (в береговых хребтах Калифорнии), а восточной – вдоль фронта надвигов Уосатч. По интерпретации многих американских геологов, Фараллонская плита Тихого океана погружалась под континенты Америки вдоль пологочешуйчатой зоны Беньофа.

Район газогидратопоявлений в прибрежье северной Калифорнии приурочен к верхней части континентального склона. Однако геологический контроль проявлений гидратов здесь не вполне ясен. Этот район является частью преддугового неогенового бассейна, который в настоящее время простирается в северо-северо-западном направлении вдоль континентальной окраины Калифорнии и Орегона. В течение позднего кайнозоя он характеризовался медленной конвергенцией и субдукцией плиты Горда под Северо-Американскую плиту. Суммарная мощность в значительной мере деформированного осадочного комплекса олигоцен-четвертичного возраста составляет

свыше 3 600 м. В границах аккреционной призмы наблюдаются многочисленные разломы, падающие в сторону суши; многие из них прослеживаются до горизонта BSR, некоторые пересекают его, а часть прослеживается вплоть до дна (рис. 81).

Характерными чертами региона являются широко распространенные газопроявления в осадочной толще, устанавливаемые по аномалиям на сейсмических и сейсмоакустических записях, и активные газовые источники на дне, фиксируемые с помощью высокоразрешающей сейсмоакустики, эхолотирования и съемки локатором бокового обзора. Собственно газовые источники и сопутствующие им формы рельефа дна – небольшие холмы (seep mounds) и кратеры (rockmarks) отмечены в районе бассейна Ил Ривер преимущественно на шельфе и в верхней части континентального склона, в районе дельты реки Кламат и в прибрежье к западу от города Юрика [42]. Сейсмоакустической съемкой высокого разрешения (исследования проводились трижды в течение пяти лет) установлено, что на шельфе в районе дельты реки Кламат газовые источники активизировались в результате землетрясения 1980 г. (магнитуда 7,0) и впоследствии их деятельность постепенно угасала. Съемкой локатором бокового обзора в прибрежье Юрика были закартированы кратеры («покмарки»), имеющие поперечные размеры в среднем около 8 м. Они обнаружены в верхней части континентального склона при глубине воды 450–500 м. Предполагается, что их образование связано именно с разгрузкой газа на дне, так как они приурочены к зоне акустических аномалий, характерных для газонасыщенных осадков [157–159].

Континентальная окраина Каскадия представляет собой зону конвергенции литосферных плит Хуан де Фука и Северо-Американской.

Субдукция, начавшаяся в эоцене, в результате аккреции осадочной толщи бассейна Каскадия привела к наращиванию континентального склона в западном направлении. Турбидитовые и пелагические отложения в бассейне Каскадия у подошвы континентального склона достигают мощности 3–4 км. Поскольку поверхность срыва («деколlement») между аккреционной призмой и субдукцирующей плитой может находиться на разной глубине, аккреции подвергается от поло-

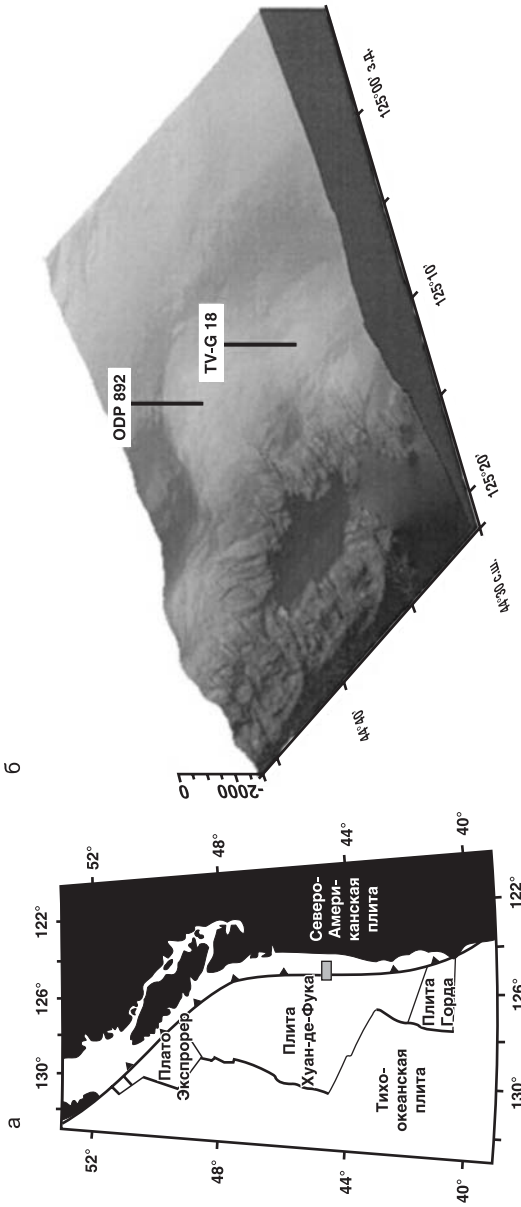


Рис. 81: а – современные границы плит на северо-западной континентальной окраине Северной Америки. Рамкой выделена рассматриваемая область; б – региональная батиметрия первого и второго аккреционных хребтов в субдукционной зоне Каскадия, показывающая участок 892 Программы Океанского бурения и участок TV-G 18 (44°34.23' с.ш.; 125°08.89' з.д.) хребта Гидрат, где в рейсе 110-1а НИС «Санта-крус» были выделены плотные газогидраты, переслоенные аутигенными карбонатами [158]

вины до почти полной мощности осадочной толщи в зависимости от местоположения. Сжатие этой толщи (тектоническое уплотнение) обуславливает выдавливание флюидов в направлении океанического дна и при их достаточной газонасыщенности может способствовать формированию гидратов в зоне стабильности и обуславливать появление отражающего горизонта BSR (рис. 82) [197, 213, 214].

На основании материалов многоканальной сейсморазведки, съемки локатором бокового обзора, наблюдений с подводных аппаратов, пробоотбора и геотермических измерений предполагается, что континентальная окраина Каскадия в прибрежье о. Ванкувер характеризуется рассредоточенной разгрузкой флюидов на дне, тогда как в прибрежье Орегона преобладает сосредоточенная разгрузка, подтвержденная четко установленными выходами флюидов на дне.

Газовые гидраты были вскрыты на станции 892 в прибрежье Орегона. Станция находится в точке с координатами 44°40' с.ш. и 125°06' з.д. при глубине воды 670 м. Она расположена на западном склоне так называемого хребта Гидрат (рис. 81), несколько восточнее слегка выступающего над дном биогерма, связанного, по всей вероятности, с полем разгрузки. На существование поля активной разгрузки флюидов из разломной зоны указывает скопление здесь двустворчатых моллюсков, наличие бактериальных матов, визуально наблюдаемые пузырьки газа (метана) и карбонатизация отложений (рис. 83).

Более того, на этом биогерме измерен расход потока газа из недр в водную толщу, который оказался равным 1 765 л/м² в сутки. Бурением на этой станции пересечены отражающий сейсмический горизонт (на глубине 68 м) и гидрогеологически активная разломная зона (на глубине 105 м) [157, 158, 209, 213, 240, 241].

Вскрытые отложения состоят преимущественно из терригенных алевритовых глин и глинистых алевритов с прослоями песка. В разрезе выделяются две пачки. Верхняя (0–67,8 м) содержит больше прослоев песков, представленных в основном глауконитовыми зернами. Возраст этой пачки – от раннего до позднего плейстоцена. Нижняя пачка (67,8–176 м) содержит существенно меньше песчаных просло-

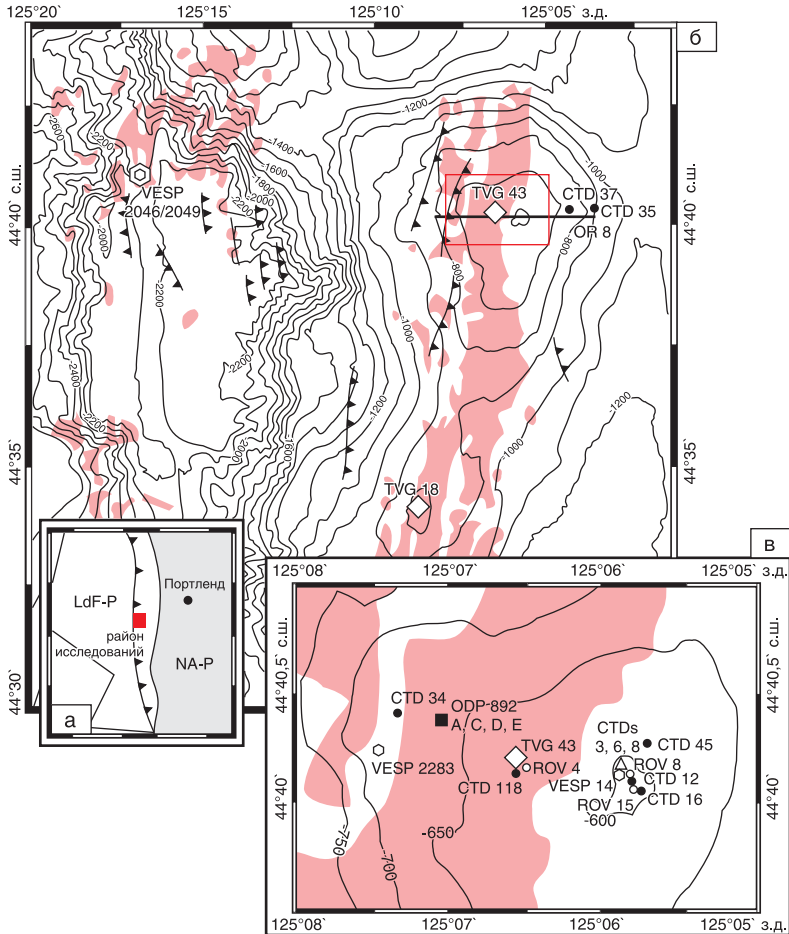


Рис. 82: **а** – тектоническая схема сходящейся границы Cascadia; **б** – батиметрия и области высокой отражательной способности дна (показаны цветом); **в** – места отбора проб и высокая отражательная способность дна:

TVG – станции обозначают телеуправляемые дночерпательные пробы; CTD – калибровочное гидрозондирование; ROV – пробы просачивания флюидов взяты дистанционно управляемым манипулятором с телеуправляемым отборником (VESP); линией показаны сейсмические отражения и OR-8 и участок ODP 892 [239]

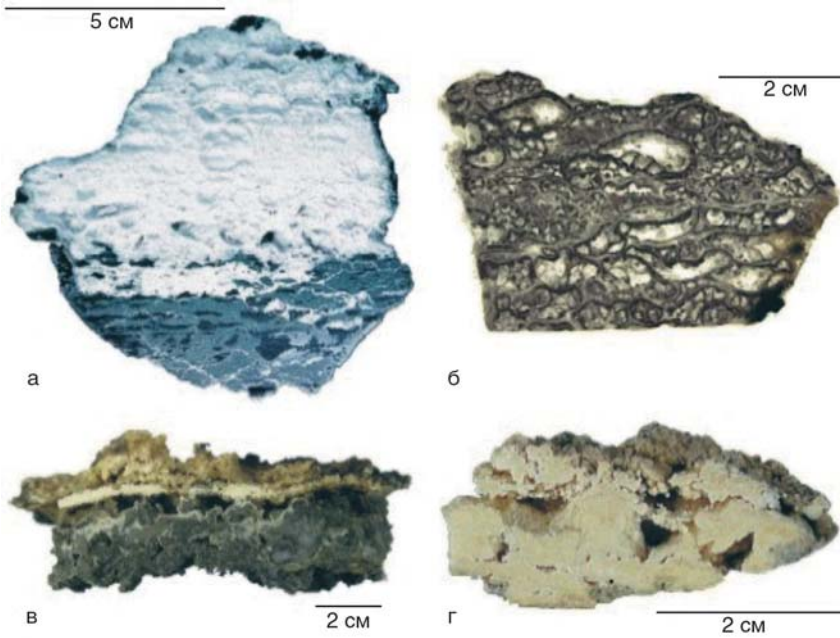


Рис. 83: **а** – плотный белесоватый газогидратный слой параллельного залегания в контакте с вмещающим осадком; **б** – тонкий срез чистого газогидратного слоя, показывающий его глобулярную структуру, повторяющую предшествующие пузырьки газа; **в** – вертикальный разрез через аутигенный карбонатный слой, показывающий более или менее сплошной арагонитовый слой, подстилаемый брекчией, состоящей из обломков, сцементированных кальцитом магнезия; **г** – чистый арагонитовый осадок, восстановленный внутри плотного белого газогидратного слоя; поверхностная морфология карбоната частично очерчивает пузырьковую структуру, показанную в (**б**) [158]

ев, меньше глауконита и биогенного кремнезема; для нее характерна сильная трещиноватость и разрывы слоев. Возраст нижней пачки – позднеплиоценовый.

Газовые гидраты визуально наблюдались в верхней части разреза (от 2 до 17 м ниже дна) в виде плоских кристаллов длиной 1–1,5 см; в виде кристаллических агрегатов, большей частью распределенных

нерегулярно, пятнами; в виде характерных тонких слоев или прожилков, параллельных или слабо наклонных к слоистости. Наблюдался также один прослой гидрата толщиной около 2 см, параллельный слоистости. Газ из гидратов состоит в основном из CH_4 , но содержит 1–10 % H_2S и примеси C_2H_6 и CO_2 [42]. По данным температурных измерений и анализа баланса тепла в гидратосодержащем керне, его гидратонасыщенность составляет не более 10 %. Вместе с тем, мелкодисперсные гидраты можно предполагать, в частности, по результатам измерения хлорности поровых вод, до глубины 68 м в концентрации до 16 % от объема порового пространства (рис. 84).

Изучение структуры и свойств керна, каротажные характеристики скважины, пробуренной по соседству (в 20 м) и геохимические наблюдения позволили выделить во вскрытом разрезе несколько разломных зон на глубинах: 61–68, 83–90, 106 и 116–147 м.

По данным температурных измерений *in situ*, на станции 892 установлено линейное повышение температуры с глубиной – температурный градиент составляет около $5,1\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Вместе с тем обнаружено аномальное значение температуры на глубине 54,0 м, превышающее зна-

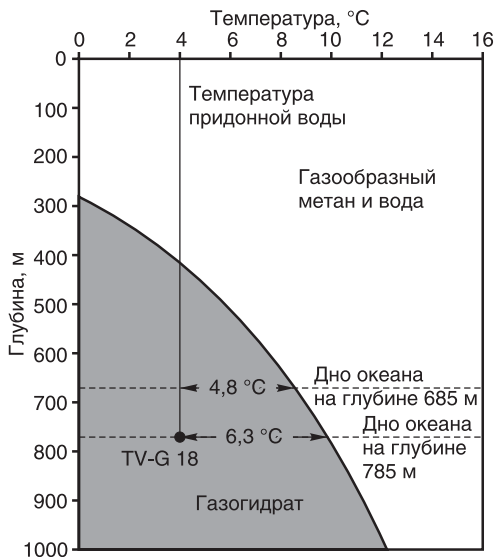


Рис. 84. Диаграмма устойчивости для газогидратов, извлеченных со станции SO110-TV-G 18 на глубине 785 м под водой. Температура придонной воды $4,06\text{ }^\circ\text{C}$. Кривая устойчивости представляет соотношение Слоана (1990) для наличия 97,4 % CH_4 и 2,6 % H_2S в газовой фазе, скорректированное по солености морской воды ($\text{Cl} = 555\text{ ммоль}$) [158]

чения, устанавливаемые по градиенту $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Эти аномалии являются характерным признаком адвекции теплых флюидов – они совпадают по положению в разрезе с зонами разломов, выделенными по каротажу (рис. 85).

На рис. 85б концентрация хлорида в близкорасположенных образцах поровой воды соответствует профилю температуры на рис. 85а. Очевидное расхождение глубин на двух графиках вызвано сжатием керна, необходимым для закрытия пустот, образующихся при расширении газа в промежутке времени между инфракрасной съемкой и взятием образцов поровой воды. Это может вызвать расхождение около одного метра между глубинами, зарегистрированными рельсовыми инфракрасными температурными сканерами, и глубинами, записанными для образцов керна [246].

Таким образом, бурением в прибрежье Орегона установлена связь гидратообразования с зоной сосредоточенной разгрузки газосодержащих флюидов, очевидно, отжимаемых из аккреционной призмы.

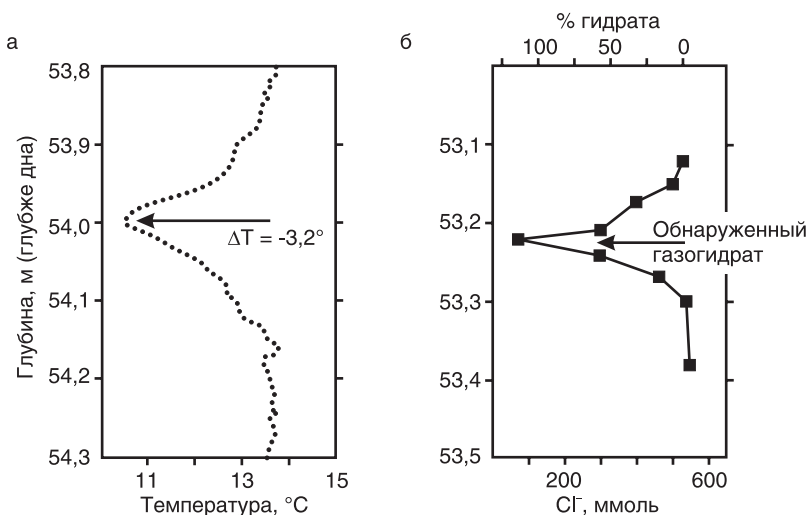


Рис. 85. Профиль температуры, полученный с инфракрасного снимка с холодным пятном (из керна 1245С-7Н-5)

Главными задачами бурения в прибрежье о. Ванкувер было выяснение природы хорошо развитого здесь отражающего сейсмического горизонта (на глубине около 245 м) и характеристика рассредоточенного потока флюидов из аккреционной призмы. Бурение проводилось на двух станциях (889 и 890) при глубине воды 1 326 и 1 337 м соответственно. Основные результаты получены на станции 889. Ее местоположение было выбрано в стороне от разломных зон, чтобы (в отличие от станции 892 в прибрежье Орегона) исключить влияние концентрированного потока флюидов (рис. 86) [111, 112, 245].

На рис. 86 черный цвет – большая положительная амплитуда; серый – положительная амплитуда; белый – большая отрицательная амплитуда. Прозрачные слои показывают зоны с различным содержанием газогидратов, оцененных, как описано в тексте. Красные вертикальные линии показывают скважины, пробуренные в течение Leg 204; расстояние между отметками на них – 75 м. АС – вершина сильно деформированных осадков расширяющегося комплекса; В – грубозернистый сейсмический горизонт, богатый газогидратами на участке 1246; А – сейсмический горизонт, интерпретируемый как стратифицированная зона, вдоль которой богатые метаном флюиды мигрируют от расширяющегося комплекса к южной вершине [246].

Скважиной 889А вскрыты отложения позднеплиоцен-плейстоценового возраста, представленные в верхней 128-метровой толще гемипелагическими илами и турбидитами склоново-бассейнового комплекса, а в нижней толще (до забоя на глубине 345 м) – аккреционным комплексом.

Визуально газовые гидраты на станции 889 не наблюдались, но об их возможном присутствии в разрезе свидетельствуют некоторые признаки.

Во-первых, это результаты измерения температуры в керне, сделанные сразу после его подъема – керн с глубины 220 м имел температуру минус 1,4 °С. Это почти на 10 °С ниже температуры, измеренной в соседних кернах. Трудно объяснить такое понижение температуры какой-либо другой причиной, кроме разложения гидратов. При этом, по оценке участников рейса [42], гидраты должны были заполнить не менее 8 % порового пространства.

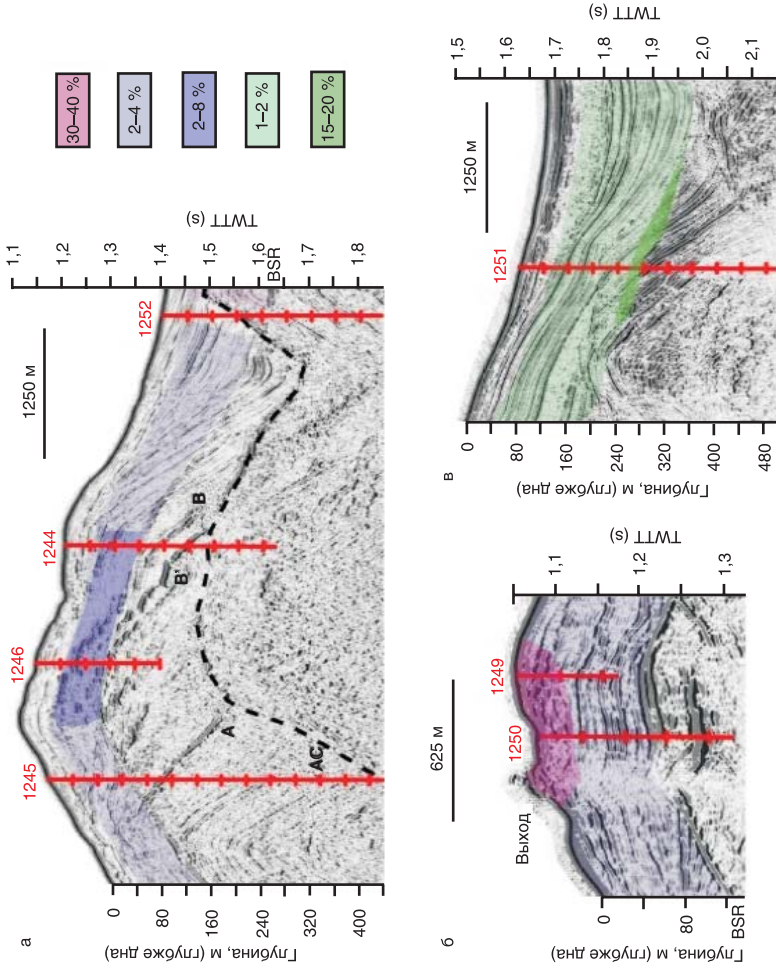


Рис. 86. Профили, выделенные из трехмерных сейсмических данных

Во-вторых, наблюдение на сейсмической записи протяженного, ярко выраженного отражающего горизонта на глубине (276 мс или около 225 м), близкой к расчетной глубине подошвы зоны стабильности гидратов, образованных из метана и морской воды.

В-третьих, сильное опреснение образцов поровой воды, отжатых из отложений с глубины 130 м и ниже – хлорность уменьшается от 19,5 г/л вблизи дна до 12,9 г/л в интервале от 130 м до забоя (рис. 87). Верхний снимок показывает отражательную способность морского дна, полученную по данным с донного буксируемого локатора бокового обзора. Линии показывают положение двух сейсмических профилей, извлеченных из трехмерного массива сейсмического отражения, «х» показывает положение участков Программы Океанского бурения (ODP). Цифры на снимках с локатора и сейсмических изображениях

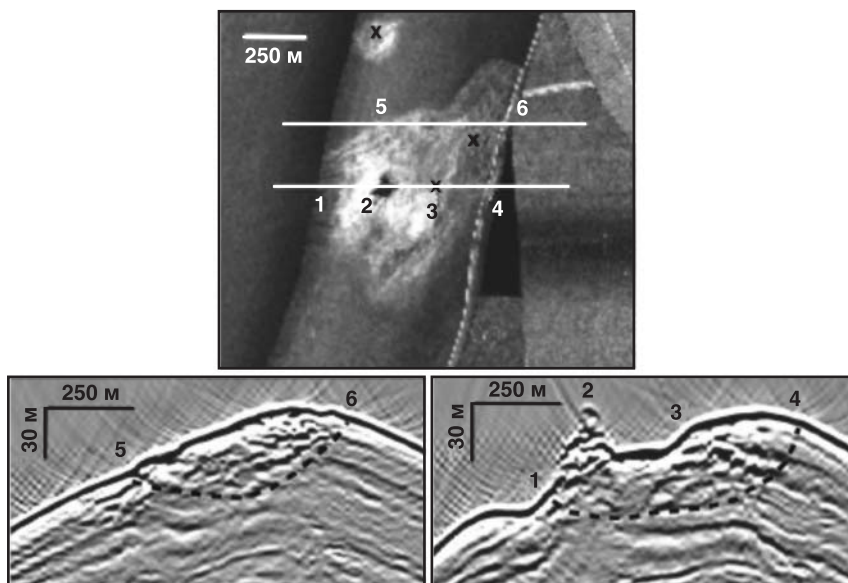


Рис. 87. Корреляция между отражательными способностями морского дна и подповерхностного слоя вблизи вершины

маркируют одинаковые точки. Наивысшие значения отражательной способности связываются с карбонатным пиком. Пятнистая структура отражательной способности как морского дна, так и подповерхностного слоя ассоциируется с наличием плотного гидрата [246].

ГЛАВА 12. РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАНА В ОБРАЗОВАНИИ ГАЗОГИДРАТОВ НА ПРИМЕРЕ ГАЛАПАГОССКОГО РИФТА

Наиболее выразительным с точки зрения как геодинамического развития, так и гидротермальной деятельности можно считать район Панамской котловины, расположенный в зоне Галапагосского рифта, который одновременно является и экваториальной областью необычайно высокой биологической продуктивности.

В целом Галапагосский рифт представляет собой молодую структуру раздвижения широтного простирания, имеющую в плане форму клина с острием, направленным на запад. В тектоническом плане это типичная структура рифта с «живым» участком в районе впадины Хесса, где рифтовый комплекс выражен особенно четко (рис. 88).

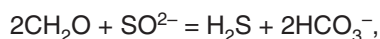
Западная часть Галапагосского рифта, где находится впадина Хесса, лежит между точкой тройного сочленения и 98° з.д. и характеризуется сильно расчлененным рельефом, представленным узкими впадинами и крутыми хребтами.

Гидротермальное поле Галапагосского рифта простирается, по меньшей мере, на 27 км с востока на запад. Холмы отличаются по высоте от 1 до 20 м с жерлами диаметром до 20–50 м, вокруг которых сконцентрировано биологическое сообщество. Холмы покрыты нормальным нелитифицированным осадком с большой примесью железомарганцевых окислов [10, 199].

Геохимические результаты анализа поровой воды в разрезах скважин отражают процессы гидротермальной деятельности, о чем

свидетельствует содержание ионов SO_4^{2-} , Ca^{2+} , NH_4^+ , Mg^{2+} . Профили этих химических разрезов являются типичными для мест взаимодействия гидротермальных ионов, освобожденных в процессах рудообразования, и их «донорской» деятельностью при взаимодействии с быстро накапливающимися осадками, богатыми органическим веществом.

Уменьшение содержания сульфат-иона и увеличение солёности служит прямым доказательством взаимодействия гидротермального SO_3 с органическим веществом:



а увеличение щёлочности обусловлено осаждением кальцита. На глубине 100 м под дном океана идущие процессы подтверждаются эмиссией газовых пузырьков и интенсивным запахом H_2S .

Сильное обогащение поровой воды ионами Ca^{2+} и Mg^{2+} можно объяснить только взаимодействием гидротермальной воды с осадками, а ^3He , Mn , Mg и CH_4 являются лучшими индикаторами гидротермальных источников, разбавленных окружающей водой.

Как уже отмечалось, Панамский бассейн соответствует экваториальной области необычно высокой биологической продуктивности. Апвеллинговые океанические течения приносят богатую питательными веществами глубинную воду к поверхности океана. Впоследствии в регионе формируются пелагические отложения, состоящие главным образом из известковых и кремнистых остатков планктона. Такие терригенные породы, как глина и кварц, составляют основную часть отложений в Панамском бассейне и ограничены, скорее всего, северной и восточной окраинами.

Толщина осадочного выполнения Панамского бассейна в основном не превышает 600 м, и только в отдельных впадинах северной и восточной окраин континента она может достигать 2 000 м. Общий тепловой поток в Панамском бассейне остается равномерным и не превышает 2 ЕТП, в то время как геотермические градиенты сильно отличаются вблизи скв. 501/504. Максимальная температура на контакте с основанием составляет примерно 59 °С, тогда как средняя

температура на дне океана не превышает 2,5 °С, а толщина отложений – 234 м. В северной и восточной частях бассейна, где толщина осадочного выполнения достигает 2 000 м, геотермические градиенты колеблются от 0,04 до 0,05 °С/м.

Анализ потока осадочного вещества показал, что большая часть органического углерода находится в мелкозернистых частицах. Примерно в 100 м выше дна океана поток органического углерода составляет 10,5 мг/м в сутки (толщина воды в районе наблюдений 3 856 м). Органический углерод составил 5,2 % осадочного образца. Донные отложения в том же месте содержали 1,7 % органического углерода, что указывает на необычно высокую результирующую скорость накопления этой составляющей в бассейне.

Наибольшая генерация биогенного метана отмечается в местах высокой биологической продуктивности, где сравнительно большие скорости осадконакопления (50 м/млн лет). Самая оптимальная ситуация, благоприятная для генерирования УВ, складывается у подножия континентальных склонов и в верхней части континентального склона Панамы, Колумбии, Эквадора. Установлено, что более высокая степень сохранения $C_{\text{орг}}$ обусловлена повышенными скоростями осадконакопления.

Как уже отмечалось, доставка в нижние слои осадочного выполнения срединно-океанических хребтов и на их периферию продуктов гидротермальной дегазации в виде свободных радикалов CH_3 , H^+ и др. усиливает процесс гидрогенизации органического вещества, сопровождающийся образованием высокомолекулярных углеводородов. Образовавшиеся углеводороды заполняют поровое пространство и трещины осадков на склоне хребтов, а также осадочные ловушки океанского дна, формируя залежи газогидратов.

Большинство батиметрических обстановок в Панамском бассейне удовлетворяет температурным требованиям и давлению в отношении устойчивости газогидратов, за исключением тех регионов бассейна, где отсутствует осадочный покров. Это свидетельствует о возможности газогидратообразования почти на всей площади Панамского бассейна, причем особенно благоприятными являются континентальные склоны

и зоны апвеллинга ОВ. Хотя охват Панамского бассейна многоканальным сейсмическим профилированием недостаточен, существующие записи полностью подтверждают сделанный вывод (рис. 89).

Континентальные окраины Панамы и Колумбии до сих пор считались основными в размещении потенциальных зон гидратов газа, однако имеющийся батиметрический и геофизический материал позволяет предполагать перспективные зоны гидратообразования и на флангах Галапагосского рифта (включая хребты Карнеги и Кокос), где толщина осадочных отложений достигает 500 м.

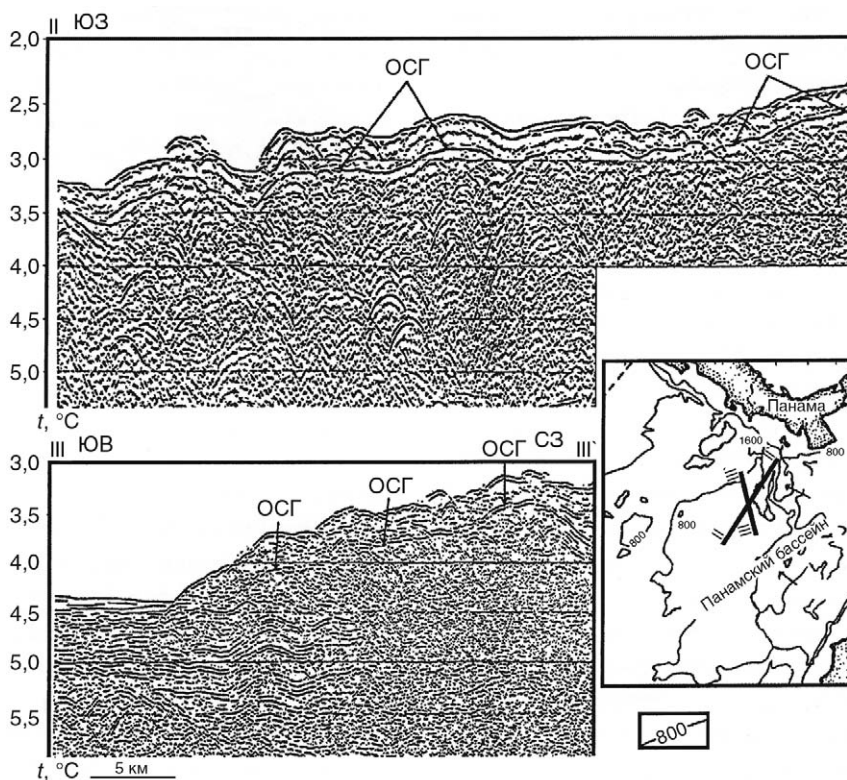


Рис. 89. Сейсмический профиль Панамского бассейна [199]

Модель образования газогидратов в Панамском бассейне представляется следующим образом. Освобожденные продукты дегазации «черных курильщиков» гидротерм разносились донными течениями к флангам рифтовой зоны и берегам континентов, встречая на своем пути донные осадки, богатые органическим веществом, принесенным из зон апвеллинга. Предполагается, что мигрирующие гидротермальные потоки, несущие с собой продукты вторичной дегазации в виде освобожденного метана и его радикалов, при взаимодействии с ОВ захороненных осадков усиливают процесс гидрогенизации ОВ и его генерационный потенциал. Наложение таких мощных процессов, как газовое дыхание гидротерм и поступление ОВ из богатой органикой экваториальной зоны, должно вносить существенные изменения в классическую схему геохимической трансформации ОВ на стадиях седиментогенеза и диагенеза.

ГЛАВА 13. ГИДРОТЕРМЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Южная Шетландская микроплита ограничена с юго-востока рифтом Брансфелда, а с северо-востока – Южным Шетландским желобом (рис. 90). В течение последних 200 млн лет вдоль Антарктического полуострова происходила субдукция. Доказано, что последний максимум активности эпизодически возникающего островодужного вулканизма вдоль Южного Шетландского желоба приходится на период 30–20 Ма [225].

Несмотря на то что субдукция продолжалась, по крайней мере, до 4 Ма, здесь не было дугового вулканизма моложе 20 Ма. Считается, что субдукция вдоль Антарктического полуострова существенно замедлилась или совсем прекратилась около 4 Ма в силу прекращения спрединга Антарктического хребта Феникс. Современный не являющийся дуговым вулканизм связан с расширением пролива Брансфелд [206].

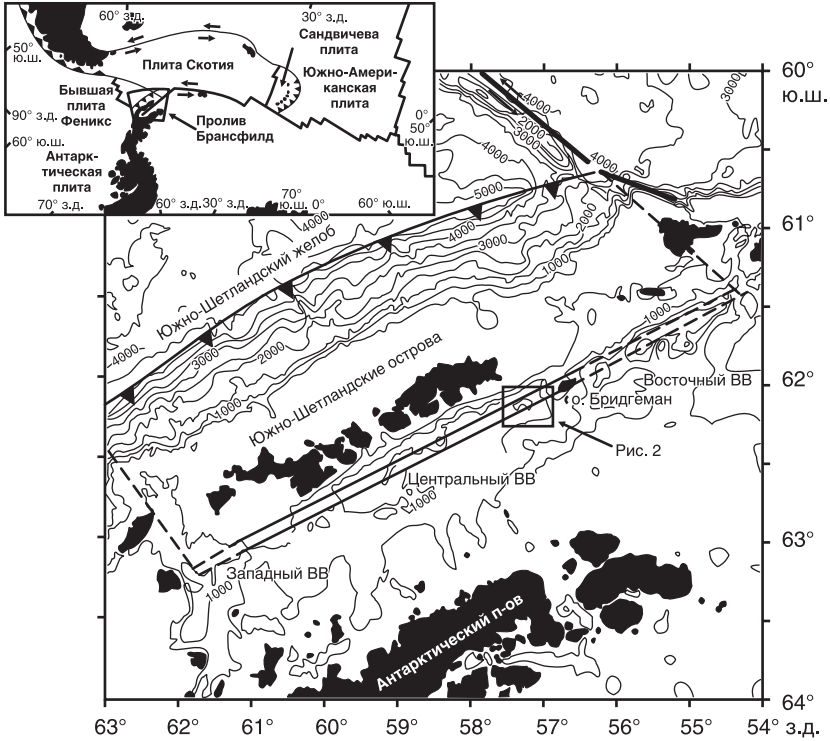


Рис. 90. Региональная тектоническая схема с основными границами сходящихся и расходящихся плит моря Скотта между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом. Исправлена по тектонической карте дуги Скотта (Британская Антарктическая Служба, 1985). Батиметрическая карта Южного Шетландского блока с основными границами плит: рифтовая зона Брансфельдского бассейна между разломными зонами Хероу и Шеклтон (SFZ) ограничивает микроплиту с юго-востока, а Южный Шетландский желоб отмечает границу бывшей плиты Феникса. Батиметрия показана по Sandwell and Smith (1995). Рамкой ограничена область хребта Хука, показанная на рис. 91 [157]

Между активными субэзральными вулканами, островами Десепшн и Бриджман Центрального бассейна Брансфелда находится грабен, образованный крутым нормальным сбросом, в особенности, на его северо-западной границе с Южно-Шетландскими островами. Помимо вулканизма [231] и связанных с ним явлений имеется множество признаков активного расширения пролива Брансфелда. Такие признаки основываются на сейсмической активности [226], действии сейсмического отражения [179], утончении коры, позитивной магнитной аномалии и больших негативных гравитационных аномалиях [180]. Недавние измерения в высокоточной геодезической сети GAP (Geodetic Antarctic Project) показали, что в настоящее время раскрытие пролива Брансфелда происходит со скоростями $11 \text{ мм/год} \pm 3 \text{ мм}$ (рис. 91).

Центральный бассейн Брансфелда имеет длину около 200 км и ширину около 40 км. Наибольшая глубина бассейна составляет около 2 000 м в плоскодонном бассейне Кинг Джордж к юго-востоку от острова Кинг Джордж. К юго-западу от острова Десепшн находится Восточный бассейн (рис. 92). На северо-востоке от Центрального бассейна Брансфелда расположен более глубокий Восточный бассейн с глубиной более 2 500 м в центральной части. Подводная морфология Центрального и Восточного бассейнов Брансфелда наблюдалась с помощью батиметрической косы, в результате чего было подробно закартировано шесть крупных вулканических сооружений (поименованных А–F), протянувшихся вдоль оси бассейна [185].

Образцы породы, поднятые с подводных гор в бассейне Брансфелда, представляют собой молодые стекловидные пузырчатые базальты, химический состав которых аналогичен составу других задуговых бассейнов Тихого океана. Ловер с соавторами [205] считают, что спрединг морского дна в проливе Брансфелда происходит иначе, чем это обычно принято в задуговых бассейнах и срединно-океаническом хребте. Здесь нет ни активной дуги, ни подвигающейся плиты, соскальзывающей в мантию. Четвертичный вулканизм в проливе Брансфелда отмечен не только вдоль единственной оси рифта. Эти авторы предполагают, что имеется, по крайней мере, четыре параллельные линии

активного и зачаточного вулканизма. Детальная топография морского дна показывает, что линейные магматические интрузии, возможно, заполняют продольные трещины, возникающие в результате растяжения коры. Как считают Баркер и Остин [153, 154], расширение сдвигается с северного шельфа бассейна к юго-восточному.

В рейсе НИС «Поларстерн» ANT-XV/2 (9 ноября 1997 – 11 января 1998) было проведено междисциплинарное изучение обмена веществом и циркуляции флюидов на четырех активных границах плит

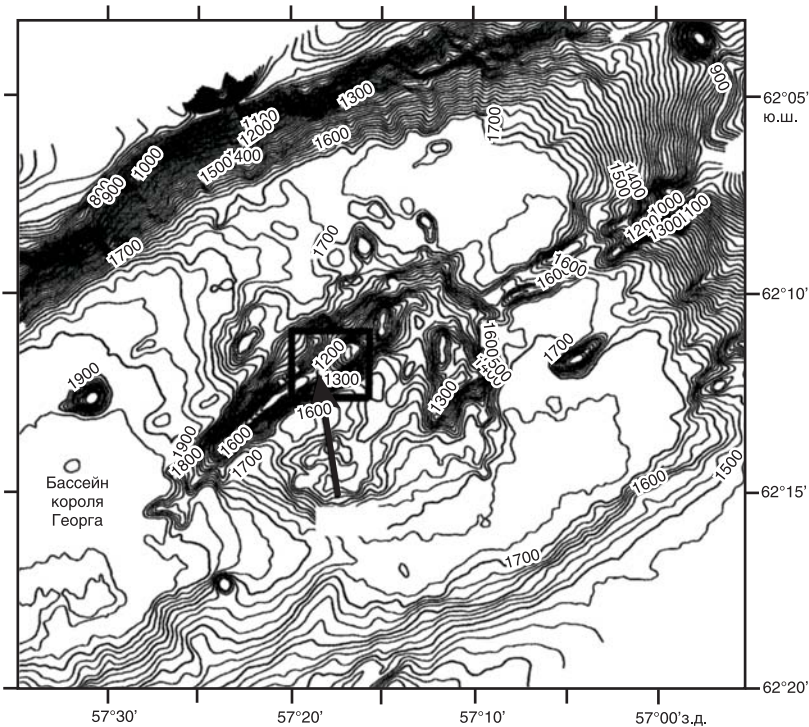


Рис. 91. Батиметрическая карта области хребта Хука к юго-востоку от о. Бриджмана, построенная по данным SEABEAM из Lawver et al. (1996). Рамкой показана область, детально изученная для определения гидротермальной активности (рис. 93) [157]

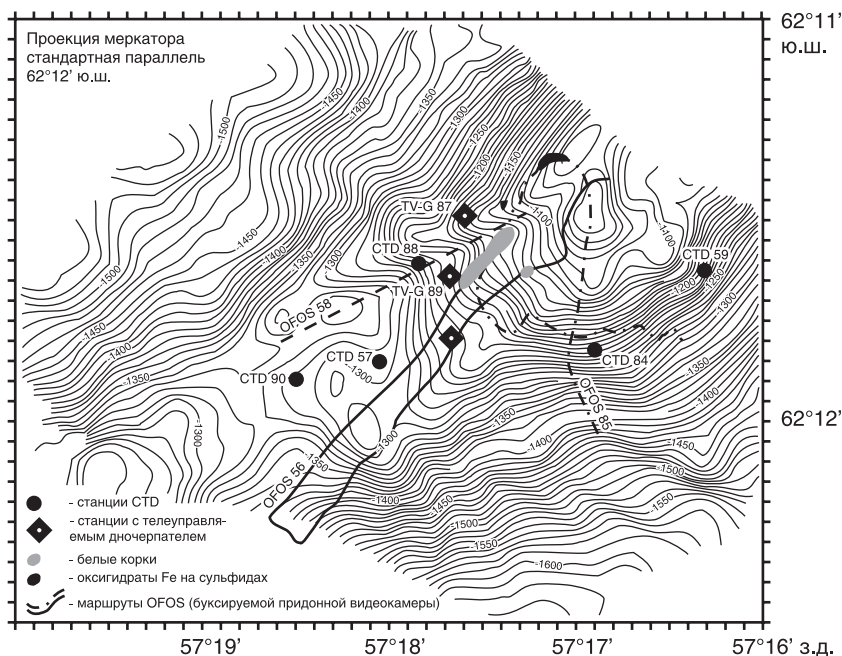


Рис. 92. Подробная карта северо-западного склона хребта Хука, показывающая CTD и TV-черпательные станции, а также линии пути OFOS, включая видеонаблюдения. Батиметрические данные получены из гидроскребковых измерений ANT-XV/2 [157]

в море Скотиа. Исследования проводились в районе Южной Сандвичевой плиты, на северной островодужной дуге и вдоль задугового хребта (хребет Восточная Скотиа) и на границах Южной Шетландской микроплиты в преддуговом желобе и Брансфельдском рифте.

В проливе Брансфельда изучение было сконцентрировано на областях гидротермальной активности. При исследовании таких областей, обнаруженных Клинкаммером и Чином с соавторами [169], были использованы комбинация теленаблюдений, записей придонной температуры и мониторинг метана в придонном столбе воды (рис. 93).

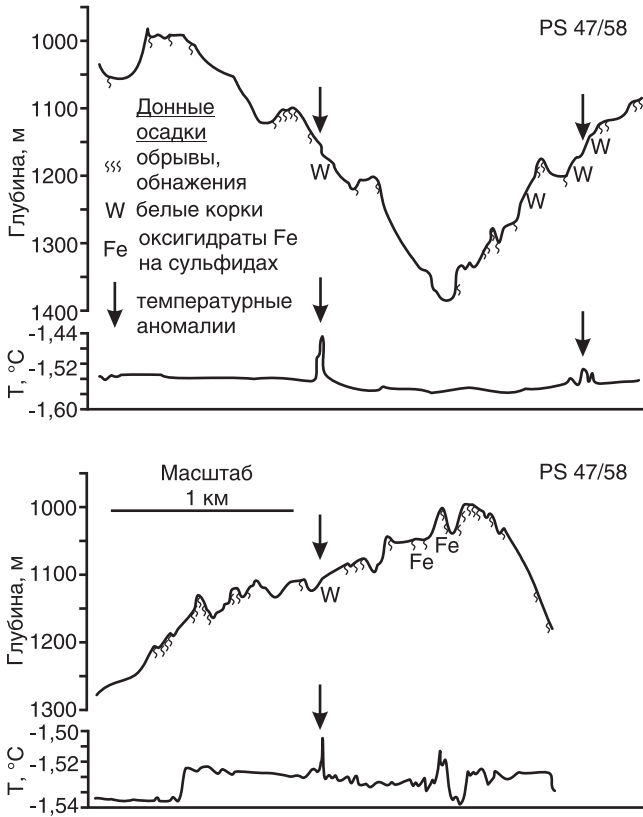


Рис. 93. OFOS наблюдения вдоль линии между станциями PS47/65 и PS47/58. Глубины и температуры – из данных CTD, установленных на салазках [157]

Первые данные по гидротермальной активности были найдены в осадках восточной части бассейна Кинг Джордж. Термогенные углеводороды были образованы низкотемпературным (<150 °C) гидротермальным взаимодействием внутри богатых органикой осадков и адвекцией флюидов из более глубоких слоев [239]. Более поздние данные получены из оценок содержания $\delta^3\text{Ne}$ в столбе воды. Более

высокие потоки тепла с величинами, типичными для регионов с активной гидротермальной циркуляцией [206], были зафиксированы в центре бассейна. Всестороннее исследование гидротермальных плюмов в водной толще было проведено на многих участках в проливе Брансфелда.

Гидротермальные сигналы наблюдались, по крайней мере, в трех местах вдоль хребта Хука (Ловер [206] назвал D1, D2 и D3 «тремя сестрами») и на небольшой вулканической структуре на востоке сооружения С (Клинкхаммер [169] назвал его Маленьким вулканом).

На хребте Хука концентрации метана измерялись погруженными STD-зондами. Как правило, интерпретация распределения метана в водной толще зависит от гидрографической ситуации и динамики области исследования. В течение сезона наблюдений водная толща пролива Брансфелда, как показала зависимость потенциальной температуры от плотности, характеризовалась глубокой конвекцией, а также вентиляцией, доказанной высоким содержанием кислорода. Насыщение окружающей придонной воды пролива Брансфелда соответствует концентрациям метана 70–90 нл/л. В этих относительно недавно сбалансированных водах уровень концентрации метана выше 100 нл/л указывает на дополнительный источник активных флюидов, поступающих через морское дно. Такой эффект был явно обнаружен на трех станциях на вершине гребня хребта Хука. Адвекция истекающих гидротермальных флюидов наиболее очевидна по измерениям в точке PS47/57, где концентрация метана ниже глубины воды 1 180 м непрерывно возрастала до 260 нл/л непосредственно над дном. Похожий придонный максимум около 130 нл/л обнаружен выше, к северо-востоку, на станции 88, тогда как измерения гидрозондом на сайте PS47/90 показали обособленный слой воды с повышенной концентрацией метана, до 180 нл/л на глубине 1 000–1 040 м (рис. 94). Основываясь на различных уровнях концентрации метана и их различном распределении по глубине, нельзя приписать эти аномалии единственному источнику выхода. На сайтах PS47/59 и PS47/84 на юго-восточном борту хребта с помощью гидрозондов обнаружены пониженные концентрации метана, поэтому считается, что источник выхода расположен ближе к вершине гребня хребта.

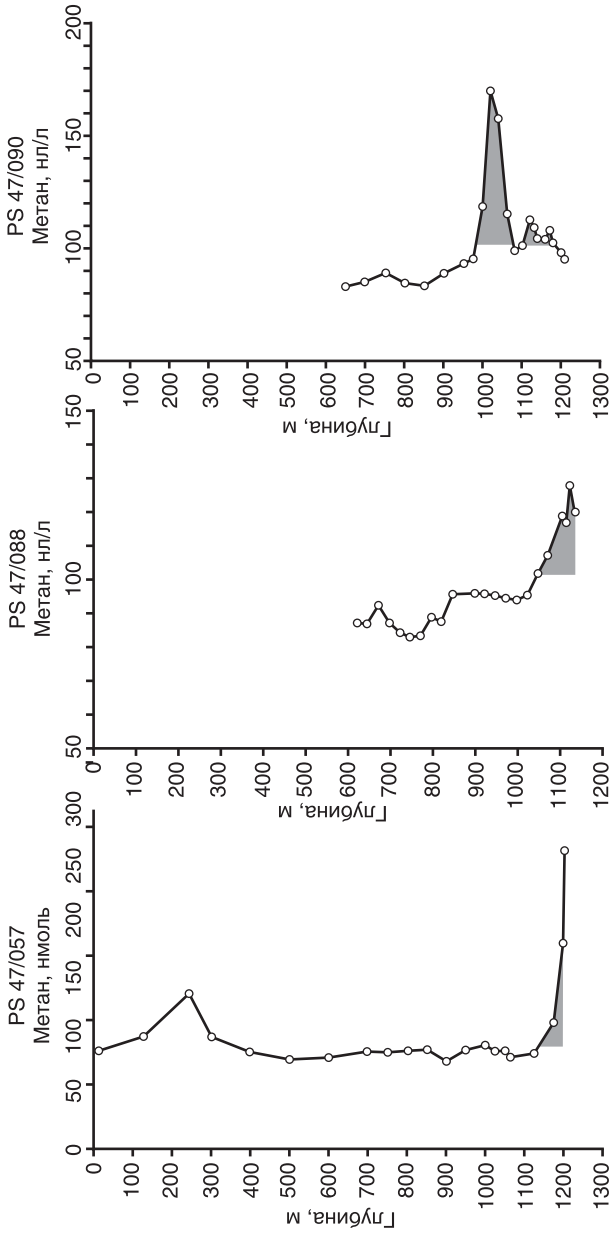


Рис. 94. Концентрация растворенного метана из трех STD зондов на гребне хребта Хука (точки отбора показаны на рис. 92) [157]

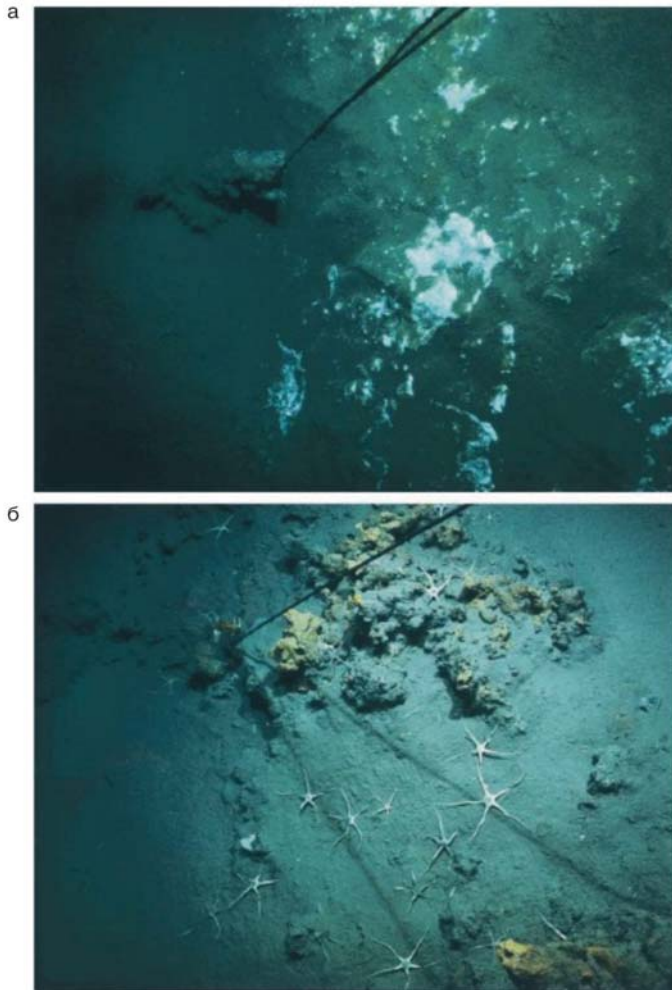


Рис. 95. Фотографии морского дна, сделанные камерой на телеснях на хребте Хука:

- а** – белый неорганический осадок, вкрапленный в породу, из OFOS PS47/56;
- б** – фотография дна, показывающая небольшие нерегулярные блоки, покрытые оксигидроксидами железа вблизи вершины хребта Хука (станция OFOS PS47/85) [157]

Для наблюдения особенностей морского дна, характерных для гидротермальной активности, были проведены три OFOS-съемки. Эти съемки охватывали область гребня хребта на глубинах от 950 до 1 400 м. Удивительно, но большая часть морского дна была покрыта мягкими осадками, а вулканические выходы встречались только на морфологически крутых бортах небольших плато. Первый проход OFOS (PS47/56) начинался сверху хребта Хука, спускался вниз по склону с северо-востока на юго-запад, пересекал линию простирания гребня хребта под острым углом и возвращался на параллельную линию.

Во время этого погружения явная температурная аномалия $>0,1$ °C внутри небольшой ограниченной области была записана в памяти CTD-зонда. Температурная аномалия на меньшем протяжении была обнаружена в том же диапазоне глубин воды (от 1 200 до 1 125 м) на обратном пути. Вдоль обоих проходов в этом интервале глубин отмечалась белая корка на покрытом осадками дне (рис. 95а). Подобные участки беловатых выделений наблюдались во время погружения OFOS PS47/85 при пересечении той же области. На более мелких участках к северо-востоку наблюдались красно-коричневые покровы гидроокисей железа, похожие на выветренные сульфидные структуры (рис. 95б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований удалось осветить ряд актуальных вопросов, касающихся образования и распространения газогидратов морей и океанов.

1. В свете стоящей перед человечеством энергетической проблемы и сокращения запасов углеводородов отмечено, что обнаружение газогидратов на океанском дне приобретает особое значение.

В силу неустойчивости и специфики залегания газогидратов отмечено, что их добыча является весьма проблематичной и скорее относится к технологиям будущего. Тем не менее, ввиду ограниченности общих запасов углеводородного сырья во всем мире газогидраты морей и океанов привлекают все большее и большее внимание.

В настоящее время идет интенсивное освоение шельфовой зоны в связи с добычей углеводородов и строительством трубопроводов по дну морей и других водоемов. Наиболее остро стоит проблема проведения инженерных работ в неконсолидированных осадках и исследование устойчивости подводных склонов. Проблема обеспечения надежного функционирования подводных сооружений ставит совершенно новые задачи перед инженерами и разработчиками. Одна из сложнейших инженерных проблем в условиях нестабильности газогидратных отложений на морском дне – это эксплуатация морских месторождений, постройка нефтяных платформ и прокладка трубопровода.

2. Особое внимание уделено гидротермальной деятельности океана и возможности образования газогидратов. Были учтены все последние океанологические и экспедиционные исследования в этой области. Установлено, что одним из наиболее перспективных направлений в исследовании дна океана является изучение гидротермальных полей в наиболее активных районах океанского дна – в рифтовых зонах, где происходит раздвижение океанского дна, подъем к его поверхности глубинного вещества и формирование новой коры. Гидротермальная активность в этих регионах имеет и другое важное, но не столь очевидное на первый взгляд следствие – образование углеводородов в форме газогидратов.

Реальность расчетов возможного синтеза метана и водорода проверялась непосредственным изучением гидротермальных систем с активными «черными курильщиками», связанными с выходом серпентинизированных пород к поверхности дна (гидротермальные поля Срединно-Атлантического хребта – поля Рейнбоу, Логачев).

3. Значительное место в монографии отведено построению модели океанической коры, процессам серпентинизации океанической коры и геохимии этого процесса, где высокая сейсмичность и тепловой поток срединно-океанических хребтов свидетельствуют о современном развитии астеносферы, приведшем к гидратации пород океанической коры в зонах растяжения литосферных плит. Было выяснено, что при серпентинизации происходит интенсивное выделение углеводородов, а условия конвекции воды в пористых средах способствуют образованию газогидратов в приповерхностных слоях океанической коры, а также в процесс гидратообразования вовлекается углекислый газ, растворенный в морской воде.

4. Большое внимание в работе уделено флюидному режиму верхней коры. Предложенная модель коровых волноводов является компромиссным вариантом, который позволяет разрешить трудности различных концепций (органической и неорганической) и сохранить позитивные результаты каждой из них. Фактически предлагается принципиально новая концепция флюидного режима в коре. В частности, она позволяет прояснить наиболее слабое звено в теории органического происхождения нефти, а именно механизм концентрации УВ. Было установлено, что существование волноводов приводит к периодическим вертикальным движениям флюидов вверх и вниз как в вышележащие, так и в нижележащие слои. Эти движения не только «промыывают» весь осадочный покров, но и способствуют концентрации УВ. В итоге УВ, рассеянные первоначально по всему объему осадочного покрова, концентрируются в ограниченных зонах, образуя скопления.

Было показано, что волноводы не могут находиться в состоянии покоя. Они совершают колебательные или волновые движения, периодически сжимаясь и расширяясь. Главное геологическое следствие этих колебаний заключается в вынужденном круговороте флю-

идов в верхней коре, который охватывает все области континентальной коры, где существуют волноводы, т.е. достаточно большие пространства. Он не требует никакой дополнительной энергии, поскольку сам вызван тектоническими силами, уже обладающими колоссальной энергией. Поскольку все флюиды (в том числе и водные) являются очень агрессивными агентами, то указанный круговорот качественно влияет на многие геологические процессы, осуществляя транспорт вещества верхней коры, его преобразование и концентрацию. Характерный период колебаний цикла волноводов равен длительности самой продолжительной фазы (фазы компакции). Это примерно 10^3 – 10^4 лет.

Предлагаемая концепция объясняет происхождение многих нетрадиционных месторождений нефти и газа в кристаллическом фундаменте и консолидированных осадочных породах.

Термодинамические условия волноводов таковы, что растворимость углеводородов в воде в них резко увеличивается. Это создает предпосылки для концентрации углеводородов.

5. Большое внимание в монографии уделено модели тепловой конвекции. Тепловая конвекция действует в условиях сильного нагрева, при температурах, значительно превышающих температуру устойчивого состояния газогидратов. В кровле области конвекции температура близка к температуре дна океана, соответствующей температуре в зоне гидратообразования. Этот механизм, в принципе, может привести к образованию скоплений газогидратов на склонах срединно-океанических хребтов. Наличие холодной опресненной воды способствует данному процессу.

Образование газогидратов при тепловой конвекции связано с некоторыми физико-химическими свойствами пористых сред, которые влияют на равновесие реакции образования газогидратов.

В результате тепловой конвекции морская вода многократно прокачивается через разогретые породы новообразованной коры в рифтовых зонах, приводя к их серпентинизации.

Механизм фильтрации воды при тепловой конвекции отличается высокой интенсивностью на сравнительно небольших расстояниях

и нестабильностью потоков. Постоянно происходит «промывание» всех участков коры (в том числе и малопористых). Это приводит к тому, что, с одной стороны, удаляется избыточная морская соль, которая выпадает при гидратообразовании и препятствует ему, а с другой стороны – действуют другие эффекты, которые также способствуют возникновению газогидратов. Поэтому из чисто теоретических соображений можно ожидать, что газогидраты образуются в значительном количестве в результате гидротермальной деятельности.

Конвективный перенос достигает максимума в осевых зонах растяжения океанической коры и трансформных разломов, где конвекция протекает в турбулентном режиме. Наиболее благоприятной с точки зрения образования месторождений УВ является такая ситуация, когда на океанском дне сосуществуют, чередуясь, две ситуации – с проницаемой и непроницаемой границами. В этом случае выбросы гидротермального газа захватываются на открытой границе, а возникшие УВ могут попасть в ловушку, образованную рядом расположенным осадочным слоем. Благоприятными можно также считать ситуации, когда осадочный слой разорван разломом, по которому морская вода засасывается в пористый слой. К благоприятным факторам относятся умеренные землетрясения в районе, покрытом не очень толстым слоем осадков.

6. Существенная роль в работе отводится грязевым вулканам, газогидратам, газовым скоплениям и особенно флюидам в породах с аномально высоким пластовым (поровым) давлением (АВПД), превышающим геостатическое. Было установлено, что большинство грязевых вулканов сосредоточено вдоль крупных тектонических зон в пределах Альпийской и Центрально-Азиатской складчатых областей.

Генетическое родство газогидратов и грязевых вулканов позволяет производить их сравнительный анализ. Зная режим действия грязевых вулканов, их особенности и производительность, можно получить информацию о происхождении и эволюции углеводородных месторождений. Эта информация может быть использована для прогноза и поиска новых месторождений и изучения возможности регенерации уже отработанных месторождений. Например, можно получить

информацию об интенсивности заполнения месторождений, времени их существования и условиях.

Как установлено, в процессе возникновения и развития деформаций земной коры важное значение, определяющее сущность явления, имеют глубинные разломы. Обычно выводные каналы (жерла) грязевых вулканов приурочены к наиболее крупным тектоническим разрывным трещинам в земной коре.

Детальное изучение грязевых вулканов методом отраженных сейсмических волн выявило неоднородную картину распространения сейсмических волн через зону грязевого вулкана. При прохождении упругих волн сквозь эту зону происходит затухание их энергии, почти исчезают отраженные волны, в волновой картине преобладает низкочастотная составляющая. При этом качество самой записи сейсмических волн резко ухудшается. Можно говорить о том, что погребенный грязевой вулкан и его брекчия не отражают и не преломляют сейсмические волны.

Примерно до глубины 7 км могут существовать открытые трещины, содержащие растворы и гидродинамически связанные с поверхностными водами. Расположенная ниже зона неустойчивого разрушения ассоциируется с коровыми волноводами и простирается до границы Конрада. Далее вниз по разрезу вплоть до подошвы земной коры располагается область сплошного псевдопластического (иначе – катакластического) разрушения. На границе Мохоровичича геосреда находится в состоянии истинной пластичности и является непроницаемой.

Сходная картина распространенности волноводов отмечается в океанической коре, хотя они более сжаты по вертикали из-за особенностей реологии серпентинитов. Внутри вулканогенно-осадочного слоя коры Атлантического океана пористость волноводных зон может достигать до 41 %. Трещиновато-пористая структура волновода и его насыщение флюидами подтверждаются результатами электромагнитных исследований. Слои с повышенной электропроводностью выделены в среднем на глубинах от 15 до 30 км. Хотя допустимы некоторые отличия по регионам мира, например под Исландией слои с пониженным электрическим сопротивлением обнаружены на глубинах

12–18 км. Объемное содержание флюидов внутри слоев высокой электропроводности достигает нескольких процентов. Движение флюидов в трещиноватых слоях океанической коры связано с эффектом серпентинизации ультраосновных пород.

При моделировании грязевых вулканов грязевая смесь рассматривается как пористая насыщенная среда с вязкодеформируемым скелетом. Такие среды описываются уравнениями компакции.

7. В результате проведенной работы авторам удалось проанализировать все возможные выходы газогидратов, начиная от арктических областей России и заканчивая Антарктидой. Конструктивно анализ возможности образования газогидратов в том или ином регионе строился, прежде всего, на анализе геодинамической ситуации изучаемого региона с использованием физико-математических моделей по изучению флюидодинамики региона, тепловой конвекции и возможности образования газогидратов.

Подробно была рассмотрена возможность образования газогидратов в пределах Черноморской впадины. Работа проводилась в связи с проектом прокладки газопровода по дну Черного моря. В работе впервые предложена флюидодинамическая модель, объясняющая возможность образования газогидратов в условиях развития грязевого вулканизма. Грязевые вулканы, диапировые складки, газовые выходы (seep) Черноморской впадины являются общепризнанными нефтегазопроисковыми критериями.

Особенно подробно была рассмотрена возможность образования газогидратов в условиях Арктического шельфа. Отмечено, что на границе Баренцева и Норвежского морей выявлено крупнейшее из известных в настоящее время скоплений газогидратов на дне океана. Для понимания генезиса указанного образования газогидратов был проведен геодинамический анализ данного региона, современная ситуация в котором определялась взаимоотношением континентальной коры западной окраины Баренцева моря и океанической коры Норвежско-Гренландского моря. Было определено, что термодинамический режим дна Северного Ледовитого океана соответствует условиям образования гидратов практически во всей его

акватории. Считается, что наиболее перспективными в этом отношении являются участки сочленения арктических шельфов с материковыми склонами.

Исследованная модель тепловой конвекции в пористых средах показала, что по своим параметрам она согласуется с гипотезой, что массоперенос в результате тепловой конвекции более чем в 3 000 раз превышает массоперенос ювенильных флюидов.

Анализ Северо-Тихоокеанского сектора показал, что в пределах Командорской котловины и сдвиговой западной части Алеутского желоба выявлены зоны сейсмоамплитудных аномалий, связываемые с предполагаемыми скоплениями газа в осадочном чехле. Наиболее перспективными областями являются Наваринский бассейн в северной части Командорской котловины, западное окончание Алеутского желоба и Камчатско-Командорский осадочный бассейн.

Аналогичные процессы протекают в тыловых зонах островных дуг, где имеет место вторичный спрединг и формирование окраинного моря. Восходящие потоки мантийного вещества в тыловых зонах раздвигают океаническую кору, создавая в ней структуры трансформных и листрических разломов.

В связи с этим была рассмотрена более подробно возможность формирования залежей УВ в схожей геодинамической ситуации на о. Сахалин и прилегающей к нему акватории Охотского моря, а также в районе Алеутской гряды.

Довольно подробный анализ авторам удалось провести по западным окраинам Северной и Центральной Америки, где характерными чертами региона являются широко распространенные газопроявления в осадочной толще, устанавливаемые по аномалиям на сейсмических и сейсмоакустических записях и активным газовым источникам на дне.

Геодинамика региона определяется субдукцией, начавшейся в эоцене в результате аккреции осадочной толщи бассейна Каскадия, приведшей к наращиванию континентального склона в западном направлении. Сжатие осадочной толщи (тектоническое уплотнение) было обусловлено выдавливанием флюидов в направлении океанического дна, где их достаточная газонасыщенность могла способство-

вать формированию гидратов в зоне стабильности и обуславливать появление отражающего горизонта.

Классическим примером формирования газогидратов на океанском дне являются геодинамическая ситуация и гидротермальная деятельность Галапагосского рифта, где большинство батиметрических обстановок в Панамском бассейне удовлетворяет температурным требованиям и давлению в отношении устойчивости газогидратов, за исключением тех регионов бассейна, где отсутствует осадочный покров. Это свидетельствует о возможности газогидратообразования почти на всей площади Панамского бассейна, причем особенно благоприятными являются континентальные склоны и зоны апвеллинга ОВ.

Не менее интересными оказались исследования в районе Южной Сандвичевой плиты, на северной островодужной дуге и вдоль задугового хребта (хребет Восточная Скотиа) и на границах Южной Шетландской микроплиты в преддуговом желобе и Брансфельдском рифте (Южная Америка – Антарктида). Первые данные по гидротермальной активности были найдены в осадках восточной части бассейна Кинг Джордж, где термогенные углеводороды были образованы низкотемпературным (<150 °С) гидротермальным взаимодействием внутри богатых органикой осадков и адвекцией флюидов из более глубоких слоев.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАНА В ОБРАЗОВАНИИ ГАЗОГИДРАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ	8
ГЛАВА 2. ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССА ГИДРАТАЦИИ СЕРПЕНТИНИТОВ И СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ	19
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ВЫБРОСОВ ГАЗА НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ДНЕ	25
3.1. Физические свойства газогидратов	25
3.2. Процессы окисления метана и водорода	42
3.3. Образование углеводородных залежей на океаническом дне	45
3.4. Экологические и климатические последствия фазовой неустойчивости газовых гидратов на океаническом дне	47
ГЛАВА 4. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ВЕРХНЕЙ КОРЫ	61
ГЛАВА 5. МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ	74
ГЛАВА 6. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ И УГЛЕВОДОРОДОВ	83
ГЛАВА 7. ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ	86
7.1. Флюидо-динамическая модель образования грязевых вулканов и газогидратов Черноморской впадины	91
7.2. Описание модели компакции грязевых вулканов Черноморской впадины	94
7.3. Геодинамическое развитие Черноморской впадины	98
7.4. Газогидраты и газовые выбросы Черноморской впадины	102
ГЛАВА 8. ВОЗМОЖНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В УСЛОВИЯХ БАРЕНЦЕВА И НОРВЕЖСКОГО МОРЕЙ	109
8.1. Геофизические методы исследования глубинного строения Баренцевоморского региона	113
8.2. Глубинное строение Баренцевоморского региона по комплексу геофизических данных	122
8.3. Нефтегеологическое районирование	142
8.4. Автоколебательная модель флюидного режима Баренцевоморского рифта и влияние разломных зон на процесс газообразования	150
8.5. Геотермический режим изучаемого региона	154
8.6. Современное развитие Баренцевоморского региона	157
8.7. Распределение водных масс в Баренцевоморском регионе	170

Материалы по научно-техническому сотрудничеству

8.8. Геофизические технологии изучения Баренцевоморского шельфа	177
8.9. Распределение нефтяных углеводородов в донных осадках Баренцева моря и Штокмановского месторождения	188
8.10. Геологические предпосылки развития газогидратов в районе Штокмановского месторождения	191
Выводы	197
Рекомендации	200
ГЛАВА 9. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ НА ПРИМЕРЕ АЛЕУТСКОГО БАССЕЙНА И О. САХАЛИН	202
ГЛАВА 10. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ГАЗОГИДРАТЫ ШЕЛЬФА О. САХАЛИН	215
10.1. Роль тепловой конвекции в пористых насыщенных средах при формировании месторождений о. Сахалин	223
ГЛАВА 11. ГАЗОГИДРАТЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ	224
ГЛАВА 12. РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАНА В ОБРАЗОВАНИИ ГАЗОГИДРАТОВ НА ПРИМЕРЕ ГАЛАПАГОССКОГО РИФТА	236
ГЛАВА 13. ГИДРОТЕРМЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ	241
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	251
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	397

The background of the cover is a microscopic image of gas hydrate crystals. These crystals appear as intricate, branching, and somewhat star-like structures. The colors range from a pale, almost white or light yellow at the tips of the branches to a deep, dark brown or black towards the center, creating a sense of depth and complexity. The overall texture is highly detailed and organic in appearance.

**GAS HYDRATES OF SEAS AND OCEANS –
A HYDROCARBON SOURCE OF THE FUTURE**

second edition

**(GAS HYDRATES OF THE WORLD OCEAN:
RESOURCES, ECOLOGY AND DEVELOPING PROBLEMS)**

INTRODUCTION

Gas hydrate is a solid compound of gas and water with ice inclusions. This substance is highly instable and exists within a narrow temperature and pressure range. It occurs on a sea bottom at depths of about 500 m and in Polar Regions under low temperatures. It is generally agreed that the total amount of gas hydrates is enormous and is one-two orders higher than the world's assured oil and gas resources. In this connection, it becomes clear why many countries, like the USA, Japan, India, Norway, Canada and others develop national programs and research centers for investigations of marine gas hydrates. These investigations have yielded reassuring results. Many directors of oil and gas companies consider marine gas hydrate investigations to be an exploring indication for major hydrocarbon fields.

Gas hydrate is a metastable compound. The condition of its existence in nature is close to its phase stability threshold [95–99]. Minor temperature and pressure fluctuations can lead to irreversible decomposition processes that release huge amounts of methane and water into environment generating landslides and downfalls. Because of this, wide spread occurrence of gas hydrates in sea bottom sediments presents not only positive perspectives for the growth of hydrocarbonate resources but also a great industrial and ecological problem. One of the most important engineering problems is exploitation of offshore oil and gas fields, design of oil platforms and pipelining under unstable gas hydrate deposits on a seabed. This kind of challenge arose during the Russia–Turkey pipeline laying.

Owing to their instability and specific character of deposition, production of gas hydrates is highly conjectural and is most likely a technology of the future. Nevertheless, due to the limitation of the world's hydrocarbon reserves marine gas hydrates draw more and more attention [42].

Another important thing is a revision of significance of such generally accepted detectors of local and regional hydrate-bearing capacity, as BSR (bottom simulating reflection) and gas hydrate detection in sediment cores sampled from the sea bottom. A base of gas hydrates in seismic-acoustic sections is conventionally identified with formation and propagation of gas

hydrate deposits which includes several aspects. Firstly, these are sources of hydro-carbonate gases the gas hydrates consist of. Secondly, this is fluid regime in the upper crust, which acts as a transport and gas hydrate material concentration factor. And lastly, these are geologic and thermodynamic conditions for spreading and transformation of the deposits. The latter aspect includes physical-chemical conditions of gas hydrate stability and geomechanical equations describing their evolution.

One of the most perspective directions in studying the ocean floor is the research of hydrothermal fields within the most active zone – in the rift valleys, where the processes such as spreading of the ocean floor, uplift of the deep matter to the surface of the ocean floor and creation of the new oceanic crust occur. Volcanic activity in these zones is accompanied with the formation of the hydrothermal system executing separation, transfer, and precipitation of a series of chemical elements (fig. 1). It is well known that ore deposits with high concentration of iron, manganese, copper, nickel, cobalt and so on are formed as a result of hydrothermal activity. It is much less known that hydrothermal activity in these zones has important but not so evident result – the formation of hydrocarbons in the form of gas hydrates.

The discovery of hydrothermal activity connected to the system of mid-oceanic ridges has made a revolution in views on the role of endogenic matter in the formation of hydrosphere and its structure. With the help of submersibles a huge amount of the material was collected from the bottom the World Ocean. It permitted to receive new information while studying various hydrocarbon gases and even oil in submarine hydrothermal vents.

By now a great volume of basic research concerning hydrothermal activity over the ocean floor has been done. After the discovery of hydrothermal springs in the Galapagos Ridge in 1978, works devoted to hydrotherms of the ocean floor, massive sulfide ores, and other hydrothermal mineral formations increased sharply.

However, the assumption about the existence of hot hydrotherms in the oceanic rift zones of the Earth and the conclusions on exogenic nature of water circulating in them were first proposed by K. Lister and, independently, by one of the authors of this paper in the early seventies. This conclusion was made theoretically long before the discovery of hot

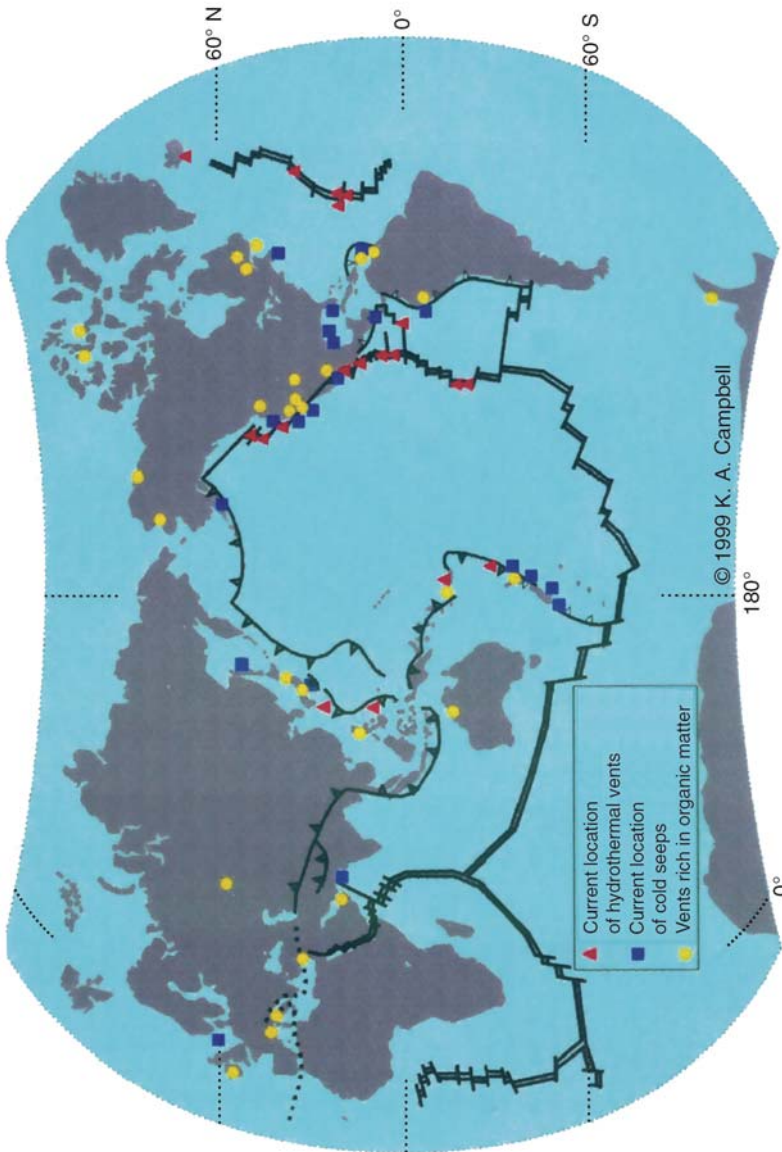


Fig. 1. Map of present-day hydrothermal activity of the ocean floor

springs over the ocean floor in 1977–1978. The total power of hydrothermal processes in the mid-oceanic ridges of the Earth was estimated. This theoretical prediction of the most powerful hydrothermal springs in the rift zones and over the slopes of the mid-oceanic ridges was made by a comparison of the theoretical dependence of specific heat losses of the oceanic lithosphere plates on their aging and empirical heat flows measured over these slopes of the mid-oceanic ridges.

It is considered in this case that heat flow measurements demonstrate only a conductive component of heat flow, while the theoretical calculations show the total heat flow. Hence, their difference determines the convective heat loss by oceanic waters circulating through the fractured medium of the Earth's crust in the rift zones and over the slopes of the mid-oceanic ridges. The mightiness of the phenomenon of convective «washing» of the oceanic crust by seawaters could be inferred by estimations of appropriate heat losses. It was found that the total heat losses of hydrotherms comprise about 30 % of the overall endogenous energy radiated by the Earth and estimated as $Q \approx (4.2 \div 4.3) \cdot 10^{20}$ erg/s. Hence, thermal waters take away not less than $\theta = 1.29 \cdot 10^{20}$ erg/s or about $3.07 \cdot 10^9$ kW of thermal energy of the Earth (30 % of $4.3 \cdot 10^{20}$ erg/s).

Hydrothermal activity of the ocean floor draws attention of many researchers. Sometimes, they are gifted by real discoveries. The new type of hydrothermal activity was found in the Logachev field located at 14°45' N of the Mid-Atlantic Ridge in 1995. Two years later, this type of activity was found in the Rainbow field (35°54' N of the same ridge) (fig. 2–7) [18, 88, 90, 110, 111, 177]. It is connected with serpentized (that is, containing serpentine-water silicate of magnesium) ultrabasic rocks of the lower crust and upper mantle.

It is found that waters over these fields contain anomalously high (5–20 times higher than background) concentration of CH_4 . Moreover, a wide spectrum of petroleum hydrocarbons was established in sulfide ores.

The Rainbow field belongs to the area of methane anomalies in near-bottom water layers established along the axial part of the Mid-Atlantic Ridge. This zone is extended from the equator to 36° N. Judging from estimations of different authors, this zone forms annually $0.5\text{--}0.6 \text{ km}^3$



Fig. 2. Gas eruptions in the hydrothermal Rainbow field 35°54' N (Dmitrievsky A.N., Sagalevich A.V., Balanyuk I.E. Gas breath of the Oceans, 2001)



Fig. 3. Hydrothermal field of the Mid-Atlantic Ridge: Logachev 14°45' N



Fig. 4. Chemosynthesis processes in a hydrothermal field (Dmitrievsky A.N., Sagalevich A.V., Balanyuk I.E. Gas breath of the Oceans, 2001)



Fig. 5. Chemosynthesis processes in a hydrothermal field (Dmitrievsky A.N., Sagalevich A.V., Balanyuk I.E. Gas breath of the Oceans, 2001)

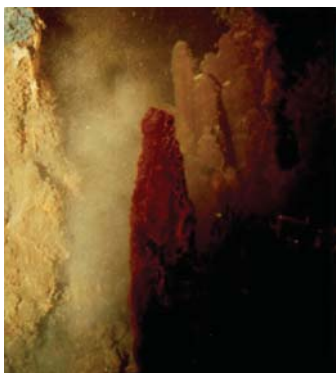


Fig. 6. Volcanoes of the Rainbow field 35°54' N (Dmitrievsky A.N., Sagalevich A.V., Balanyuk I.E. Gas breath of the Oceans, 2001)



Fig. 7. Volcanoes in the Rainbow field 35°54' N (Dmitrievsky A.N., Sagalevich A.V., Balanyuk I.E. Gas breath of the Oceans, 2001)

serpentinized peridotites. In this case, about 150 kt of methane and 300 kt of hydrogen can be generated annually. According to calculations carried out by O.G. Sorokhtin, 6.5 Mt of methane and 8 Mt of hydrogen can be annually formed in the ocean during serpentinization of ultrabasites. Considering widely spread methane anomalies caused by interaction of basalt and seawater set a new idea on the role of abiogenic methane in the ocean [15–19, 86, 88, 90, 110, 125–127, 177].

The calculations of possible synthesis of methane and hydrogen can be tested by studies of the hydrothermal system with active «black smokers» caused by vents of serpentinized rocks on the surface (including the Rainbow field).

Russian scientists worked in this field in 1998. However, geochemistry of fluid, distribution of endogenic components in near-bottom waters (plume), scale and distribution of primary production of chemosynthesis (fig. 5), and their influence on the formation of a hydrothermal biological community were poorly studied [110].

So, these problems were to be solved during the cruise 42 of R/V Akademik Mstislav Keldysh (September 28 – October 10, 1999). This

cruise was organized by the Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences (the expedition chief – A.M. Sagalevich, the scientific manager – E.G. Gurvich).

The expedition was organized on the basis of an agreement with the English Deep Ocean Expeditions Ltd company. In addition to a group of Russian scientists (13 participants), 22 representatives of nine countries participated in it. Fourteen dives of the Mir-1 and Mir-2 manned submersibles were carried out during this cruise. Pilots of the submersibles collected geological and biological samples, measured hydrophysical and hydrochemical parameters, and carried out video and photo surveys.

The Rainbow field in the Mid-Atlantic Ridge is a classical example of hydrocarbon accumulation in the conditions of absolute absence of sedimentary cover.

The Rainbow field was found in 1997 by a French-Britain-Portuguese expedition. It is located on the western slope of the Rainbow axial rise 400 km southwest of the Azore triple junction area of American, African, and Eurasian plates within a depth diapason of 2 270–2 320 m. The extent of this field comprises 250 m from the west to the east and 60 m from the north to the south. In spite of the small size of the field, the current of endogenic matter from the oceanic crust is the most intensive within the Mid-Atlantic Ridge. More than 10 groups of active «black smokers» and many relic sulfide structures were found in this field. Observations from the submersibles showed that the area of this field is covered by ochre cores, a thin layer of hydrothermal deposits, and films of iron hydroxide that demonstrates considerable evacuation of this metal on the floor surface as a result of hydrothermal activity.

The peculiarity of the Rainbow axial rise lies in the fact that it is not a volcanic structure as it is on the other segments of the world ridge system. The rise was formed by serpentinite protrusion (diapir). Owing to this fact, the magmatic chamber under the surface in the region of the Rainbow field is absent. Oceanic water penetrating into the crust through the system of open fractures and participating partly in serpentinization of ultrabasic rocks of the lower oceanic crust and upper mantle is transformed into a high-temperature (364 °C) hydrothermal fluid.

Rainbow «black smokers» are wrapped round with smoke. Owing to the deadly gloom caused by a high density of the hydrothermal fluid, a submersible often can not approach the structure. The fluid is hanging at a distance of 1–2 m from the vent, and then it precipitates. Hot fluid from small individual structures was sampled by titanic bathometers using manipulators of submersibles. Composition of hot solution was analyzed for the first time in this cruise. High H_2 and CH_4 content and relatively low H_2S concentrations as well as the highest CO concentration were found. CO in parallel with Ni is a typical component of ultrabasite rocks. Relatively low concentration of dissolved Si, high content of dissolved Fe and Zn, and low concentration of Cu and other metals are the fluid peculiarities. Isotopic composition of methane hydrocarbon of the Rainbow field is distinguished by the highest content of heavy isotope ($\delta^{13}C = -13.4 \div -14.3 \text{ ‰}$). These values are very close to the values of $\delta^{13}C$ of methane of Philippine ophiolites. These ophiolites are the old analog of present hydrothermally-changed magmatic rocks of the ocean.

Synthesis of CH_4 in the hydrothermal Rainbow system is connected with serpentinization of ultrabasites.

The main factor favorable for transformation of CH_4 , H_2 , and H_2S into more complex hydrocarbons is the vital activity of aerobic bacteria, which use methane, hydrogen, and hydrogen sulfide and synthesize organic matter from these gases. During the processes of diagenesis and katagenesis of sediments, organic matter transforms in time into hydrocarbons with a more complex composition, although the «fodder» base of these organic hydrocarbons are abiogenic CH_4 , H_2 , and H_2S .

Initial oceanic peridotite and lherzolite contain about 7–8 % of bivalent iron. As a first approximation let us take that in hydrotherms located over serpentinites about 2 % of FeO spends upon reaction of methane formation and about 5 % of FeO spends upon generation of hydrogen. In this case the hydrogen-methane concentration ratio in fluids of hot springs over serpentinites is found to be close to the value determined experimentally. The mass of produced methane is found to be equal to $6.5 \cdot 10^{12}$ g/y. In this case the concentration of CH_4 in the fluid is $6.5 \cdot 10^{12} / 2.3 \cdot 10^{18} = 2.82 \cdot 10^{-6}$ or 176 $\mu\text{mol/l}$. The methane concentration determined by experiment in the

spring located at 14°45' N comprises 190 $\mu\text{mol/l}$, and in the «Rainbow» spring it is 143 $\mu\text{mol/l}$.

Throughout the time of the modern oceans existence that comprises about 150 Ma $1.35 \cdot 10^{15}$ of CH_4 was generated. At such intensity of CH_4 generation, much more hydrocarbons during each million years should appear than it is really found. The hydrogen generation in the basaltic layer is approximately 5 times lower than in the serpentinite layer. Thus, the total hydrogen generation in the oceanic crust can be estimated by the value of 9.7 Mt/y which corresponds to the velocity of water dissociation (about $8.7 \cdot 10^7$ t/y). However, as compared with the total water mass in the World Ocean ($1.37 \cdot 10^{18}$ t), this loss of water is negligibly small.

Theoretically, about $(36 + 87) \cdot 10^{12}$ g/y or 123 Mt/y of free oxygen dissolved in waters of the World Ocean is required for complete oxidation of methane and hydrogen formed by hydration of oceanic crust rocks. We have mentioned before that reserves of oxygen in the atmosphere of the Earth ($10.8 \cdot 10^{20}$ g) should be depleted after 10 Ma at this rate if it is not regenerated. Really, oxygen is regenerated in the oceans and on the land, owing to the vital activity of algae and sub-aerial plants. Moreover, its amount used for oxidation of abiogenic CH_4 and H_2 may be smaller, because some proportion of methane is conserved in the sedimentary cover of the oceans and seas or passes in the atmosphere. Microorganisms use the majority of hydrogen. It is partly degasses in the atmosphere and then evaporates in the outer space.

The mechanism of gas hydrate accumulation at the boundary of a continental slope and flanks of mid-oceanic ridges with a slow spreading rate is based on the phenomenon of thermal convection of water in the fractured-porous oceanic crust. The reaction of serpentinization is a catalyst of transformation of dissolved carbonic-acid gas into hydrocarbons.

Isotopic research on CH_4 and CO_2 demonstrates two-stepwise reaction of CH_4 formation during ultrabasites serpentinization with the release of hydrogen and further synthesis of CH_4 . This synthesis takes place from seawater with the participation of hydrogen and CO_2 . Concentration of H_2 in the solution of the Rainbow field is 100–1 000 times

higher than in fluids of other active fields of the oceans. It is possible that hydrogen is partly utilized in the process of genesis of methane, owing to deficiency of dissolved carbon dioxide in the sphere of this reaction.

The concentration of H_2S in the solution is low ($< 2.5 \mu\text{mol}$). It is explained by the fact that the content of sulfur in ultrabasite is lower than in basalts. The value $\delta^{34}\text{S}$ of sulfur (2.4–3.1 ‰) is typical to hydrogen sulfide from the solutions of the Mid-Atlantic Ridge. It should be noted that warm and cold releases with the content of CH_4 equal to $220 \mu\text{cl/l}$ were found in the Rainbow field in addition to the hot fluids.

The system of the mid-oceanic ridges, surrounding the planet, is characterized by active development of basaltic volcanism and almost complete absence of sedimentary cover on the young oceanic crust. High seismicity and increased heat flow in the mid-oceanic ridges promote a development of hydrothermal activity and a high degree of hydration of rocks of the oceanic crust and upper mantle in the tensile zones. The proposed exogenous model of the formation of hydrocarbons [10, 51, 126] on the oceanic floor is reduced to the fact that thermal and mineral springs observed on the Earth's surface (almost without exception) are not juvenile. They are linked with secondary degassing of the Earth. Water as well as gas emanated from hydrotherms have exogenous nature and are scooped from hydrosphere of the planet.

Practically all ultrabasic rocks which have been found out in the ocean floor are largely subjected by serpentinization. The analysis of gases accompanying hydrotherms testifies that they mainly consist of hydrogen, hydrogen sulfide, and methane. «Hydrogen breath» of hydrotherms can be provided by thermal dissociation of water and restoration of hydrogen on divalent iron of ultrabasic mantle rocks with the reaction of serpentinization.

It is experimentally found out that the process of serpentinization can begin in the presence of water with a temperature of 200–250 °C, and a pressure of 50 MPa. The limit of stability of minerals of the serpentinite group does not exceed 500 °C. According to accounts of temperature in the upper mantle at a depth of 8–10 km under the oceanic crust (the age more than 20 Ma) makes about 250 °C, and the temperature about 500 °C is

reached only at a depth of about 20 km, it quite answers the necessary conditions of serpentinization of ultrabasites.

It is known that the highest degree of the concentration of hydrocarbons can be achieved in a zone of intensive migration of hydrogen or its ions with simultaneous receipt in the upper layer of sediments containing organic matter, and also ions of sulfide, natran, and carbon dioxide intensifying biochemical processes at the expense of free radicals.

Many geological-geophysical data on existence of hydrocarbons of different types in these zones count in favor of this model. So, admixtures of hydrogen and pentane occur in gases of basalts of the Mid-Atlantic Ridge and on the Iceland. Composition of these gases correlates with the intensity of hydrothermal activity.

High concentration of methane is found in the Cayman Trench which is assigned to the rift providing movement of the Caribbean plate in the eastern direction.

The Nicaragua Rise or Jamaica Ridge adjoining the Trench from the south is the area of intensive oil prospecting works. Besides, chloroform and alcohol-benzoic bitumens are found in harzburgites of the Southeast Indian Ridge.

Hydrocarbon gases with gas hydrate genesis are found in some hydrothermal systems. Such thermal vents located on top of the submarine Piipa Volcano were studied during the cruise 22 of the RV Akademik Keldysh in 1990 from the Mir submersible. The Piipa Volcano is a part of the volcanic massif of the eastern Komandor block of the Aleutian Island Arc.

A sample of free gas was lifted from the depth of 320 m from the base of typical anhydrite structure – the tube 1 m high. Gas of the Piipa Volcano is found to be chemically close to gas hydrate gases of the Paramushir. Its chemical composition points to the fact that the gas was formed by hydrothermal activity in this volcano. Sensational discoveries made recently show that products of hydrothermal activity of «black» and «white smokers» are, on the one hand, the base for genesis of «oasis of life», and, on the other hand, they lead to formation of gas hydrate layers on the ocean floor.

These mechanisms can serve as catalysts of hydrocarbon formations in sedimentary layers. So, the breaks of gas hydrates were revealed by

seismic profiling in sedimentary cover near the Piipa Volcano in the western part of the Bering Sea.

The study of a gas component of hydrotherms in mid-oceanic ridges allows us to make a conclusion that hydrogen and methane have arisen in them as a result of dissociation of sea water and linkage of oxygen during serpentinization of upper mantle rocks. Taking into account the scales of hydrothermal activity, it is necessary to mention the essential contribution of products degassing during the formation of hydrocarbon accumulations in oceans.

We propose the hypothesis of formation of gas hydrate deposits over the shallow slopes of the mid-oceanic ridges as an outcome of the action of two factors: the thermal convection of water in fractured-porous rocks of the crust and the reaction of serpentinization of the crust [15, 16, 40, 50, 52, 88, 92, 126, etc.]. The intensive exhalation of hydrocarbons takes place in the process of serpentinization. The conditions of water convection in the porous media are favorable for the formation and accumulation of gas hydrates in the near-surface layers of the oceanic crust. The carbonic-acid gas dissolved in the seawater is involved into the process of gas hydrate formation. It was established that the most favorable conditions for this mechanism are over the slopes of the Mid-Arctic Ridge.

Series of works were devoted to the problem of gas hydrate formation as a result of hydrothermal process on the shallow area of the oceanic shelf and slopes of the mid-oceanic ridges [9–11, 40–42, 48–53] (fig. 8). The existence of gas hydrates plagues the interpretation of results of geochemical data on prospecting for hydrocarbons and produces a special regime of oil and gas production. Moreover, they are of practical interest. At present it is not clear, either they are an exotic natural phenomenon or they are a non-typical industrial source of hydrocarbons. This problem is far from understanding. Reserves of methane in gas hydrates comprise 10^{19} g, while reserves of oil are $2 \cdot 10^{17}$ g, reserves of gas are $2 \cdot 10^{17}$ g, and reserves of bitumen are 10^{18} g, that is, one-two order less. This shows the actuality of theoretical and experimental research in this field.

All types of water areas where gas hydrates occur can be conditionally subdivided into following geodynamic zones: abyssal basins of inner and

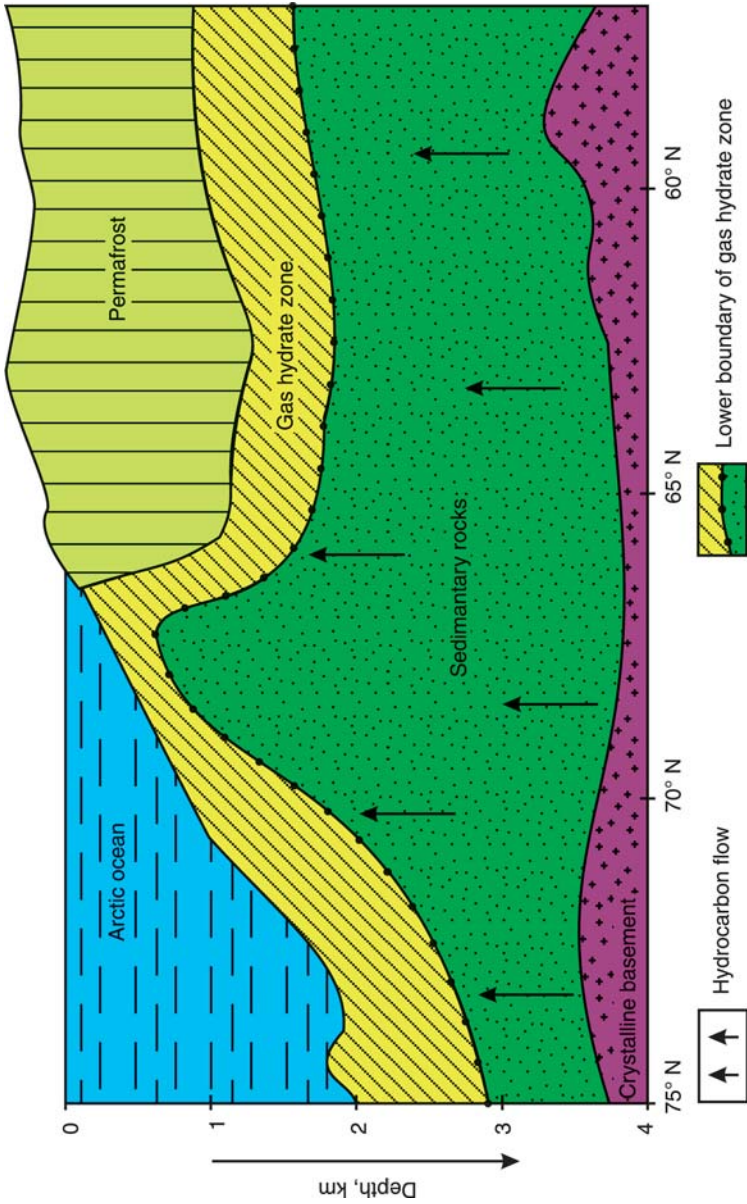


Fig. 8. Schematic profile of gas hydrate formation on the ocean floor

marginal seas, continental slopes of convergent margins, underwater ridges of island arcs and continental slopes of passive margins. The main seismic feature of the gas hydrate-bearing – bottom simulation reflector (BSR) – observed on the seismic records is received by the reflection method. Currently, one more form of manifestation of gas hydrates in unconsolidated sediments of the World Ocean was established. This is a cylindrical structure (VAMP) determined by seismic methods. They are characterized by anomalous values of seismic velocities (V) and amplitudes (AMP) [31, 40–42, 54–56]. Such diapir-like structures are formed by intensive intrusion of gas or disturbed fluid flows into sedimentary layers.

The opinion about organic origin of hydrocarbons and, in particular, gas hydrates is prevalent in geophysical literature. This fact is reflected in the classification of gas hydrate accumulations. They are classified on the basis of mechanism of their origin. Four main types of gas hydrate accumulations are distinguished:

- cryogenic;
- sedimentogenic;
- filterogenic;
- diagenetic.

There is another point of view about juvenile origin of all hydrocarbons [40–42]. In the presented classification this point of view corresponds to the filterogenic mechanism of gas hydrate formation.

All types of gas hydrates can occur in sea basins. Gas hydrates were not found in the spreading zones of the mid-oceanic ridges of non-Arctic areas. Their existence can be assumed on the basis of BSR profiles (they are observed mainly in the fracture zones and over the continental slopes), methane vents on the floor, and Pleistocene deposits enriched by organic carbon.

The thermodynamic regime of the North Pacific Ocean corresponds to the conditions of gas hydrate formation. The junction areas of the Arctic shelves and continental slopes are the most perspective from this point of view. We assume that one more mechanism of gas hydrate formation stipulated by thermal convection of water in the fractured-porous layers of

the crust of the spreading zone can act over the floor of the North Pacific Ocean. The thermal convection acts under the condition of intensive warming at a temperature much higher than the temperature of the stable condition of gas hydrates. However, not only a high temperature, but a high gradient of temperature is needed for the convection. The temperature in the top area of the convection is close to a temperature of the ocean floor, which corresponds to the temperature in the zone of gas hydrate formation. This mechanism can result in the formation of gas hydrate accumulations on the slopes of mid-oceanic ridges. The existence of cold desalted water is a favor for this process. As a result of the thermal convection, the seawater is repeatedly pumped through warmed rocks of the newly formed crust in the rift valleys causing their serpentinization.

The fact of the hydrogen and methane existence is confirmed by the analysis of the samples obtained from hydrotherms of the mid-oceanic ridges in the Central Atlantic Ocean and other areas. Along with organic matter, sedimentary rocks contain ions of SO_4^{2-} , radicals of HCO_3^* , and free valences on hard phase. These radicals and free valences result in the origin of active radicals of H^* and CH^* . They combine with organic matter and cause the origin of new greater radicals and further chemical reactions ending with hydrocarbon formation.

The formation of gas hydrates in the process of thermal convection is connected with some physical-chemical peculiarities of porous media, which influence the balance of this reaction. Thermodynamic and kinetic effects take place in the porous medium. The first effect lies in the fact that walls of fractures are hydrophilic which decreases the chemical potential of porous water. As a result, according to the law of acting masses, the highest concentration of original hydrocarbon gas is required for gas hydrate formation at the same temperature. The kinetic effect is connected with the formation of crystal lattice of gas hydrate. If the size of crystal lattice of gas hydrate is greater than the pore of enclosing rock, gas hydrates can not form. Both of these effects result in the fact that gas solution unsaturated in the small-porous medium penetrating into the great-porous medium becomes saturated and precipitate gas hydrates. Thermal convection, as differentiated from the other mechanism of water filtration, is

characterized by high intensity at small distances and instability of flows. «Washing» of the crust (including its small-porous parts) takes place permanently. This causes the fact that overabundant sea salt, which precipitates in the process of gas hydrate formation and hinders its formation, is removed. On the other hand, the effects mentioned above are favorable for the gas hydrate formation. Hence, it would be expected that gas hydrates are formed as a result of hydrothermal activity.

It is obvious that the majority of hydrogen and hydrocarbons penetrate into hydrosphere and dissipate irretrievably. If there is no hydroisolation at the contact boundary of the ocean and the fractured crust, this process is considerably accelerated. However, if sedimentary layers overlap the hydrothermal systems, the conditions favorable for formation of hydrocarbon deposits are formed. Hydroisolating overlapping layers, located near the upper boundary of the area of thermal convection in the crust, can be formed by gas hydrates producing flakes like snow. The sedimentary layers have a time to originate, in particular, at the slow spreading in the Mid-Arctic Ridge (the Gakkel Ridge). However, less intensity of hydrothermal activity corresponds to the slow spreading. In this connection, the problem of quantitative estimation of intensity of different factors (first of all, heat-mass-transfer) in the hydrothermal systems calls for solution. It allows one to determine the perspective of formation of industrial hydrocarbon deposits. The main idea of this approach to the research of the convection in the porous rocks of the oceanic crust resides in the following. Some evidences of water convection in the oceanic crust can be observed on the surface of the ocean floor. Among them there are «white» and «black smokers», underwater springs, and periodically spatial changes in horizontal direction of heat flow. The last feature reflects the structure of convective cells. The analysis of these features allows us to estimate the intensity of the convection process and to determine areas of the ocean floor where the formation of gas hydrates is the most likely. If distribution of gas hydrates will correspond to these areas, these notions can be considered as believable. The model of thermal convection permits to establish the additional features and to plan the program of geophysical research on measurement and analysis of these features. In particular, the

program of deep sea drilling and accompanying surface geophysical measurements can be prepared on the basis of this theoretical scheme.

It is obvious that it is the most rational to research the regions where thick sedimentary cover (capable for confinement of hydrocarbons) occurs. On the other hand, hydrothermal activity must be clearly manifested in these areas. Observations and measurements in these areas, as well as measurements of heat flow over the ocean floor, permit to obtain quantitative estimations of these factors. Results of numerical and laboratory experiments can be also used.

GEOCHEMISTRY OF SERPENTINITE HYDRATION PROCESS AND FORMATION OF THE OCEANIC CRUST

According to seismic data, the oceanic crust is characterized by three-layered structure and is about 6–6.5 km thick. The upper layer is the sedimentary cover, the second – is the basaltic layer. It consists of pillow lava of tholeiite composition and a dyke complex of dolerite with the same composition. The lower part of the oceanic crust or its third layer is represented by gabbro and serpentinized ultrabasic rocks of the upper mantle. The two upper layers are relatively well studied now by direct geological methods including drilling. Numerous findings of gabbro and serpentinized peridotite and lherzolite in the transform faults of the mid-oceanic ridges as well as the sections of ophiolite complexes of mobile belts of the Earth demonstrate gabbro and serpentinite composition of the lower oceanic crust. The thickness of the serpentinite layer, judging from seismic data, can be taken as 2–2.5 km. For definiteness, thickness of the oceanic lithosphere is taken as 6 km, and thickness of the serpentinite layer is taken as 2 km.

From our estimation, the average velocity of the oceanic lithospheric plates spreading is about 4.5 cm/y now. It is found that the total volume of volcanism over the oceanic floor reaches about 60 000 km ($6.75 \cdot 10^{15}$ cm³/y)

on the extension of all oceanic rift zones. The average thickness of the basaltic layer (including the dyke complex) is about 2.5 km. In this case the velocity of serpentinite layer formation reaches $1.46 \cdot 10^{16}$ g/y. The annual increase of the oceanic crust in the area is approximately equal to $2.7 \cdot 10^{10}$ cm²/y or 2.7 km²/y. About $4.32 \cdot 10^{15}$ cm² = $4.32 \cdot 10^5$ km² of the oceanic crust should be formed by the same way during 160 Ky in the hot zones of «black smokers» activity. The average velocity of oceanic crust formation at its density of 2.9 g/cm³ reaches approximately $m_{ocr} \approx 4.7 \cdot 10^{16}$ g/y.

The limiting warming of water in hot springs of «black smokers» type found in the rift valleys of the mid-oceanic ridges is bounded by the critical $T_{cr} = 374$ °C temperature. First of all, this is connected with the fact that water is turned to gas fluid at a temperature $T > T_{cr}$. The volume V of this fluid varies inversely proportional to the pressure (p), because in this case $pV = Const$. This fact results in quick and very effective removal of overheated water fluids from the system of open fractures, owing to expansion of fluid and essential decrease of its density according the following law: $\Delta\rho \sim \Delta p$, where $\Delta\rho = \rho_w - \tilde{\rho}_w$; here, ρ_w is the density of water at the level of $T = T_{cr}$; $\tilde{\rho}_w$ is the density of fluid at a pressure p ; $\Delta p = p_{cr} - p$; p_{cr} the pressure at the level of $T = T_{cr}$.

Moreover, the water completely loses its capillary features, having a dominant role in saturation of crustal rocks, at $T > T_{cr}$. As a result, in the system of fractures communicating with the surface of the floor, water can not physically penetrate into the levels with temperature exceeding 374 °C. This fact determines the limiting temperatures of metamorphism of rocks of the oceanic crust and hot springs of «black smokers» type.

Geological data fully confirm this conclusion. The study of ophiolite complexes composition, representing the fragment of the oceanic crust and thrusting over the continents, shows that the rocks composing these complexes (basalt, dolerite, gabbro, and serpentinite) change only to facies of greenstone metamorphism (metamorphism of green slates) with limiting temperature not exceeding 400 °C. It demonstrates that metamorphism of rocks of the oceanic crust really takes place under the conditions of the existence of open (communicating with the surface) ways for water penetration into the crust. Hence, all higher levels of metamorphism (for

example, amphibolite and granulite facies) can appear only under closed conditions preventing water from being removed from the system of rocks entering into reaction with water. Such conditions usually occur in the subduction zones saturated by water owing to dehydration of rocks of the oceanic crust dragged in these zones.

The average heat flow through the rift zones with the age of 160 Ky ($\tau = 0$) reaches the very high values of about $65 \cdot 10^{-16}$ cal/cm²·s. Assuming the average conductive removal of heat (obtained by averaging of experimental data) is about $5 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²·s, we find about $60 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²·s of heat losses through hydrotherms in these zones. Hence, throughout area of the rift zones within the age of 160 Ky (where «black smokers» can exist) with the water temperature lower than 370–400 °C, $\theta \approx 2.6 \cdot 10^{11}$ cal/s = $8.2 \cdot 10^{18}$ cal/y of heat losses owing to convective removal of heat with active hydrotherms.

Substitution of θ value in the previous equation and considering that in the average $\Delta \bar{T} = 374$ °C, we calculate the «washing» velocity of the rift zones by hot hydrotherms: $7.3 \cdot 10^8$ g/s or about $2.2 \cdot 10^{16}$ g/y = 22 km³/y. At the velocity of oceanic crust formation in the rift zones of about $1.46 \cdot 10^{16}$ g/y, the water-rock ratio in the hot zones is found to be equal to 1.5 (excluding water bounded with rocks in the process of reactions). In this case the overall volume of oceanic waters ($1.37 \cdot 10^{24}$ g) is filtered through hot springs of the rift zones during the time period of 68 Ma. The washing velocity of the oceanic crust by oceanic waters is approximately equal to $2.3 \cdot 10^{18}$ g/y. Considering that the velocity of oceanic crust formation reaches $4.7 \cdot 10^{16}$ g/y, water-rock ratio in the described full system of hydrotherms (including seepings) reaches almost 50.

The obtained estimations of masses of exogenic water exchange in the oceanic crust of the mid-ocean ridges comprise $2.3 \cdot 10^{18}$ g/y, and in the rift zones they comprise $2.2 \cdot 10^{13}$ l/y = $2.2 \cdot 10^{16}$ g/y. These values are much higher than the current velocity of degassing of juvenile water from mantle $m_m^{ww} \approx 2.5 \cdot 10^{14}$ g/y. This demonstrates that practically only oceanic waters circulate in hydrothermal springs of the mid-oceanic ridges. Juvenile water accounts for not more than 1 %.

The majority of «black smokers» of the oceanic rift zones appear in the sectors of the young oceanic crust development. All geochemical

peculiarities of such springs are determined by interaction of oceanic waters and hot basaltic rocks. The new-type hot springs were found rather recently. As opposite to «black smokers» known before, new «smokers» are located over the flanks of the rift valleys and are associated with serpentinite squeezed out of the lower oceanic crust. The peculiar feature of sulfide ores of these springs is its enrichment in heavy metals, especially in cobalt. However, the most remarkable fact that fluids of these springs are found to be much saltier or, conversely, fresher than the surrounding oceanic waters, and they are enriched in emanations of hydrogen and methane.

The chemical reaction of hydration of ferrous ultrabasic rocks of the oceanic crust was considered in the work of O. Sorokhtin and others [124–130]. It was shown that the reaction of compound of these rocks and water, which contain dissolved carbonic-acid gas, should be accompanied with production of abiogenic methane and hydrogen. Hereafter, this theoretical conclusion was repeatedly confirmed. In the works [9–11, 15–19, 48–59] it was noted that one of the characteristic properties of hydrothermal fields, spatially and genetically connected with serpentinite, is the existence of elevated concentration of methane in the near-bottom waters and a wide spectrum of oil hydrocarbons in hydrothermal deposits. The mathematical simulation of the hydration process of mantle harzburgite by oceanic waters shows that almost all carbon dioxide is reduced to methane with free hydrogen emanation at a small water-rock ratio (≤ 2).

Gabbroids of basaltic composition contain olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, plagioclase, and accessory minerals such as titanomagnetite, ilmenite, and sphene. The serpentinite layer of the oceanic crust is formed owing to the hydration by oceanic waters the juvenile mantle ultrabasic rocks, in which composition water is practically absent (its content is smaller than 0.04 %). Judging from the samples of ultrabasite from the East Pacific Rise, it is relatively well conserved, quantitative ratios of primary minerals in the mantle rocks comprises: 70–75 % of olivine, 15–20 % of enstatite, 5–7 % of diopside, and 1–2 % chrome-spinellid. Serpentinization can develop only on olivine and enstatite, that is, on 85–90 % of primary matter. If we consider a possible incomplete serpentinization this ratio should be decrease down to 80 % [125–127, 144] (fig. 1).

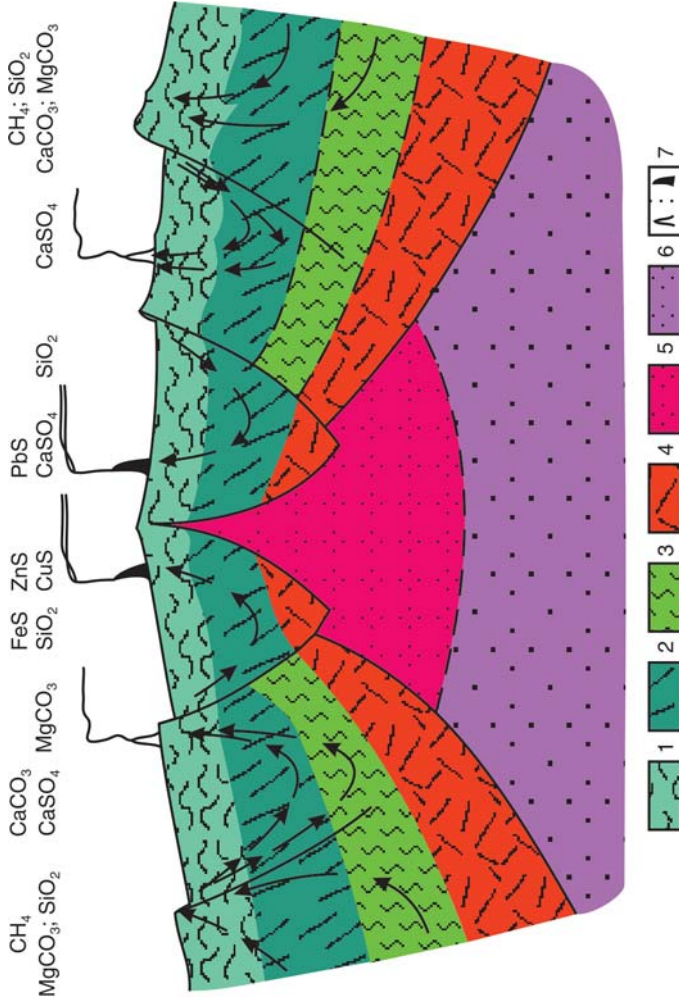


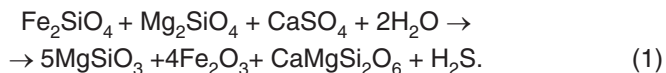
Fig. 1. Oceanic crust formation and geochemistry of hydrothermal processes in rift zones of mid-oceanic rifts (Sorokhtin, 2002 [130]) 1 – basalts (pillow lavas); 2 – dolerite dykes; 3 – serpentinite layer; 4 – underlying lithosphere; 5 – magmatic source of the mid-oceanic ridge; 6 – «white» and «black smokers»; the arrows show the ways of sea water penetration into the oceanic crust

About 2.3 $\mu\text{mol/l}$ of CO_2 (or in concentrations) and 2.7 g/l of SO_4^{2-} (or in concentrations $\text{SO}_4^{2-} = 2.7 \cdot 10^{-3}$) is dissolved in oceanic waters. Hence, about $2.32 \cdot 10^{14}$ g/y of carbonic-acid gas and $6.21 \cdot 10^{15}$ g/y of SO_4^{2-} anions. Considering that at the seepage, as a rule, CO_2 is practically absent, it can be suggested that these overall carbonic-acid gases are fixed in carbonate or reduced to methane in the process of hydration of basalt, gabbroid, and rocks of the serpentinite layer [126].

Iron is a spread element capable of reducing carbonic-acid gas to methane and sulfate-ion to sulfide. Considering the process of hydration and serpentinization of ferrous silicate of gabbroids and, especially, ultrabasic rocks, it should be taken into account that oxidation of ferrous iron of primary silicates is mainly accompanied by hematite formation. The main minerals of mantle ultrabasic rocks and gabbroids, as it has been noted, are olivine and enstatite. They form loop-shaped serpentinite in ultrabasic rocks when they enter into combination with water at a temperature of greenstone metamorphism (below 400 °C). The hydration of gabbroids is accompanied by the formation of actinolite, chlorite, epidote, and other hydrosilicates. In order to identify the characteristic features of methane and hydrogen generation in the hydrothermal systems of mid-oceanic ridges, the reaction of hydration of ferrous silicates of the oceanic crust will be presented in a generalized form by reactions of serpentinization of olivine and hypersthene (enstatite). All reactions of hydration of such type are exothermal and are accompanied by heat release (the heat effect in calorie per gram of initial matter at 400 °C is presented at the end of each reaction).

The additional two-stepped formation of methane is presented in the work: according to the reaction (I) and reaction of reduction of CO_2 to CH_4 on free hydrogen. However, conceptually, this approach is similar to the parallel consideration of two reactions (I) and (II).

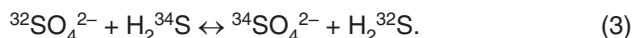
Oceanic waters contain remarkable quantity (to 2.7 %) of sulfate-ions SO_4^{2-} , and, hence, reaction of such waters with hot rocks can be accompanied by hydrogen sulfide formation, for example, according to the reaction:



Owing to a very high reducing potential of hydrogen sulfide, sulfur combines again with intermediate metals forming their sulfides, for example, pyrrhotite:



Isotopic displacements of sulfur in sulfides of «black smokers» are usually confined within the limits from $\delta^{34}\text{S} \approx +3$ to $+5$ ‰. Another situation is observed in hot springs formed over serpentinites. The diapason of such displacements here is wider (from $+4$ to 16 ‰). This distinction in isotopic composition of sulfides should be explained by the sources of sulfur and the conditions of sulfur fractionating in hydrotherms. It is known that division of isotopes into mineral phases takes place because the power temperature effects their fractionating:



For this reason depletion of sulfide phase by isotope of ${}^{34}\text{S}$ and enrichment of sulfate phase by this isotope should occur. In «black smokers» formed over the hot basaltic crust, reduction of sulfate occurs on iron of basalt. Moreover, it is not inconceivable that juvenile sulfur can appear there. In hot springs located over serpentinites, where the content of iron is much higher than in basalt, the main mass of sulfur is supplied by oceanic water and reduced. As a result, the isotopic density of sulfur in the oceanic water (about $\delta^{34}\text{S} = +18.86$ ‰) splits so that displacement of isotopes of H_2S decreases down to $\delta^{34}\text{S} = +2.4$ to $+3.2$ ‰ in hot fluid and down to $+4$ to $+14$ ‰ in sulfides of metals.

The reactions of serpentinization described before are well known. We should concentrate our attention on the reactions of formation of abiogenic methane, hydrogen, and hydrogen sulfide in hot springs of the mid-oceanic ridges.

GEOLOGICAL AND ECOLOGICAL EFFECTS OF GAS BURSTS ON THE OCEAN FLOOR

Methane and hydrogen oxidation

A high proportion of methane and hydrogen is undeniably lost in the ocean. For example, it is spaced apart by currents, how it can be observed in the destroying gas hydrate field in a mud volcanic caldera of the Haakon Mosby Volcano in the Norwegian Sea, and, eventually, it can release in the atmosphere. However, a high proportion of these gases is oxidized with the active participation of bacteria according to the reactions: $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 + (\text{bacteria}) \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ and $2\text{H}_2 + \text{O}_2 + (\text{bacteria}) \rightarrow 2\text{H}_2\text{O}$ in oceanic waters. The majority of Corg over the hydrothermal fields is synthesized by bacteria over the sulfide structures and loose substratum of the floor. It should be noted that the reaction of oxidation of CH_4 and H_2 as well as H_2S proceeds only with specific microorganisms consuming these emanations. Owing to the exclusively bacterial synthesis of organic compounds from inorganic matter of hydrothermal fluid the unbelievable accumulation of life takes place at the vents of spring as in none of the other ecosystems of the Earth. It is interesting that carbonate crusts formed by these bacteria are characterized by anomalously low isotopic shifts of carbon (down to $\delta^{13}\text{C} \approx -80 \text{‰}$).

As a rule, if the rate of the methane oxidation process is high, the higher is its concentration in water. The maximum rates of bacterial oxidation of methane known for the hydrothermal systems of the mid-oceanic ridges reach 21–36 ng $\text{C}_{\text{org}}/\text{l}$ per day at the concentration of CH_4 in fluid of 12–17 $\mu\text{mol}/\text{l}$. In the axial hydrothermal systems connected with basalt and dolerite the concentration of CH_4 does not exceed usually 1 $\mu\text{mol}/\text{l}$, and the rate of oxidation of methane decreases down to 10^{-6} ng $\text{C}_{\text{org}}/\text{l}$ per day. However, real estimation of the total amount of oxidized methane in the ocean is not carried out.

The total amount of oxygen used for oxidation of methane and hydrogen can be easily estimated from the rate of generation of these gases determined before: $m_{\text{CH}_4} \approx 9 \cdot 10^{12}$ g/y and $m_{\text{H}_2} \approx 9.7 \cdot 10^{12}$ g/y. Theoretically,

about $(36 + 87) \cdot 10^{12}$ g/y or 123 Mt/y of free oxygen dissolved in waters of the World Ocean is required for complete oxidation of methane and hydrogen formed by hydration of rocks of the oceanic crust. We mentioned before that the reserves of oxygen in the atmosphere of the Earth ($10.8 \cdot 10^{20}$ g) should be depleted after 10 Ma at this rate of its taking up, if it is not regenerated. Really, oxygen is regenerated in the oceans and on the land, owing to the vital activity of algae and sub-aerial plants. Moreover, its amount used for oxidation of abiogenic CH_4 and H_2 may be smaller, because some proportion of methane is conserved in sedimentary cover of the oceans and seas or passes in the atmosphere. Microorganisms use the greater part of hydrogen, it is partly degassed in the atmosphere and then evaporates in the outer space.

Formation of hydrocarbons on the ocean floor

The basins of the Gulf of California and the Red Sea are the classical examples of hydrocarbon accumulations in sedimentary cover over the rift zones. The echelon-like rift zones of the Gulf of California are overlapped by sedimentary cover with thickness of about 400–500 m. Owing to thermal convection, these sediments are actively washed with oceanic waters and hot hydrotherms feeding plentiful bacterial flora both in the sedimentary layer and over its surface. Bacterial mats surrounding the vents of hot and warm hydrotherms prove this fact. Moreover, the organic matter arrives in the basin from the ocean waters of the Gulf of California. As a result, sedimentary cover of the basin contains fluid naphthoids, the concentration of which reaches 3–4 %, at places of discharge of hydrotherms. These naphthoids contain about 65 % of aliphatic and about 15 % of aromatic hydrocarbons, and 20 % of asphaltenes.

The Red Sea represents the youngest oceanic basin, which age does not exceed 30 Ma. Coastal and peripheral areas of the basin are overlapped by the sedimentary layer with the total thickness of 3 km containing considerable portion of evaporites. However, the 5 Ma rift zone of the basin located in the southern and the central parts of the Red Sea is not covered with sediments. The organic matter of the sedimentary layer of this sea is mainly processed into hydrocarbons of *n*-alkan type. The basins

of the Mid-Atlantic Ridge and the Knipovich Ridge in the Norwegian Sea are geodynamically similar to the Red Sea Basin. The great mud volcano with the area exceeding 2 km² and with vents of gas hydrates and active release of methane from sedimentary cover was found in the Knipovich Ridge over the continental slope of the boundary of the Barents Sea to the west of the Medvezhii Island. The reactions of thermogenic methane generation described here play, probably, an important role in the formation of gas hydrate deposits over the oceanic floor. It is very likely that many analogous hydrocarbon deposits located over the passive margins of the continents were formed in a similar way, owing to the governing role of thermogenic methane arrived into the sedimentary layers from the oceanic crust.

Hence, the mechanism of gas hydrate accumulations formation at the boundary between the continental slope and flanks of the mid-oceanic ridges with slow spreading rate is proposed. This mechanism is based on the phenomenon of thermal convection of water in the fractured-porous oceanic crust and on the reaction of serpentinization that is a catalyst of transformation of dissolved carbonic-acid gas into hydrocarbons. A variant of the model of this convection is considered. It is based on the approximation of geotherm by the simplest analytical expressions. The set of favorable features from the point of view of gas hydrate accumulations prediction is analyzed. The well-known standard geophysical and geochemical features should add this set of features. The estimations made show that the mass transfer of fluids as a result of thermal convection exceeds the mass transfer caused by the juvenile flow. The Arctic Ridge from the point of view of the noted mechanism is the most favorable for these processes, because of a low spreading rate and a low water temperature. Mud volcanism and gas emanations observed near the Medvezhii Island can be an indicator of the gas hydrate formation in this area.

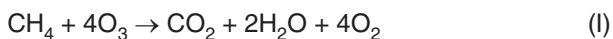
Ecological effects of the hydration process of the oceanic crust

The fact that carbonic-acid gas dissolved in the oceans and a portion of reaction of serpentinization proceeds without CO₂, is of prime importance for ecological conditions of the Earth. These reactions support the constant concentration of CO₂ in oceanic waters at defined temperature

conditions, and, hence, partial pressure of carbonic-acid gas in the atmosphere. Any pressure oscillations of carbonic-acid gas in the atmosphere, according to the Henry law, cause corresponding changes in the concentration of CO_2 in oceanic waters and, thus, variations of the absorption rate of CO_2 . After these changes the destroyed balance is restored. However, the time of the new balance setting is connected with the stirring of oceanic waters and varies from hundreds to the first thousands years.

It should be considered that potential possibility of the CO_2 absorption process during serpentinization of oceanic peridotites is deficient for complete compensation of anthropogenic discharges of this gas (about 5–7 Gt/y) into the atmosphere. However, the contribution of these reactions, among other processes of CO_2 absorption, is very important. If similar processes of low-temperature weathering of oceanic basalt, which proceed also with absorption of CO_2 (and with formation of calcium carbonate molecules), are considered, it is found that the hydration processes of the oceanic crust can compensate almost completely for technogenic discharges of this gas in the atmosphere of the Earth.

We would like to elucidate the problem of anthropogenic influence on formation of the so-called «ozone gaps». Contrary to existing opinion about the key role of freones in destroying influence on ozone of the atmosphere of the Earth, quantitatively and energetically, their influence is infinitesimally as compared with the role of natural emanations of methane and hydrogen. Technogenic discharge of freones does not exceed now 26–30 kt, while about several millions tons of methane and hydrogen arrive into the atmosphere owing to «the breath» of the ocean. Judging from certain estimations, CH_4 discharge from the oceans reaches 16 Mt per year. Millions of tons of «bog» gas (the same methane) discharged by bogs of the northern regions of Canada and Eurasia should be added for estimation. Compounds of these gases with ozone proceed according to multi-stage reactions, the final form of which can be written:



In this case 20.5 kcal of heat per each gram of methane is released according to the reaction (I), and 46.2 kcal of heat per each gram of hydrogen is released according to the reaction (II). Heat released by interaction of freone and ozone is one order of magnitude smaller.

Thus, the amount of methane and hydrogen arriving in the atmosphere is three orders in magnitude higher than technogenic discharges of freone. Moreover, their heat effect is one order higher than effect of freone. It can be concluded that the role of anthropogenic influence on the ozone layer in the stratosphere of the Earth, where «ozone gaps» appear, is negligibly small, much orders lower than the influence of natural factors. Then all oscillations of ozone concentration in the atmosphere of the Earth have exclusively natural character and are not connected with human activities.

FLUID REGIME OF THE UPPER CRUST

Numerous studies provide evidence that the underground water forms a unified underground hydrosphere. Water (bound and free) in the crust is comparable in volume with ocean water and amounts to 4 % of the crust volume. Such an amount of crustal water has a significant effect on all geological processes in the crust. One may naturally expect that the fluid effects are strongest in fractured, higher permeability layers, including waveguides. Therefore, the relevance of this problem is doubtless.

Seismic, magnetotelluric and other studies show that the deep crust has a complex layered structure. Drilling data and interpretation of deep seismic soundings indicate that the crust is strongly fractured and saturated with fluids. The Kola hole yields evidence of the most fractured section in a depth interval from 7 to 10 km. Fracturing involves the entire crust and reaches the upper mantle. On the whole, the crust is composed of alternating rigid, seismically transparent and seismically opaque layers, the latter being waveguides. According to seismic data, a waveguide is characterized by stronger attenuation and lower velocities of seismic

waves. Magnetic measurements show that its electrical conductance ranges from 200 to 2000 S, which is much higher than the conductance of crustal layers above and below the waveguide. Although waveguides are widespread throughout the crust and occur at various depths, some regular features are recognized in their occurrence in the continental crust. They are more frequent at depths of 10–15 and 20–25 km. Their thickness varies from 1–2 to 15–17 km, most often amounts to 4–10 km and is typically higher in tectonically active zones. The velocity difference between the waveguide and surrounding rock masses varies from 0.1 to 1.0 km/s in the middle and upper crust. This velocity jump tends to increase with depth.

Gutenberg [1959] supposed that seismic waveguides exist at asthenospheric depths. Afterward they were discovered in the upper mantle, lower crust and near the surface in rift zones. The low velocity zones were assumed to be related with the transition of the matter into amorphous state and with partial melting. This hypothesis suitable for the asthenosphere and consistent with its rheological properties was extended to the crust. However, temperatures in the crust (particularly in its upper part) are too low to account for the presence of melt inclusions throughout a large volume. Therefore, other hypotheses were also examined and majority of them related the waveguide properties to lithological distinctions of rocks (e.g. the presence of graphite-bearing rocks). The hypothesis on the lithological origin of waveguides encounters serious difficulties. One of the difficulties is the fact that the crust material is incessantly involved in upward and downward movements giving rise to folds and lithological unconformities, whereas waveguides occur, as a rule, horizontally at a fixed depth. This indicates that they are likely to be associated with the state, rather than composition, of the matter.

Comparison of seismic and geoelectric [Vanyan et al., 1983; Vanyan, 1984] data shows that low velocity and higher electrical conductivity zones often (but not always) coincide. The experimental data accumulated since the 1960s suggest that at depths not greater than 30 km these zones are most probably due to the presence in them of electrically conducting fluids. The volume concentration of fluids in higher conductivity layers attains a few percent [Vanyan et al., 1983; Feldman, 1976]. Furthermore, one cannot

exclude a situation (most probable in the lower crust), when the fluid in the porous structure of waveguide is alternately represented by either melt or volatile (water) fluids, depending on the thermal regime.

The fractured waveguide structure is naturally interpreted in terms of the analysis of strength and fracture characteristics of rocks, which are determined from laboratory tests at appropriate pressures and temperatures and from various theoretical models. The very notion of the strength of crustal material needs to be additionally specified. The strength is usually understood in mechanics as a loading limit of an elastic-brittle or ductile material. However, the thus determined strength depends on the time and mode of loading, as well as on the scale of the study object. Therefore, it is not an authentic characteristic of the material. The notion of creep strength related to a level of deviatoric stresses at a given strain rate is introduced under nonlinear viscous flow conditions. The strain behavior, the fracture mode and thereby the essence of the strength notion change with depth. For this reason, the so-called generalized strength, including all of the above aspects, is introduced. The generalized strength characterizes the compliance of material and its liability to fracture under real conditions at specific depths and at pertinent pressures. The physical meaning of this characteristic is somewhat indefinite, but it is very beneficial to the study of mechanical properties of the crust. The generalized strength strongly varies with depth. The upper lithosphere (crust) is cold and strong. However, the generalized strength has local minimums at various depths, and the first minimum is usually observed in the middle crust.

The weakened crustal zones fracture under strong shear deformations and develop into waveguides with fractured porous structure. This concludes the possible general description of the mechanism of waveguide formation. However, the generalized strength is too general and vague notion, and the actual fracture mechanism is more complex. Therefore, it is appropriate to consider other fracture schemes.

Nikolaevskii [1990] proposed a concept accounting for experimental results and observed the crustal structure. If the lateral compression is small, the cracks are parallel to the compressive stress. This accounts for the fact that fracture and major fault planes in the upper crust are

subvertical. A system of inclined fractures develops at greater depths. This is consistent with experimental data indicating that inclined cracks arise in a sample at higher pressures. As the depth further increases and the Coulomb friction force becomes comparable with the ultimate strength, the stick-slip fracture due to the failure of material along the crack edges develops. Finally, the Coulomb friction force exceeds the ultimate strength, the fracture along major cracks becomes basically impossible, the entire medium becomes embrittled and deformations occur as a cataclastic flow. The zone of total fracture and cataclastic flow arises below the Conrad boundary; the state of material in this permeable and fractured zone can no longer change. The transition to the true plasticity (the medium is impermeable) occurs at the Moho.

This concept implies that crustal waveguides are identified with the stick-slip faulting zone between the Forsch and Conrad boundaries. The dilatancy effect associated with the pore volume enlargement takes place in this zone. Also, listric faults widen and flatten out here as is evident from various geophysical observations. The dilatancy expansion gives rise to the vacuum effect of sucking a fluid [Nikolaevskii, 1990]. Note that this scheme is rather formal and very approximate. It does not account for changes in the direction and value of tectonic stresses, as well as effects of fluids and dynamics of layers. In particular, the scheme does not account for the fact that the structure of layers is largely dependent on their preceding state, implying that the structure and the properties of the crust are described by evolutionary geomechanical equations including state diagrams. Therefore, the Nikolaevskii scheme should be regarded as a starting hypothesis providing very general ideas.

The displacement of overlaying layers along a waveguide can be effected through a mechanism similar to lubrication. This is consistent with the concept of tectonic stratification and the underlying idea of two-stage plate tectonics [Lobkovskii, 1988]. In accordance with these schemes, the crust consists of layers strongly differing in viscosity. The upper, most rigid part of the crust is divided into microplates moving relative to one another similar to macroplates in the classical scheme of plate tectonics. The problem of driving tectonic forces responsible for the motion of the system

as a whole is also solved within the framework of the latter. These forces produce intraplate deformations and displacements of upper layers relative to lower ones. The energy of global motion is converted into the energy of regional movements of microplates which can be intricate and involve several levels, because not only waveguides but also the lowermost layers of the crust, involved in the cataclastic flow, can be plastic.

The permeability of rocks (particularly in fault zones) is known to be rather high, and their strength is low in such zones. Therefore, on a geological time scale, fluids should have been inevitably expelled out of waveguides, cracks and pores would have been closed and the waveguides themselves would have disappeared. Simple estimates show that the lifetime of waveguides in the upper crust is on the order of 10^2 – 10^4 years. There are no reasons to believe that waveguides exist only at present. Apparently, they have existed since the origination time of the continental crust. Then, a driving mechanism should exist which periodically sucks fluids back into the waveguide, thereby enhancing the fracturing of the latter (fig. 1).

The assumption on viscous rheology of some crustal layers is supported by geological and geophysical evidence and is consistent with the concept of the rheological and tectonic stratification, as well as with the concept of two-stage plate tectonics.

Conditions of dynamic balance in fractured layers are the result of combination and alternate actions of compaction and dilatance mechanisms. These mechanisms can be manifested in different combinations and under different conditions as well as can be complemented by other processes influencing on a regime of fluid migration. They can act under condition of passive margin, rift and subduction zones as well as in consolidated platform and sheet (fig. 2, 3). Self-oscillation regime, subvertical direction of fluid flows, anomalously high layer pressure, and high level of anomalies of various geophysical fields are common for them. Specific manifestations of these mechanisms can vary depending on geological settings and geodynamic situations. These motions play a crucial role in formation of hydrocarbon deposits in these zones.

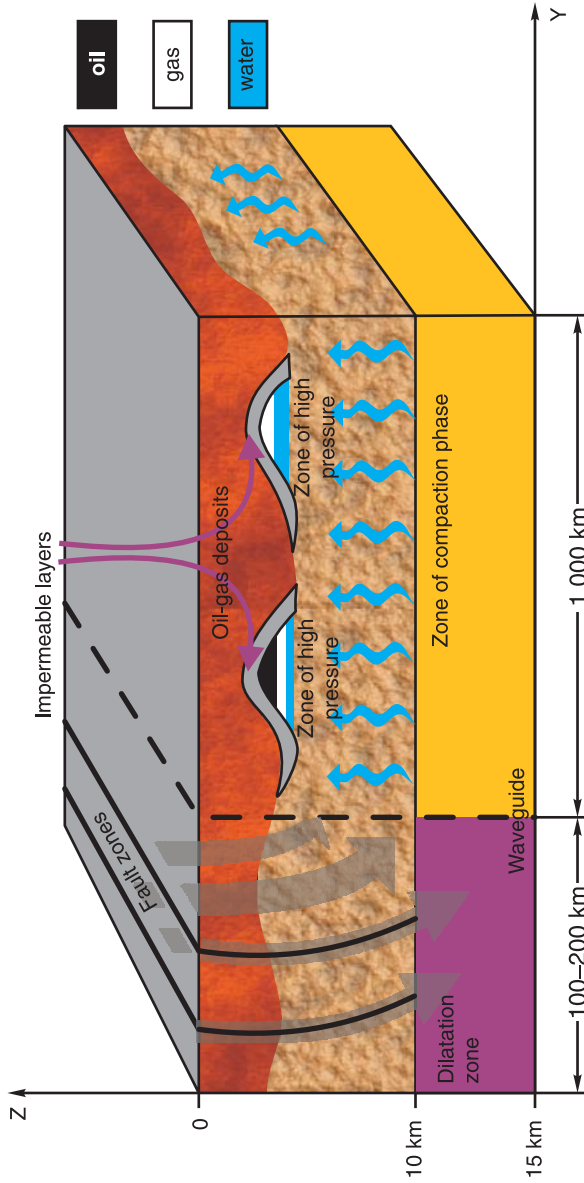


Fig.1. Scheme of a crustal waveguide explaining migration of fluids in the upper crust

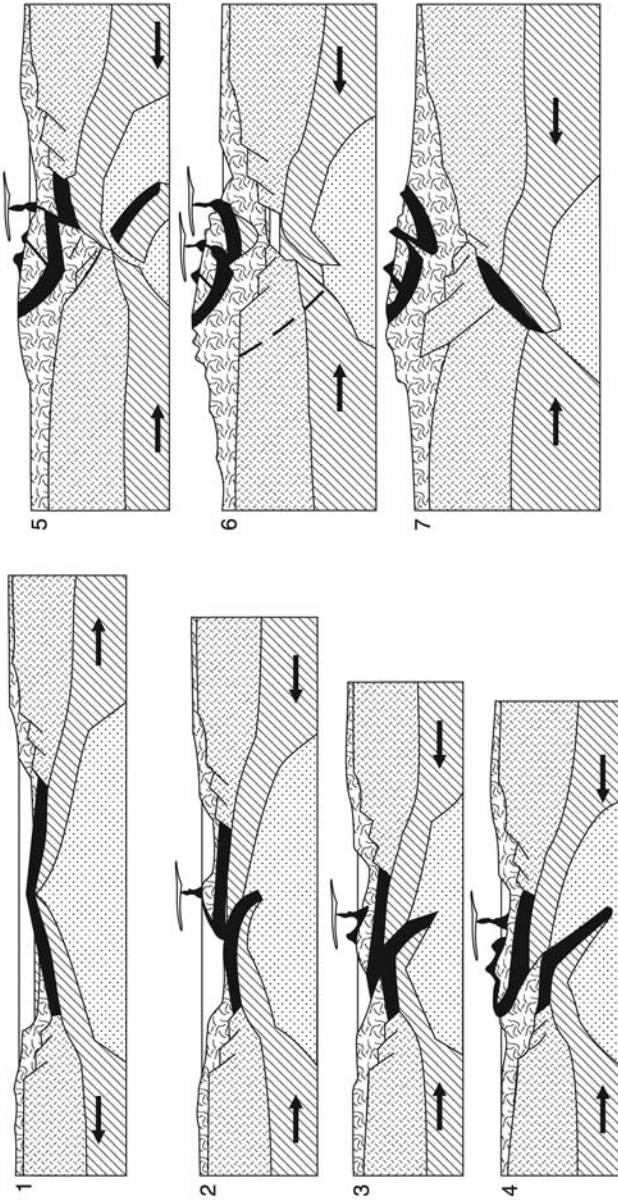


Fig. 2. Consecutive phases of the process of passive margin transformation in subduction zones:

- 1 – Composition of lithospheric plates in Atlantic-type oceans;
- 2, 3 – Initial stage of the ocean closure, formation of an island arc in an ancient rift zone;
- 4, 5 – Collision of an island arc with the margin of a continent;
- 6, 7 – Collision of continents and appearance of foredeeps under the conditions of lithospheric plate convergence

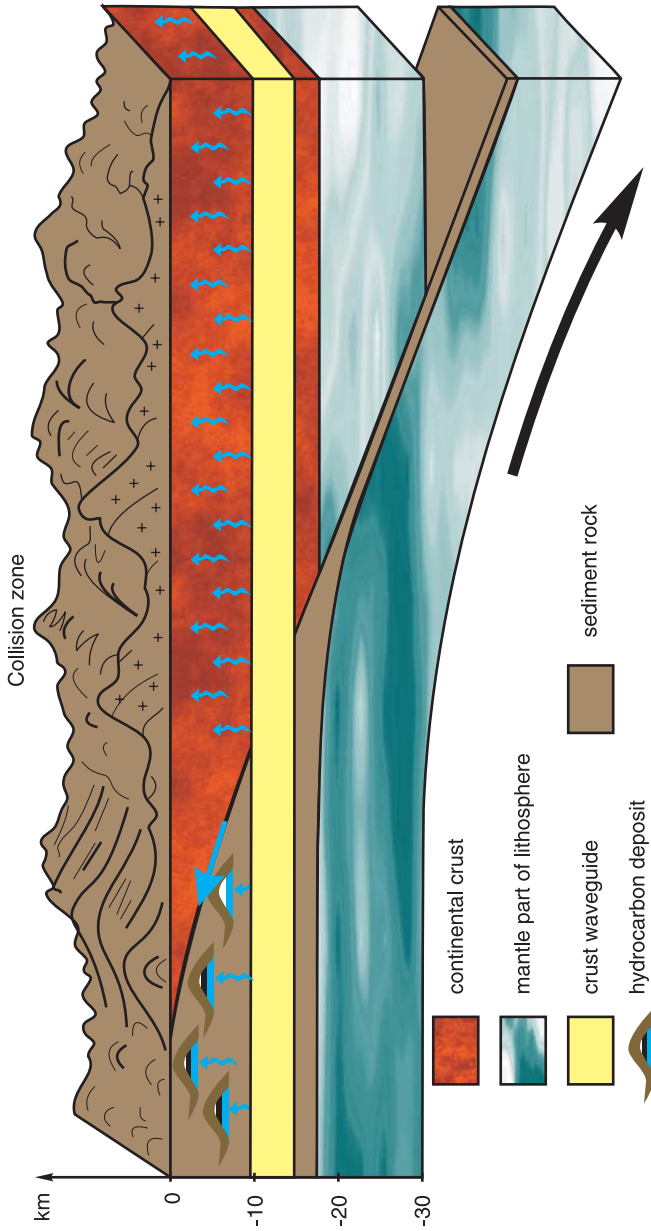


Fig. 3. Block diagram of the Predverkhoyanskii downfold subduction zone

Self-excited autowave regime of motion can arise in a two-layer system subjected to the action of a force. This regime is related to periodic processes of fluid expulsion from and suction into the waveguide layer. The compaction phase is much longer than the phase of dilatancy expansion. The interaction between these phases maintains the state of dynamic equilibrium in the waveguide.

In the dilatancy phase, downgoing fluid flows entraining hydrocarbons enter the waveguide through listric faults extending into it. The solubility of hydrocarbons in water being very low (less than 1 %), they are transported in the emulsion form in the upper crust where the porosity in listric faults is rather high. Thermodynamic conditions at waveguide depths are such that their solubility (particularly, of their gaseous phase) increases. This is beneficial to the accumulation and concentration of hydrocarbons in the waveguide zone. Although the relative amount of hydrocarbons transported over the individual wave cycle is small, the amount of hydrocarbons entrapped in the waveguide on the geological time scales and over large areas is very large.

As is known, the theory of organic origin of oil encounters basic difficulties. In terms of this theory, hydrocarbons derive under suitable thermodynamic conditions from organic matter uniformly dispersed throughout the sedimentary cover and concentrate to form accumulations relatively small in volume. This is a paradoxical fact. At first glance, it contradicts thermodynamics, according to which all substances in the dispersed phase tend to spread rather than concentrate. The problem of resolving this paradox arises. This problem, albeit in a less explicit form, also exists in the theory on inorganic origin of oil. Similar to the first case, ascending hydrocarbons of the endogenic origin should uniformly disperse throughout the crust.

Another paradox is that advocates of both organic and inorganic origin of hydrocarbons present equally convincing arguments in favor of their hypotheses. Thus, both hypotheses seem equally acceptable, and no unbiased criterion for the choice of them exists.

These contradictions and paradoxes can be resolved if one supposes that fluids in the crust are involved in oscillatory movements and repeat

many times their trajectories, both vertically and horizontally. In this case the origin of hydrocarbons is no longer the problem of basic importance and is unrelated to the mechanism of their concentration.

Fluids in the compaction phase are expelled upward from a waveguide. Their motion can be obstructed by impermeable anticlinal structures (traps), thereby developing abnormal formation pressure. Traps are usually formed by anticlinal folds of impermeable rocks. If ascending fluid flows strike concentrated hydrocarbons, conditions for their accumulation arise. If the crest of an anticlinal structure is cut by faults, fluids rush upward through the fault zones and are ejected on the Earth surface, forming gas outbursts and mud volcanoes. According to the hypothesis proposed in this work, real oil and gas fields and mud volcanoes have a common origin. The only distinction of mud volcanoes is that their traps are fractured. This accounts for the fact that mud volcanoes gravitate toward faults and shelf flexure zones, where impermeable beds are most prone to fracturing.

The concept proposed explains many facts, in particular, the position of mud volcanoes in rapidly subsiding basins at anticlinal crests cut by faults. Fluid flows breaking through anticlinal trap roofs can entrain hydrocarbons and mudvolcanic breccia. They form mud volcano vents distinguished by weak seismic contrast.

Using this concept, the motion of a two-phase gas-liquid mix was numerically modeled for the upper crust of the Varandei-Adzvinskaya oil-and-gas province [Dmitrievsky et al, 2000]. In particular, a numerical model was developed for the formation process of gas fields in this region. A distinctive feature of the geological structure and geodynamic development of this region is the fact that it is a former subduction zone that developed as a result of the closure of an ancient ocean. Huge masses of sedimentary rocks were pulled into interiors in the plate collision process at passive margins. These masses contained large amounts of organic matter and are presently oil source rocks, which have a large potential for the formation of hydrocarbon deposits. However, its realization requires a driving mechanism. Such a mechanism is represented by the self-excited wave regime of motions in the crustal waveguide. Crustal waveguides that

cross subducting lithospheric plates in the horizontal direction form even during the subduction process.

Hydrocarbon deposits of the Sakhalin shelf type can also develop in terms of this model. As in the case of continental deposits, traps cut by faults give rise to mud volcanoes rather than hydrocarbon deposits. However, as distinct from continental volcanoes, liquefied serpentinite rather than a sand-clay mix is erupted in deep-sea trenches of subduction zones.

Some time after the subduction stops, an ex-collisional structure similar to the Varandei-Adzvinskaya oil-and-gas province develops in the former subduction zone. Gas deposits are located in the frontal part of the zone, corresponding to the sinking slab. Heavy oils and bitumen occur in the back zone, and oils of intermediate composition accumulate in the middle part of the zone. This composition-type differentiation hydrocarbon deposits is completely consistent with the driving mechanism of fluid motion in the crustal waveguide. In the frontal part, fluids enter the waveguide from below at high temperatures and pressures. This is beneficial to the segregation of large amounts of gas fraction from oil source rocks. In the back part, oil source rocks overlying the waveguide are flushed at low temperatures and pressures, which naturally lead to the formation of heavy oils and bitumen.

Studies of the deep crustal structure show that fractured rocks within the upper crust behave differently depending on depth. The destruction regime of crustal rocks leads to formation either listric faults, which are gradually transforming into crustal wave guides, or of deep-seated faults. In any case, the thickness of destruction zone increases with depth.

During oscillations, fluids periodically migrate from faults into surrounding massifs. So far the structures in fractured zones have favorable conditions for formation of hydrocarbon deposits. The oscillating fluid regime is playing a crucial role in their formation.

THE MODEL OF THERMAL CONVECTION AND GAS HYDRATE FORMATION

The formation of gas hydrates in the process of thermal convection is connected with some physical-chemical peculiarities of porous media, which influence on the balance of this reaction. According to [51, 68, 175–177] thermodynamic and kinetic effects take place in the porous medium. The first effect lies in the fact that walls of fractures are hydrophilic which decreases the chemical potential of porous water. As a result, according to the law of acting masses, the highest concentration of original hydrocarbon gas is required for gas hydrate formation at the same temperature. The kinetic effect is connected with formation of crystal lattice of gas hydrate. If the size of crystal lattice of gas hydrate is greater than the pore of enclosing rock, gas hydrates can not form. Both of these effects result in the fact that gas solution unsaturated in the small-porous medium penetrating into the great-porous medium becomes saturated and precipitate gas hydrates. Thermal convection, as differentiated from the other mechanism of filtration of water, is characterized by high intensity at a small distances and instability of flows. «Washing» of the crust (including its small-porous parts) takes place permanently. This causes the fact that overabundant sea salt, which precipitates in the process of formation of gas hydrate and hindered its formation, is removed. On the other hand, the effects mentioned above are favorable for the gas hydrate formation. Hence, it would be expected that gas hydrates are formed as a result of hydrothermal activity.

It is obvious that the majority of hydrogen and hydrocarbons penetrate into hydrosphere and dissipate irretrievably. If there is no hydroisolation at the contact boundary of the ocean and the fractured crust, this process is considerably accelerated. However, if sedimentary layers overlap the hydrothermal systems, the conditions favorable for formation of hydrocarbon deposits are formed. Hydroisolating overlapping layers, located near the upper boundary of the area of thermal convection in the crust, can be formed by gas hydrates producing flakes like snow. The sedimentary layers have a time to originate, in particular, at the slow

spreading in the Mid-Arctic Ridge (the Gakkel Ridge). However, less intensity of hydrothermal activity corresponds to the slow spreading. In this connection, the problem of quantitative estimation of intensity of different factors (first of all, heat-mass-transfer) in the hydrothermal systems calls for solution. It allows one to determine the perspective of formation of industrial hydrocarbon deposits. The main idea of this approach to the research of the convection in the porous rocks of the oceanic crust resides in the following [51, 68]. Some evidences of water convection in the oceanic crust can be observed on the surface of the ocean floor. Among them there are «white» and «black smokers», underwater springs, and periodically spatial changes in horizontal direction of heat flow. The last feature reflects the structure of convective cells. The analysis of these features allows us to estimate the intensity of the convection process and to determine areas of the ocean floor where the formation of gas hydrates is the most likely. If distribution of gas hydrates will correspond to these areas, these notions can be considered as believable. The model of thermal convection permits to establish the additional features and to plan the program of geophysical research on measurement and analysis of these features. In particular, the program of deep sea drilling and accompanying surface geophysical measurements can be prepared on the basis of this theoretical scheme.

It is obvious that it is the most rational to research the regions where thick sedimentary cover (capable for confinement of hydrocarbons) occurs. On the other hand, hydrothermal activity must be clearly manifested in these areas. Observations and measurements in these areas, as well as measurements of heat flow over the ocean floor, permit to obtain the quantitative estimations of these factors. Results of numerical and laboratory experiments can be also used.

Investigations of the thermal convection in porous saturated media commenced with works by Horton, Rogers 1945, and Lerwood 1948, who considered the stability problem in such media. They determined the minimum critical Rayleigh value in the endless porous layer with impenetrable boundaries ($Ra = 39.5$). Nield generalized these results for cases of various boundary conditions. Numerous laboratory experiments have been carried out with materials differing in the matrix structure and saturating fluid

properties. The experiments and corresponding calculations resulted in finding of the Rayley value for various situations and its dependence on the Nusselt value. Filtration fluxes are visualized using the Hely-Show model for the Stocks viscous liquids in a thin vertically oriented chip. Flat filtration equations and equations of the Hely-Show are identical.

Numerical calculations based on the model of thermal convection in porous media are presented in publications by Eldar (1965). These works are analysed in the summary by and in Trubitsyn et al. (1993). In these works, the regime of convection at different Rayley values and so-called aspect numbers (i.e. the ratio of horizontal and vertical dimensions of the convection area) was investigated in detail.

Let us to examine a porous saturated layer heated from below. The equation of thermal convection in porous media with Bussennex approximation is written:

$$\frac{1}{\rho_f} \frac{\partial p}{\partial x_i} = -\frac{\nu}{k} v_i - \alpha T g_i; \quad (1)$$

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_f c_f v_i \frac{\partial T}{\partial x_i} = \lambda \nabla^2 T, \quad (2)$$

where: (1) and (2)

p is pore pressure;

x_i are coordinates;

ν is kinematic viscosity coefficient of the fluid;

k is permeability coefficient

v_i is filtration velocity;

α is heat conductivity coefficient;

T is temperature;

g_i is gravity acceleration;

t is time;

$\rho c = (1 - m) \cdot \rho_s c_s + m \rho_f c_f$, where: m is porosity; ρ_s , c_s , ρ_f , c_f – c_f , c are specific heat capacities of the fluid and the two-phase media;

$\lambda \nabla^2 T$ are fluid and two-phase medium densities;

∇^2 is Laplace operator.

Heat conductivity equation may be presented as:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \gamma v_i \frac{\partial T}{\partial x_i} = \kappa \nabla^2 T, \quad (3)$$

where κ is temperature conductivity coefficient; and γ is determined as:

$$\gamma = \frac{\rho_f c_f}{(1-m)\rho_s c_s + m\rho_f c_f},$$

where m is porosity.

Let us take h as thickness of the layer and assume a temperature jump ΔT at its lower boundary. The parameter characterizing convection intensity is the Raley value, or more exactly, its analogue for the porous media:

$$Ra = \frac{\alpha g \Delta T k h}{\nu \kappa}, \quad (4)$$

where g is modulus of the vector g_i .

Intensity of the heat transfer in thermal convection is determined by the Nusselt value:

$$Nu = \frac{qh}{\lambda \Delta T}; \quad q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_f c_f v_z T, \quad (5)$$

where h is thickness of the layer;

q is total heat flow.

Examining the thermal convection equation we can estimate processes of material transfer and concentration.

Numerical solution of the equation (1), (2) at different boundary conditions, allows us to determine Raley and Nusselt values and all characteristics of heat and mass fluxes within the field under consideration. However, effective coefficients of permeability and heat conductivity in the fractured medium of the oceanic crust, as well as geometrical characteristics of the model and boundary conditions are rather uncertain values. This considerably depreciates precise numerical solutions in the convection model, when certain natural objects are studied. Nevertheless, results of numerical and physical experiments can be applied to qualitative studies of the convection processes.

We can judge about the Rayleigh value using direct observations on the thermal convection signs at the ocean bottom. The relationship between Rayleigh and Nusselt values may be inferred from numerical and laboratory experiments. This allows us to determine the total heat flow. So far as the convection is its major component, heat and mass transfers are proportional to each other. Based on this, we can evaluate contribution of the thermal convection to the hydrocarbons production using the proposed scheme. Simple estimates according to the above scheme show that the intensity of thermal convection is sufficient for concentration of hydrocarbons dispersed throughout the porous layer to form hydrocarbon deposits.

Therefore, using a series of indicators, it is possible to find localities of probable hydrocarbon deposits occurrence in zones of oceanic crust extension and transform faults. Increased tectonic and magmatic activity, high heat flow, and other geophysical and geochemical anomalies which evidence for the above considered mechanism are among such indicators.

The convective transfer reaches its maximum in the axial zones of the oceanic crust extension and in transform faults, where the convection proceeds in a turbulent regime. The most favorable situations for formation of hydrocarbon deposits appear, when two cases alternate on the ocean bottom: one with permeable boundaries and another with impermeable boundaries. In such situation, hydrothermal gas blowouts are caught at the open boundary, and generated hydrocarbons may be captured by the trap formed by adjacent sedimentary layer. Situations, where a sedimentary layer is cut by fault through which seawater penetrates into the porous layer, may also be considered as favorable. Moderate Earthquakes in a region with a not very thick sediment cover belong to favorable factors as well. Such Earthquakes may temporarily disturb the permeability of sedimentary layer, and thus provide conditions for formation of gas hydrate and hydrocarbon deposits. The favorable conditions also appear, when a sufficiently thick sedimentary layer is accumulated, and the thermal convection is still active. If these conditions exist, considerable accumulations of hydrocarbons and gas hydrate deposits of commercial scale may be formed.

Therefore, we proposed a mechanism to explain formation of hydrocarbons and gas hydrate deposits in conditions of the oceanic crust extension, based on thermal convection of water in the fractured-porous medium, in which the serpentinite layer participates.

THE MODEL OF MUD VOLCANO AND HYDROCARBON FORMATION

Oil and gas deposits and mud volcanoes have similar mechanisms of their origination and only differ in the permeability of their cap rocks. However, there is a substantial difference between these mechanisms. In mud volcanoes, the mud mixture has a free outlet to the surface. Therefore, it is highly fluidized, has a low viscosity, and a high velocity of movement. The situation in fluid flows beneath oil and gas deposits is basically different. These flows are in constrained conditions. The bulk and shear viscosities of the porous medium in them are a few orders of magnitude greater than in the mud volcano channel. Therefore, the movement regime there can qualitatively differ from the dynamics of a mud volcano. Nevertheless, the constrained regime of the mud mixture movement through a volcanic channel can provide important constraints on fluid motion in the upper crust. Within the framework of this model, the constrained regime corresponds to isolated disturbances in a finite domain with moving boundaries.

Thus, the study of the activity of mud volcanoes provides insights into the mechanism of the formation and evolution of oil and gas deposits. In particular, depleted deposits are enriched with time by fluids supplied by feeder channels from below. Analyzing the regime of mud volcanoes, it is possible to assess the efficiency of this mechanism and its practical significance.

Most reviews on mud volcanoes include description of their morphology and structure and analysis of the related geological and

tectonic structures. These data are undoubtedly of major significance. However, it is also important to measure the outflow dynamics of a mud mixture, its volume, and outflow rate, as well as the parameters of the volcanic channel, which are inaccessible to direct observation. In view of this, it is expedient to make the required continuous measurements.

Another interesting aspect of research on mud volcanoes arises from the fact that the water inflow due to the mud-volcanic activity can influence variations in the level of closed bodies of water, in particular, the Caspian Sea. Therefore, the research on mud volcanoes based on mathematical modeling may contribute to the understanding of the regime of the Caspian Sea.

The model of a mud volcano is based on the assumption that mud volcanoes and hydrocarbon deposits are similar in their origin. It is believed that mud volcanoes are aborted deposits of oil and gas. They arise when fractures or faults appear in the domes of anticlinal traps. Mud volcanoes are mainly distinguished from hydrocarbon deposits by a much easier escape of fluids and mud mixtures to the surface. It is this fact that allows the movement of mud mixtures. The case of deposits is radically different. The movement of mud mixtures through permeable zones during deposit formation is severely hampered because there is no free outlet to the surface, resulting in very low values of the porosity and percolation rate. The study of the dynamics of mud volcanoes provides important constraints on the fluid migration pattern during the formation of oil and gas deposits.

The activity period of a mud volcano can be conventionally divided into three stages: initiation, maturity, and termination. During the initial stage, the process of mud mixture movement is activated. The awakening of a volcano begins with the breaking of a mud mixture through dry rocks. This breakthrough is accompanied by fracture and softening of the dry medium and cannot be described in terms of the compaction mechanics. Therefore, this phenomenon is excluded from a rigorous analysis and is regarded as an external factor that promotes the necessary conditions and sets the system into motion. When a volcano dies or assumes a dormant regime, the mixture dries up in the mud channel. This process is also beyond the scope of the model. This paper only deals with the situation of a channel containing a fluidized mixture governed by compaction equations. It is

assumed that the compaction regime also involves the initial, mature, and final stages. The initial and final stages of the compaction regime correspond to the initial and final stages of the volcanic process, although do not exactly coincide with them.

If the velocity of the mixture is divided into the solenoidal and potential components, the initial compaction equations can be split into two groups of equations corresponding to these components [Karakin, 1999]. These groups of equations are not mutually independent but are coupled via boundary conditions and, in part, the equations themselves. In the boundary layer approximation, these groups of equations describing different velocity components are solved virtually independently of each other.

As a porous viscous mixture flows through a volcanic channel, the friction against the channel walls produces a shear flow resembling the Poiseuille flow of an incompressible liquid in a pipe. This flow is described by the group of equations corresponding to the solenoidal component. Another process operating in this channel is compaction, which is described by the other group of equations, corresponding to the potential component. Both processes are related to each other and provide the general solution to the boundary-value problem. Ultimately, the initial 2D (in the general case, even 3D) boundary-value problem can be reduced to a simple 1D compaction problem. It is important to note that, besides an expansion in small parameter, this procedure involves no additional assumptions simplifying the solution.

The compaction model under study involves two types of boundary-value problems with their own specific boundary conditions: a perturbation in an infinite domain with relevant asymptotic conditions and a finite impulse with moving boundaries. The moving boundaries separate porous domains with closed and open pores. Pores open or close at these boundaries. We should emphasize that, with both open and closed pores, the skeleton of the porous medium remains viscous. It is only the structure of the porous space that changes. In this paper, numerical methods are applied to both types of problems, each corresponding to its own specific processes.

GAS HYDRATES AND MUD VOLCANOES OF THE BLACK SEA BASIN

Mud volcanoes are unrealized oil or gas deposits. Mechanism of formation and evolution of real oil and gas deposits can be understood from the analysis of consistent pattern of behavior and distribution of mud volcanoes. Productivity and coefficient of efficiency of the mechanism of formation of hydrocarbon deposits can be estimated by comparison of instantaneous and total productivity of mud volcanoes (fig. 1).

Fluidodynamic model of moving of a gas-mud mixture, which is accompanied with eruptions of mud volcanoes and gas bursts, is firstly demonstrated by the example of the Black Sea Basin. The entire spectrum of gas bursts can be divided into gas and mud-fluid volcanoes. Emanation of hydrocarbon gases during eruptions accompanied by powerful explosion, bursts of gas, water, and fragments of rocks as well as by the issue of breccia is typical for the first type of volcanoes. These events were observed during the Crimea Earthquake in 1927. Such violent eruptions take place either at the initial burst at the moment of formation, or when output channel of gas sip captures a great pocket of gas accumulation in joint-porous rocks.

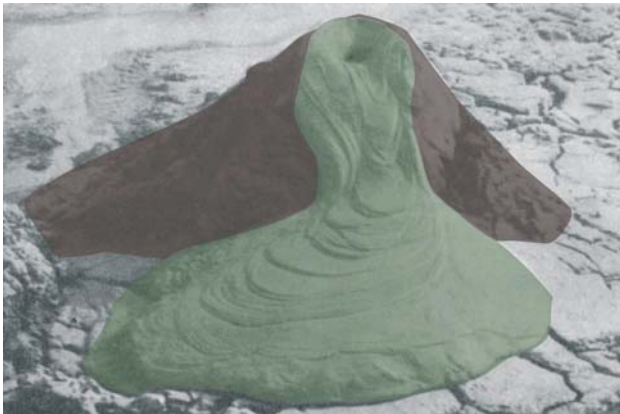


Fig. 1. Mud volcanoes

At the usual regime and a relatively low gradient of porous pressure in the channel of gas sip gas-fluid mixture moves fluently and erupts slowly on the surface. In the second case, mud-fluid volcanoes burst the diluted breccia mixture without manifestation of hydrocarbon gases.

As it is known, gas bursts and mud-fluid volcanoes are confined to the geodynamically active zones of the ocean and the sea floor. They are presented as a form of hydrothermal activity of the mid-oceanic ridges or gas bursts and mud volcanoes defined to the fracture zones of subducting plate overlapped by thick sedimentary cover. High-energy stress level of fluids in the deeply submerged deposits of the subduction zone provides the development of their vertical migration at a pressure exceeding the geostatical pressure. It results in the formation of microjoints and diapir folds, hydrorupture of the layer, gas and mud volcanism (fig. 2).

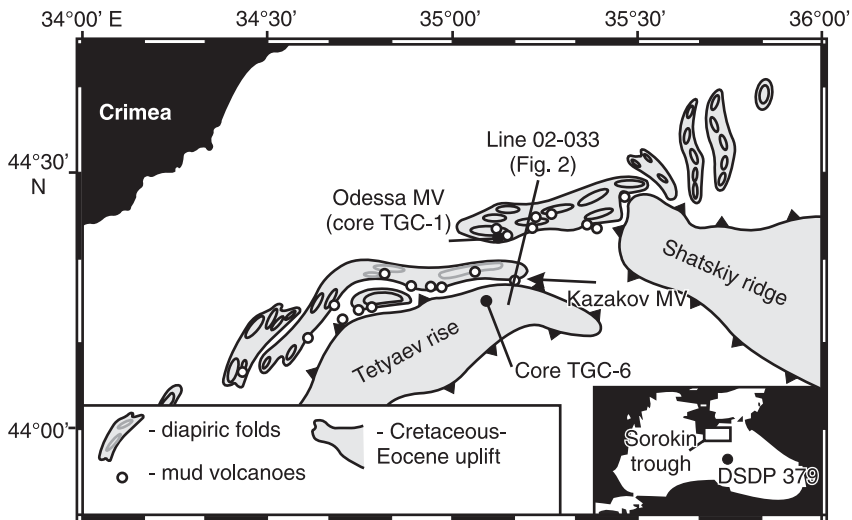


Fig. 2. Map of present-day mud volcano and diapir location (Woodside et al. (1997) and Krastel et al. (2004)). The arrows show the Odessa mud volcano location and 02-033 seismic profile (G. Aloisi, K. Wallmann, M. Drews, G. Bohrmann – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, V 5, No 4, 20. 2004 [148])

Let us consider some theoretical ideas based on the fluidodynamic conception of the crustal waveguide explaining the mechanism of the formation of mud volcanoes and their connection with oil and gas deposits. Fluids in the upper crust are periodically pumped into the crustal waveguide and squeezed out of them as a result of oscillatory movements inside of crustal waveguide. Anomalously high layer pressure and the formation of oil and gas deposits accompany moving of fluids upwards. The study of gas-mud volcanoes provides a useful insight into the solving the problem the building of industrial units and construction of gas pipelines as well as into prediction of hydrocarbon accumulations. Active investigations of gas-mud volcanoes with the use of special equipment are also proposed. For this purpose, the geomechanical model of moving of mud mixture along the vent funnel is examined. Equations of compaction considering viscous deformations of the mixture and filtration of fluids through it are the base of this model.

Fluidodynamic model of gas mud and gas hydrate formation in the Black Sea Basin

Up to the present days, there was no conception explaining the existence of gas bursts and mud volcanoes as well as features of their formation. One of these features is their abyssal origin. Judging from the complex of available data, this depth is estimated as about 10–15 km.

The conception of crustal waveguides was the first to explain this phenomenon. It suggests that fractured-porous saturated layers (crustal waveguides), extending over reasonably long distances in the horizontal direction, are located in the upper crust at a depth of 10–15 km. These layers can not be at rest. Therefore, they execute oscillatory and wavy motions collapsing and widening periodically. As a result, fluids (mainly water) from the upper crust are periodically pumped into crustal waveguide and squeezed out them.

While moving downwards, water fluids dissolve hydrocarbons and carry away them into the zone of crustal waveguides. Although the solubility of hydrocarbons in the water is insignificantly low, their mass (dragged into crustal waveguide) is found to be quite considerable during

geological time and over great areas. Thermodynamic conditions of waveguides increase sharply the solubility of hydrocarbons into water which provides the basis for their concentration.

If concentrated hydrocarbons penetrate into upwelling fluids, the conditions favorable for the formation of their deposits appear. The existence of reasonably stable traps (structural, lithological, screen and so on) on the way of fluid flows is required. If these traps are broken by faults, fluids direct towards the surface forming gas bursts and mud volcanoes. Hence, hydrocarbon accumulations and gas-mud volcanoes have the common mechanism of formation. The only difference of gas-mud volcanoes is the fact that their traps are destroyed. It explains the location of mud volcanoes along faults and over the slope of the shelf in the flexure zone where impermeable layers underwent destruction in the highest degree.

While modeling gas-mud volcanoes, mud mixture is considered to be porous saturated medium with viscously deformed frame. Such media are described by equation of compaction. Three regimes of moving of this medium are possible. The first regime corresponds to a quite and steady eruption of mixture onto the surface. The second variant appears when the channel is plugged and moving is stopped. The third case is intermediate when moving becomes difficult, but nevertheless, it occurs (for example, in the moment of the beginning of activation of mud volcano). This case is the most interesting because it allows us to research the conditions of origination of mud volcanism and to determine its parameters. The model of compaction will consider just this case.

The compaction model description for mud volcanoes in the Black Sea

The following model of motion of mud mixture along the volcanic channel is proposed [69–71]. Let us introduce the cylindrical system of coordinates (r, θ, x) . The interval Ω on which a function is defined represents the vertical cylindrical channel with round section with radius a : $-\infty < x < \infty$, $0 \leq r \leq a$. It is suggested that the radius of the cylinder is much smaller than a typical length of disturbance. The filtration of fluid through viscous compressible matrix takes place within a mud stream. This motion can be

described by isothermic system of equations of compaction in the case of the absence of mass exchange between skeleton and fluid. The inverse power dependence on porosity is taken for material function:

$$\zeta + \frac{4}{3}\eta = f^{-l}; \delta = f^{-k},$$

here ζ and η are shift and volume viscosity of the porous medium, f is porosity, δ is hydraulic resistance (it is reciprocal of permeability).

This motion has peculiarities similar to Puasel current in the case of adhering to the channel walls. We can put it another way, the velocities of biphase medium and filtration are zero at the vertical boundaries of the channel. The solution has cylindrical symmetry under these conditions. Moreover, it was found that full solution of equations of compaction could be presented as superposition of Puasel current of Newton fluid for salt-ideal component of velocity of biphase medium and one-dimensional solution of the equation of compaction, which are coupled with the boundary conditions. In this case, only the system of equations of compaction, this looks like [58] must be studied:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(f^{-l} \frac{\partial s}{\partial x} \right) &= \kappa^2 f^{-k} s - 1; \\ \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial s}{\partial x} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

here, s is the velocity of filtration, f is porosity, t is time;

κ^2 is dimensionless parameter,

$$\kappa^2 = \frac{H^2(0)}{(H^*)^2}; H^* \equiv \sqrt{\frac{\tilde{\zeta}^*}{\tilde{\delta}^*}},$$

where $H(0)$ is the initial size of the area of definition $H(t)$; $\tilde{\zeta}^*$, $\tilde{\delta}^*$ are the typical scale of viscosity and hydraulic resistance of the medium.

The feature of this model of compaction lies in the fact that disturbance has the fore and rear fronts where the specific boundary conditions are defined. Numerical examination of this model at a small porosity is carried

out. The initial conditions are common for all types of the problems. Dimensionless mass of fluid μ is defined in the initial area $\Omega(0)$:

$$\Omega_c(0): f(x,0) = \varphi(x) + f_{\min}, \quad \mu = \int \varphi(x) dx. \quad (2)$$

The section $x_-(t) < x < x_+(t)$ with moving boundaries $x_+ = x_+(t)$, $x_- = x_-(t)$ having the length $h(t) = x_+ - x_-$ is the area of definition $\Omega_c(t)$. Here, x_+ and x_- are the boundary functions for incoming Γ_{in}^+ and stepping back Γ_{in}^- fronts. The common boundary conditions are defined for the both of the boundaries:

$$\Gamma_{in}^-, \Gamma_{in}^+ : f = f_{\min}, \quad s = 0 \quad \text{when } x = x_-(t) \text{ and } x = x_+(t). \quad (3)$$

Moreover, the additional condition is defined for the incoming front:

$$\Gamma_{in}^+ : \frac{dx_+}{dt} = -\frac{1}{\beta} \left(f^{-l} \frac{\partial s}{\partial x} + \sigma^* \right) \theta \left(-f^{-l} \frac{\partial s}{\partial x} - \sigma^* \right), \quad (4)$$

Here, β and σ^* are the certain material constants determining the propagation velocity of the incoming front and limiting level of porous pressure when this propagation can take place; $\theta(x)$ is the Havyside stepwise function equal to 1 when $x \geq 1$ and equal to 0 when $x < 1$.

Numerical calculations were carried out for the boundary problem (1)–(4) for two variants of the model. One of the solutions simulates situation in «unlimited area» which was numerically researched in the paper [58]. To be more specific, the limited interval, whose length is 50 times longer than the length of compaction, was considered. The initial bell-shaped disturbance was defined in this interval:

$$\varphi(x, f_0, x_-, x_+) = \frac{1}{ch \left\{ \frac{1}{2,5} [x - (x_+ - x_-) \cdot 0,5] \right\}},$$

Numerical calculations were carried out with the same values of determining parameters ($l = 0$, $k = 3$). These calculations demonstrate the following results. As opposed to McKenzie's problem, in our definition the disturbance had the fore and rear fronts. The initial phase of solution coincided with the McKenzie's solution: high-frequency disturbance is

superimposed on smooth solution. However, quantitative differences appear in time. The individual pulses stand out as independent disturbances, each has the fore and rear fronts. The fore peak grows unlimitedly within the time, and as a result the solution is slammed. McKenzie's solution develops unlimitedly [217].

In the second problem the evolution of solitary wave, whose initial function was defined by the following equation, was considered.

$$\varphi(x) = \frac{4}{h^2} (f_{\max} - f_{\min}) (x_+ - x)(x - x_-).$$

The different forms of the initial condition can be obtained by changing of parameters f_{\max} and h . It was posed the problem to research the robustness of wavy solution at the following values of parameters: $l = 0$, $k = 3$, $f_0 = 0.1$, and $\sigma^* = 0.1$. Numerical examination of this problem with different values of parameters shows that the defined initial disturbance either tends to wavy solution or is slammed.

The main reason for slamming of solitary wave is the high value of the limiting pressure σ^* . Physically, this corresponds to dry undisturbed matter of mud mixture. The slamming of the wave indicates formation of caverns filled by water and gases. These gas-mud pockets were really found in some mud volcanoes. However, when these pockets are overfilled or shaken by seismic movements, the moving along the volcanic channel by means of solitary wave takes place. Hence, the reason for great eruptions of gas or mud volcano could be not only seismic shocks, but also a motion of one solitary wave. This wave provokes rupture of the pocket filled in gas, which is under the condition of unstable balance.

Considered solitary waves describe only the initial moment of the action of mud volcano. The majority of gas-mud mass are replaced along the volcanic channel owing to long permanent motion of this mixture. The motion is described by the other compaction model.

The analysis of the boundary problem of compaction causes the following conclusions. Solitary waves can originate the permanent eruption of gas-mud volcano. These waves either reach the surface or are slammed and form the individual pockets. If isolation of these pockets is reasonably

resistant, they can become oil and gas deposits within the time. If its isolation is not very resistant, gas emanation can occur. Hence, mechanical (strength and filter) features of covering and overlapping layers determine the motion regime of gas-mud mixture.

The recorded individual impulses of eruptions identify solitary waves over the surface. If the quantity of these waves is reasonably high, they merge each other and form permanent flow of gas-mud mixture. These processes correspond to permanent volcanic eruptions during long time. They can be described in the compaction model of disturbance in an unlimited area.

As it can be derived from the analysis of compaction problem, the motion of mud mixture along the volcanic channel takes place under the conditions of anomalous layer pressure (ALP). High ALP near the foot of volcano is required for initiation of motion of gas-fluid or mud mass along the volcanic channel. Hence, the existence of gas or mud volcanoes is impossible without ALP. Drain of fluid along the lateral line and filling the fractured volumes by fluids under the conditions of ALP takes place during the formation of gas and mud pockets. The release of these volumes can have the catastrophic character.

The genetic relationship of mud volcanoes and oil-gas deposits allows us to carry out a comparison analysis of it. Data on origin and evolution of hydrocarbon deposits can be derived from the regime of acting of mud volcanoes, their features, and productivity. This information can be used for prediction and prospecting of new deposits as well as for research on possibilities for regeneration of deposits used before. For example, data on intensity of filling in the deposits, time of their existence, and conditions of their destruction can be obtained.

Geodynamic development of the Black Sea Basin

Kinematics of plate movements in the region of the Black Sea–Caucasus is determined by the convergence of the Arabian and Eurasian plates with a velocity of about 30 mm/year [58] (fig. 3).

The area of the maximal compression including the Great and Lesser Caucasus and East Anatolia is located just opposite of the Arabian plate

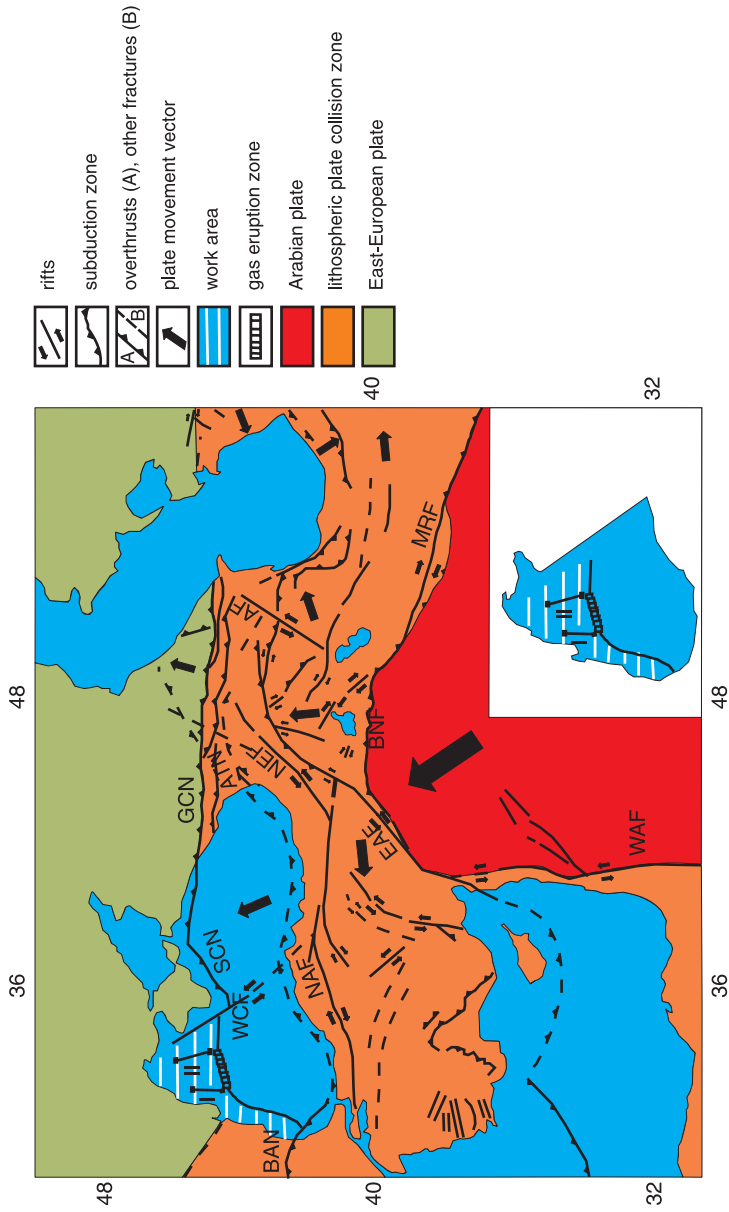


Fig. 3. Geodynamic map of the Black Sea

promontary. In this area, considerable horizontal shortening of the Earth's crust is expressed in the form of reversed faults and nappes in the Great Caucasus and Transcaucasia areas and in the form of the lateral block expulsion in the East Anatolia and northwestern Iran. So, the East Anatolian subplate is expelled to the west from the zone of maximal compression while the other blocks move to the east in the direction of the South Caspian Basin.

It was suggested [58] that the eastern part of the Black Sea forms a block or subplate moving to the northwest. This conclusion is important for estimation of seismic and connected geological hazard in the studied region. It was established that deformations and seismicity are mainly confined to the edges of the East Black Sea subplate while in its inner part the level of seismic activity is considerably lower.

In the West Black Sea Basin, seismicity is confined to the front of Balkanid-Pontid (fig. 3) while the northern and northwestern passive margins are slightly seismic or aseismic that demonstrates the quiet current tectonic regime.

The West Black Sea Basin includes about 50 thousand km² of shelf located mainly within the Ukraine water area. The sea depth over the majority of shelf is less than 100 m. The Odessa Bay is a confirmed province of gas eruptions with the one exploited Golitsyn deposit and six deposits in the stage of preparation to the exploitation or development. The total surveyed resources of gas comprise 1.5 trillion m³ (fig. 4).

Gas eruptions take place within the continental slope of the West Basin. The basin filled by Cenozoic sediments more than 14 km thick. It is located to the south of the slope. Judging from results of deep seismic profiling, the sediments overlay the basaltic basement. Mesozoic (Cretaceous) deposits are distinguished only at the foot of the continental slope (fig. 5a).

Cenozoic sequence includes carbonate deposits of Pliocene-Eocene (2–3 km), the thick unit of clay with rare interbeddings of sandstone and aleurolite assigned as the Oligocene-Late Miocene (Maikop series 2–4 km), carbonate-terrigenous sediments of Middle-Upper Miocene and Pliocene (2.5–4.0 km), as well as thick terrigenous deposits of the Danube

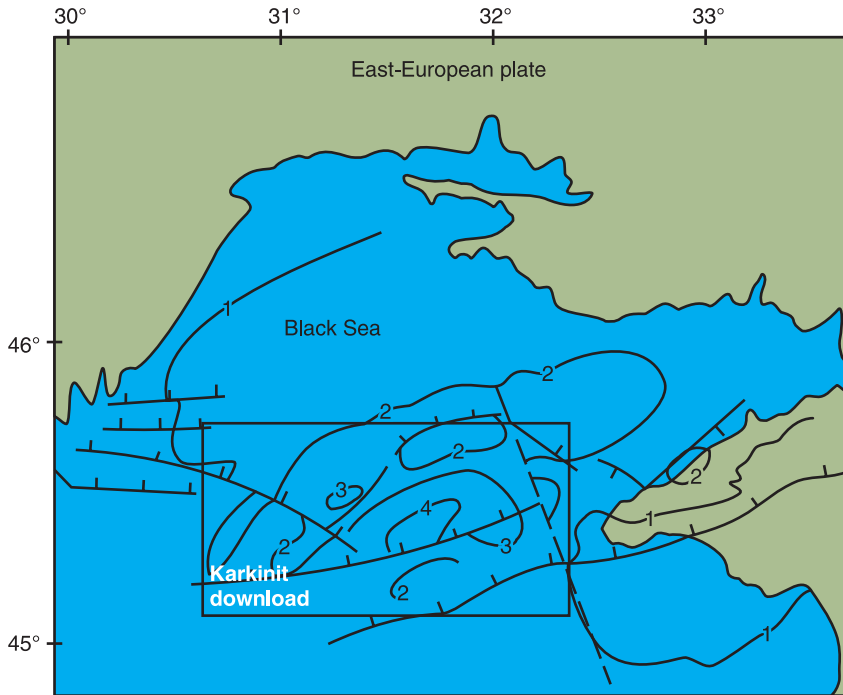


Fig. 4. Map of survey area

River delta (the Anthropogen). The lower part of Maikop deposits is considered as potentially oil-bearing with the content of organic carbon up to 8 kg/tonne.

Within the step faulted continental slope, the lower Cenozoic horizons pinch out while the upper horizons become thinner (fig. 5a,b). Minimum thickness of Cenozoic deposits is found within the Kalamitsk Rise extending parallel to the upper margin of the continental slope. The Karkinit Basin is located to the north of the rise. It is filled by the tick sequence of Cretaceous–Cenozoic sediments (fig. 5b). The formation of the basin began in Albian and Aptian–Albian when rifts had been filled by clayey-sandy synrift deposits 1–2 km thick. In Cretaceous–Paleogene, the wide

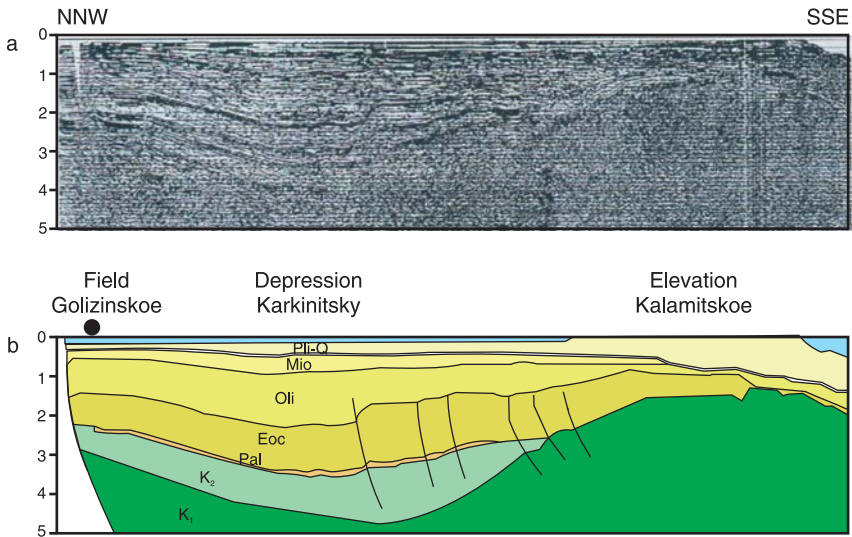


Fig. 5. Deep seismic cross-section (a) and geologic profile (b)

basin was formed as a result of post-rift subsidence. Sediments up to 4 km thick filled it.

In the end of Eocene, the basin underwent slight inversion accompanied by formation of reversed faults, probably, along the planes of previous normal faults. Reversed faults and conjugate anticlines developed on both slopes of the Kalamitsk Rise, which was probably uplifted during the compression period. Some reversed faults were active in the later periods up to Pliocene.

The Karkinit Basin includes several gas deposits with 1.5 trillion m³ of the total explored resources. Reservoirs are confined to coarse-grained sandstone of Aptian, Paleocene, and Oligocene are overlain by Upper Cretaceous and Eocene marls and Oligocene clays. The main traps are anticlines formed during Late Eocene and in later phases of compression.

GAS HYDRATES AND GAS BURSTS OF THE BLACK SEA BASIN

Mud volcanoes are found all over the world in different tectonic settings in the submarine and subaerial environment. They have been studied intensively for many years because they are related to the occurrence of hydrocarbons and fluid discharge (mainly methane and CO₂), which is possibly an important component of global cycles (e.g., Higgins and Saunders 1974; Rakhmanov 1987; Milkov 2000; Kopf 2002). Kopf (2002) shows in a recent synopsis that mud volcanoes are mainly found in compressional tectonic systems. They vary in size and geometry and show a great diversity regarding the origin of the fluid and solid phases. The region with by far the most mud extrusions known to date is the Tethyan Belt extending from the Mediterranean Sea to the Makran coast, the Black Sea being part of this belt.

Most recent studies of mud volcanoes in the Black Sea concentrate on the central part of the Black Sea. Nine large mud volcanoes were identified west of the Crimea fault (Ivanov et al. 1996; Limonov et al. 1997; Gaynanov et al. 1998). The Sorokin Trough is the second main area with abundant mud volcanoes (Ginsburg et al. 1990; Soloviev and Ginsburg 1994; Woodside et al. 1997). Gas hydrates, bacterial mats, and authigenic carbonate crusts have been collected from the flanks of some of these mud volcanoes (Ivanov et al. 1998). Other areas with mud volcanoes in the Black Sea include the coast off Bulgaria, Russia, and Georgia. Abundant subaerial mud volcanoes are found along the coast of the Crimea Peninsula, especially at its south-eastern end, the Kerch Peninsula (e.g., Akhmetjanov et al. 1996). We present newly collected seismic, sediment echo-sounder, and side-scan sonar data, which image the mud diapirs and mud volcanoes in the Sorokin Trough in great detail.

Seismic line 02-003 shows typical features identified in the study area. Three mud volcanoes were imaged on this seismic line. The large structure at the southwestern end is the Kazakov mud volcano, which is cone-shaped with a diameter of ~2.5 km and a height of ~120 m above the surrounding seafloor. The area beneath the Kazakov mud volcano is characterized by

a transparent zone with a width similar to the diameter of the mud volcano, probably serving as the main feeder channel. Some short stretches of weak reflectors are imaged in the generally transparent zone, but in principle the transparent zone can be vertically traced for ~1 400 ms up to 4 000 ms two-way travel time (TWT), which is the maximum seismic penetration of the presented data. The root of this mud volcano is therefore not recognized, but it may exceed 7–9 km (Limonov et al. 1994). The upper 700 ms of the sediments around the Kazakov mud volcano are characterized by relatively thick (~100 ms) transparent units, which are separated by strong reflectors. Reflectors beneath this unit are closely spaced and show a good continuity. No major offsets of reflectors were identified across the Kazakov mud volcano, and therefore it is probably not located on a fault zone. The Kazakov mud volcano is by far the largest mud volcano in the Sorokin Trough (fig. 1).

Two smaller and more typical mud volcanoes are located between Common Mid-Points (CMP) 850 and 1100 on profile 02-003. They belong to a belt of mud volcanoes associated with a morphological step. Diameters range from ~1 km for the mud volcano located around CMP 900 to 500 m for the mud volcano at CMP 1050; the heights are 45 and 15 m, respectively. The feeder channels in the upper 300–400 ms TWT reveal about the same diameters as the mud volcanoes themselves. Diapirs are clearly imaged beneath each of the mud volcanoes. A narrow sedimentary basin separates the diapirs but, at a depth of about 3 300 ms TWT, the diapirs seem to be connected to a larger diapiric structure that is more than 8 km across. The flanks of the mud diapirs are overlapped by well-stratified sediments.

Another type of mud volcano is shown on profile 02-043. The flat-topped feature around CMP 550 is the Dvurechenskii mud volcano. The feeder channel and a mud diapir are clearly imaged beneath. The Dvurechenskii mud volcano is described in detail below. Two other diapirs are located on profile 02-043. Small faults and indications of fluid flow can be identified above the top of the diapir around CMP 1200, but no mud volcano is located above this diapir. The Parasound profile shows that the fault reaches to the seafloor.

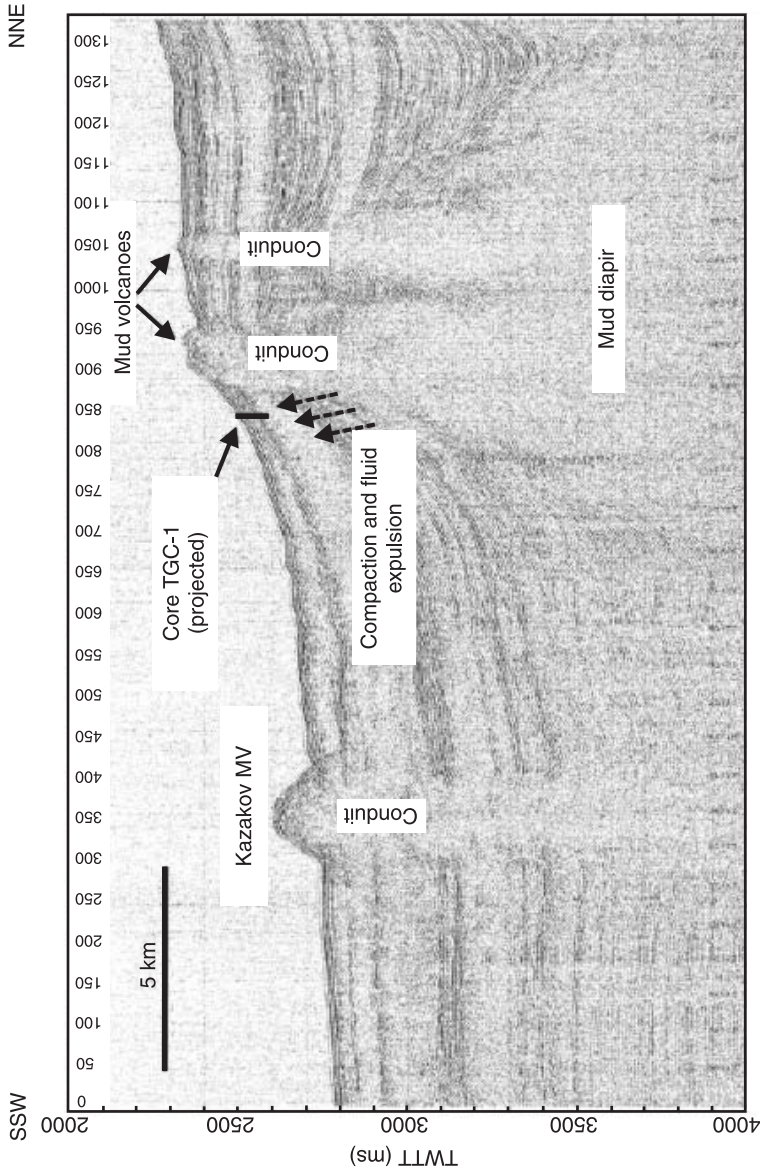


Fig. 1. GeoB 02-003 seismic profile of the Kazakov mud volcano (G. Aloisi, K. Wallmann, M. Drews, G. Bohrmann – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, V 5, No 4, 20. 2004)

Mud volcanoes and diapirs were identified in the entire survey area. Most of them are cone-shaped, and some are characterized by depressions in the seafloor (pockmarks); the Dvurechenskii mud volcano is the only flat-topped mud volcano. Mud diapirs are imaged beneath all the mud volcanoes, with exception of the Kazakov mud volcano where the base of the feeder channel is not visible on our seismic data.

The Dvurechenskii mud volcano (DMV) was imaged with different acoustic systems. Multichannel seismic data show the mud volcano itself and the sedimentary structure beneath it. The width of the flat top on the seismic line is ~800 m. The feeder channel is imaged as a transparent zone with a similar diameter, although some short stretches of reflectors are visible beneath the top of the mud volcano within the upper 200 ms TWT. The transparent zone can be traced down to 600 ms TWT beneath the seafloor. At this depth the transparent zone widens to almost 4 km. This is a typical dimension for mud diapirs also found in other locations in the survey area. Thick transparent units separated by bands of high-amplitude reflections characterize the upper part of the sedimentary section around the mud volcano. This pattern changes beneath 400–500 ms TWT subseafloor. Reflectors with medium amplitudes and very good continuity are characteristic for this part of the sequence. These reflectors are curved upward at the edges of the mud diapir. Although it is not possible to trace reflectors through the feeder channel of the mud volcano, characteristic reflection patterns show an offset of about ~100 ms TWT north and south of the mud volcano, indicating that the DMV is probably located on a fault zone (fig. 2).

The Parasound record of profile 02-043, acquired simultaneously with the seismic data, shows that the seafloor reflection of the almost flat top of the DMV has a relatively low amplitude. No sub-bottom reflectors are visible beneath the top or the flanks. The flanks reveal varying reflection amplitudes. The slope angle of the southern flank has a relatively uniform value of 2.5° and a height of ~80 m. The northern flank is only 25 m high, but slope angles reach 5.5° . A prolonged seafloor reflector and a weak reflector some 30 m beneath the seafloor characterize most of the Parasound profile. The subbottom reflector is interrupted beneath the DMV.

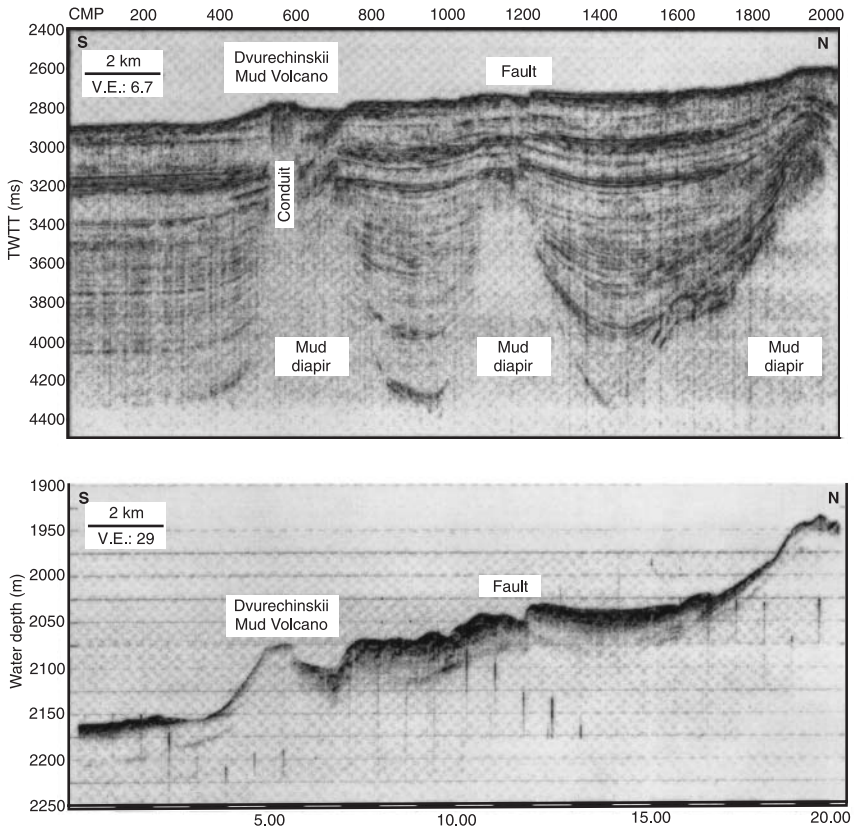


Fig. 2. Seismic profile of the Dvurechinskii mud volcano

The dataset showing the highest structural resolution was obtained by the deep-towed MAK-1 side-scan sonar. The top of the DMV shows uniform back-scatter values without any structural variability. Therefore, the top of the DMV seems to consist of relatively homogenous mud. At the center of the DMV, active seepage through centimeter- to decimeter-sized patches was observed by a video sled (Bohrmann et al. 2003), but these patches may be too small to be imaged by the side-scan sonar. The shape

of the top of the DMV is oval with the diameters of 1 000 and 800 m along the long and short axes, respectively. A major deviation from the general circular shape is visible at the northeastern flank. A mud flow of ~450 m length originating at this incision is imaged by higher backscatter values on the sonographs. A much smaller incision can be seen at the southern flank, where another small mud flow occurs. Larger, but probably older mud flows were identified south and west of the DMV (fig. 3).

Gas hydrates in marine sediments of the Black Sea were already found 30 years ago. Since then, near-surface gas hydrates were discovered at various locations in the Black Sea, including the Sorokin Trough (Soloviev and Ginsburg 1994; Ivanov et al. 1998). Gas hydrates in the Sorokin Trough were sampled during Meteor cruise M52/1 from several mud volcanoes, for example, the Dvurechenskii, Yalta, and Odessa mud volcano as well as from an unnamed mud volcano (Bohrmann et al, 2003, this volume).

Bottom simulating reflectors (BSRs) in seismic records are often used to identify gas hydrates in sediments by means of acoustic measurements. A BSR is a reflector with a negative reflection coefficient usually occurring at the base of the gas hydrate stability zone (e.g., Dillon and Paull 1983), but in some cases no BSR is found on seismic sections, despite gas hydrates being present in the sediments.

BSRs are essentially absent in the Sorokin Trough. Despite the known near-surface occurrence of gas hydrates, bottom simulating reflectors have not been identified on any seismic line in the Sorokin Trough to date, but pronounced lateral amplitude variations and bright spots have been found, especially in the western survey area. These amplitude anomalies are probably caused by free gas in the sediments. The amplitude anomalies are located either in the cores of anticlinal structures or at the updip terminations of strata with diapirs. These are the locations where the trapping of gas would occur if a seal exists. It is interesting to note that the amplitude anomalies occur at a relatively constant depth of ~300 ms TWT (~250 m) beneath the seafloor. We speculate that the top of these amplitude anomalies represents the base of the gas hydrate stability zone and that gas hydrates, acting as seal, are present above (fig. 4).

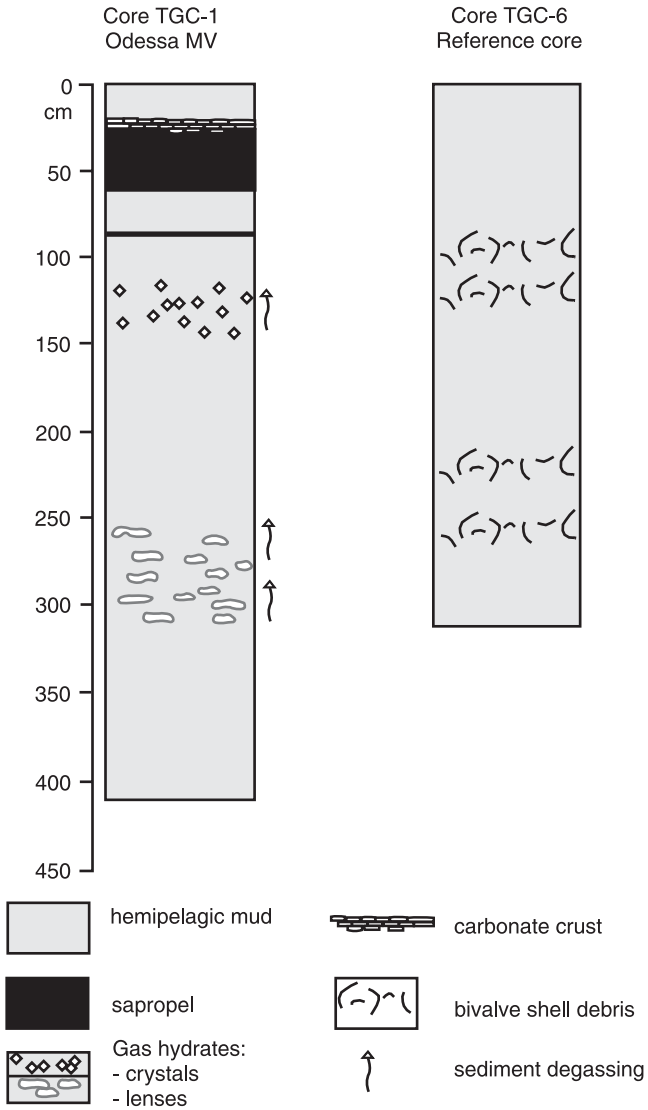


Fig. 3. Lithological sections of the TGC-1 sedimentary columns [148, 149]

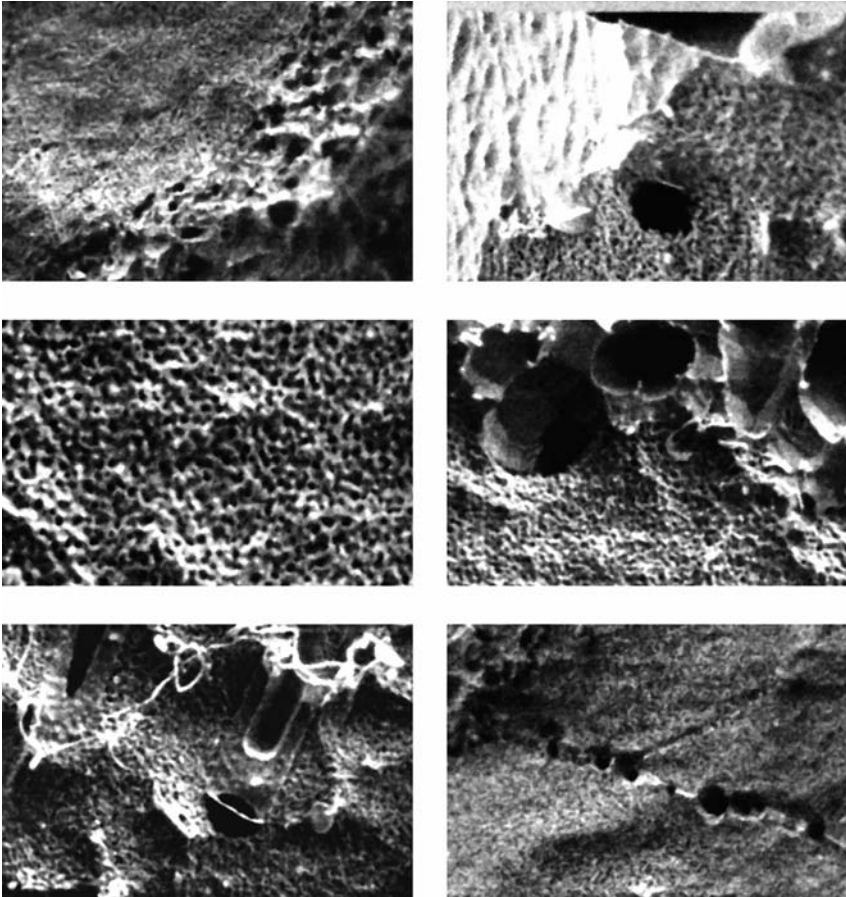


Fig. 4. Gas hydrate fields in the region of the Sorokin Trough

Heat flow measurements show that the base of the gas hydrate stability zone can be expected at a depth of ~400 m beneath the seafloor (Bohrmann et al. 2003, this volume). The amplitude anomalies seem to be somewhat shallower, but sediments above the anomalies are certainly in the gas hydrate stability zone. Several small faults are imaged above the amplitude

anomalies, which may act as flow paths. They may allow a sufficient amount of gas to migrate into the gas hydrate stability zone and to form gas hydrate under the presence of water. It seems that the base of the gas hydrate zone is shallower than predicted from the surface heat flow measurements. The heat flow measurements, however, are sparse and more detailed measurements may result in a shallower depth for the base of the gas hydrate stability zone. Some pockmarks were identified in the area of the amplitude anomalies. If gas hydrates are present in this zone, they may occasionally seal the conduits (Reed et al. 1990; Bouriak et al. 2000), which can result in violent eruptions and the formation of pockmarks.

The majority of vents of the gas bursts and mud volcanism are confined to the upper part of the continental slope and adjacent areas of the shelf of the northwestern sector of the Black Sea (Odessa Bay). It is a peculiar transition zone between the continental part and abyssal basin. It has clearly recognized flexure-fault character caused by tectonic processes. The majority of gas flares is defined to the area of transition from the inner shelf to the continental slope and its discontinuity. Flares often have the conic form thinning progressively in the direction to the surface. However, some gas eruptions located over the shelf, shape the broad gas fields in the form of «turbidity» with rare gas cones. One of the flares has clearly distinguished «dendroid-like» gas column 100 m high with lateral branches.

The heights of gas bursts vary from 10 to 250 m. In this case gas spouts do not reach the surface on almost all images, even when they are located at a relatively small depth. They are dissolved while approaching the near-surface horizons. Individual gas bulbs crowing the gas spots are well seen on some images.

The field of individual and group flares is localized within the sublatitudinal belt of the continental slope discontinuously adjoins from the east to the canyon of the Paleo-Dnieper River. Flares are confined to the clearly seen roughness of the sea floor and are grouped near the isobathes of 100 and 200 m.

The field consists of eleven scattered individual gas flares located at a depth from 200–300 m and deeper and extended in the sublatitudinal direction. Alternation of narrow submarine ridges and extended canyon-like

cuttings is typical for the topography of this part of the continental slope. Gas emanations are confined both to positive and to negative forms of the bottom topography (fig. 5a,b).

It was established during the expedition on the board of R/V Kiev that gas vents are confined, as a rule, to the plicate and disjunctive tectonic zones. It is confirmed by the results of seismic survey. The zones of total crumpling and dividing of rocks under the fields of gas flares on the obtained seismograms reach visual depth of 500 m. The total crumpling of rocks is typical for diapirism accompanied often with mud volcanism. However, the practice of mud volcanoes researches including volcanoes located over the sea floor demonstrates various manifestations of these processes in geological structures. Prerequisites to formation of mud volcanoes and gas flares are the favorable tectonic setting and diapirism.

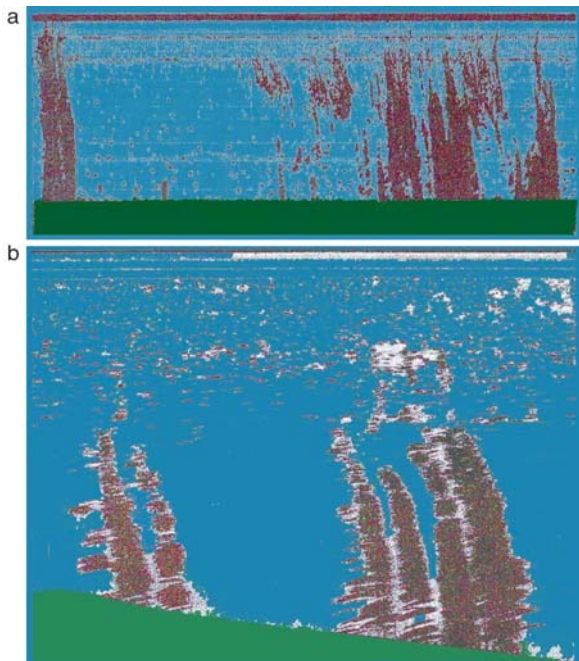


Fig. 5. Gas emanations

At the same time, it is difficult to disclaim a single root of deep processes resulting in the formation of mud volcanism and gas emanation in this area of the Black Sea. Findings of gas emanations at a great depth and near the foot of the slope show their abyssal origin.

The structure of the deep Odessa (Odessa-Sinopsk) Fault distinguished by A.V. Chekunov in 1969 is the largest submeridional structure to which the fields of active gas emanations are adjacent. Firstly this zone was distinguished by Ya.P. Malovitsky, G.V. Osipov, and B.D. Uglov under the name the Trans-Black Sea Deep Fault. The later studies established that this fracture zone is the fragment of Tornkwist Line or the North Sea-Arabian lineament. The systems of the complexly built disjunctive zones, flexures, zones of pinching out of sediments and so on are found in this zone.

ABOUT POSSIBILITY OF GAS HYDRATE FORMATION IN THE BARENTS SEA CONDITIONS

The largest among known gas hydrate accumulations is discovered at the boundary of the Barents and Norwegian Seas. Arctic shelf is really unique reserve of discovered and predicted hydrocarbon resources of Russia. Recoverable hydrocarbon resources exceed 100 billion tons of oil equivalent. In the Western sector of Russian Arctic a giant oil and gas shelf province containing 70 % of initial recoverable resources of Russian shelf has been stricken. New oil-and-gas production centers can be created on the base of three big regions of concentrated oil and gas accumulation, namely Central Barents, South Kara gas condensate and Pechora oil and gas condensate. The region has good expectancies for discovery of new fields because 62 % of the Barents, Pechora and Kara Seas area are free of boreholes. But in spite of this pure geological knowledge of the region, 16 deposits have been discovered here including Shtokman gas condensate field, Leningrad and Rusakov gas deposits with total reserves exceeding 10–12 trillion m³.

Possible criteria effecting sea bed stability under submarine engineering works in the Arctic North conditions are given. The most essential criteria are to the authors' opinion, development of the geodynamically active zone of the Barents Sea rift, faults tectonics, geothermic regime, gas breath of industrial deposits, modern sedimentation and gas hydrates formation in the Barents Sea conditions. A special attention is given to the geodynamically active zone of the Barents Sea rift. Its development was accompanied by vigorous tectonic activity, propagation of deep faults, deep fractured zones that played an important role in fluid dynamic and thermobaric regime of the whole region. Geodynamic development of the Barents sea rift not only played a substantial role in formation of unique fields such as Shtokman, Prirazlomnoe and others, but created prerequisites for possible gas outbursts into near-surface sediments of the Barents Sea that could result, in some cases, in gas hydrate formation.

Hydrodynamic conditions of the region led to the kick up of hydrocarbon water solubility that creates preconditions for gas hydrates formation. Gas hydrates are meta-stable formations and exist in nature in conditions which are about their phase stability limits. Minor changes of temperature and pressure could result in inconvertible decomposition process with release of vast amounts of methane and water into environment followed by landslides and downfalls. Regular occurrence of gas hydrates in the bottom sediments of seas and oceans is, in the same time, a positive factor of increasing of hydrocarbons resource and a serious industrial and ecological problem. Some of the serious engineering problems in the sea bed instability conditions are marine fields operation, oil platforms construction and pipelining. Gas engineers faced this kind of problems while Russia–Turkey pipeline was under construction. A mechanism of gas hydrate formation due to thermal convection is considered in the work.

A considerable attention is paid to research of the modern sedimentation of the Barents Sea region which is important for development of reliable criteria for the sea bed stability.

The major processes that controlled a structure of the friable sedimentary cover of Arctic shelves appear on the seismic acoustic records

as chaotic effect of cryolite genesis (permafrost, themokarst, glades, paleo-riverbeds and so on) and hydrocarbons migration (gas hydrates, gas saturated sediments, gas sipping, etc.). Such phenomena are the main components of geo-risks for oil and gas fields development in Arctic Seas and are, together with the gas hydrates deposits, the top priority objects of seismic acoustic measurements. The recent data on field measurements are shown in the work.

All the Barents Sea deposits are situated in the epicenter of active geodynamic development of the Barents Sea rift and, most important, over the zone of listric faults intersection, which consist a knot system over the mantle diapir. This is confirmed by prospecting seismology. Intrusion of hot mantle matter with further cooling down of abnormal lense might be a possible cause of appearance and evolution of ultradeep depressions.

A high seismic stratification of the lower crust (nearly reaching the basement surface) at time scale about 8 sec. is typical for the inner, the deepest part of the depression. Supposing the seismic stratified lower crust corresponds to basalt layer, this area is nearly upper crust (granitic-gneiss) free. This fact confurmes conception on development of granite free gaps in the depression basement. Thick blocks of seismically transparent upper crust corresponding to the granitic-gneiss layer are marked out within Kolsk-Kanin monocline. An abrupt thickness decrease and appearance of «stratified» areas takes place at the southern edge of the depression.

A filling of the over-rift sag with sediments, revival of the faults and their effect on the filtration processes and gas hydrates formation took place in the South Barents Sea depression. Repeating activation of the fault blocks in the basement, especially during late Jurassic – early Cretaceous period contributed to formation of the structures related to the greatest deposits of the South Barents Sea depression.

Norway-Greenland Basin (NGB) occupying the area down the geotransverse of the gas pipeline Shtockman field – Murmansk is a component of the Arctic mega-basin and is located between spreading structures of the North Atlantic in the South and the Eurasian basin in the North.

An extended field acoustic data collected in the Barents Sea led to understanding of general fundamental problems for all Arctic Seas and, first of all, the problem of Quaternary glaciations which is published in the literature.

The greatest known gas hydrate deposits have been discovered near the boundary between the Barents and the Norwegian Seas.

Up to date, a seismic profiling by reflection technique that enables to mark out BSR boundary as gas hydrates basement parallel to the bottom boundary and does not follow the cross section bedding in the records is believed to be the only geophysical method for gas hydrate detection in the ocean. The BSR boundary is not considered as a lithological boundary but as a boundary of a phase change from gas saturated sediments to gas hydrate-bearing sediments. It is usually observed in the depths band of 0.5–2.0 km where the PT conditions for stable gas hydrates are met. The thickness of the gas hydrate layer can be from tens to hundreds meters. Modern investigations and, in the first place, deep ocean and engineering drilling data in the Arctic Seas, showed multiplicity of stable physical states of the gas hydrates, up to the normal atmospheric pressure conditions.

The information on geodynamic development of the region, thermal convection and modern sedimentation enable assessment of the real potentiality for underwater works in the region, potential gas hydrates resources, and will help to assign a strategy of prospecting work, to range the known fields, to carry out a regional survey for engineering work.

An analysis of Eurasian-Arctic continental margin shows correspondence between the rift systems of the shelf with those of the ocean. This relation can be observed by an example of the central Arctic region. All the rift systems underlying the sediment basin are expressed in the sea bed relief as spacious and extensive graben valleys burnished by lobes. The rift structures and the sediment cover are connected by the systems of transversal (or oblique) faults.

From a practical point of view, this relation seems to be very important because it can become an essential criterion for not only the sea bottom mapping but for indicating the areas of the maximal risk for pipelining and submerged structures design as well.

A study of the regional geologic structure of basins affords ground for believing in the very complicated inner riftogenic structure of the base and the lower part of the sediment cover, which is represented by a combination of grabens and horsts bound by the same tectonic border in the form of high amplitude fault zones, and have a very high density of fault-fractured tectonics. In the same time, a branching of the rift structures related to rounding of large solid blocks of the crust, represented by Archaean or Baikal base prominences, takes place. Their frequent structural connection with the continental paleo-rift structures is ascertained, but the shelf rift system is not their straight prolongation and separated by base thresholds concealed under the sediment cover or by bulkheads expressed even in the modern relief.

Oil and gas deposits development in Arctic is not only technically complex but is very dangerous due to ground instability. The Shtokman field is situated in the central part of the Barents Sea. A gas column is 518 m, prospected resources are about 3 trillions m³. Its development is complicated due to valuable distance from the continent (about 600 km away from the Kola Peninsula), sea depths (300–320 m), significant tides, frequent storms, drifting ice, negative near bottom temperature (fig. 1).

Intensive hydrate formation in boreholes and surface lenses was registered during exploration well drilling at Shtokman field. Gas hydrate formation in the borehole was registered at the sea depth (up to 300 m) and low temperature (from +4 to -1 °C). Possible technogenic post development effects could be deformation of hydrate saturated rocks, hardness loss, gas gryphons. This detection of gas hydrates in Shtokman wells suggests their wide spread in the region based on a study of geodynamic development of the Barents Sea depression.

As a matter of fact Shtokman field located in epicenter of active dynamic development of the Barents Sea rift (fig. 2). But the most important fact is its position above zone of listric faults forming nodal system above mantle diapir which is confirmed by seismic data. Intrusion of heated up mantle substance followed by cooling down of abnormal lense can give possible explanation of origin and evolution of ultradeep depressions, in this case of South Barents

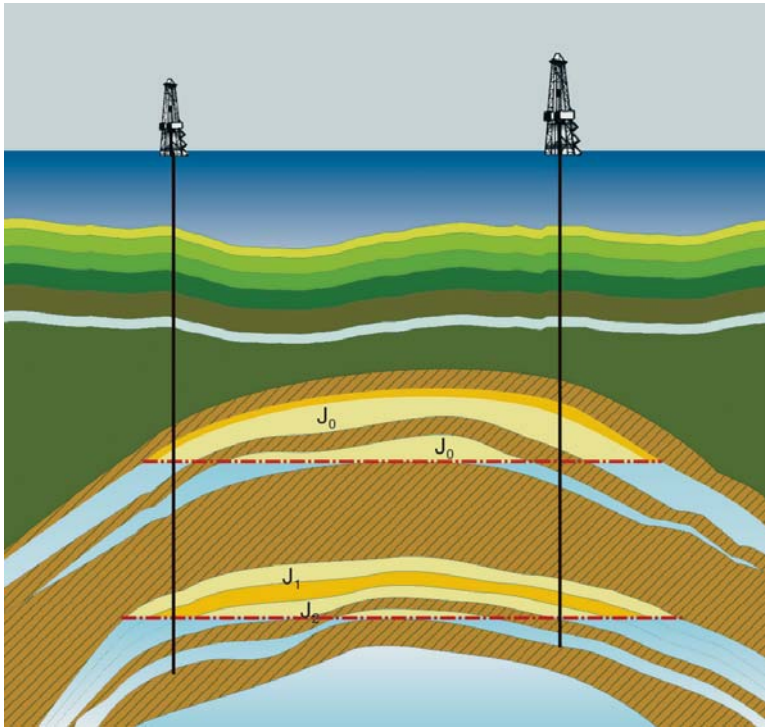


Fig. 1. Shtockman deposit

depression. It originated from initial rift genesis during the mantle arch rise up to deep submergence of side zones and filling of over rift flexure by sediments, revival of faults and their impact on filtration processes and gas hydrate formation in bed sediments. Periodic activation of basic fault blocks, especially in late Jurassic – early Cretaceous period significantly contributed to formation of the structures related to the greatest fields of South Barents depression.

Filling of over rift flexure by sediments, revival of faults and their impact on flow processes and gas hydrate formation in under sea bed sediments have occurred in the South Barents depression.

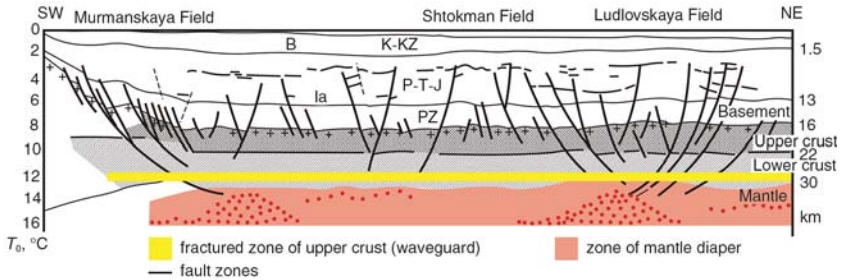


Fig. 2. Geologic cross section of the Barents rift

Periodic activation of basic fault blocks, especially in late Jurassic – early Cretaceous time significantly contributed to formation of the structures related to the greatest fields of South Barents depression.

Geodynamic history of the development of the Norwegian part of the Barents Sea margin during Jurassic-Cretaceous and Paleocene-Eocene periods is characterized by development of wide-scale riftogenesis. During Triassic period regional subsidence, not active rifting, took place. It can be observed in the Nordcap and Hammerfest depressions, where data on Triassic-Permian faulting are absent, while the thick sedimentary layer with the same age exists. The extreme character of subsidence in the Triassic period was also observed in the Russian part of the Barents Sea. Such subsidence can be connected with breaking of the Urals frontal system. The southern part of the Barents Sea represents submerged continental margin of Norway. The structure of the crust here corresponds to the structure of the Baltic shield.

In spite of good understanding of the Barents Sea shelf, many geological issues remain unclear. One of them is scale and character of glaciation during ice period in the late Paleocene. Tens of thousands of kilometers of seismic lines acquired to date in the Barents Sea do not give a clear answer on many subjects.

Mapping of gas hydrate locations in the area of gas fields and potential pipeline routes require isothermal and isobaric core sampling at different depths (in the range of 200–250 m beneath the sea floor and up to 5 m)

along the pipelines routes and special laboratory studies. This information will be important for development of oil and gas fields in the Barents Sea.

Under the project an expedition to the Barents Sea on a research vessel belonging to Shirshov Institute of Oceanology is planned with the aim to prove and map existing gas hydrate accumulations in the areas of prospective field development (Shtokman field) in the Barents Sea.

Geotechnical conditions, namely numerous discontinuous dislocations of Mesozoic rocks resulting in sea bed ground properties complicate the deposit development as well. But the major problems of the development caused by interaction between stratal fluids and gas hydrates of overburden layer. Because of this the new equipment and technology, new design concepts are wanted subject to the crucial criteria for possibility of deposits development using above-water platforms of underwater systems.

The thermodynamic conditions developed during the period under investigation lead to the increase in water solubility of hydrocarbons which creates prerequisites for gas hydrates formation. Gas hydrate is a metastable unit. It exists in nature conditions that are close to its phase stability threshold. Minor change in temperature and pressure can result in irreversible decomposition process with release of enormous amount of methane and water and generation of landslides and downfalls. Wide spread occurrence of gas hydrates in bottom sediments of seas and oceans is both possibility of increase of hydrocarbon reserves and technical and ecological problem.

In the chapter, the data collected during recent cruises are given. The Barents Sea is one of the key regions for understanding of the postglacial history of the climate and circulation of the World Ocean. There are the limits of warm North Atlantic waters penetration to the Arctic and a zone of interaction between Atlantic and Arctic waters.

The Barents Sea's borders are the deep Norwegian Sea in the West, the Spitsbergen Island, the Franz Josef Land and the deep Nansen trough in the North, the Novaya Zemlya archipelago in the East and the North shore of Europe in the South. Two transverse trenches cross both shelf and continental slope, namely the Medvezhinsky trench between Norway and Spitsbergen in the West and the Franz Victoria trench between Spitsbergen

and the Franz Josef Land in the North. The Barents and the Kara Seas are connected by the Kara Gate Strait and wide transverse trough of Saint Anna in the North-West. The South-East part of the Barents Sea between the South island of Novaya Zemlya, the Kara Gate strait, the Bolshezenelskaya tundra shoreline and the Kolguev Island is called the Pechora Sea.

The amount of sea ice delivered from the Barents Sea to the Arctic Ocean is 35 km^3 a year. This value should be added by iceberg delivery from the North island of Novaya Zemlya, the Franz Josef Land, the Spitsbergen Island and North Norway but the most of terrigenous matter settles in natural sediment traps of fjords. The recent assessment of the eolian solid sediment supply to the Barents Sea is about 0.904 ton. The Barents Sea as a whole should be considered as «starving» in terms of its feeding with solid sediment matter. Observations show the considerable part of the sea bottom to be free of Holocene sediment cover. The more ancient Quaternary units or bed-rocks can be seen at the bottom surface. This phenomenon is the most typical for arches of relatively shallow elevations. The thick accumulations of new sediments are connected with fjords, the Pechora Bay and the central part of the Pechora Sea.

The Barents Sea bottom has rather dissected relief. A number of isometric or, rarer, elongated underwater elevations (Perseus, Central, the Admiralty Bar, the Goose shoal) and separation trenches and troughs (South and North Barents Sea troughs, Perseus, Aldanov, Medvezhinsky, Franz Victoria, West and South Novozemelsky trenches) can be distinguished.

The new information on composition of the Earth crust up to the Mohorovičić discontinuity is obtained from interpretation of the seismic profiles crossing the structures of the Barents Sea paleo-rift. The analysis of the profiles shows that granitic layer of the paleo-rift is really crumbled and fragmentary. At the same time the average thicknesses of the granitic and basalt layers are, correspondingly, 10 and 15 km. The same thickness values of the layers were found by geothermic modeling. This is an additional corroboration the validity of the given above assessment of the deep heat flux (50 mW/m^2) of the Barents Sea paleo-rift.

Modeling shows that a lithosphere of the total thickness 150 km with basalt and granitic layers 10 and 15 km thick, correspondingly, produces the heat flux of 48 mW/m². This is in a good agreement with the heat flux found from seismic, geothermic and geological data. This shows a reliability of the model and the deep structure of the Barents Sea paleo-rift lithosphere. It should be stressed that the model reproduces only average crust composition within the paleo-rift and does not take into account its crumbled structure due to rift genesis, lateral thickness variation, etc. Because of this, conjecture can be made on existence of fragmentary granitic free gaps in the core zone of the paleo-rift.

The description of oil and gas bearing complexes and location patterns of hydrocarbon deposits of different composition, a relation of the largest gas deposition zone (the South Barents Sea and Shtokman-Lunin oil and gas bearing areas covering the depression of the same name and Ludl saddle) to the area of abnormal deep crust structure can be noted. Formation of giant hydrocarbon deposits occurs as a result of reservoirs makeup due to inorganic hydrocarbon synthesis in deep focuses of the lower crust and the mantle.

The Barents Sea is, undoubtedly, the most extensively studied by seismic and drilling methods Russian Arctic Sea. The main reason for that is its enormous oil and gas potential. Industrial and scientific-industrial institutions carried out deep seismic surveys in the region. Starting from the first seismic surveys in the Barents Sea in 1960 carried out near Spitsbergen island, 54 prospective structures were discovered in the Barents and Pechora Seas. Most of the structures proven by exploration drilling amount to about 40 000 m drilled. As a result, 8 deposits of hydrocarbons have been discovered: Prirazlomnoe, North Varandey, Medyn Sea, North Gulyaev, Pomorskoe (Pechora Sea); North Kildin, Murmansk and Shtokman (Barents Sea). The large amount of data collected mostly in recent 15–20 years has been studied in detail and published in a number of monographs. In this monograph, a structure of the whole sediment basin and the main seismo-stratigraphic complexes and facies of the upper sediment thickness are described.

The shelf of the Barents Sea is one of the most extensively studied with high resolution acoustic methods because of large-scale engineering and geological problems solved in process of its industrial development. Mainly, it is related to exploring and development of oil and gas fields, oil terminals and submarine pipelines construction and building up the whole infrastructure for their exploitation. Since 1980, Arctic marine engineering and geologic expeditions have been carried out on the Barents-Kara continental shelf including acquisition of continuous deep penetration seismic lines. A large volume of work has been carried out by «Sevmorgeo», Institute of Oceanology (14, 15 and 19 cruises of RV «Professor Shtokman») and other research and industrial organizations. In the standard continuous seismic profiling method a low volume pneumatic and multielectrode electric-spark radiators were usually used for seismic signal generation. An extended material of continuous seismic profiling in the Barents Sea enabled a better understanding of common fundamental problems for Arctic seas, and first of all the Quaternary glaciations problem.

Until now the only geophysical technology for gas hydrate detection in the ocean was seismic profiling using reflected wave method. This method allows detection of BSR bound as a bottom of gas hydrate layer which is usually parallel to the sea floor bound and does not coincide with stratification of the formations. The BSR boundary is considered to be a phase transition boundary of gas hydrates and not a lithological boundary. The BSR boundary is usually observed at the sea depth ranging between 500–2 000 m with PVT conditions of the stable gas hydrate state when thickness of the gas hydrate layer can range from tens to hundreds meters.

Recent investigation (mainly deep sea drilling data) in the Arctic have shown in many occasions presence of stable form gas hydrates up to the normal atmospheric pressure condition. The BSR boundary at the Shatsky elevation in the Pacific Ocean at a depth of 2 000 m far from continental margins was discovered by high-resolution seismic profiling. High resolution seismic sea bed data at the Vorring plateau in the Norwegian Sea showed presence of multi-level structure gas hydrates.

Seismic-acoustic analysis in the Arctic and in the Black Sea discovered highly split near-bottom reflecting interfaces hypothetically

related to roofs of permafrost and gas hydrate layer, correspondingly. All these evidences cast doubt on the uniqueness of the BSR detection as gas hydrate prospecting indicator.

For detection of gas hydrates of different types and concentrations the following geophysical methods can be used:

1. High-precision bathymetric survey using multi beam acoustic device and side-scan sonar device for mapping of hydrocarbon gas seepage zones.

2. High resolution seismic-acoustic profiling, including sea-bottom method, using narrow-beam parametric and linear-frequency modulation profilers (frequency ranges are 0,3–1,5, 2–7, 8–23 kHz, resolution 10–50 cm, penetration up to 50–200 m below the bottom, towing depth up to 600–1 000 m).

3. High resolution multi-channel seismic including near bottom one (hydropneumatic or high-frequency vibrators, 120/240-channels siesmograph 600–1 000 m long or 100–300 m for near bottom version, frequency range is 30–700 Hz, resolution 1–2 m, penetration 500–1 000 m below sea bottom).

4. High-resolution crossed and circular seismic sounding (tomography) on reflected and refracted waves using 4-component ocean-bottom seismographs with measuring velocities and dynamic characteristics of sonic and lateral waves in near bottom sediment. Sounding by magnetic field formation with determination of conductivity parameters of near bottom sediment and gas hydrate layer.

5. Geological and geophysical testing of bed sediment to a depth of 6–10 m by means of heavy geotechnical sounds and geophysical penetrometers with in situ measuring of heat flow and physical properties of the bottom sediment, including their absolute temperature and on-board check of lithology and engineering physical properties of sediment cores.

6. Sea bottom water samples and geo-chemical analysis of hydrocarbons presence.

A resolution of the standard continuous seismic profiling with pneumatic and multielectrode electric-spark radiators with frequency range 20–200 Hz and 0,5–1,5 kHz is 5–10 and 2–4 m respectively. The records

of narrow-beam parametric profilograph Parasound (frequency range is 2,5–5,5 kHz, spacing is 0,5 kHz, penetration is up to 100 m below sea bed) have visible vertical resolution 0,2–0,5 m which is about ten times higher. These records allow not only to investigate bed sediments fine structure and correlation between acoustic data and geological testing cores, but to discover different acoustic anomalies related to cryolithogenesis and hydrocarbon travel.

The use of narrow-beam parametric profilograph «SES-2000 medium» will give unique information on fine structure of the Barents Sea bottom sediment. For all the regions under consideration, with no exception, this detailed data will be obtained for the first time.

A comparison between the records by «SES-2000 medium» and core sampling will give good correlation. In particular, the surface of gas hydrate layer and of late deglaciation under the bottom of the Holocene sediment layer can be traced. This will provide for the mapping of the gas hydrate layer and seismostratigraphic separation of the Barents Sea Pleistocene sediment on a basis of «SES-2000 medium» records obtained in the cruise.

Further comparison between the records by «SES-2000 medium» with the final results of geologic sampling at the stations, including data on the physical properties of the sediment, will enable to draw more reliable conclusions on the nature of reflectors and strata within the very surface layer of the Barents Sea sediment.

Acoustic data collected due to high technical capabilities of the narrow-beam parametric profilograph Parasound supplemented appreciably the data on the structure and stratigraphy of the Quaternary sediment of the Barents Sea shelf.

The major processes controlling the sea bed sediment formation are essentially complicated by chaotic action of cryolithogenesis (permafrost, thermokarst, thawed patches, paleoriverbeds, etc.) and hydrocarbon travel (gas hydrate, gas saturated sediment, gas seeping, porkmarks, etc.). These effects complicate visible sediment structure in acoustic records. They are the main components of georisks in development of oil and gas fields in Arctic Seas and the first-priority objects for acoustic investigation.

In projected sea cruises, the new technologies of digital recording of the data from Parasound and the most high resolution data from profilograph «Chirp-II» are to be used.

According to our information, the bathymetric survey by multiradiate sounder in the Barents Sea was carried out along the submarine gas pipeline route from the Shtokman field to s. Teriberka on Kola Peninsula, in the area northward from i. Rybachy (1990, 3rd cruise of RV «Academik Ioffe») and down the route of RV «Dmitry Mendeleev» to the Kara Gate (47th cruise, 1993).

The Norwegian-Greenland basin (NGB) located by geo-traverse route of gas pipeline from the Shtokman field to Murmansk is part of the Arctic mega-basin. It is situated between spreading structures of the North Atlantic in the South and the Eurasian basin in the North. This is very complicated geo-structural unit. There are mid-oceanic ridges (Kolbensey, Mona, Knipovich), aseismic ridges (Hovgard), fault zones (Tyornes, Yan-Mayen, Senya, Greenland, Malloy, Spitsbergen), submarine plateaus (Worring, Island, Ermak) and depressions (Lofoten, Norwegian) within the bounds of the basin. Since late cretaceous NGB has been a marine basin. Generation of its deepest part consisted of two stages, i.e. in Oligocene and in Pliocene.

A number of geological and physical investigations (bathymetric, seismic, acoustic, etc.) were carried out in the basin area. 16 deep sea wells were drilled by the projects of IPOD and ODP as well as a series of more shallow engineering wells drilled by Norwegian Oil Directorate (NDP project). The results of analysis of deep sea drilling samples from holes 908 and 909 in Fram straight show isolation of the basins in the north part of NGB and formation of deep water depression with high velocities of tectonic submergence in Miocene and particularly in Pliocene-Quaternary period.

Geomagnetic investigation of NGB connected mainly with regional and detailed geomagnetic measurements which became the basis for anomalous magnetic field maps. Air borne gravimetry observations carried out by Canadian, American and Norwegian researches are represented by 1:2 000 000–1:500 000 scale maps.

In a numerous publications the authors indicate wide spread occurrence of gas hydrates in sea bed sediment of the Norwegian and Barents Seas.

Some of the most complicated engineering challenges in the condition of unstable gas hydrate deposits on the sea bed are exploitation of submarine deposits, oil platforms construction and submarine pipelining. The numerical models developed will allow assessment of the potential resources of gas hydrate, determination of a strategy of prospecting work, ranging known sites, carrying out regional review for prospecting work of geologists and geophysics.

These conclusions will enable further progress in understanding of the main problems of gas hydrate formation in the Barents Sea, including the Holocene epoch. The data obtained will provide answers to very important questions about possibility of the gas hydrate formation in the Barents Sea, including the problem of the late Pleistocene glaciations in the Arctic, and will form the basis for a number of interesting and constitutive publications.

THE MODEL OF GAS HYDRATE FORMATION IN ALEUTIAN TRENCH AND SAKHALIN ISLAND AS AN EXAMPLE

One of the most perspective direction in studying the ocean floor is the research of hydrothermal fields within the most active zone – in the rift valleys, where the processes such as spreading of the ocean floor, uplift of the deep matter to the surface of the ocean floor, and creation of the new oceanic crust occur. Volcanic activity in these zones is accompanied with the formation of a hydrothermal system executing separation, transfer, and precipitation of a series of chemical elements. It is well known that ore deposits with high concentration of iron, manganese, copper, nickel, cobalt, and so on are formed as a result of hydrothermal activity. It is much less known that hydrothermal activity in these zones has

important but not so evident result – the formation of hydrocarbons in the form of gas hydrates.

Hydrocarbon gases with gas hydrate genesis are found in some hydrothermal systems. Such thermal vents located on top of the submarine Piipa Volcano were studied during the cruise 22 of the R/V Akademik Keldysh in 1990 from the Mir submersible. The Piipa Volcano is a part of the volcanic massif of the eastern Komandor block of the Aleutian Island Arc (fig. 1).

A sample of free gas was lifted from the depth of 382 m from the base of typical anhydrite structure – the tube 1 m high.

Gas of the Piipa Volcano is found to be chemically close to gas hydrate gases of the Paramushir. Its chemical composition points to the fact that the gas was formed by hydrothermal activity in this volcano. Sensational discoveries made recently show that products of hydrothermal activity of «black» and «white smokers» are, on the one hand, the base for genesis of «oasis of life», and, on the other hand, they lead to the formation of gas hydrate layers on the ocean floor.

These mechanisms can serve as catalysts of hydrocarbon formation in sedimentary layers. So, the breaks of gas hydrates were revealed by seismic profiling in sedimentary cover near the Piip Volcano the in the western part of the Bering Sea.

The study of a gas component of hydrotherms in mid-oceanic ridges allows us to make a conclusion that hydrogen and methane have arisen in them as a result of dissociation of sea water and linkage of oxygen during serpentinization of upper mantle rocks. Taking into account the scales of hydrothermal activity, it is necessary to say about the essential contribution of products degassing during the formation of hydrocarbon accumulations in oceans.

The thermodynamic regime of the ocean corresponds to the conditions of gas hydrate formation. The junction areas of the Sakhalin Island shelves and continental slopes are the most perspective from this point of view. We assume that one more mechanism of gas hydrate formation stipulated by thermal convection of water in the fractured-porous layers of the crust of the spreading zone can act over the floor of the north Pacific Ocean. The thermal convection acts under the condition of intensive warming at a

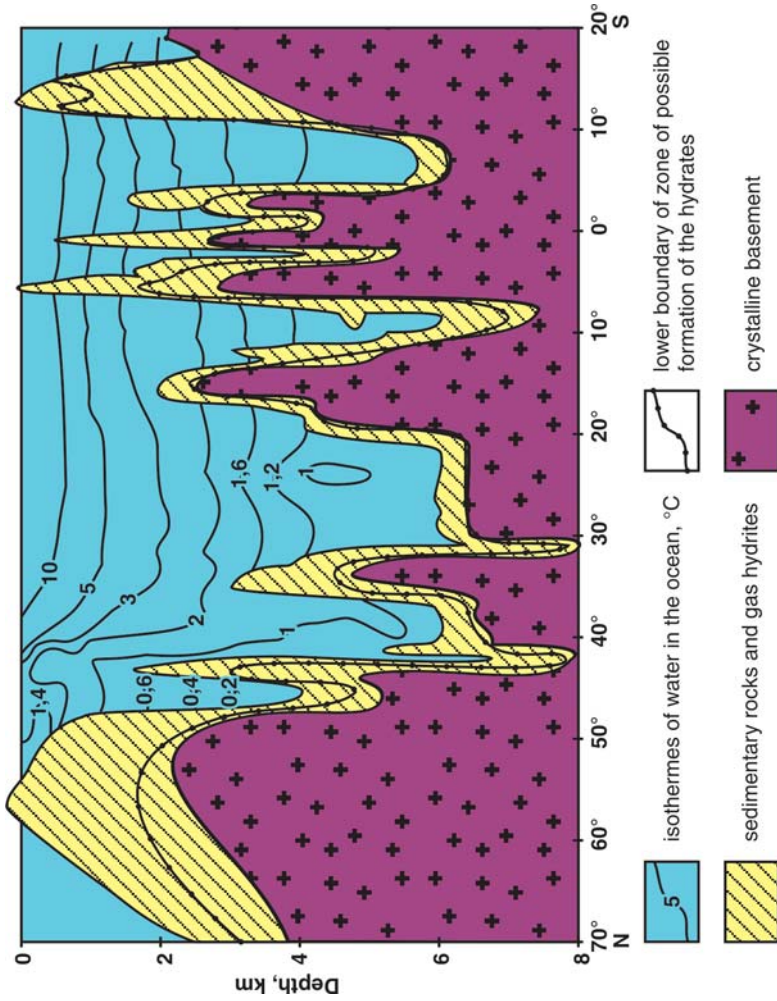


Fig. 1. Gas hydrate field on the ocean floor (rear part of the Komandor block of the Aleutian Island Arc)

temperature much higher than the temperature of the stable condition of gas hydrates. However, not only a high temperature, but a high gradient of temperature is needed for the convection. The temperature in the top area of the convection is close to a temperature of the ocean floor, which corresponds to the temperature in the zone of gas hydrate formation. This mechanism can result in the formation of gas hydrate accumulations on the slopes of the mid-oceanic ridges. The existence of cold desalted water is a favor for this process. As a result of the thermal convection, the seawater is repeatedly pumped through warmed rocks of the newly formed crust in the rift valleys causing their serpentinization.

The fact of the existence of hydrogen and methane is confirmed by the analysis of the samples obtained from hydrotherms of the mid-oceanic ridges in the Pacific Ocean and other areas. In addition to organic matter, sedimentary rocks contain ions of SO_4^{2-} , radicals of HCO_3^* , and free valences on hard phase. These radicals and free valences result in the origin of active radicals of H^* and CH^* . They combine with organic matter and cause the origin of new greater radicals and further chemical reactions ending with hydrocarbon formation.

The formation of gas hydrates in the process of thermal convection is connected with some physical-chemical peculiarities of porous media, which influence on balance of this reaction. Thermodynamic and kinetic effects take place in the porous medium. The first effect lies in the fact that walls of fractures are hydrophilic which decreases the chemical potential of porous water. As a result, according to the law of acting masses, the highest concentration of original hydrocarbon gas is required for gas hydrate formation at the same temperature. The kinetic effect is connected with formation of crystal lattice of gas hydrate. If the size of crystal lattice of gas hydrate is greater than the pore of enclosing rock, gas hydrates can not form. Both of these effects result in the fact that gas solution unsaturated in the small-porous medium penetrating into the great-porous medium becomes saturated and precipitate gas hydrates. Thermal convection, as differentiated from the other mechanism of filtration of water, is characterized by high intensity at small distances and instability of flows. The crust «washing» (including its small-porous parts) takes place

permanently. This causes the fact that overabundant sea salt, which precipitates in the process of gas hydrate formation and hinders its formation, is removed. On the other hand, the effects mentioned above are favorable for the gas hydrate formation. Hence, it would be expected that gas hydrates are formed as a result of hydrothermal activity.

Formation of hydrocarbon deposits in the ocean floor spreading zones (Aleutian Trench and Sakhalin Island as an example)

Studies of fluid migration in the oceanic rift zones, where the ocean floor spreading results in ascending of deep materials to the surface and generation of a new oceanic crust, represent a most important field in the marine geology at the change of centuries. Hydrothermal activity and intense fluid regime in the oceanic rift zones is maintained here by tectonic movements in fissured and fractured structures.

These processes are especially intensive in transform faults within the island arc basins. Long-living deep faults dissecting a relatively old oceanic crust with thick sediment cover represent a special interest as the structures where large hydrocarbon deposits might have formed. Penetrating such faults, hydrothermal solutions enter the sedimentary strata to form there hydrocarbon and gas hydrate deposits [I.E. Balanyuk et al., 1994, A.N. Dmitrievsky et al., 2003].

Transform plate boundaries representing wide zones of deep faults along which lithospheric plate shifting occurs, are just such structures in the ocean. The Queen Charlotte fault extending along the Canadian coast and the western part of the Aleutian Trench between the Bering Island and Kamchatka may serve as examples of such plate boundaries in the Pacific.

These structures are characterized by an apparent shift component with the formation of an extension zone like a backarc basin at the inner (continental) side of the transform plate boundary (fig. 2).

The similarity is rather morphological, but not genetic. In this case, widespread deformations take place along the transform fault instead of the backarc spreading, and the shift with compression (transpression) occurs in one part of the fault, whereas shift with extension (transtension) is observed at the opposite end. Because of this, it is reasonable to call the

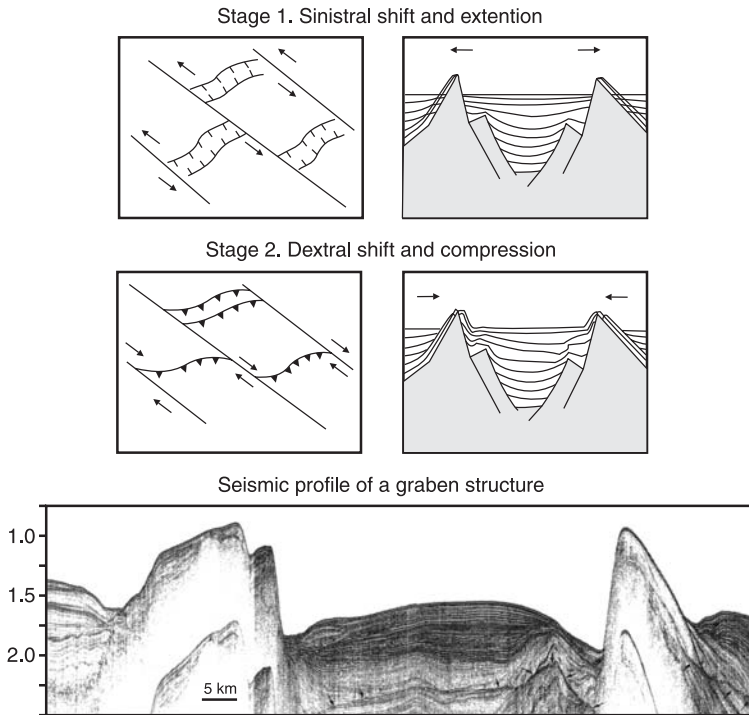


Fig. 2. Formation model for shift deformations in the ocean floor spreading zones

basins of such genesis, filled with sufficiently thick sediments, as extensional sedimentary basins. These basins, in which the crust is thinned and cut by numerous deep faults, are most prospective for the formation of hydrocarbon accumulations belonging to the type under consideration. Therefore, let us examine the entire transform boundary area including adjacent extension zones.

We can consider here a model of hydrocarbon and gas hydrate deposits formation based on the example of Sakhalin hydrocarbon deposits and the Kuril-Kamchatka and Aleutian Trenches, in the conditions of oceanic crust extension (transform fault zone), in the thermal convection regime, and with a serpentinite layer as a contributing factor.

Geodynamic development of the Kuril-Kamchatka and Aleutian Trenches

The plate boundary between the North American and Pacific plates along the westernmost portion of the Aleutian Arc is formed by several active, dextral strike-slip fracture zones. Fracturing is expressed by fault escarpments visible in reflection seismic profiles, and narrow zones of high seismicity. The seismicity changes from the Aleutian Arc, where shallow Earthquakes occur, to intermediate to deep Earthquakes in the Kamchatka-Aleutian junction area and to the south. In the vicinity of this junction, the distribution of Earthquakes follows the traces of major Aleutian fracture zones down to a depth of 100 km. south of the Kronotsky Peninsula, the distribution of Earthquakes changes and is similar to other subduction zones. The fracture zones cut the western Aleutian Arc into individual blocks, which move along strike-slip faults to the west and collide with Kamchatka. Related transtension and transpression has led to the development of pull-apart basins and block tilting. The fracture zones splay into numerous strike-slip faults to the west, where they meet the Kamchatka margin. The main faults of the Aleutian fault system can be traced on the Kamchatka Mys Peninsula, where deformed Pleistocene sediments, high uplift rates, recent thrust faulting, and changes in the drainage system provide evidence for neotectonic activity. The fault pattern onshore and offshore in the junction area supports an indentation tectonic model of the collision of Aleutian Arc slivers with Kamchatka.

The Kuril-Kamchatka and Aleutian Trenches meet in the area of the Kamchatka Mys Peninsula at nearly right angles (fig. 3). The Pacific plate is subducting along the Kuril-Kamchatka Trench. North of the Aleutian-Kamchatka junction, no subduction has occurred recently along the continental margin. Along the eastern part of the Aleutian Arc, the Pacific plate is being subducted obliquely at the Aleutian Trench; in the western part, the Pacific plate is moving past the Komandorsky Islands and the Bering Sea, which is part of the North American plate. Therefore, the westernmost part of the Aleutian Trench is not a subduction zone, but a transform fault. The Aleutian Arc is moving along this transform fault and colliding with Kamchatka (Zonenshain et al., 1990a, b).

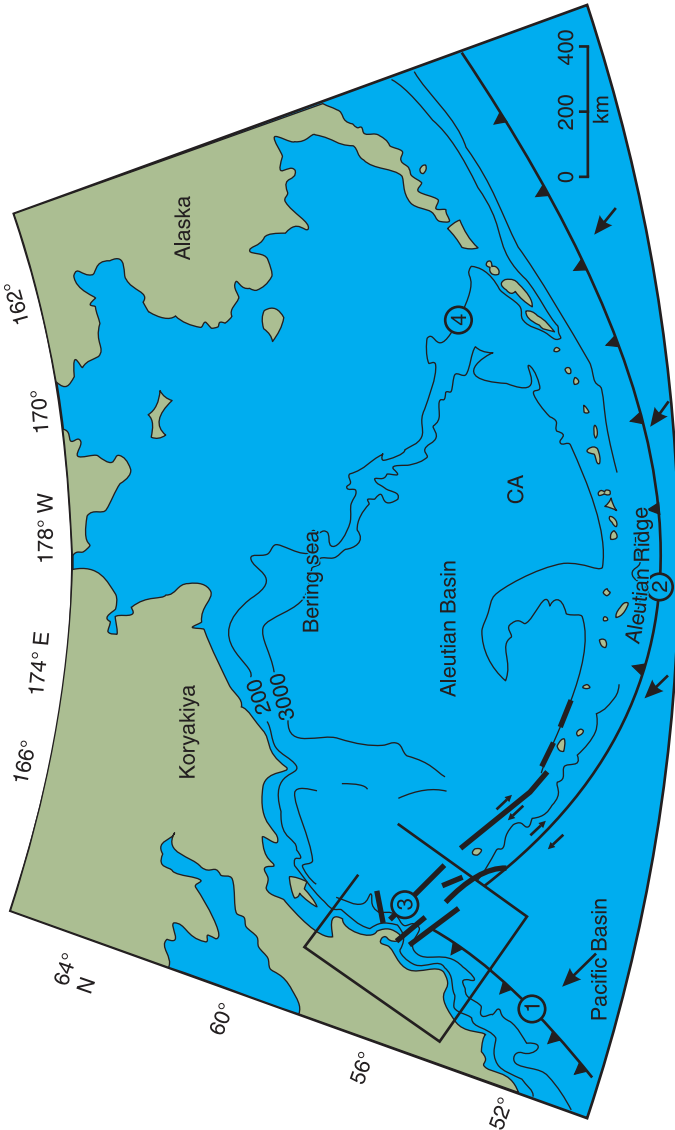


Fig. 3. Map of the Aleutian and Bering Sea region, and the selected action area (Gaedicke C., Baranov B., Seliverstov N. et al., 2000)

1, 2 – Kamchatka and Aleutian shift zones, the line marks fracture zones; 3 – Arrows pointing to the major convergence directions for the Pacific and North American plates; 4 – Bottom bathymetry lines

Single-channel reflection seismic surveys now cover a dense grid within the Aleutian-Kamchatka junction area, and detailed echo-sounding provides bathymetry. These data show that the westernmost Aleutian Arc has a complicated structure and consists of a number of fracture zones represented by dextral strike-slip faults. Single-channel seismic and bathymetric surveys provide evidence for the continuation of the strike-slip faults on the Kamchatka shelf. It is assumed that some of them continue onto the Kamchatka Mys Peninsula.

Neotectonic investigations have been carried out to study the onshore continuation of fracture zones and to understand how the Aleutian Arc has affected the present structural pattern on the Kamchatka Mys Peninsula, and how it has influenced accretion/collision processes in this region (Baranov et al., 1998; Gaedicke et al., 1998). Geodynamic model is compared with similar tectonic settings in arc-arc collision zones.

Structures in the westernmost Aleutian Arc include several fracture zones from the Alpha fracture zone in the Komandorsky Basin in the north to the Naturalist fracture zone, south of the Bering Island. This part of the Aleutian Island Arc is the Komandorsky fracture zone system. The Bering fracture zone, which separates the Aleutian Ridge from the Komandorsky Basin, stretches more than 700 km from the Kamchatka continental slope along the Komandorsky Islands up to the Near Islands (fig. 4). Except for the Alpha fracture zone in the north, all of the fracture zones show significant shallow to intermediate seismicity. Thus, recent motion has occurred at the boundary between the Pacific and North American plates in a zone about 150 km wide between the Naturalist and Bering fracture zones.

Focal mechanisms and structural studies provide evidence for a general dextral strike-slip displacement on fracture zones along the westernmost Aleutian Arc. Nevertheless, the en-echelon pattern and bending of the strike-slip faults resulted in transtensional and transpressional horst-and-graben features (e.g. the Komandor graben and the Steller Basin). Compressional structures are most obvious along the Bering fracture zone near the northern continental rise of the Bering Island, where right-lateral displacement is accompanied by a system of east-west-trending reverse faults.

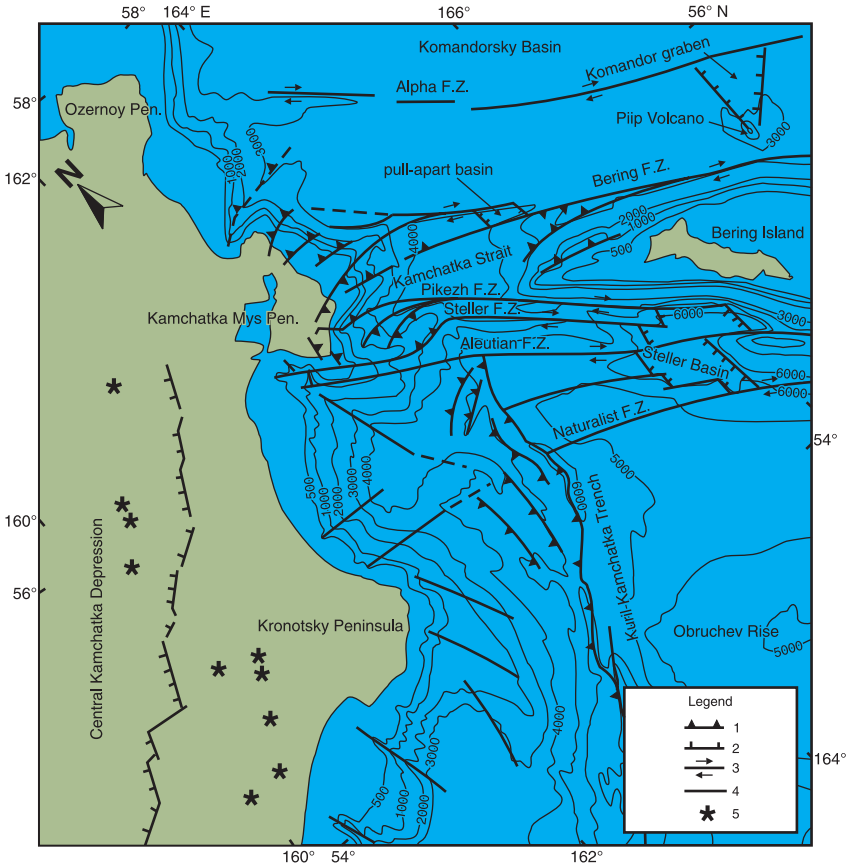


Fig. 4. Major tectonic structures of a bottom section in the western part of the Aleutian Trench
 1 – underthrust zone; 2 – major fractures; 3 – transform fractures;
 4 – fractures; 5 – location of a submarine volcano

The northern slope off the Bering Island is fragmented into rigid, tilted blocks separated by fracture zones. The Bering fracture zone appears on reflection seismic profiles as a V-shaped trough about 500 m deeper than the Komandorsky Basin. Two units can be distinguished in the reflection

seismic records: (1) an upper, stratified sedimentary unit similar to the sedimentary cover of the Komandorsky Basin and (2) a lower, acoustically transparent sequence. Both units, which trend east-west, are tilted to the southwest toward the island arc and are uplifted about 1 500 m above the Komandorsky Basin floor in the north. At least the lower part of the slope is composed of blocks of Komandorsky Basin crust. Andesites dredged on this slope and yielding an absolute K–Ar age of 8.8 ± 0.4 Ma may represent basement rocks of the southern Komandorsky Basin overthrust onto the Aleutian Ridge. Similar Upper Miocene magnesian andesites were dredged from the submarine Piip volcano. These uplifted and tilted blocks to be transpressional features related to the southward bend in the Bering fracture zone, which has a dextral sense of motion. Further to the west, a branch of the Bering fracture zone is offset to the north. As a consequence, a small pull-apart basin appears in a transtensional regime.

The system of fracture zones south of the Komandorsky Islands becomes increasingly complicated from east to west. The Steller Basin is bounded by the Pikezh and Naruralist fracture zones. It is cut into sub-basins by the Aleutian fracture zone. The rhomb-shaped basin is several hundred meters deeper than the surrounding seafloor. Here, the Aleutian Trench reaches its maximum depth of 6 800 m. To the east, the basin is marked by north-northwest-south-southeast normal faults, which were recorded during deep dives with the MIR submersible. The geometry of the basin, its location between major fracture zones, and the existence of bordering normal faults are evidence for a pull-apart origin in a dextral, transtensional setting.

The seafloor between the Pikezh and Steller fracture zones is characterized by highs and troughs. These highs form en-echelon ridges along the southern slope of Aleutian Ridge. The ridge related to the Steller fracture zone extends from the western side of the Steller pull-apart basin up to the Kamchatka Mys Peninsula continental rise. No significant compressional deformation is observed on seismic profiles crossing this segment of the trench in general, reflectors in the sedimentary cover of the Pacific plate may be traced across the Aleutian Trench into the Aleutian Ridge outer slope. Nevertheless, Seliverstov (1987) suggests that, close to

Kamchatka, blocks of the oceanic crust from the Pacific plate may overthrust the Aleutian Ridge from the south as a result of displacement along the Pikezh and Steller fracture zones.

The Naturalist fracture zone is located on the Pacific plate and consists of two parts. The northeastern branch can be traced along the western side of the Steller Basin and the outer slope of the Aleutian Trench, where deformation of sedimentary cover and seismic activity are observed. The southeastern branch corresponds to a linear basement high that can be traced from the Steller Basin up to the Kuril-Kamchatka Trench axis. In contrast to the general dextral sense of motion along the Komandorsky fracture zone system, left-lateral displacement of the trench axis is observed in this segment of the fracture zone. The Naturalist fracture zone is being subducted under Kamchatka, causing fracturing of the overriding plate. The upper part of the Kamchatka continental slope in the continuation of the Naturalist fracture zone is cut by canyons corresponding to east-west faults. These faults can be traced to the middle part of the slope and fore-arc basins. The lower part of the continental slope off Kamchatka is composed of deformed sediments typical of accretionary wedges with ridges parallel to the trench axis and separated by thrusts faults.

HYDROCARBON AND GAS HYDRATE DEPOSITS OF THE SAKHALIN ISLAND SHELF

Attention of many foreign companies and investors is focused today on the exploitation and development of oil deposits on the Sakhalin shelf. The Sakhalin-1 and Sakhalin-2 projects are considered by the global community as examples of a successful capital investment in Russia, and are supported by governments of both Russia and the USA. The amount of investments into these projects may reach up to USD 12 billion. When commercial implementation of these projects commences, bonuses of USD 100 million will be transferred to the Foundation for the Sakhalin Region Development

within 5 years. The Russian Sakhalinneftegaz company has performed prospecting and exploration works on the Sakhalin Island shelf since 1958. The exploration scope included 30 000 km of seismic survey and drilling of 25 boreholes with the total depth of 58 836 m. Three oil and gas condensate deposits are discovered in the north-eastern part of the Sakhalin shelf during the period from 1976 to 1989: Odoptu, Chaivo, and Arkun-Dagi.

The Odoptu oil and gas condensate deposit discovered in 1977 is located within the north-eastern Sakhalin shelf, 6 km eastward of the coastline, at the water depth 26–32 m over the deposit. 3 prospecting and 12 exploration boreholes with the total depth of 31 845 m have been drilled here from 1977 to 1983. Altogether, 15 productive beds were recovered in the section, within the depth interval of 200–2 000 m, including 3 oil bearing, 7 oil and gas condensate bearing, and 5 gas condensate bearing ones. According to the classification of reserves, the deposit is ranked as a large one in terms of the balance of gas reserves and recoverable oil reserves, and it may be attributed to complex deposits based on the geological structure.

The Chaivo discovered in 1979 is located 12 km eastward of the coastline, at the water depth of 18–32 m. 1 prospecting and 4 exploration boreholes with the total depth of 14 370 m have been drilled here in 1979–1981. 10 productive beds have been recovered, including 1 gas bearing bed, 2 oil and gas condensate ones, and 6 gas condensate ones. The deposit is prepared for industrial development, and is characterized by a complex geological structure of the productive beds which are laterally discontinuous, and belong to the second group according to the classification of reserves.

The Arkuntun-Dagi deposit was recovered in 1989 and is now at the exploration stage. 4 prospecting boreholes are drilled here, which recovered 10 productive beds including 2 gas condensate ones, 7 oil and gas condensate ones, and 1 oil bed.

Let us to consider in more detail possibilities of hydrocarbon deposits formation in similar geodynamic situation on the Sakhalin Island, in the adjacent area of the Okhotsk Sea, and in the Aleutian Islands region [14, 38, 74, 107, 182, 255].

The geological situations comparable with the conditions of hydrocarbon deposits formation along shift plate boundaries may also appear within the tectonic microplate boundaries. For instance, a similar situation is observed at the western boundary of the Okhotsk Sea plate formed by a dextral shift which was active for a rather long time. So, a considerable dextral displacement occurred in the focus of the Neftegorsk Earthquake. In general, the zone of the Sakhalin tectonic boundary is characterized by a weak shallow-focus seismic activity. The crust of the Okhotsk Sea plate consists of two layers: lower basaltic and upper granitic. The granitic layer is thinned to 2–3 km beneath depressions extending along the boundary between the Okhotsk Sea and Sakhalin-Hokkaido microplates, and is characterized here by the anisotropy of its physical properties typical for the fractured media [Mavrinski Y., Koblov E. 1993]. The depression extending along the western coast of the Sakhalin represents a comb-shaped structure which is controlled by fracture zones of meridional strike accompanied by branching faults of north-western and south-eastern directions, with both lateral and vertical dislocation of crustal blocks. The depression is mainly filled with Neogene sediments, 9–10 km thick. [Rodnikov A.G. 1997] This basin is formed owing to the Paleogene-Early Miocene rifting destruction. Deep faults extending along the microplates boundary dislocate not only the crustal blocks, but also upper mantle rocks resulting in their intense serpentinization. High heat flow values ranging from 23 up to 330 mW/m² are evidence of intense hydrothermal activity in the deep faults. Serpentinite bodies exposed on the north-eastern Sakhalin coast support this suggestion. A possibility to recover serpentinite bodies increases in characteristic structures and features fixed in seismic profiles. Serpentinites may present in thrust blocks and detached masses, as well as in nuclei of charriages composed of low-density serpentinites. These charriages are overlain by oil and gas bearing deposits of the Pilski complex, and are underlain by Nizhnenutovsk rocks. Traps of the serpentinization zone are characterized by the massive reservoir type, porous-fissure and cavernous-fissure collector types. The complex of low-density serpentinites is prospective throughout the north-eastern Sakhalin shelf from the Shmidt sector in the north to the

Pogranichnyi sector in the south. However, the potential is the highest in traps within the Trehbratsk and East Odoptinsk anticlinal zones characterized by a favorable combination of conditions of the oil and gas formation and hydrocarbon accumulation.

Density and capacity parameters of the serpentinite collectors are supported by seismic survey data (bed wave velocities). Collected serpentinite samples contain visible bitumoid inclusions. Luminescence microscopy revealed that the low-density serpentinites contain abundant light bitumoids. The bitumoids content in the chloroform extract (0.47 % vol.) is comparable to data on the core sample analyses. All large hydrocarbon deposits are related to the North Sakhalin depression. Serpentinites of the overthrust nap are overlain and underlain by rocks of the Pilsk complex. This increases considerably the possibilities of hydrocarbon accumulation in the fractured zones of the massif. North Kaigansk and East Odoptinsk structures, where structural pattern of the Pilsk complex coincides with the local magnetic maxima, represent the first-priority objects for prospecting and exploration. An evaluation of possible hydrocarbon reserves in the East Odoptinsk structure shows that a large oil and gas condensate deposit may be discovered here, with the total geological hydrocarbon (oil, gas, and gas condensate) reserves accounting for about 300 million tons of m^3 . Their undoubted relationship to tectonic displacements along the microplate boundary is revealed. Gas hydrate accumulations are found directly in the fracture zones on the Sakhalin slope (fig. 1).

The north-eastern Sakhalin shelf occupies the south-eastern part of the North Sakhalin sedimentary basin. Its basement composed of Triassic to lower Cretaceous volcanogenic-siliceous rocks, and in some cases of the upper Cretaceous volcanogenic rocks, occurs at depths 5 to 15 km in subsided blocks, and at 1.5–3 km over marginal and internal rises. The basin formed during Paleogene to Early Miocene rifting destructions. As a result of tectonic movement activation, it transformed into folded belt, the northern branch of the Sakhalin-Hokkaido folded system, at the end of Neogene.

Explored and potential oil and gas reserves in the eastern Sakhalin coastal region are really great. According to expert estimates, about 70 deposits are discovered on the island and adjacent shelf, including

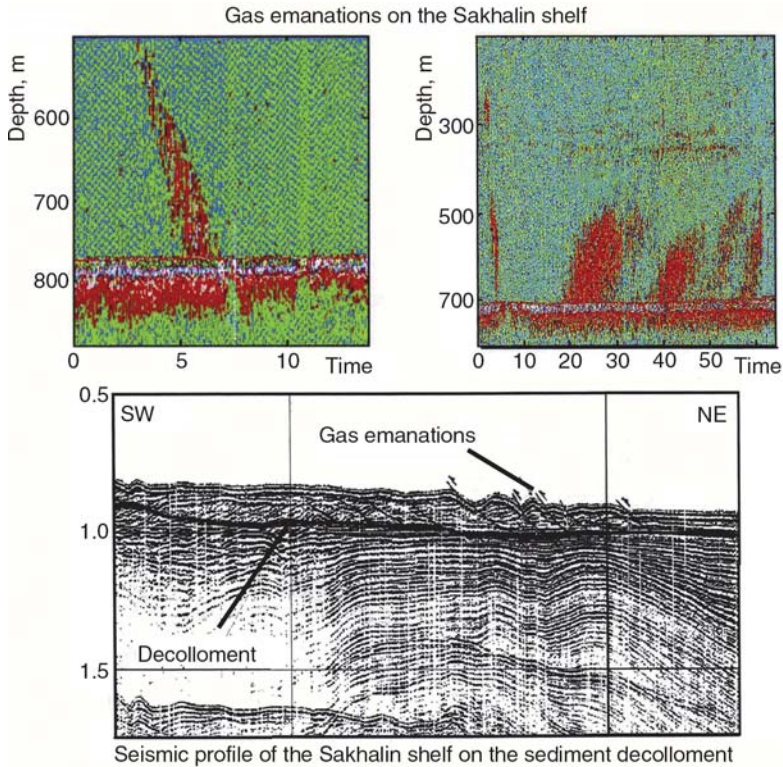


Fig. 1. Gas emanations on the Sakhalin shelf

11 oil deposits, 17 gas deposits, 24 oil and gas deposits, 6 gas condensate deposits, and 12 oil and gas condensate deposits. Of the total recoverable oil and gas reserves 5 of those are large ones, 9 are intermediate ones, and 56 are small ones (fig. 2).

Comparison of the data on geodynamic development, seismic activity, and kinematics of crustal blocks at plate boundaries for the eastern Sakhalin shelf and the Aleutian Trench shows an apparent similarity of these regions.

Firstly, their formation started approximately at the same time, in the late Eocene to the Oligocene.

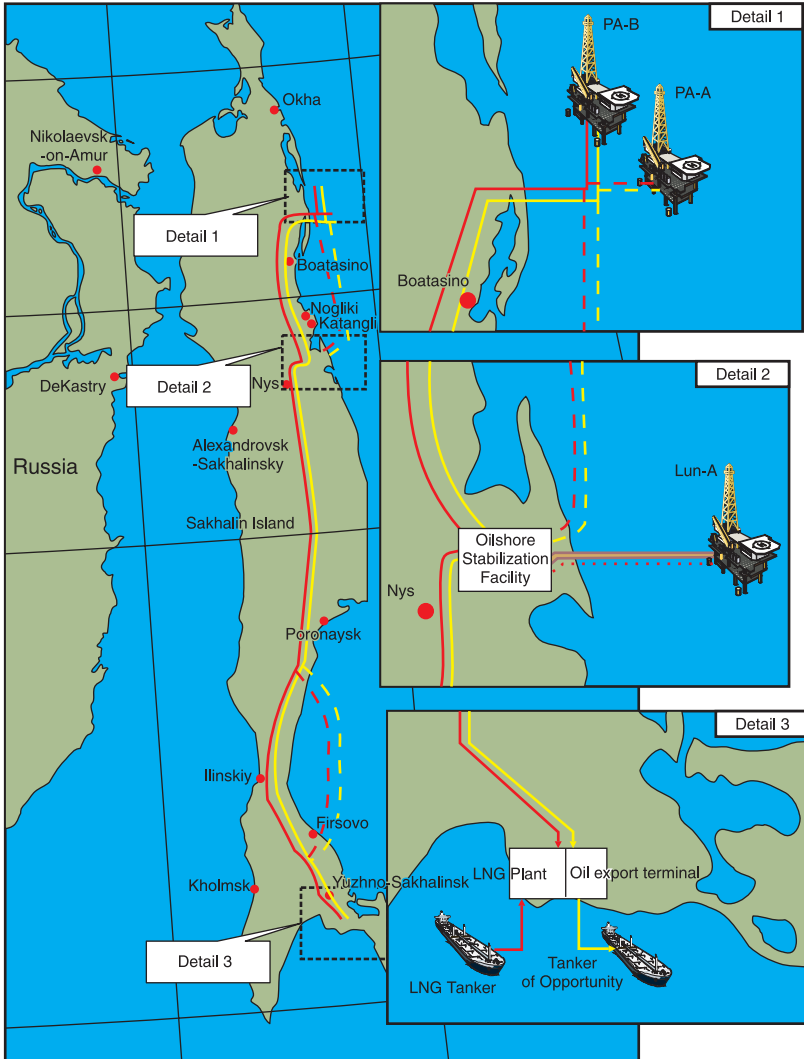


Fig. 2. Map of the Sakhalin shelf and location of hydrocarbon deposits

Secondly, their position is linked to subduction zones, and in both cases, a transformation of the trench into fault started at a certain moment.

Thirdly, dextral dislocations in the fault are observed in both structures resulting in weak shallow-focus earthquakes.

This allows us to suggest that a «serpentinite lubrication» exists along the shift zone which results in plate movement without strong earthquakes especially in deep parts of the crust and in the upper mantle (deeper than 50 km), i.e. relaxation of stresses. Absence of strong earthquakes serves as an indirect evidence of the serpentinite layer allowing the blocks to slip. Serpentinite is playing a significant role in the hydrocarbons formation. A presence of serpentinite blocks on the Sakhalin Island is an additional evidence for the serpentinization process (fig. 3).

The extension was accompanied by a tectonic-magmatic activity. Both basins are characterized by increased (in some cases anomalous) heat flow values. Thickness of the sedimentary cover is sufficient for the hydrocarbons accumulation in both basins. So far as second of the above mentioned regions is prospective for oil and gas, signs of its oil and gas bearing capacity there can be extrapolated to the region of Komandor Islands to make a conclusion that the latter is also possibly a prospective region for the oil and gas.

In this connection, we first propose a hypothesis that hydrocarbon and gas hydrate deposits are related to extension zones of the oceanic crust, and that they are forming under influence of two factors: (1) thermal convection of water in fractured-porous crustal rocks, and (2) serpentinization reactions of the crust. Processes of serpentinization result in an intensive release of CH_4 and H_2 , whereas water convection in porous media favors formation of hydrocarbon deposits and gas hydrates in near-surface layers of the oceanic crust. Carbon dioxide dissolved in the oceanic water is also involved into the process of hydrocarbons and gas hydrate formation. The most favorable conditions for the realization of such mechanism appear, when extension zones of the oceanic crust accompanied by shift deformations are overlain by thick sedimentary cover. Just this situation we observe on the northern Sakhalin shelf. The studied model of the thermal convection in porous media shows that its parameters correspond to the hypothesis which we are

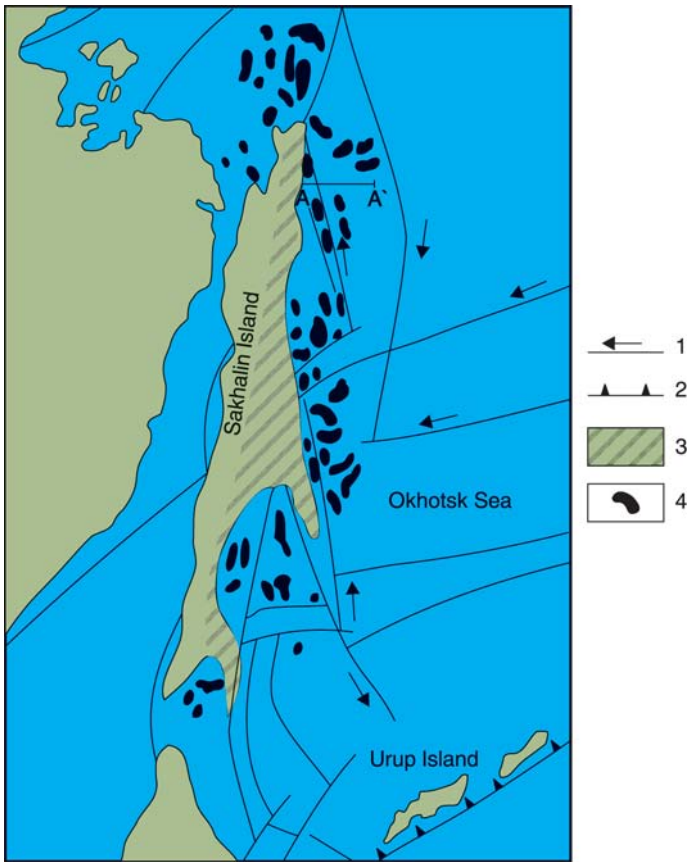


Fig. 3. Map of the Sakhalin Island shelf and hydrocarbon deposit location:
 1 – major fractures and shift directions; 2 – underthrust zone;
 3 – serpentinite sediment extension zone; 4 – hydrocarbon deposits

elaborating: the mass transfer owing to the thermal convection exceeds by 3000 times the mass transfer of juvenile fluids. The geological data given above support the proposed concept.

Therefore, using a series of indicators, it is possible to find localities of probable hydrocarbon deposits occurrence in zones of oceanic crust

extension and transform faults. Increased tectonic and magmatic activity, high heat flow, and other geophysical and geochemical anomalies which evidence for the above considered mechanism are among such indicators.

The convective transfer reaches its maximum in the axial zones of the oceanic crust extension and in transform faults, where the convection proceeds in a turbulent regime. The most favorable situations for formation of hydrocarbon deposits appear, when two cases alternate on the ocean bottom: one with permeable boundaries and another with impermeable boundaries. In such situation, hydrothermal gas blououts are caughted at the open boundary, and generated hydrocarbons may be captured by the trap formed by adjacent sedimentary layer.

Situations, where a sedimentary layer is cut by fault through which seawater penetrates into the porous layer, can also be considered as favorable. Moderate Earthquakes in a region with a not very thick sediment cover belong to favorable factors as well. Such earthquakes may temporarily disturb the permeability of sedimentary layer, and thus provide conditions for formation of gas hydrate and hydrocarbon deposits. The favorable conditions also appear, when a sufficiently thick sedimentary layer is accumulated, and the thermal convection is still active. If these conditions exist, considerable accumulations of hydrocarbons and gas hydrate deposits of commercial scale may be formed.

Therefore, we have proposed a mechanism to explain the formation of hydrocarbons and gas hydrate deposits in conditions of the oceanic crust extension, based on thermal convection of water in the fractured-porous medium, in which the serpentinite layer participates.

GAS HYDRATES OF NORTH AMERICA WESTERN MARGIN

The Cascadia accretionary margin evolved in response to the subduction of the oceanic Juan de Fuca plate beneath the continental North American plate (fig. 1a). Terrigenous sediments were deposited

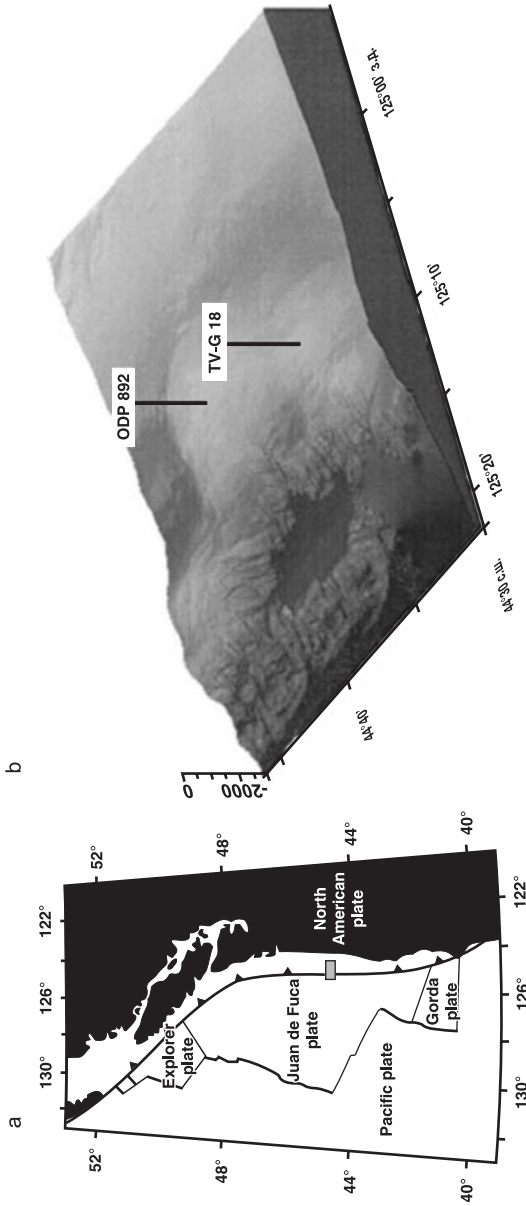


Fig. 1. a. Modern plate boundaries at the North America northwestern margin.

The area under review is selected by the frame.

b. Regional bathymetry of the first and second accretionary ridges in the Cascadia subduction zone showing block 892 of the Ocean Drilling Program and block TV-G 18 (lat 44°34.23'N; long 125°08.89'W) of the The Hydrate Ridge where cruise 110-1a R/V Santacruz revealed solid gas hydrates with authigenic carbonates, (G. Bohrmann, J. Greinert, E. Suess, M. Torres – Geology. – V. 26. – No 7. – 1998)

rapidly in several basins created by folding and faulting on the slope. The currently active accretionary wedge off Oregon is composed of folded thrust slices of Pliocene-Pleistocene age (Westbrook et al., 1994).

The northern crest of this ridge was the site of Ocean Drilling Program drilling in 1992. Massive gas hydrate was recovered from the southern crest in 1996 using a large video-guided grab sampler (Bohrmann et al., 1998; Suess et al., 1999). We first summarize sea-floor observations indicative of fluid venting, and then discuss the subsurface seismic structure and correlate it with sea-floor morphology. These observations lead us to suggest a qualitative model for the temporal evolution of such ridges in which there is a dynamic feedback between gas hydrate formation and slope stability.

The Juan de Fuca plate is subducted obliquely beneath North America at a rate of about 4.5 cm/yr offshore of the northwestern United States and southwestern Canada (fig. 1). At present, most of the sediment on the subducting plate, which contains large volumes of sandy and silty turbidites, appears to be accreted to the continental margin (MacKay, 1995). Upward advection of fluids that originate in underthrust sediments is probably responsible for the presence of gas hydrate here and in many other active ac-cretionary complexes.

Video surveys of the area indicate that the sea floor there is paved with gas hydrates, which extend for several hundreds of square meters, on an otherwise flat sea floor covered with soft sediment (Suess and Bohrmann, 1997). The gas hydrate pavement is lined with bacterial mats, but there is no indication of communities of vent organisms, nor are there large outcrops of carbonate, which indicate that focused fluid flow along thrust faults like at the northern summit may not occur (fig. 2). The presence of gas hydrate directly on the sediment surface indicates that gas hydrates are stable at present, and that gas seepage at the southern summit of the ridge may occur only as a diffuse transport from below. In contrast, at the northern summit of the ridge (585 m water depth), rising bubble trains from the decomposition of the gas hydrate support a huge methane plume that has methane concentrations of as much as 50 000 nl/l. Active vent communities and authigenic carbonate at the sea floor have been

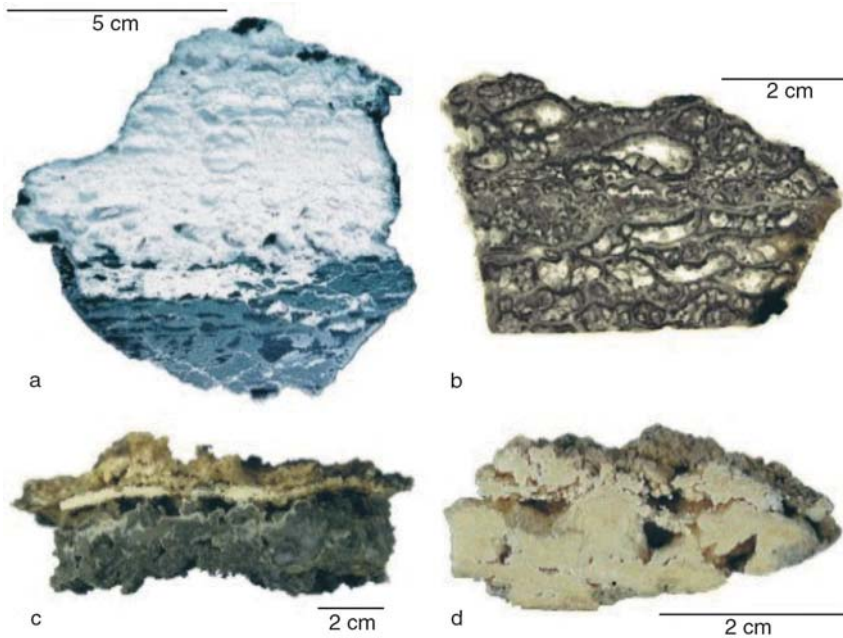


Fig. 2. **a.** Dense, whitish gas hydrate layer of regular bedding in contact with the sediment. **b.** Slice of a pure gas hydrate layer, which shows its globular structure repeating preceding gas bubbles. **c.** Vertical section of an authigenic carbonate layer pointing to a more or less continuous aragonitic layer above breccia consisting of fragments hardened by magnesium calcite. **d.** Pure aragonitic sediment restored within a dense, white gas hydrate layer; the surface carbonate morphology partially outlines the bubble structure shown under **b.** (G. Bohrmann, J. Greinert, E. Suess, M. Torres – *Geology*, – V. 26, – No 7, – July 1998)

documented by video surveys of the northern ridge (Suess and Bohrmann, 1997), and by sampling (Sample and Reid, 1998). The carbonates are associated with faults that act as active fluid conduits, with fluids migrating upward (Westbrook et al., 1994).

Gas hydrate and its geophysical proxies appear to be particularly well developed beneath the Hydrate Ridge, a 25-km-long and 15-km-wide ridge in the young accretionary complex with a northern peak at a depth of

~600 m and a southern peak at a depth of ~800 m. The Hydrate Ridge appears to be capped by gas hydrate, as indicated by a nearly ubiquitous and strong BSR. Sea-floor camera tows and diving with both manned and remotely operated submersibles first revealed massive carbonates and communities of vent-dependent organisms on the northern peak several years ago (Linke et al., 1994). The observation of an upward deflection of the BSR where it is cut by a fault was used to site drilling. Vigorous streams of methane bubbles have been observed emanating from vents on the sea floor on the northern peak of the Hydrate Ridge (Suess et al., 1999), indicating rapid transport of methane-rich fluids through the gas hydrate stability zone. Formation of gas hydrate during sampling of the bubbles was observed with a remotely operated vehicle during August 1998, suggesting that gas hydrates are probably also forming on the sea floor (fig. 3).

In contrast, the southern part of the Hydrate Ridge shows less evidence for focused fluid flow on the sea floor. Regionally, there are no significant departures from the predicted BSR depth in existing seismic data (Zwart et al., 1996). Locally, a 700-m-long sea-floor video-camera tow across the southern peak of the Hydrate Ridge shows a smooth sea floor characterized by soft sediment and occasional white patches of massive gas hydrate, chemo-synthetic clams, and bacterial mats (Bohrmann et al., 1998). Three small, bubbling vents are observed in the video; however, these vents must be very young because they are not associated with the carbonate structures and vent communities typical of vents on the northern part of the ridge.

To look for clues about the possible relationships among topography, tectonics, fluid flow, and gas hydrate occurrence on the Hydrate Ridge. The seismic-reflection data collected as a site survey for ODP Leg 146 in the region of the Hydrate Ridge. This survey comprises a series of lines 1–5 km apart that image a structurally diverse part of the Oregon accretionary complex.

The steep western boundary of the Hydrate Ridge is riddled with canyons and has probably also been eaten away by slumping. Just east of this boundary, in the central part of the ridge, we observe a series of morphological benches. Beneath these benches, the BSR is either highly disrupted or not detectable, BI corresponds to a very bright and rough

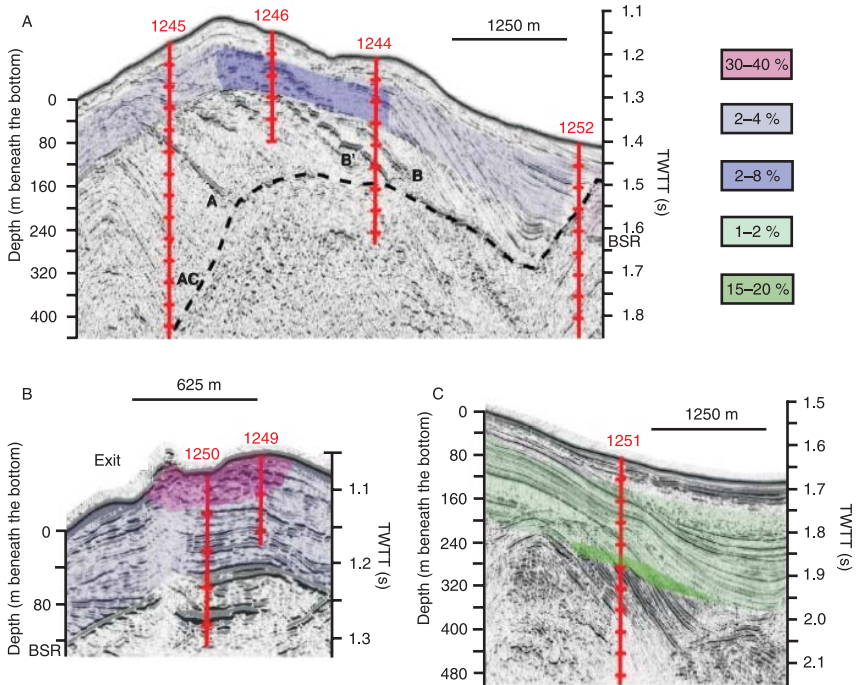


Fig. 3. Profiles obtained from 3D seismic data
 Black color – big positive amplitude; grey color – positive amplitude; white color – big negative amplitude. The transparent layers show zones with varying gas hydrate content. The red vertical lines point to wells drilled within Leg 204; the distance between the line marks is – 75 m. AC – the top of heavily deformed sediments of the extending complex; B – coarse-grained seismic layer rich in gas hydrates at block 1246; A – seismic layer interpreted as a stratified zone along which methane-rich fluids migrate from the extending complex upward to the south. (A.M. Trehu, G. Bohrmann, F.R. Rack, et al. – Earth and Planetary Science Letters – August 19, 2003; revised January 28, 2004)

horizon between CMP (common midpoint) 1500 and CMP 1720. The correlation among the benches, disrupted BSRs, and high-amplitude but chaotic reflectivity within the gas hydrate stability zone suggests that the benches reflect slump deposits and that slumping has resulted in dissociation of gas hydrate and/or release of free gas from beneath the gas hydrate stability zone.

To the north and east of BI, the BSR is present but discontinuous (CMP 1240–1450 on MCS 4; 1200–1450 on MCS 5). On MCS 4, the disruption ends abruptly at an -30 m offset in the sea floor. The BSR is similarly offset, suggesting that this incipient slump is rooted well beneath the BSR, probably at the base of the free gas zone. Vertical seismic profiles conducted as part of ODP Leg 146 suggest that this zone extends for at least 50 m beneath the BSR (MacKay et al., 1994).

Beneath the southern crest of The Hydrate Ridge, the seismic profiles reveal a complicated pattern of coherent reflections that we interpret as evidence for subsurface plumbing related to the presence of gas hydrate and free gas. This is in marked contrast to the northern crest, where few coherent sub-BSR reflections are observed, probably because most of the seismic energy is scattered by the hard, rough sea floor. Two different types of reflections appear to cut across the BSR beneath the ridge crest on lines 1–5. The first consists of reflections from sedimentary strata that abruptly decrease in amplitude as they cut across the BSR (e.g., MCS 2-CMP 2500–2600; MCS 3-CMP 2000–2100). Results from ODP Leg 164 on the Blake Ridge suggest that this amplitude pattern probably results from enhancement of sub-BSR reflectivity by gas concentrated along stratigraphic boundaries rather than from suppression of reflectivity by the presence of disseminated gas hydrate (Holbrook et al., 1996). The second cuts across stratigraphic reflections and the BSR on line 2 between CMP 2120 and CMP 2340 and is characterized by a strong negative polarity. This double BSR appears beneath a slight anticline and adjacent syncline, and we tentatively attribute it to gas hydrate dissociation related to growth of this anticline. Because it is a local feature, we rule out regional uplift, sea-level change, or change in bottom-water temperature, which have been suggested as causes of double BSRs observed elsewhere.

At greater depth beneath the axis of the ridge, a front of discontinuous bright reflections. We speculate that this may represent the base of the region of free gas. Large-aperture seismic data along a profile crossing the northern crest of the Hydrate Ridge suggest that very low seismic velocities (< 1.9 km/s) extend for ~ 500 m beneath the BSR before increasing rapidly, suggestive of a thick free gas layer. However, no velocity data are available from the southern part of the Hydrate Ridge, where the reflectivity front is strongest. Confirmation of a gassy layer hundreds of meters thick would have important implications for estimates of total methane content and slope stability (fig. 4).

The eastern boundary of the Hydrate Ridge is marked by a northeast-trending alignment of anticlines and circular mounds. These features have developed along a shear zone that is antithetic to well-documented northwest-trending strike-slip faults (Goldfinger et al., 1997) and may accommodate some of the oblique component of subduction. To the north,

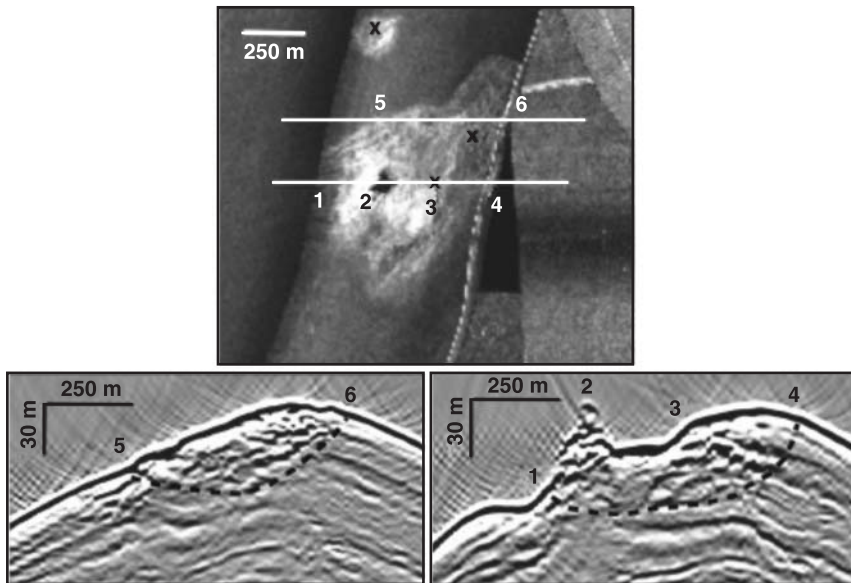


Fig. 4. Correlation between reflectivity at and beneath the BSR

the BSR is uplifted and weak beneath the mounds, suggestive of fluid venting. To the south, these features are underlain by high reflectivity at and beneath the BSR, suggesting gas accumulation.

The seismic data indicate that the BSR occurs within younger sediments of a slope basin east of the Hydrate Ridge on lines 1–3. Within this basin, the BSR is relatively weak. The accretionary complex beneath and to the east of this basin shows very strong, discontinuous reflectivity. A similar pattern of chaotic, strong reflectivity beneath the middle slope has been associated with anomalously low seismic velocity along a profile located -10 km north of line 9 and may be attributed to the presence of dispersed free gas resulting from gas hydrate dissociation in response to burial beneath slope sediments. This hypothesis predicts low mechanical strength in this region, possibly increasing the likelihood of massive landslides.

THE ROLE OF HYDROTHERMAL METHANE IN GAS HYDRATE FORMATION (GALAPAGOS RIFT AS AN EXAMPLE)

The Panama Basin is located in the zone of the Galapagos Ridge. It is the most expressive area from the point of view of the geochemical development, which is simultaneously the area of the highest biological efficiency.

The Galapagos Ridge is the young spreading structure with latitudinal extending. It has the form of wedge with edge directed to the west. The western part of the ridge is characterized by rugged topography with narrow depressions and sharp rises (fig. 1).

Structurally (tectonically) the Panama Basin is defined as the region bordered with the Carnegie and the Cocos Ridges from south and west respectively. The eastern and the northern limits of the Panama Basin are confined to the continental margin of South America and the Isthmus of Panama. A unique feature of this huge basin is that its structural

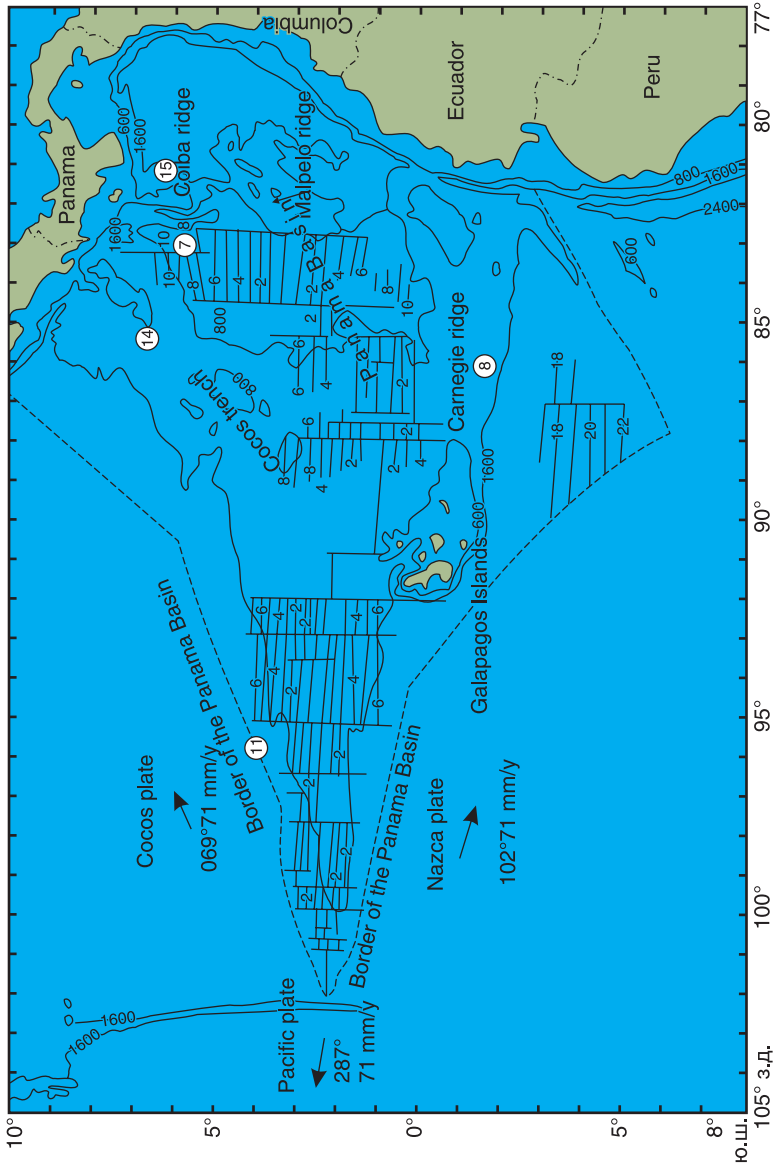


Fig. 1 Geodynamic scheme of the Panama Basin development (Krason, J., 1986)

development has resulted from the complex interplay of four major tectonic plates: Nazca, Cocos, South American, and Caribbean. It must be emphasized that the Panama Basin is one of those regions where the plate tectonics concept was suggested, still fails to furnish adequate answers to many questions pertaining to the tectonic development of the basin.

The major structural components of the western part of the Panama Basin are the Galapagos Spreading Center (including the Galapagos Rifting Zone, Costa Rica and Ecuador Rifts) with north-south trending systems of transverse faulting zones and the Carnegie Ridge. In the Eastern Panama Basin the directions of the regional structural trends represented by fault systems are more complex. The eastern and the northern limits of the Eastern Panama Basin display additionally systems of grabens and troughs. The most prominent example of such structural forms is the Yaquina Graben extending north-south along the Eastern Panama Basin. Smaller size ridges, Malpelo and Coiba, and blocks constitute the most elevated areas of this part of the basin.

Probably one of the most intriguing features of the northern part of the Panama Basin is the lack of an active trench zone. The Middle America Trench abruptly ends in junction area of Cocos Ridge and the continental margin of Costa Rica.

The eastern margin of the Panama Basin seems to be characterized by combined transform faulting and underthrusting features. The seismicity along the Colombia-Ecuador Trench is much milder than along the Peru Trench further to the south. The study of focal mechanisms in the eastern and the northern marginal areas of the Panama Basin suggest that there is no single boundary of the Nazca Plate. Furthermore the west-east compressional motion of the Plate is being accommodated along many faults striking NE-SW. The studies of the seismicity in the Panama Basin were made by and seem to indicate the prevalence of the west-east direction of the compressional movement over the north-south direction.

The Galapagos Spreading Center represents an active rifting zone extended from the Pacific-Nazca-Cocos triple junction eastward where it has been traced to the Coiba Fracture Zone (83° W). The origin of the Galapagos Spreading Center is directly related to the breakup of the

Farallon Plate about 25 Ma and formation of the Cocos and Nazca Plates. Further motion of these plates at various rates decided to a significant degree the structural evolution of the Panama Basin.

The review of the seismic and other geophysical data from the Panama Basin reveals the presence of numerous fault systems. Using a conservative approach in delineating faults from seismic, bathymetric, gravimetric and magnetic data, van Andel and his coauthors unveiled a variety of tectonic directions which proved to be very instructive in attempts to reconstruct the Panama Basin tectonic history.

Two categories of faults can be distinguished in the Panama Basin: major faults which resulted from major vertical displacement and minor faults with much smaller vertical displacement. The strike directions of the latter faults are not always consistent with the major faults. With regard to the faulting systems, central and western parts of the Panama Basin differ from its eastern part.

Central and western parts of the Panama Basin display a relatively simple pattern of latitudinal and longitudinal faults and fracture zones. One of the major fracture zones, which is extended along the 83° W meridian. This zone is expressed by a series of narrow elongated troughs and ridges and was distinguished on the basis of the Earthquake distribution analysis of focal mechanisms and magnetic anomalies.

In central and western parts of the Panama Basin, faults of smaller size constitute systems with predominant east-west directions. Very often these fault systems occur in the crests and flanks of the ridges and elevated blocks.

The Eastern Panama Basin displays a much more complex fault pattern compared to the western part of the basin. A characteristic feature of the fault pattern in the eastern part of the basin is the presence of numerous faults striking in a northeast direction. For example northeast trending major faults appear in the eastern part of the Carnegie Ridge crest and flanks with simultaneous disappearance of the east-west oriented fault system. A northeast trending fault system also occurs between the Coiba Fracture Zone and continental margin of Central America.

One of the most noticeable structural elements of the eastern Panama Basin is the Yaquina Graben. This graben is developed between 2° N and

4° N as a deep trough with steep slopes which are defined by normal faults. The ridges on both sides slope gently outward through a series of faults while the outer slopes are covered with thick sediments.

The elevated suboceanic areas are considered as ridges. They are offset by major faults and the areas between them constitute structural and geomorphologic blocks. Both ridges and blocks are the most characteristic elements in the structural setting of the Panama Basin. The origin and evolution of the ridges and blocks, together with the age of the basement, have been perceived as a major clue to understanding the structural history of the Panama Basin.

The Carnegie and Cocos Ridges constitute the main part of the elevated areas in the Panama Basin. Both ridges represent seismically active areas and show evidence of uplift along normal faults. It was suggested that step faults forming sides of the ridges might be the products of thermal relaxation of igneous mass of the ridges.

The hydrothermal field of the Galapagos Ridge is extended from the east to the west, at least, on 27 km. Eruptions occur from hydrothermal pipes-hills from 1 up to 20 m in height with vents up to 20–50 m in diameter. The hydrotherms contain 0.0069–0.0242 $\mu\text{mol/l}$ of methane. Biological communities concentrate around hydrothermal vents. Modern loose sediments with a large admixture of ferromanganese oxides cover the hills. Strong enrichment of porous waters of sediments by ions of calcium and magnesium can be explained only by interaction of hydrothermal water with sedimentary materials, and helium, manganese, and methane are the best indicators of hydrothermal sources diluted by oceanic waters.

The Panama Basin represents a unique region of the geological history. The tectonic development of the basin still holds many open questions, which are the subject of a number of studies.

The total heat flow in the Panama Basin is even and does not exceed 2 HFU, while geothermic gradients change as a function of the distance from the rift zone. The maximal temperature at the contact with the base in the southwestern part of the rift zone near the hole 501/504 comprises about 59 °C, while the average temperature over the ocean floor does not exceed 2.5 °C. Thickness of deposits in this place is 234 m. Geothermic

gradients in the northern and eastern parts of the basin, where thickness of sedimentary layer reaches 2 000 m, varies from 0.04 to 0.05 °C/m.

The analysis of the sedimentary matter flow demonstrates that the majority of carbon is presented by fine-grained particles. The flow of organic carbon located at a distance of 100 m over the ocean floor comprises 10.5 mg/m² per day (thickness of water in the region of observations is 3856 m). Organic carbon comprises 5.2 % of sedimentary sample. Bottom deposits in this place contain 1.7 % of organic carbon that points to unusually high rate of accumulation of this component in the basin.

The maximal generation of biogenic methane was found in the places of high biological productivity, where the rate of sedimentation is high (50 m/Ma). The most optimal situation for generation of hydrocarbon is near the foot of the continental slopes and in the upper part of the continental slope of the Panama, Columbia, and Ecuador. It was established that higher level of conservation of C_{org} is determined by higher rate of sedimentation.

As it was noted, the supply of products of hydrothermal degasses in the form of free radicals CH₃⁺, H⁺, and others in the lower layers of sedimentary filling of the mid-oceanic ridges and to their periphery potentiates the process of hydrogenation of organic matter accompanied with the formation of high-molecular hydrocarbons. Formed hydrocarbons fill pores and fractures of sediments on the slopes of the ridges as well as sedimentary traps of the ocean floor forming hydrocarbon deposits.

The majority of bathimetric settings in the Panama Basin meet the temperature and pressure requirements for stability of hydrocarbons excepting the regions where sedimentary cover is absent. It shows that the complete area of the basin is favorable for formation of gas hydrates. The continental slopes and upwelling zones are the most favorable for it. Available records of multi-channel seismic profiling confirm this conclusion.

This study of the BSRs (presence of the bottom simulating reflectors) from the Pacific Ocean offshore of Panama have shows that, in addition to the presence of the BSRs, favorable potential for gas hydrates in the Panama Basin is indicated by unusually high production of organic matter within the oceanic water column, which in conjunction with the high rate of

sedimentation creates relatively high potential for generation of biogenic methane. A variety of geothermal gradients and formation pressures in many areas of the Panama Basin seems to be within the boundaries of gas hydrate stability (fig. 2).

The Panama Basin corresponds to equatorial area of extraordinary high biological efficiency. Upwelling oceanic currents take out water enriched by nutritious matters to oceanic surface. As a result, sedimentary layers containing limestone and flinty remains of plankton with high content of organic matter are formed. Thickness of sedimentary cover of the Panama

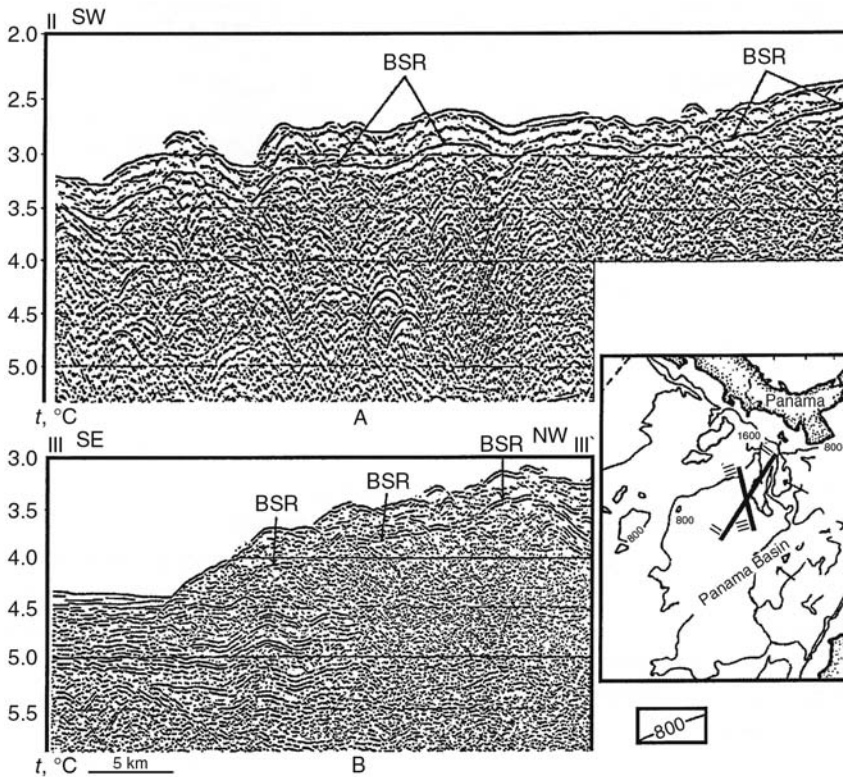


Fig. 2. Seismic profile of the Panama Basin

Basin does not exceed 600 m. It reaches 2 000 m only in the separate depressions near the continental margins. The analysis of sedimentary matter demonstrates that the majority of organic carbon exists in fine-grained particles. The flow of organic matter located at a distance of 100 m over the ocean floor comprises 10.5 mg/m² per day (the depth of the ocean in the region of observation is 3 856 m). Organic carbon comprises 5.2 % of sampled sediment. The bottom deposits contain 1.7 % of organic carbon.

The supply of products of hydrothermal degassing into the lower layers of sedimentary cover of the mid-oceanic ridges and appearance of free radicals CH₃[•], H[•] and others intensify the process of hydrogenation of organic matter accompanied with the formation of high-molecular hydrocarbons which fill porous areas and fractures on the ridge slopes and sedimentary traps of the ocean floor causing the formation of gas hydrate deposits.

Taking into account, that depth and temperature at the floor of the Panama Basin correspond to the conditions of gas hydrate stability, it is possible to assume an opportunity of formation of gas hydrates on the whole area of the Panama Basin. The continental slopes and upwelling zones are especially favorable areas for this process. The existing records of multichannel seismic profiling completely confirm our assumption.

The continental margins of Panama and Columbia are considered to be the main potential areas of gas hydrate distribution. However, available geophysical and topography data allow us to consider the slopes of the Galapagos Ridge, where thickness of the sedimentary cover reaches 500 m, as the perspective zones for gas hydrate formation. The thickness of the layer containing gas hydrates distinguished by seismic profiling varies from 200 to 500 m at the maximum depth of 2 600 m.

The model of gas hydrates formation in the Panama Basin can be presented in the following way. Released products of degassing of «black smokers» in the hydrotherms are dispersed by bottom currents to the flanks of the rift zone and coasts of the continent. On their way they meet bottom sediments enriched in organic matter supplied from upwelling zones. During there migration the hydrothermal flows containing the products of secondary degassing in the form of released methane and its radicals interact with organic matter of buried sediments. It strengthens the

process of hydrogenation of organic matter and its generation potential. Superposition of the power processes (gas breath of hydrotherms and supply of organic matter from the equatorial zone) must change the classic scheme of geochemical transformation of organic matter at the sedimentogenesis and diagenesis stages.

HYDROTHERMAL ACTIVITY AT HOOK RIDGE (ANTARCTICA)

Hydrothermal circulation through the sea floor is the major agent of energy and mass exchange between the Earth's crust and the ocean. Discharging hot fluids alter the crust, form mineral deposits, nurture chemosynthetic interdisciplinary studies on material exchange and fluid circulation were carried out at four active plate boundaries in the Scotia Sea. Research was performed in the area of the South Sandwich Plate, in the northern fore-arc, and along the backarc ridge (East Scotia Ridge) and at the South Shetland microplate boundaries in the fore-arc trench and the Bransfield Rift. In the Bransfield Strait we concentrated on a survey for areas of hydrothermal activity. Our approach was to investigate possible target areas found by Klinkhammer et al. [206] and Chin et al. [169]. We used a combination of TV surveys, near-bottom temperature recordings, and methane monitoring of the lower water column. In this paper we present the major findings of our search at Hook Ridge.

The South Shetland Microplate is bounded to the southeast by the Bransfield Rift and to the northwest by the South Shetland Trench (fig. 1). Subduction occurred along the Antarctic Peninsula during most of the past 200 Ma. Island-arc volcanism along the South Shetland Islands has been documented to have occurred episodically with the last maximum in activity at 30–20 Ma [225]. Although subduction continued to at least 4 Ma, there was no arc-related volcanism younger than about 20 Ma. Subduction along the Antarctic Peninsula is interpreted as slowing down dramatically or stopping around 4 Ma, due to the cessation of the Antarctic Phoenix Ridge

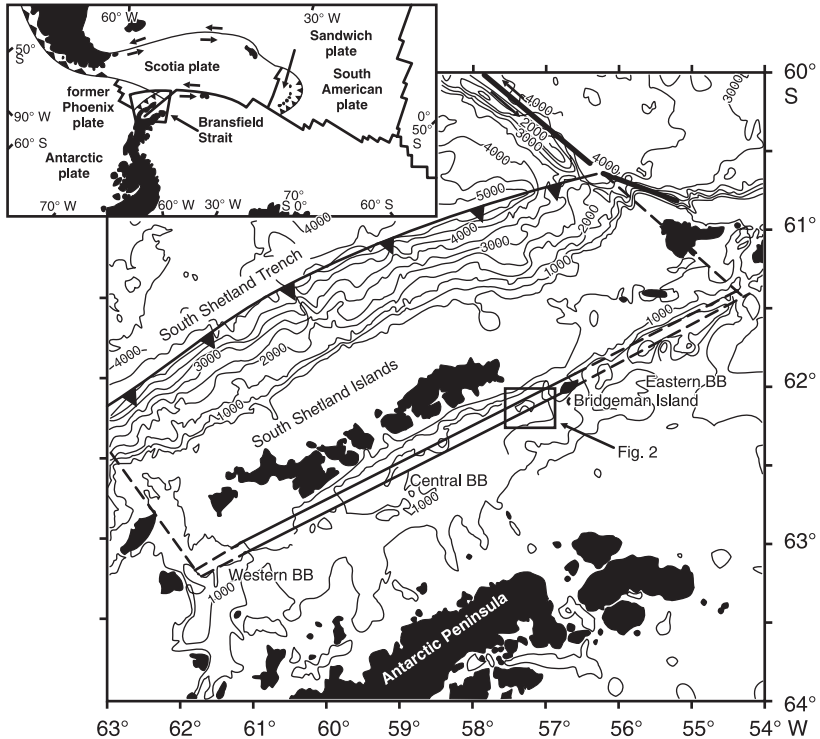


Fig. 1. Regional tectonic scheme of the major boundaries of convergent and divergent plates of the Scotia Sea between South America and the Antarctic Peninsula. Corrected based on the tectonic map of the Scotia Arc (British Antarctic Survey, 1985). Bathymetric map of the South Shetland Block with the main plate boundaries: the rift zone of the Bransfield Basin between the Hero and Shackleton fracture zones limits the microplate from the south-east, and the South Shetland Trench marks the boundary of the former Phoenix plate. The bathymetry is shown according to Sandwell and Smith (1995). The frame limits the Hook Ridge area shown in fig. 2 (G. Bohrmann, C. Chin, S. Petersen, et al. – *Geo-Marine Letters*, 1999. – V. 18)

spreading. Recent non-island-arc volcanism is related to the extension of the Bransfield Strait [206] and appears to be not older than 300 ka [205].

Between the active subaerial volcanoes Deception Island and Bridgeman Island the Central Bransfield Basin is a graben that was formed by steep normal faulting, especially at its northwestern boundary with the South Shetland Islands. Besides volcanism [231] and related phenomena such as heat flow and hydrothermal activity, numerous indications exist for active extension within the Bransfield Strait. Such indications are based on seismic activities [226], seismic reflection work [179], thinned crust, a positive magnetic anomaly, and large negative gravity anomalies [180]. Recent measurements in the high precise geodetic network GAP (Geodetic Antarctic Project) reveal that the opening of the Bransfield Strait occurs presently at rates of $11 \text{ mm/y} \pm 3 \text{ mm}$ (fig. 2).

The Central Bransfield Basin is roughly 200 km long and about 40 km wide. The deepest part of the basin is the nearly 2 000 m deep, flat-floored King George Basin southeast of King George Island. Southwest of the Deception Island lies the Western Basin (fig. 3). Northeast of the Central Bransfield Basin, follows the Eastern Basin, which is deeper than 2 500 m in its central part. The submarine morphology of the Central and Eastern Bransfield Basins was surveyed by using a swath bathymetry system, and six large volcanic edifices, aligned along the basin axis (named edifices A–F), were mapped in detail [185].

Rock samples dredged from seamounts in the Bransfield Basin are fresh, glassy vesicular basalts and are similar in chemistry to other backarc basins within the Pacific Ocean. Lawver et al. [205] do not believe that sea-floor spreading occurs in the Bransfield Strait as commonly defined in either a backarc basin or a mid-ocean ridge sense. No active arc exists nor is there a subducted slab sliding into the mantle. Quaternary volcanism in the Bransfield Strait is recorded not only along a single rift axis; these authors suggest at least four parallel lines of active and incipient volcanism. The detailed sea-floor topography indicates that linear magmatic intrusions are probably filling extensional cracks that were produced by stretching of the crust. Extensional activity seems to be shifting from the shelf north of the basin to the southeast (99,100).

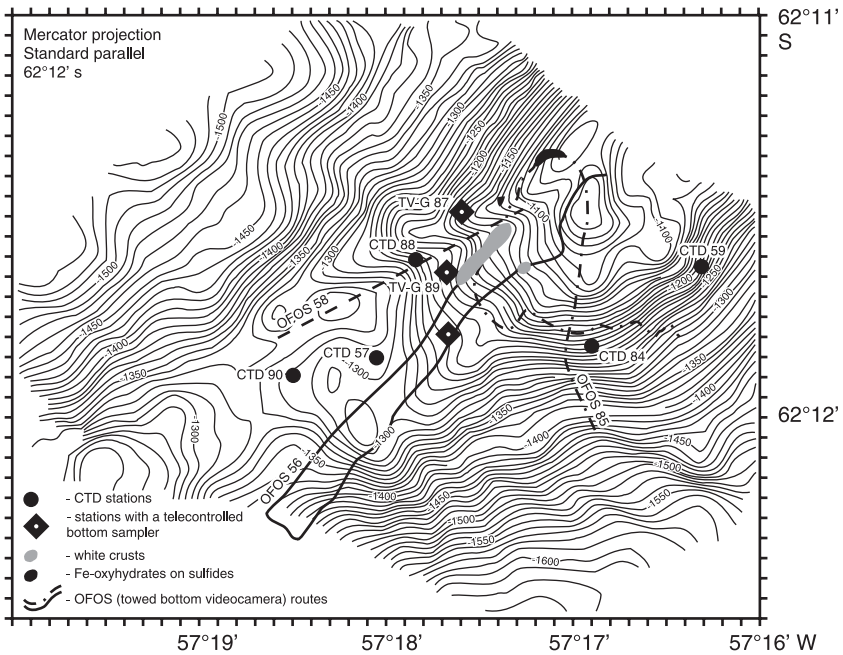


Fig. 2. Detailed map of the north-west slope of the Hook Ridge showing the CTD and TV stations as well as OFOS directions including videosurvey.

The bathymetric data are obtained from the ANT-XV/2 measurements (Schenke 1999) (G. Bohrmann, C. Chin, S. Petersen, et al. – *Geo-Marine Letters*, 1999. – V.18)

Evidence for hydrothermal activity was first found in sediments of eastern King George Basin. Thermogenic hydrocarbons were generated by lower temperature (< 150 °C) hydrothermal interaction within organic rich sediments and fluid advection from deeper levels [239]. Further evidence comes from $\delta^3\text{He}$ values in the water column. Higher heat flow was detected in the center of the basin, recording values that are typical for regions with active hydrothermal circulation [206]. A comprehensive search for hydrothermal plumes in the water column was performed at numerous locations in the Bransfield Strait. Hydrothermal signals were observed at least at three sites along Hook Ridge, on the middle crest of edifice D2 (D1,

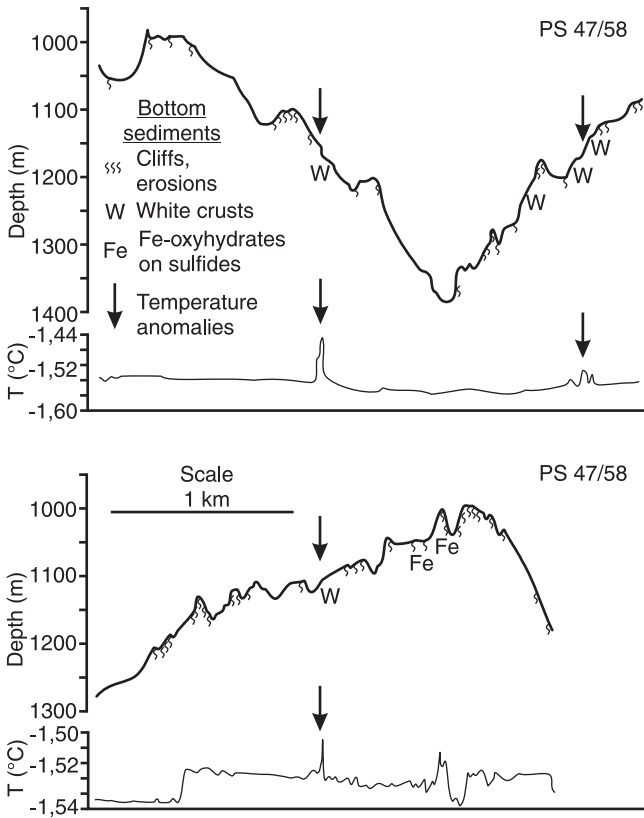


Fig. 3. OFOS survey along the line between the PS47/65 and PS47/58 stations. Depths and temperatures – from the data by sleigh-mounted CTD (G. Bohrmann, C. Chin, S. Petersen, et al. – Geo-Marine Letters, 1999. – V. 18)

D2 and D3 were named the Three Sisters [206]), and at a small volcanic structure at the western end of edifice C [169].

At Hook Ridge, five CTD/hydrocast deployments were made and methane concentrations measured. In general, the interpretation of methane distribution in the water column depends on the hydrographic situation and dynamics in the working area. During that time of the season,

the water column of the Bransfield Strait was characterized by deep convection as shown by potential temperature versus density properties as well as by the ventilation of the water column proven by the high oxygen content. The saturation with the ambient atmosphere in the bottom water of the Bransfield Strait corresponds to methane concentrations of 70–90 n/l. In these relatively recently equilibrated waters, levels above 100 n/l methane indicate an additional source by active fluid venting from the sea floor. Such an effect was clearly found at three stations at the top of the crest of Hook Ridge. Advection of hydrothermal vent fluids was most evident from measurements at site PS47/57, where methane concentrations below 1180 m water depth increase continuously to 260 n/l directly above the seafloor. A similar near bottom maximum of about 130 n/l occurs higher up to the northeast at station 88, whereas hydrocast site PS47/90 shows a discrete water layer of higher methane concentration up to 180 n/l at 1 000–1 040 m depth (fig. 4). Based on the different levels of CH₄ concentrations and their variable depth distribution, we are unable to assign these anomalies to a single source of venting. At hydrocast sites PS47/59 and PS47/84 at the southeastern flank of the ridge we found lower methane concentrations and we therefore interpret the source of venting to be nearer the top of the ridge crest.

In order to observe sea-floor features for hydrothermal activity, three OFOS surveys were conducted. The surveys covered the ridge crest area at depths ranging from 950 to 1 400 m. Surprisingly, most of the sea floor was widely covered by soft sediment, and volcanic outcrops occurred only at morphologically steeper flanks of small plateaus. The first OFOS track (PS47/56) started near the top of Hook Ridge and headed downslope from NE to SW, crossing the strike of the ridge crest at an acute angle and returning on a parallel line.

During this deployment, a pronounced temperature anomaly > 0.1 °C was recorded by the memory CTD within a small constrained area. The temperature anomaly appeared to a lesser extent on the turn-back at the same depth range between 1 200 and 1 125 m water depth. Along both track sections, this depth interval was marked by the occurrence of white crusts coating the sedimented sea floor (fig. 5).

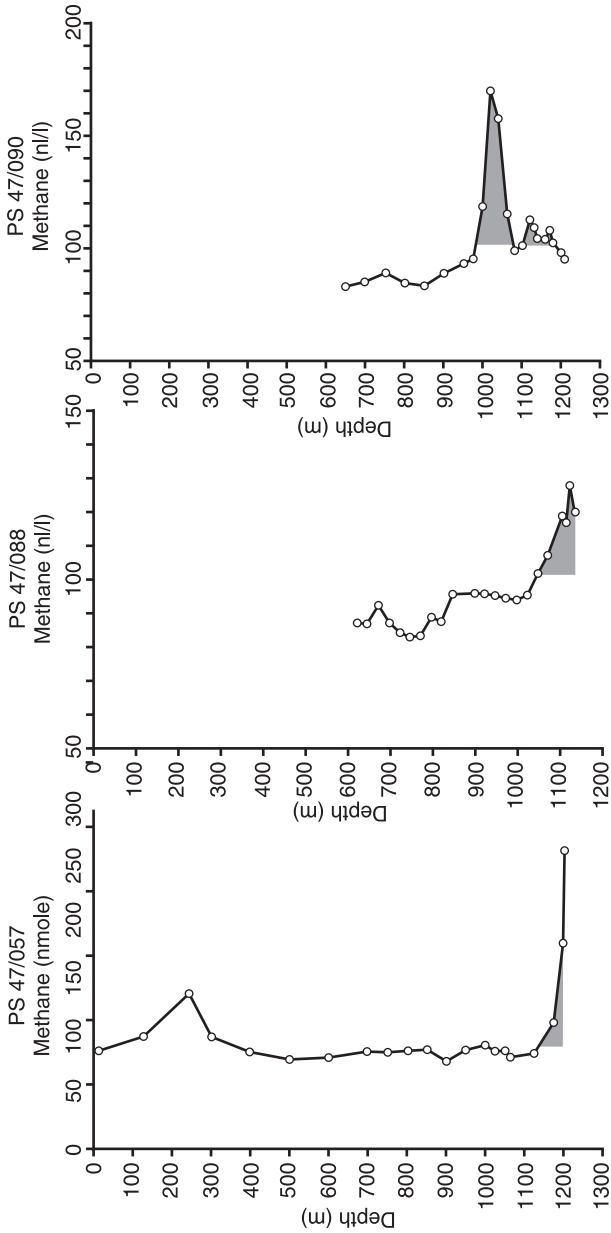


Fig. 4. Concentration of dissolved methane from 3 CTD probes at the crest of the Hook Ridge (probe points are shown in fig. 3) (G. Bohrmann, C. Chin, S. Petersen, et al. – Geo-Marine Letters, 1999, V 18)

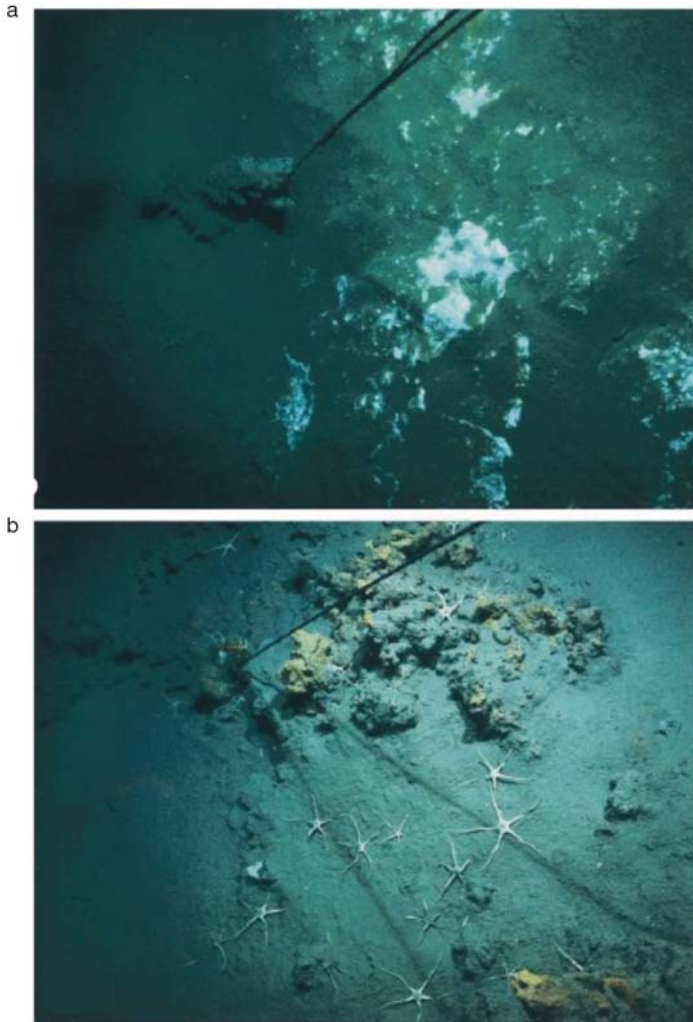


Fig. 5. Seafloor images taken from a TV-sled at the Hook Ridge. **a.** White unlimited sediment ingrained in the rock, from OFOS PS47/56. **b.** Image of the bottom showing small irregular blocks covered with Fe-oxyhydroxides near the top of the Hook Ridge: OFOS PS47/85 station (G. Bohrmann, C. Chin, S. Petersen et al. – Geo-Marine Letters, 1999, V 18)

■ Mater for scientific-technical cooperation

Based on sea-floor sampling, we interpreted that, in order to be hydrothermal, silica precipitates. Similar patches of whitish precipitates were observed during the OFOS PS47/85 deployment when the track crossed the same area. At shallower depths to the northeast, reddish brown coatings of Fe-oxyhydroxides were observed that resemble weathered sulfide structure (fig. 5).

CONCLUSION

The research shed light on topical questions on formation and dissemination of gas hydrates of seas and oceans.

1. In the light of the energy problem facing the mankind and reducing of hydrocarbon reserves discovery of gas hydrates at the ocean bottom is of particular importance.

Gas hydrates production is at the moment highly problematical due to their instability and specific character of their occurrence. Most likely it is among the technologies of tomorrow. Nevertheless, due to limitation of the total resources of hydrocarbonate crude all over the world, gas hydrates of seas and oceans draw more and more attention.

The attention is either payed to intensive development of the shelf zone in connection with hydrocarbons production and submarine pipe-lines construction. The most actual and complicated problem is engineering works in unconsolidated sediments and investigation of stability of submarine slopes. The problem of reliable operation of submarine constructions poses completely new challenges for developers and engineers. One of the most challenging problems under gas hydrate deposits unstablility conditions are exploitation of submarine deposits, oil platforms design and submarine pipe-lines construction.

2. It was paid a special attention to the hydrothermal activity of the ocean and factors of gas hydrate formation. The hydrothermal activity in the ocean and seas is the main factor result in the formation of gas hydrate deposits on the ocean floor, gas deposits associated with intraplate volcanism and gas deposits related to mud volcanism.

The proposed exogenous model of formation of hydrocarbons on the oceanic floor is reduced to the fact that thermal and mineral springs observed on the Earth's surface (almost without exception) are not juvenile. They are related with secondary degassing of the Earth. Water as well as gas emanated from hydrotherms have exogenous nature and are scooped from hydrosphere of the planet.

One among the most perspective directions of studying the ocean floor is the research of hydrothermal fields within the most active zone –

in the rift valleys. Here such processes as spreading of the ocean floor, uplift of the deep matter to the surface of the ocean floor, and the creation of the new oceanic crust widely occur. Volcanic activity in these zones is accompanied with the formation of the hydrothermal system realizing separation, transfer, and precipitation of a series of chemical elements.

Hydrogen and methane released in hydrotherms of the rift zones of the mid-oceanic ridges arrive usually into waters of the open ocean and disperse. However, in the case when slowly spreading rift zones are overlapped by sediments as well as in sedimentary covers located at the periphery of the oceans, hydrocarbons can accumulate in sedimentary layers and form oil and gas bearing deposits.

3. The process of serpentinization begins at a temperature of 200–250° C and a pressure of 50 Mpa in the presence of water, while the limit of stability of minerals of serpentine group is 500 °C. According to calculations, temperature in the upper mantle at a depth of 8–10 km below the oceanic crust with the age exceeding 20 Ma comprises about 250 °C. Temperature of 500 °C can be reached only at a depth of about 20 km that corresponds to the conditions favorable for serpentinization of ultrabasite. The process of serpentinization proceeds with release of heat energy. It can support the required temperature for serpentinization. The degree of serpentinization depends on penetrability of rocks of the upper mantle.

The study of a gas component of hydrotherms of mid-oceanic ridges allows us to make a conclusion that hydrogen and methane have arisen in them as a result of dissociation of sea water and linkage of oxygen during serpentinization of upper mantle rocks. Taking into account the scales of hydrothermal activity, products of degassing essentially contribute to the formation of hydrocarbon accumulation in oceans.

The limiting warming of water in the hot springs of «black smokers» type found in the rift valleys of the mid-oceanic ridges. It is bounded by the critical temperature $T_{cr} = 374$ °C. The majority of «black smokers» of the oceanic rift zones appear in the areas where the young oceanic crust forms. All geochemical peculiarities of such springs are determined by interaction of oceanic waters and hot basaltic rocks. The hot springs of the new type

were found rather recently. As opposite to «black smokers» known before, new «smokers» are located over the flanks of the rift valleys and are associated with serpentinite squeezed out of the lower oceanic crust.

In «black smokers» formed over the hot basaltic crust reduction of sulfate occurs in basalt iron. Moreover, it is not inconceivable that juvenile sulfur can appear there. In the hot springs located over serpentinites, the content of iron is much higher than in basalt, the main mass of sulfur is supplied by oceanic water.

4. A considerable attention is given to fluid regime of the Earth crust. The proposed model of crust waveguides is a compromise version, which allows overcoming the difficulties of other approaches (namely organic and non-organic) and saving their positive results. As a matter of fact, a fundamentally new concept of fluid regime in the crust is suggested. In particular, it clarifies the most vulnerable element of the theory of organic origin of oil, namely a mechanism of hydrocarbons concentration. It was ascertained that the waveguides lead to periodic vertical motions of fluids to both underlying and overlying layers. These motions not only «wash» the whole sediment cover, but facilitate hydrocarbons concentration. As a result the hydrocarbons dispersed over the sediment cover concentrate in bounded domains and form hydrocarbon accumulations.

Waveguides are ascertained to never keep quiescent state. They perform oscillatory or undulating movements shrinking and widening periodically. The most important geologic consequence of these oscillations is compelled turnover of fluids in the upper crust which involves all domains of continental crust where waveguides exist i.e. quite an extended areas. The waveguide does not need any additional energy because it is a result of tectonic forces effect possessing enormous energy. Since all fluids including hydrates are very aggressive agents this turnover affects substantially on many of geologic processes by transporting, transformation and concentration of upper crust matter. A typical period of waveguide oscillations is equal to the duration of the longest phase (compaction) which is about 10^3 – 10^4 years.

The suggested concept explains origin of many untraditional oil and gas fields in crystalline base and consolidated sediment. Waveguide

thermodynamics promote increase of solubility of hydrocarbons. This feature generates premises for hydrocarbons concentration.

5. In the monograph, a special attention is given to thermal convection model. A thermal convection acts under conditions of vigorous heating when the temperature considerably outdoes that of hydrates stable state. Within a roof of convection area the temperature value is a neighbour of the sea bed temperature which is a counterpart of a temperature in gas hydrates formation zone. This mechanism can lead, in principle, to formation of gas hydrate accumulations at the slopes of mid-ocean ridges. The presence of cold fresh water promotes the process.

Gas hydrates forming under thermal convection conditions is related to certain physical and chemical properties of porous mediums that affects equilibrium of gas hydrate formation reaction.

The thermal convection, as differentiated from the other mechanism of filtration of water, is characterized by high intensity at a small distances and instability of flows. «Washing» of the crust (including its small-porous parts) takes place permanently. This causes the fact that overabundant sea salt, which precipitates in the process of formation of gas hydrate and hindered its formation, is removed. On the other hand, the effects mentioned above are favorable to the gas hydrate formation. Hence, it will be expected that gas hydrates are formed as a result of hydrothermal activity.

Convective transport is at its maximum in axial zones of ocean crust extension and transform faults, where the convection regime is turbulent. The most favorable condition for hydrocarbon deposits formation is alternation of two situations at the sea bottom, namely, penetrable and impenetrable boundaries. In that case hydrothermal gas outbursts can be captured at the open boundary and generated hydrocarbons can be trapped by a catcher formed by adjacent sedimentary layer. The situation when the sea water is sucked into porous layer through the fault which breaks a sedimentary layer is favorable too. The other profitable factors are moderate Earthquakes in regions with relatively thin sedimentary cover.

The majority of hydrogen and hydrocarbons penetrate into hydrosphere and dissipate irretrievably. If there is no hydroisolation at the contact zone of the ocean and fractured crust, this process is considerably

accelerated. However, if sedimentary layers overlap the hydrothermal systems, the conditions favorable for formation of hydrocarbon deposits are formed. Hydroisolating overlapping layers, located near the upper boundary of the area of thermal convection in the crust, can be formed by gas hydrates producing flakes like snow.

The analysis of these features allows us to estimate the intensity of the convection process and to determine areas of the ocean floor where the formation of gas hydrates is the most likely. If distribution of gas hydrates will correspond to these areas, these notions can be considered as believable.

The model of thermal convection permits to establish additional characteristics for planning the program of geophysical research, measurements and analysis of these features. In particular, the program of deep sea drilling and accompanying surface geophysical measurements can be prepared on the basis of this theoretical scheme.

6. The fluidodynamic model of gas-mud mixture movement, which is accompanied by eruptions of mud volcanoes and gas bursts, was first demonstrated by the example of the Black Sea Basin. The entire spectrum of gas bursts can be divided into gas and mud-fluid volcanoes. Emanation of hydrocarbon gases during the eruptions is accompanied by powerful explosion, bursts of gas, water, and fragments of rocks as well as by issue of breccia. These features are typical for the first type of volcanoes.

Gas bursts and mud-fluid volcanoes are confined to the geodynamically active zones of the ocean and sea floor. They are presented in the form of hydrothermal activity of the mid-oceanic ridges or gas bursts, or mud volcanoes defined to the fracture zones of subducting plate overlapped by thick sedimentary cover. High-energy stress level of fluids in the deeply submerged deposits of the subduction zone provides the development of their vertical migration at a pressure exceeding the geostatic pressure. It results on the formation of microjoints and diapir folds, hydrorupture of the layer, gas and mud volcanism.

Theoretical ideas based on the fluidodynamic conception of crustal waveguide explain the mechanism of mud volcanoes formation and their connection with oil and gas deposits. Fluids in the upper crust are

periodically pumped into crustal waveguide and squeezed out of them as a result of oscillatory movements inside the crustal waveguide. Anomalously high layer pressure and the formation of oil and gas deposits accompany fluids moving upwards.

Thus, the discovery of hydrothermal activity in mid-oceanic ridges has revolutionized many directions in science. The research results provided in the monograph allow to make a conclusion that the synthesis of methane with participation of a serpentinite layer of the oceanic crust is capable to form hydrocarbons. The result of such synthesis is the formation of gas hydrates deposits on the ocean floor and the development of mud volcanism and intensive gas bursts of the methane.

7. The authors analysed all possible gas hydrate shows, from the Russian sector of the Arctic to Antarctica. A constructive consideration of possible gas hydrate generation in either region is based on the analysis of its geodynamic situation using physical and mathematical models on fluid dynamics and thermal convection of the region.

The possibility of gas hydrates formation within the Black Sea depression has been examined in details in connection with the project of the submarine gas pipeline laying in the region. In this work, a fluid dynamic model explaining possibilities of gas hydrates formation under mud volcanism development conditions has been first proposed. Mud volcanoes, diapiric folds, gas seeps of the Black Sea depression are universally recognized criteria of oil and gas exploring.

Special consideration was given to possibilities of gas hydrate formation in the Arctic shelf. The most major in praesenti gas hydrate accumulation has been discovered at the border of the White and Barents Seas. For better understanding of genesis of the mentioned accumulation geodynamic analysis of the region was carried out. The recent situation here is controlled by interrelation of continental crust of the western margin of the Barents Sea and ocean crust of Norwegian-Greenland Sea. The most perspective are the areas of concatenation of Arctic shelves and continental slopes.

Examination of the North Pacific sector disclosed zones of seismic-amplitude anomalies within the Commander Depression and shearing

western part of the Aleutian Trough. The anomalies are related to hypothetical gas accumulations in the sedimentary cover. The most perspective areas are the Navarin basin in the north part of the Commander depression, the western end of the Aleutian trough and Kamchatka-Commander sedimentary basin.

Similar processes proceed in rear zones of island arches where a secondary spreading and a marginal sea formation occur. Upward flows of the mantle substance in the rear zones slide the ocean crust apart forming structures of transform and listric faults.

In this connection possible formation of hydrocarbon deposits in similar geodynamic situation of the Sakhalin Island and adjacent areas of the Okhotsk Sea and the Aleutian ridge area.

A detailed analysis of the western margins of the North and Central America has been carried out. Widespread manifestations of gas in the sedimentary cover are a characteristic feature of the region.

Geodynamics of the region is controlled by subduction started in Eocene as a result of accretion of the sedimentary cover of the Cascadia basin which led to westward thickening of the continental slope. Tectonic compaction of sediment caused by fluid extrusion in ocean bottom direction where their sufficient gas saturation could promote hydrate formation in stability zone and set conditions for reflecting BSR layer.

A classical example of gas hydrate formation at the ocean bottom is geodynamic condition and hydro-thermal activity in the Galapagos rift that points to the possibility of gas hydrate formation on nearly all over the Panama basin. The most favourable areas are continental slopes and organic matter upwelling zones.

Investigations of the regions of the South Sandwich plate (South America) appeared to be of no less interest. The first evidences on hydrothermal activity and methane flushes were found in sediments of eastern part of the King George basin.

CONTENT

INTRODUCTION	263
GEOCHEMISTRY OF SERPENTINITE HYDRATION PROCESS AND FORMATION OF THE OCEANIC CRUST	279
GEOLOGICAL AND ECOLOGICAL EFFECTS OF GAS BURSTS ON THE OCEAN FLOOR	286
Methane and hydrogen oxidation	286
Formation of hydrocarbons on the ocean floor	287
Ecological effects of the hydration process of the oceanic crust	288
FLUID REGIME OF THE UPPER CRUST	290
THE MODEL OF THERMAL CONVECTION AND GAS HYDRATE FORMATION	301
THE MODEL OF MUD VOLCANO AND HYDROCARBON FORMATION	306
GAS HYDRATES AND MUD VOLCANOES OF THE BLACK SEA BASIN	309
Fluidodynamic model of gas mud and gas hydrate formation in the Black Sea Basin	311
The compaction model description for mud volcanoes in the Black Sea	312
GEODYNAMIC DEVELOPMENT OF THE BLACK SEA BASIN	316
GAS HYDRATES AND GAS BURSTS OF THE BLACK SEA BASIN	321
ABOUT POSSIBILITY OF GAS HYDRATE FORMATION IN THE BARENTS SEA CONDITIONS	331
THE MODEL OF GAS HYDRATE FORMATION IN ALEUTIAN TRENCH AND SAKHALIN ISLAND AS AN EXAMPLE	345
Formation of hydrocarbon deposits in the ocean floor spreading zones (Aleutian Trench and Sakhalin Island as an example)	349
Geodynamic development of the Kuril-Kamchatka and Aleutian Trenches	351
HYDROCARBON AND GAS HYDRATE DEPOSITS OF THE SAKHALIN ISLAND SHELF	356
GAS HYDRATES OF NORTH AMERICA WESTERN MARGIN	364
THE ROLE OF HYDROTHERMAL METHANE IN GAS HYDRATE FORMATION (GALAPAGOS RIFT AS AN EXAMPLE)	372
HYDROTHERMAL ACTIVITY AT HOOK RIDGE (ANTARCTICA)	380
CONCLUSION	389
LITERATURE LIST	397

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова) / Г.П. Авдейко, Г.М. Гавриленко, Л.В. Чертова и др. // Вулканология и сейсмология. – 1984. – № 6. – С. 66–81.
2. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря и др. / Н.А. Айбулатов, В.А. Матюшенко, В.П. Шевченко // Геоэкология. – 1999. – № 4.
3. Аглонов С.В., Шмелев Г.В., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. – 1996. – № 4. – С. 58–76.
4. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. – М.: Наука, 1993. – 456 с.
5. Афанасьев В.П., Воеводин В.А. Вероятность появления айсбергов в юго-западной части Карского моря и вероятность их влияния на гидротехнические сооружения // Айсберги Мирового океана. – СПб.: Гидрометеиздат, 1996. – С. 88–103.
6. Баланюк И.Е. Нефтегазоносность бассейнов скалистых гор в связи с новыми представлениями о тектонике литосферных плит // Нефтяная промышленность. Зарубежный опыт. Нефтегазовая геология и геофизика. – № 23. – 1986. – С. 4–16.
7. Баланюк И.Е. Фазовое распределение углеводородов на различных геодинамических уровнях развития нефтегазоносных бассейнов // Сб. тр. ВНИГНИ. – М., 1986. – С. 162–165.
8. Баланюк И.Е. Особенности нефтегазообразования поднадвиговых областей на примере Аппалачей // Нефтяная промышленность. Зарубежный опыт. Нефтегазовая геология и геофизика. – № 17. – 1985. – С. 5–18.
9. Баланюк И.Е. Метан – детище эволюции литосферы // Проблемы нефтегазоносности больших глубин. – Баку, 1991. – С. 58–63.
10. Баланюк И.Е., Донгарян Л.Ш. Роль гидротермального метана в образовании газогидратных залежей // Геология, геофизика, и разработка нефтяных месторождений. – 1994. – № 3. – С. 22–28.
11. Баланюк И.Е., Матвеевков В.В., Седов А.П. Серпентинизация пород верхней мантии океанов как источник образования углеводородов // Геологическое изучение и использование недр: Инф. сб. – 1995. – № 3. – С. 34–40.
12. Белослудов В.П., Дядин Ю.А., Лаврентьев М.Ю. Теоретические модели клатратообразования. – Новосибирск: Наука, 1991. – 128 с.
13. Беляев И.И., Филин А.М. Применение дифференциальной съемки для выделения вариаций и изучения тонкой пространственной структуры аномального магнитного поля в океане // Магнитное поле океана. – М.: Наука, 1993. – С. 25–37.
14. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. – Т. 43. – № 2. – С. 101–114.
15. Богданов Ю.А. Гидротермальная сульфидная минерализация в океанских рифтах // Океанология. – 1996. – Т. 36. – № 2. – С. 277–287.

16. Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. – М.: Научный мир, 1997. – 167 с.

17. Богданов Ю.А. История и цикличность гидротермального рудообразования в океане // Металлогения современных и древних осадков. – М.: НТК «Геоэкспорт», 1992. – С. 45–51.

18. Новый тип современной минералообразующей системы «черные курильщики» гидротермального поля 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет / Ю.А. Богданов, Н.С. Бортников, И.В. Викентьев и др. // Геология рудниковых месторождений. – 1997 – Т. 39. – № 1. – С. 68–90.

19. Подводные геологические исследования гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет) / Ю.А. Богданов, А.М. Сагалевич, Е.Г. Гурвич и др. // Докл. АН. – 1999. – Т. 365. – № 5. – С. 657–662.

20. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Акустические неоднородности верхней части осадочного чехла в районе подводного газогидротермального выхода у о. Парамушир и возможная их природа // Вулканология и сейсмология. – 1987. – № 2. – С. 100–104.

21. Бурьянов В.Б., Журавлев В.А., Свистунов Ю.И. Структура коры шельфа Баренцева моря по гравиметрическим данным // Геофизический журнал. – 1989. – Т. 11. – № 2. – С. 77–81.

22. Бяков Ю.А., Круглякова Р.П. Проблемы газогидратов в Черном море // Современное состояние газогидратных исследований в мире: Мат. совещания. – Москва, 2004. – С. 85–98.

23. Валяев Б.М. О факторах, контролирующих формирование и разрушение скоплений газогидратов в осадочном разрезе дна Мирового океана // Геология морей и океанов: Тез. докл. XV Межд. школы морской геологии. – М.: ГЕОС, 2003. – Т. 1. – С. 148–149.

24. Валяев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. – 1985. – № 1. – С. 72–87.

25. Применение морских градиентометрических съемок и данных обсерваторий для изучения геомагнитных вариаций и картирования кровли магнитноактивного слоя в Баренцевом море / Г.М. Валяшко, А.М. Филин, С.В. Лукьянов и др. // Электромагнитная индукция в Мировом океане. – М.: Наука, 1990. – С. 82–89.

26. Свойство природных газов находиться в земной коре в твердом состоянии и образовывать газогидратные залежи / В.Г. Васильев, Ю.Ф.Макогон, Ф.А. Требин и др. // Открытия в СССР, 1968–1969 гг.: Сб. – М.: ЦНИИПИ, 1970.

27. Вассоевич И.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР, 1967. – № 11. – С. 137–142. – (Геология).

28. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и возраст океанической и континентальной литосферы (на примере Ионического и Адриатического бассейнов Средиземного моря) // Океанология. – 2001. – Т. 41. – № 1. – С. 132–137.

29. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и генезис восточной части Баренцевоморского региона // *Океанология*, 2000. – Т. 40. – № 3. – С. 448–455.
30. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим, тектоника дна и температурные условия генерации углеводородов восточной части Баренцева моря // *Геотектоника*. – 2002. – № 1. – С. 86–96.
31. Войтов Г.И. Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах // *Журнал Всесоюзного химического общества*. – 1986. – Т. 31. – Вып. 5. – 533 с.
32. Вороной Е.Е. Гидрогенизационная мобилизация керогенно-угольного вещества пород глубинными углеводородами – один из основных процессов нефтеобразования // *Происхождение и миграция нефти и газа: Сб. науч. тр.* – Киев: Наукова думка, 1984.
33. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. В.П. Гаврилова – М.: Недра, 1993. – 324 с.
34. Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. – М.: Наука, 1992.
35. Галимов Э.М., Симонейш В.Р.Т. Вариации изотопного состава углерода C^{14} и CO_1 в осадочном разрезе бассейна Гуаймас (Калифорнийский залив) // *Геохимия*. – 1982. – № 7.
36. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. – М.: Наука, 1980. – 212 с.
37. Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуанде-Фука. Отв. ред. А.П. Лисицын – М.: Наука, 1990.
38. Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа / Под ред. В.Н. Астафьев. – М.: Научный Мир. – 1997. – 198 с.
39. Подводно-грязевулканический тип скоплений газовых гидратов / Г.Д. Гинсбург, И.С. Грамберг, И.С. Гулиев и др. // *Докл. АН СССР*. – 1988. – Т. 300. – № 2. – С. 416–418.
40. Гинсбург Г.Д., Иванов В.Л., Соловьев В.А. Гидраты природного газа в недрах Мирового океана // *Нефтегазоносность Мирового океана*. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. – С. 141–158.
41. Фильтрогенные газовые гидраты в Черном море (21-й рейс НИС «Евпатория») / Г.Д. Гинсбург, А.Н. Кремлев, М.Н. Григорьев и др. // *Геология и геофизика*. – 1990. – № 3. – С. 10–20.
42. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. – 199 с.
43. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. – Киев: Наукова думка, 1982. – 184 с.
44. Горчилин В.А., Лебедев Л.И. О признаках газовых гидратов в осадочном чехле Черного моря и возможном типе ловушек углеводородов // *Геологический журнал*. – № 5. – 1991. – С. 75–81.

45. Грамберг И.С. Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. РАН. – 1997. – Т. 352. – № 6. – С. 789–791.

46. Баренцевоморская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. – Л.: Недра, 1987. – 263 с.

47. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е. Газогидраты морей и океанов – источник углеводородов будущего. – М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2006. – 287 с.

48. Дмитриевский А.И., Валяев Б.М. Современные оценки глобальных и региональных ресурсов метана в газогидратах по акватории Мирового океана // Современное состояние газогидратных исследований в мире: Материалы совещания. – М., 2004. – С. 27–36.

49. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Каракин А.В. Механизм образования газогидратов в морских бассейнах // Наука и техника в газовой промышленности. – 2005. – № 4.

50. Океаническая кора – источник образования углеводородов // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов / А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк, О.Г. Сорохтин, В.В. Матвеенков // Межд. научн.-практ. конф. – М.: РГУНГ, 2002. – С. 88–101.

51. Гидротермальный механизм образования углеводородов в срединно-океанических хребтах (на примере Баренцева и Норвежского морей) / А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк, А.В. Каракин, В.В. Матвеенков // Геология нефти и газа. – 1997. – № 8. – С. 4–16.

52. Современные представления о возможности образования углеводородов с участием пород океанической коры / А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк, В.В. Матвеенков, О.Г. Сорохтин // Докл. РАН. – М. – 2000. – Т. 371. – № 1. – С. 118–120.

53. Серпентиниты океанической коры – источник образования углеводородов / А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк, О.Г. Сорохтин, Л.Ш. Донгарян // Геология нефти и газа. – 2002. – № 3. – С. 37–41.

54. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Угледородная дегазация через дно океана: локализованные проявления, масштабы, значимость // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 7–36.

55. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Природные ресурсы и значимость гидратов природного газа // Газовая промышленность. – 2002. – № 11. – С. 22–25.

56. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Скопления газогидратов в системе утилизации, трансформации и рассеяния потоков глубинных углеводородов // Газовые гидраты в экосистеме Земли 2003: Программа и тез. докл. – Новосибирск: ИНХ СО РАН, 2003. – С. 32–33.

57. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Каракин А.В. Уникальные возможности формирования нетрадиционных залежей углеводородов в тылу островных дуг // Наука и техника в газовой промышленности. – 2005. – № 3.

58. Газовое дыхание Черноморской впадины / А.Н. Дмитриевский, В.Г. Казьмин, И.Е. Баланюк, А.В. Каракин // Газовая промышленность. – 2000. – № 4. – С. 62–66.
59. Дмитриевский А.Н., Каракин А.В., Баланюк И.Е. Концепция флюидного режима в верхней коре (гипотеза корового волновода) // Докл. РАН, – 2000. – Т. 374. – № 4. – С. 534–536.
60. Дядин Ю.А. Супрамолекулярная химия: Клатратные соединения // Соросовский образовательный журнал. – 1998. – № 2.
61. Дядин Ю.А., Удачин К.А., Бондарюк И.В. Соединения включения. – Новосибирск: НГУ, 1988. – С. 1–101.
62. Ефремова А.Г., Гритчина Н.Д. Газогидраты в морских осадках и проблема их практического использования // Геол. нефти и газа. – 1981. – № 2. – С. 32–35.
63. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир / Л.П. Зоненшайн, И.О. Мурдмаа, Б.В. Баранов и др. // Океанология. – 1987. – Т. 27. – С. 795–800.
64. Иванов Г.И. Геоэкология Западно-Арктического шельфа России – литолого-экогеохимические аспекты. – СПб.: Наука, 2006. – 304 с.
65. Динамические, термодинамические и механические свойства газовых гидратов структуры I и II / Т.М. Инербаев, О.С. Субботин, В.Р. Белослудов др. // Российский химический журнал. – 2003. – Т. XLVII. – № 3.
66. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. – М.: Недра, 1992. – 236 с.
67. Калинин В.В. Особенности седиментации в срединной части Баренцева моря // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. – М.: Наука, 1985. – С. 101–112.
68. Каракин А.В. Анализ теплового режима термомеханической модели осевых зон медленно раздвигающихся срединно-океанических хребтов / Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов: Сб. – М.: ИФЗ АН СССР, 1984. – С. 27–37.
69. Каракин А.В. Общая теория компакции при малой пористости // Изв. РАН. Физика Земли. – 1999. – № 12.
70. Каракин А.В., Каракин С.А. Флюидодинамическая модель грязевого вулканизма внутриконтинентального типа // Докл. РАН. – 2000.
71. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. – М.: ВНИИГеосистем, 2003.
72. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. – М.: Наука, 1964. – 243 с.
73. Карта нефтегазоносности и рудоносности осадочного чехла Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М-б 1:10 000 000 / Гл. ред. И.С. Грамберг, Е.Н. Исаев, Л.Э. Левин. – АН СССР, 1990.
74. Сдвиговые границы Тихоокеанской плиты и их роль в формировании залежей углеводородов / К.А. Клещев, В.В. Матвеенков, А.П. Седов, Л.П. Волокитина //

Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2003. – № 10. – С. 4–12.

75. Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. // Геотектоника. – 1994. – № 6. – с. 23–41.

76. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря: Докл. РАН. – 1991. – Т. 320. – № 5. – С. 1 203–1 206.

77. Корсаков О.Д., Бяков Ю.А., Ступак С.Н. Газовые гидраты Черноморской впадины // Сов. геология. – 1989. – № 12. – С. 3–10.

78. Об обнаружении скоплений газогидратов в Черном море // Газогеохимические методы поисков полезных ископаемых в Южно-Каспийской впадине и обрамляющих горных системах (ГГМ-III) / О.Д. Корсаков, Р.П. Круглякова, М.В. Зубова и др. // Тез. докл. 15–17 ноября 1989. – Баку, 1989. – С. 95–96.

79. Корсаков О.Д., Круглякова Р.П., Хахалев Е.М. Дегазация подводных грязевых вулканов и газогидраты Черного моря // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. «Дегазация Земли и геотектоника». – М., Наука, 1991. – С. 119–120.

80. Кремлев А.Н., Гинсбург Г.Д. Первые результаты поиска субмаринных газовых гидратов в Черном море (21-й рейс НИС «Евпатория») // Геология и геофизика. – 1989. – С. 110–111.

81. Крылов Н.А., Бурлин Ю.К., Лебедев Л.И. Нефтегазоносные бассейны континентальных окраин. – М.: Наука, 1988. – 248 с.

82. Кунин Н.Я., Сафонов В.С., Луценко Б.Н. Основы стратегии поисков месторождений нефти и газа (на примере Западной Сибири). – М.: Ассотгео, 1995. – Ч. 1. – 134 с.

83. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. – Киев: Наукова думка, 1978. – 148 с.

84. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях субарктики в течение последних 130 тыс. лет. – ГЕОС. – М.: 2007. – 404 с.

85. Геохимические особенности газоносных (CH₄) отложений подводного грязевого вулкана в Норвежском море / А.Ю. Лейн, П.Р. Вогт, К. Крейн и др. // Геохимия. – 1998. – № 3. – С 230–249.

86. Лейн А.Ю, Панова Н.И., Лисицын А.П. Новые данные о природе нафтоидов гидротермальной системы рифа Гуаймас (Калифорнийский залив) // Докл. АН СССР, 1989. – Т. 305. – № 1.

87. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газогидратного метана в Охотском море / А.Ю. Лейн, В.Ф. Гальченко и др. // Геохимия. – 1989. – № 10.

88. Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном, в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта / А.Ю. Лейн, Д.В. Гричук, Е.Г. Гурвич, Ю.А. Богданов // ДАН. – 2000. – Т. 375. – № 3. – С. 380–383.

89. Лейн А.Ю., Конова Н.И., Лисицын А.П. Новые данные о природе нафтоидов гидротермальной системы рифта Гуаймос (Калифорнийский залив) // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 305. – № 1. – С. 23–28.
90. Лейн А.Ю., Сагалевиц А.М. Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного abiогенного синтеза метана // Природа. – 2000. – № 8. – С. 44–53.
91. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 309 с.
92. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. – М.: Наука, 1990. – 256 с.
93. Гидротермальные проявления Срединно-Атлантического хребта на 26° с.ш. (гидротермальное поле ТАГ) / А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, Л.П. Зоненшайн и др. // Изв. АН СССР. – 1989. – № 12. – С. 3–20. – (Геология).
94. Лобковский Л.И., Хаин В.Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. – 1989. – № 6. – С. 28–39.
95. Макогон Ю.Ф. Газовые гидраты, их образование и использование. – М.: Недра, 1985. – 232 с.
96. Макогон Ю.Ф. Гидраты природных газов. – М.: Недра, 1974. – 208 с.
97. Макогон Ю.Ф. Природные газовые гидраты: распространение, модели формирования, ресурсы // Российский химический журнал. – 2003. – Т. 47. – № 3. – С. 70–79.
98. Макогон Ю.Ф., Дэвидсон Д.В. Влияние избыточного давления на стабильность гидрата метана // Газовая промышленность. – № 4. – 1983. – С. 37–40.
99. Макогон Ю.Ф., Саркисянц Г.А. Предупреждение образования гидратов при добыче и транспорте газа. – М.: Недра, 1966. – 186 с.
100. Возможность образования газогидратных залежей природных газов в придонной зоне морей и океанов / Ю.Ф. Макогон, А.А. Трофимук, В.П. Царев, Н.В. Черский // Геология и геофизика. – 1973. – № 4. – С. 3–6.
101. Маловицкий Я.П., Мараханов В.И., Сенин Б.В. Рифтогенез западной части Арктической континентальной окраины: Докл. АН СССР, 1987. – Т. 295. – № 4. – С. 932–936.
102. Матвеева Т.В., Соловьев В.А. Геологический контроль скоплений газовых гидратов на хребте Блейк Аутер, Северная Атлантика (по материалам глубоководного бурения). Спец. выпуск: Тр. VI Межд. конф. «Газы в морских осадках» // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 7. – С. 662–671.
103. Мурзин Р.Р. Южно-Баренцевская впадина – геологическое строение по результатам геофизических исследований: Министерство природных ресурсов РФ, 2004.
104. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в депрессиях шельфа Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. – 1999. – № 6. – С. 142–154.

105. Мурдма И.О., Иванова Е.В., Пименов Н.В. Морская перигляциальная седиментация в Баренцевом море в течение послеледниковья // Морской перигляциал и оледенение Баренцево-Карского шельфа в течение послеледниковья. Апатиты. – М.: Изд-во КНЦ РАН, 1998. – С. 78–80.
106. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. Карта и геолого-геофизические профили / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. – М.: Ин-т литосферы РАН, 1996. – 94 с.
107. Объяснительная записка к тектонической карте охотоморского региона масштаба 1: 2 500 000 / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. – М.: ИЛОВМ РАН, 2000. – 193 с.
108. Павленкова Н.И. Эндогенные режимы и структура земной коры и верхней мантии // Строение и эволюция тектоносферы. – М.: ИФЗ АН СССР, 1987. – С. 253–274.
109. Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития / Ю.А. Павлидис, А.С. Ионин, Ф.А. Щербаков и др. – М.: ГЕОС, 1998. – 187 с.
110. Липиды в гидротермальных образованиях в районе 14°45' с.ш. и 29° с.ш. Срединно-Атлантического хребта / В.И. Пересыпкин, А.Ю. Лейн, Ю.А. Богданов, Н.С. Бортников // Океанология, 1998. – Т. 38. – № 5.
111. Липиды в гидротермальных образованиях в районах 14°45' с.ш. и 29° с.ш. Срединно-Атлантического хребта / В.И. Пересыпкин, А.Ю. Лейн, Ю.А. Богданов и др. // Океанология. – 1999. – Т. 39. – № 2. – С. 258–269.
112. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты: Изв. РАН. Физика Земли. – 1998. – № 4. – С. 3–9.
113. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. – 1968. – № 4. – С. 3–19.
114. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. – М.: Мир, 1986. – 160 с.
115. Ронов А. Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). – М.: Наука, 1993. – 144 с.
116. Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Е.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты. – М.: Изд-во КНЦ РАН, 1993. – 184 с.
117. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. – М.: Научный мир, 1998. – 164 с.
118. Сенин Б.В., Шипилов Э.В. Рифтовые системы и их роль в формировании геологической структуры Арктики // Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. – М.: Недра, 1993. – С. 146–159.
119. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. – Мурманск: Кн. изд-во, 1989. – 176 с.
120. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР. – М.: ГИН ГУГК АН СССР, 1980. – 150 с.

121. Соколов Б.А., Гусева А.Н. О возможной быстрой современной генерации нефти и газа // История нефти в осадочных бассейнах. – М.: МГУ, 1994. – С. 48–56.
122. Соловьев В.А. Природные газовые гидраты как потенциальное полезное ископаемое. Газовые гидраты // Российский химический журнал. – 2003. – Т. 47. – № 3. – С. 59–69.
123. Газовые гидраты Охотского моря (результаты 21 рейса НИС «Геолог Петр Антропов») / В.А. Соловьев, Г.Д. Гинсбург, В.К. Дуглас и др. // Отечественная геология. – 1994.
124. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. – М.: Наука, 1974. – 184 с.
125. Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 208. – № 6. – С. 1 338–1 341.
126. Сорохтин О.Г., Лейн А.Ю., Баланюк И.Е. Термодинамика океанических гидротермальных систем и абиогенная генерация метана // Океанология. – 2001. – Т. 41. – № 6. – С. 898–909.
127. Сорохтин О.Г., Сагалевич А.М. Гидротермальная активность на океаническом дне // Тр. ИО РАН. – 1994. – Т. 131. – С. 151–162.
128. Сорохтин О.Г., Ушаков С. Глобальная эволюция Земли. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 446 с.
129. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Происхождение и эволюция океанов // Жизнь Земли. – М.: Изд-во МГУ. – 1990. – С. 46–75.
130. Развитие Земли / О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, В.А. Соловьев и др. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 560 с.
131. Ступакова А.В. Развитие осадочных бассейнов древней континентальной окраины и их нефтегазоносность (на примере Баренцевоморского шельфа) // Геология нефти и газа. – 2000. – № 4. – С. 51–57.
132. Тарасов Г.А. Верхнечетвертичный седиментогенез на шельфе западно-арктических морей: Дис. д-ра геол.-мин. наук. – М.: ИО РАН, 1998. – 46 с.
133. Газогидратные исследования в университете Хериот-Ватт (Эдинбург) / Б. Тохиди, Р. Андерсон, А. Масоуди и др. // Российский химический журнал. – 2003. – Т. XLVII. – № 3.
134. Трофимук А.А., Макогон Ю.Ф., Толкачев М.В. О роли газогидратов в процессах аккумуляции углеводородов и формировании их залежей // Геология и геофизика. – 1983. – № 6. – С. 3–15.
135. Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П. Газогидраты – новые источники углеводородов // Природа. – 1979. – № 1. – С. 18–27.
136. Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. – М.: Недра, 1982. – 201 с.
137. Хуторский М.Д. Особенности распределения теплового потока и его связь с тектоническим развитием регионов // Тепловой режим недр МНР. – М.: Наука, 1991. – С. 84–90.

138. Черский Н.В., Царев В.П. Оценка ресурсов и вопросы поисков и извлечения природных газов из осадков дна Мирового океана // Геология и геофизика. – № 5. – 1977. – С. 21–31.
139. Черткова Л.В., Биличенко А.А., Стунжас П.А. Обнаружение газогидратов метана в Охотском море // Тез. докл. III съезда советских океанологов. (Секция геология, геофизика и геохимия океана. Минеральные ресурсы, геоморфология, берега, методы исследования). – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – С. 172–173.
140. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника. – 1990. – № 1. – С. 90–96.
141. Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р. Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. – 2001. – № 4. – С. 6–19.
142. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН. – 1998. – 306 с.
143. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря: Докл. РАН. – 1995. – Т. 342. – № 1. – С. 87–88.
144. Штемберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. – М.: Наука, 1977. – 312 с.
145. Эпштейн О.Г., Чистякова И.А. Печороморский шельф в позднем валдае–голоцене: основные седиментологические и палеогеографические события: Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2005. – № 66. – С. 107–123.
146. Якушев В.С. Газовые гидраты в криолитозоне // Геология и геофизика. – № 11. – 1989.
147. Aloisi G., Wallmann K., S.M. Bollwerk, Derkachev A., Bohrmann G., and Suess E. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004. – V. 68. – N. 8. – 1 735–1 748.
148. Aloisi G., Wallmann K., Drews M., Bohrmann G. Evidence for the submarine weathering of silicate minerals in Black Sea sediments: Possible implications for the marine Li and B cycles // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. – V. 5. – № 4.
149. Aloisi G., K. Wallmann, S.M. Bollwerk, A. Derkachev, G. Bohrmann, and Suess E. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2004.
150. Andreassen K., Berteussen K.A. Gas hydrate in the southern Barents Sea, indicated by a shallow seismic anomaly // *First Break*. – 1990. – № 8. – P. 235–245.
151. Andreassen K., Hart P.E., Grantz A. Seismic modeling of a gas hydrate reflector // *AGU Fall Meeting 1993. Supplement to EOS*. – Oct. 26. – 1993. – 370 p.
152. Arthur M., and Dean W.E. Organic-matter production and preservation and evolution of anoxia in the Holocene Black Sea // *Paleoceanography*. – 1988. – T. 13. – V. 4. – P. 395–411.

153. Baker P.A., J.M. Gieskes and Elderfield H. Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments—Evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr²⁺ data // *Sediment. Petrol.* – 1982. – V. 52 – P. 71–82.
154. Barker D.H.N. and Austin J.A.J. Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica - evidence for distributed extension in marginal basin formation // *Geology.* – 1994. – P. 657–660.
155. Biebow N., Ludman T., Karp B., Kulinich R. GEOMAR Report 88. Cruise Reports: KOMEX V and VI. Kiel: GEOMAR Res. Center. – 2000. – 296 p.
156. Bischoff J.I., Rosenbauer R.J., Aruscavage P.S. et al. Sea-floor massive sulfide deposits from 21° N, East Pacific rise; Juan de Fuca Ridge; and Galapagos Rift; Bulk chemical composition and economic implication *Econ. Geol.* – 1981. – V. 78.
157. Bohrmann G., Chin C., Petersen S., Sahling H., Schwarz-Schampera U., Greinert J., Lammers S., Rehder G., Daehlmann A., Wallmann K., Dijkstra S., Schenke H.-W. Hydrothermal activity at Hook Ridge in the Central Bransfield Basin, Antarctica // *Geo-Marine Letters.* – 1999. – V. 18. – P. 277–284.
158. Bohrmann G., Greinert J., Suess E., Torres M. Authigenic carbonates from the Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability // *Geology.* – 1998. – V. 26. 7. – P. 647–650.
159. Bohrmann G. and Schenck S. RV Meteor Cruise Report M52/1, GEOMAR Rep. 108, Kiel: Germany. – 2002.
160. Bohrmann, G., et al. Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea—New data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes // *Geo Mar. Lett.* – 2004. – 23(3–4). – P. 239–249.
161. Borella P.E. Sediment lithostratigraphy of the Galapagos hydrothermal mounds // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Wash. (D, C.): US Gov. print. Off. – 1983. – V. 70.
162. Boudreau B.P., and P. Leblond H. A simple evolutionary model for water and salt in the Black Sea // *Paleoceanography.* – 1989. – V. 4. – P. 157–166.
163. Brooks J.M. Geochemistry of hydrate gas and water from site 570, DSDP Leg 84 // *Init. Repts DSDP.* – V. 84. – 1985. – P. 699–703.
164. Brooks J.M., Field M.E., Kennicutt M.C. Observation of gas hydrates in marine sediments, offshore northern California // *Marine Geology.* – 1991. – V. 96. – P. 103–109.
165. Bugge T., Befring S, Belderson R.H. et al. A giant three-stage submarine slide off Norway // *Geo-Marine Letters.* – 1987. – V. 7. – P. 191–198.
166. Calvert, S. E., J. S. Vogel, and Southon J. R. Carbon accumulation rates and the origin of the Holocene sapropel in the Black Sea // *Geology.* – 1987. – V. 15. – P. 918–921.
167. Chan L.H., J.M. Gieskes, C.F. You, and Edmond J.M. Lithium isotope geochemistry of sediments and hydrothermal fluids of the Guaymas Basin, Gulf of California // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1994. – V. 58. – P. 4443–4454.
168. Chapman D.S., Pollak R.M. Global heat flow: a new look // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1975. – № 28. – P. 23–32.

169. Chin C.S., Klinkhammer G.P., Wilson C., Lawver L.A., and Lupton J.E. Hydrothermal activity in a nascent backarc basin: the Bransfield Strait Antarctica // EOS supplement. – 1996. – November 12. – 413 p.

170. Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I., Edmond J.M., von Herzen R.P., Ballard R.D., Green K., Williams D., Brainridge A., Crane K. and van Andel T.H. Submarine thermal springs of the Galapagos Rift // Science. – 1979. – 203. – P. 1073–1083.

171. Dmitrievsky A.N., I.E. Balanyuk, A.V.Karakin, Yu.A. Poveschenko, Dongaryan L.Sh. Fluidodynamic process in different regimes of dilatancy and compaction. Nica 2003. EGS – 2003.

172. Dmitrievsky A.N., Balanyuk I.E., Sorokhtin O.G., Matveenkov V. Processes of serpentinization and ceolitization of the oceanic crust as the source of formation of hydrocarbons // PACON. – 2000. – 96 p.

173. Dmitrievsky A.N., I.E. Balanyuk, O.G. Sorokhtin, V.V. Matveenkov, and Dongaryan L.Sh. Nica 2003. EGS-2003 Model of methane hydrate formation in mid-ocean ridges.

174. Dmitrievsky A.N., I.E. Balanyuk, O.G. Sorokhtin, Dongaryan L.Sh. Plates tectonic evolution and formation of oil and gas provinces. Barselona 2003. AAPG.

175. Dmitriyevsky A.N., Balanuk I.E., Karakin A.V., Matveenkov V.V. Hydrothermal mechanism of gas hydrate formation Mid-Ocean ridges // PACON. – 2000. – P. 410–414.

176. Dmitriyevsky A.N., Balanuk I.E., Karakin A.V., Poveschenko Yu.A. Different mechanisms of dilatancy and compaction of fluidodynamic process and formation of hydrocarbon// 62nd EAGE Conference and Technical Exhibition, 29 May – 2 June 2000, Glasgow, United Kingdom. – P. 63–64.

177. Dmitrievsky A.N., Sagalevich A.V., Balanyuk I.E. Gas breath of the Oceans. – Moscow, 2001. – 52 p.

178. Gaedicke C. Baranov B. Seliverstov N. et al. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian–Kamchatka junction // Tectonophysics. – 2000. – V. 325. – P. 63–85.

179. Gamboa L.A. and Maldonado P.R. Geophysical investigations in the Bransfield Strait and in the Bellingshasusen Sea // St. John B. (Ed.), Antarctica as an Exploration Frontier: Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. American Association of Petroleum Geologists. – 1990. – P. 127–141.

180. Garrett S.W. Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula // Journal of Geophysical Research. – 1990. – V. 95. – P. 6759–6777.

181. Gataullin V.N., Polyak L.V., Epstein O.G., Romanyuk B.F. Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea // Boreas. – 1993. – V. 22. – P. 47–58.

182. Ginsberg G.D., Soloviev V.A., Cranston R.E., Lorenson T.D. and Kvenvolden K.A., Gas hydrates from the continental slope offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea // Geo-Marine Letters. – 1993. – V. 13. – P. 41–48.

183. Ginsburg G.D., Guseynov R.A., Dadashev A.A., Ivanova G.A., Kazantsev S.A., Solovyev V.A., Telepnev E.V., Askeri-Nasirov R.Y., Yesikov A.D., Maltseva V.I., Mashirov Y.G. and Shabayeva I.Y. Gas hydrates of the Southern Caspian: International Geology Review. – 1992. – V. 34. – P. 765–782.
184. Gracia E., Canals M., Farran M., Prieto M.J., Sorribas J. and Team G. Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula) // Marine Geophysical Researches. – 1996. – V. 18. – P. 429–448.
185. Gracia E., Canals M., Farran M.-L., Sorribas J., and Pallas R. Central and eastern Bransfield basins (Antarctica) from highresolution swath-bathymetry data // Antarctic Science. – 1997. – V. 9. – P. 168–180.
186. Gurevich V.I. Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of Western Eurasia. – Oslo: Norsk Polarinstitut, 1995. – 92 p.
187. Henry P. et al. Fluid flow in and around a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge: Results from Manon cruise // J. Geophys. Res. – 1996. – 101(B9). – P. 20,297–20,323.
188. Hesse R. Pore water anomalies of submarine gas-hydrate zones as tool to assess hydrate abundance and distribution in the subsurface: What have we learned in the past decade? // Earth Sci. Rev. – 2003. – V. 61. – P. 149–179.
189. Hessler R.R., Smithey W.M. The distribution and community structure of megafauna at the Galapagos Rift hydrothermal vents // Hydrothermal proceedings at sea floor spreading centers. Plenum press. – 1984.
190. Hsü K. Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. – 1978. – V. 42. – P. 509–524.
191. Hyndman R.D. and Spence G.D. A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors // Journ. of Geophysical Research. – 1992. – V. 97. – P. 6683–6698.
192. Hyndman R.D., Foucher J.P., Yamano M., Fisher A., and Scientific Team of Ocean Drilling Program Leg 131, Deep sea bottom simulating reflectors: Calibration of the base of the hydrate stability field as used for heat flow estimates // Earth and Planetary Science Letters. – 1992. – V. 109. – P. 289–301.
193. Ivanov M.K., Limonov A.F., van Weering TCE Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes // Mar Geol. – 1996. – 132. – P. 253–271.
194. Ivanov M.K., Limonov A.M., Woodside J.M. Extensive deep fluid flux through the sea floor on the Crimean continental margin (Black Sea) / Henriot J.P., Mienert J. (eds) // Gas hydrates; relevance to world margin stability and climate change. Geol Soc Spec Publ. – 1998. – P. 195–214.
195. Weichselian to Holocene Paleoenvironments of the Barents Sea / Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.C., Paterne M. Late // Global Planet Change. – 2002. – V. 34. – № 3–4. P. 209–218.

196. Jørgensen B.B., A. Weber, and J. Zopf. Sulfate reduction and anaerobic methane oxidation in Black Sea sediments // *Deep Sea Res.* 2001. Part I. V. 48. – P. 2097–2120.
197. Kastner M., Kvenvolden K.A., Whiticar M.J., Camerlenghi A., and Lorenson T.D. Relation between pore fluid chemistry and gas hydrates associated with bottom-simulating reflectors at the Cascadia Margin, Sites 889 and 892 / Carson, B., Westbrook G.K., Musgrave R.J., and Suess E. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* – 1995. – V. 146 College Station, Texas, Ocean Drilling Program. – P. 175–187.
198. Kenison Falkner K., D.J. O'Neill, J.F. Todd, W.S. Moore, and J. Edmond M. Depletion of barium and radium-226 in Black Sea surface waters over the past thirty years // *Nature.* – 1991. – 350. – P. 491–494.
199. Krason J., Cienik M. Geological evolution and analysis of confirmed or suspected gas hydrate localities // *Energy Fossil.* Denver, Colorado, US. – 1986. – III. – V. 6.
200. Krastel S., V. Spiess, M. Ivanov, W. Weinrebe, G. Bohrmann, P. Shashkin, and Heidersdorf F. Acoustic investigations of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea // *Geo Mar. Lett.* – 2004. – 23(3–4). – P. 230–238.
201. Kvenvolden K.A. // *Ann. N.Y. Acad. Sci.* – 1994. – Vol. 715. – P. 232–246.
202. Kvenvolden K.A. Methane hydrates and global climate // *Global Biogeochemical Cycles.* – 1988. – V. 2. – P. 221–229.
203. Kvenvolden K.A. Gas hydrate – Geological perspective and global change // *Reviews of Geophysics.* – 1993. – V. 31. – P. 173–187.
204. Kvenvolden K.A., and McMenamin M.A. Hydrates of natural gas // *A review of their geological occurrence* // U.S. Geological Survey Circular. – 1980. – 825. – 11 p.
205. Lawver L.A., Ghidella M., von Herzen R., Keller R., Klinkhammer G., and Chin C. Distribution, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: evidence from multibeam bathymetry // *Geological Society of America Today.* – 1996. – T. 6. – V. 11. – P. 1–17.
206. Lawver L.A., Keller R.A., Fisk M.R., and Strelin J.A.S. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula active extension behind a dead arc / Taylor B. (Ed.), *Backarc Basins // Tectonics and Magmatism.* New York: Plenum Press. – 1995. – P 315–342.
207. Limonov A.F., Woodside J.M., Ivanov M.K. Mud volcanism in the Mediterranean and Black Seas and shallow structure of the Eratosthenes Seamount // *UNESCO Rep Mar Sci.* – 1994. – 64.
208. Limonov A.F., van Weering T.C.E., Kenyon N.H., Ivanov M.K., Meisner L.B. Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mud volcano area: observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler // *Mar Geol.* – 1997. – 137. – P. 121–136.
209. Luff R., and K. Wallmann. Fluid flow, methane fluxes, carbonate precipitation and biogeochemical turnover in gas hydrate-bearing sediments at Hydrate Ridge, Cascadia Margin: Numerical modeling and mass balances // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2003. – T. 67. – V. 18. – P. 3403–3421.

210. MacDonald G., The role of methane clathrates in past and future climates // *Climate Change*. – 1990. – V. 16. – P. 247–281.
211. MacDonald I.R., Guinasso N.L.J., Sassen R., Brooks J.M., Lee L., and Scott K.T., Gas hydrate that breaches the sea floor on the continental slope of the Gulf of Mexico // *Geology*. – 1994. – V. 22. – P. 699–702.
212. MacKay M.E., Jarrad R.D., Westbrook G.K., Hyndman R.D., and the Shipboard Scientific Party of ODP Leg 146. Origin of bottomsimulating reflectors: Geophysical evidence from the Cascadia accretionary prism // *Geology*. – 1994. – V. 22. – P. 459–462.
213. MacKay M.E., Moore G.F., Cochrane G.R., Moore J.C. and Kulm L.D. Landward vergence and oblique structural trends in the Oregon margin accretionary prism: Implications and effect on fluid flow // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1992. – V. 109. – P. 477–491.
214. Manheim F.T. and D. Schug M. Interstitial waters of Black Sea cores // *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* – 1978. – V. 42. – P. 637–651.
215. Manheim F.T., Chan K.M. Interstitial waters of Black Sea sediments: New data and review, in *The Black Sea // Geology, chemistry and biology/* ed. E.T. Degens and D.A. Ross, *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.* – 1974. – V. 20. – P. 155–180.
216. Martin J.B., M. Kastner, P. Henry, X. Le Pichon, and Lallemand S. Chemical and isotopic evidence for sources of fluids in a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge // *J. Geophys. Res.* – 1996. – T. 101(B9). – P. 20,325–20,345.
217. McKenzie D.P. The generation and compaction of partially molten rock // *Journal of Petrology*. – 1984. – V 25. – № 3. – P. 713–765.
218. Mienert J., Posewang J. Evidence of shallow- and deep-water gashydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments // *Geo-Marine Letters*. – 1999. – V. 19. – P. 143–149.
219. Morgan P., Sass J.H. Review-Thermal regime of the continental lithosphere // *J. Geodynamics*. – 1984. – V. 1. – P. 419–426.
220. Facies System of the Central and Hasten Barents sea since the last Glaciation to Recent / I. Murdmaa, E. Ivanova, M. Levitan et al // *Mar. Geol.* – 2006. – V. 230. – P. 275–303.
221. Late Quaternary paleoceanography of the Barents Sea / Murdmaa I.O., Bogdanov Yu.A., Ivanova E.V. et al // *Abstr. 6th Zonenshain Conf. Plate Tectonics*. – M.: Kiel: IORAS, GEOMAR, 1997. – P. 73.
222. Natural gas hydrate in oceanic and permafrost environments. Ed. M. Max. Coastal systems and continental margins. Boston: Kluwer Academic Publishers., – 2001. – V. 5. – 442 p.
223. Comparison of the crustal structures of the Barents Sea and the Baltic Shield from seismic data / Neprochnov Yu.P., Semenov G.A., Sharov N.V. et al // *Tectonophysics*. – 2000. – V. 321. – P. 429–447.
224. Özsoy E., and Ünlüata Ü. Oceanography of the Black Sea. A review of some recent results // *Earth Sci. Rev.* – 1997. – 42. – P. 231–272.

225. Pankhurst R.J. and Smellie J.L. K–Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary island Arc volcanism // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1983. – V. 66. – P. 214–222.

226. Pelayo A.M. and Wiens D.A. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region // *Journal of Geophysical Research*. – 1989. – V. 94. – P. 7293–7320.

227. The impact of glaciation, river-discharge and sea-level change on Late Quaternary environments in the southwestern Kara Sea / Polyak L., Levitan M., Gataullin V. et al // *Int. J. Earth Sci.* – 2000. – № 6. – V. 89. – P. 550–562.

228. Polyak L, Solheim A. Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land // *Polar Res.* – 1994. – V. 13. – P. 197–207.

229. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Ann Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia / Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A. et al // *Mar. Geol.* – 1997. – V. 143. – P. 169–188.

230. Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // *Geology*. – 1995. – V. 23. – P. 567–571.

231. Rey J., Somoza L., and Martinez-Frias J. Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica) // *Geo-Marine Letters*. – 1995. – V. 15. – P. 1–8.

232. Ritger S., Carson B., Suess E. Methanederived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore-water expulsion along the Oregon/Washington margin // *Geological Society of America Bulletin*. – 1987. – V. 98. – P. 147–156.

233. Sample J.C., Reid M.R. Contrasting hydrogeologic regimes along strike-slip and thrust faults in the Oregon convergent margin: Evidence from the chemistry of syntectonic carbonate cements and veins // *Geological Society of American Bulletin*. – 1998. – V. 110. – P. 48–59.

234. Shimkus, K.M., Malovitsky Y.P., Shumenko S.I. The bedrocks from the Black Sea bottom and some features of the deep-sea basin structure // *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* – 1978. – V. 42. – P. 469–482.

235. Shipilov E.V., Mossur A.P. The Structure of the Sedimentary Section at Depth in the Arctic Region // *International Geol. Rev.* – 1991. – V. 33. – P. 92–102.

236. Shishkina O. V. Distribution of cromine, Cl/Br relationships, and iodine in interstitial water of the Black Sea, based on DSDP Leg 42B // *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* – 1978. – V. 42. – P. 631–635.

237. Sloan E.D. *Clathrate Hydrates of Natural Gases*. N.Y.; Basel: Marcel Dekker, Inc. 1990. – P. 1–641.

238. Stoffers P., Müller G. Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments Leg 42B Deep Sea Drilling Project, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. – 1978. – V. 42. – P. 373–390.

239. Suess E., Fisk M., Kadko D. Thermal interaction between backarc volcanism and basin sediments in the Bransfield Strait, Antarctica // *Antarctic Journal of the United States*. – 1987. – T. 22. – V. 5. – P. 46–49.

240. Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin / Suess E., Torres M.E., Bohrmann G. et al // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1999. – V. 170. – P. 1–15.

241. Suess E., and Bohrmann G. FS SONNE, Cruise Report SO110: SO-RO (SONNE-ROPOS). Victoria-Kodiak-Victoria. July 9, August 19, 1996 // *GEOMAR Report*. – 1997. – V. 59. – 181 p.

242. Swart P.K. The oxygen and hydrogen isotopic composition of the Black Sea // *Deep Sea Res.* – 1991. – V. 38. – Suppl. 2. – P. S761–S772.

243. The systematics and ages of authigenic carbonates from Hydrate Ridge, Cascadia Margin: Recorders of fluid flow variations / Teichert B.M.A., Eisenhauer A., Bohrmann G. et al // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – V. 67. 12 pp. 000–000, doi: 10.1016/S0016-7037(03)00128-5

244. Thomson J.W. (Eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge: Cambridge University Press. – P 499–504.

245. Tréhu A.M., Torres M.E., Moore G.F., Suess E., Bohrmann G. Temporal and spatial evolution of a gas hydrate-bearing accretionary ridge on the Oregon continental margin // *Geology*. – 1999. – V. 27. – N 10. – P. 939–942.

246. Tréhu A.M., Bohrmann G., Rack F.R., Collett T.S., Goldberg D.S., Long P.E., Milkov A.V., Riedel M., Schultheiss P., Torres M.E., Bangs N.L., Barr S.R., Borowski W.S., Claypool G.E., Delwiche M.E., Dickens G.R., Gracia E., Guerin G., Holland M., Johnson J.E., Lee Y-J., Liu C-S., Su X., Teichert B., Tomaru H., Vanneste M., Watanabe M., Weinberger J.L. Three-dimensional distribution of gas hydrate beneath southern Hydrate Ridge: constraints from ODP Leg 204 // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004.

247. Tréhu A.M., Lin G., Maxwell E., and Golfinger C. Aseismic reflection profile across the Cascadia subduction zone offshore central Oregon: New constraints on the deep crustal structure and on the distribution of methane in the accretionary prism // *Journal of Geophysical Research*. – 1995. – V. 100. – P. 15101–15116.

248. Trimonis E.S., Shimkus K.M., Shirshov P.P., Ross D.A. Mineral composition of coarse-silt fraction of the Black Sea Late Cenozoic sediments // *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* – 1978. – V. 42. – P. 413–426.

249. Tryon M.D., Brown K.M. Complex flow patterns through Hydrate Ridge and their impact on seep biota // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – T. 28. – V. 14. – P. 2863–2867.

250. Vogt R.R., Cherkashev G., Ginsburg G., Ivanov G., Milkov A., Crane K., Lein A., Sundvor E., Pimenov N., Egorov A. Haakon Mosby mud volcano provides unusual example of venting // *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*. – 1997. – T. 78. – V. 549. – P. 556–557.

251. Wallmann K., Linke P., Suess E., Bohrmann G., Sahling H., Schlüter M., Dahlmann A., Lammers S., Greinert J., and von Mirbach N. Quantifying fluid flow, solute mixing, and biogeochemical turnover at cold vents of the eastern Aleutinan subduction zone // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1997. – T. 61. – V. 24. – P. 5209–5219.

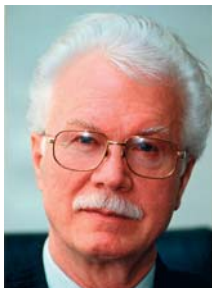
252. Whiticar M.J., Hovland M., Kastner M., and Sample J. Organic geochemistry of gases, fluids, and hydrates at the Cascadia accretionary margin / Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J., and Suess E.(Eds.) // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results. College Station, Texas. – 1995. – V. 146. – P. 385–397.

253. Woodside J.M., Ivanov M.K. Shallow gas and gas hydrates in the Anaximander mountains region, eastern Mediterranean Sea // Henriot J.-P., Mienert J. (eds.) // Gas hydrates: Relevance to world margin stability and climatic change London, Geological Society. Special Publication. 137.

254. Woodside J.M., Ivanov M.K., Limonov A.F. (Eds.) Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas. Part II: Black Sea // IOC Tech. Ser. – 1997. – V. 48. – 128 p.

255. Zonenshayn L.P., Murdmaa I.O., Baranov B.V. et al. An underwater gas source in the Sea of Okhotsk West of Paramushir Island // Oceanology. – 1987. – V. 27. – P. 598–602.

Сведения об авторах



Дмитриевский Анатолий Николаевич – академик Российской академии наук (РАН), директор Института проблем нефти и газа РАН, заведующий кафедрой моделирования углеводородов РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, руководитель коллектива и редакционной коллегии по разработке «Энергетической стратегии России на период до 2020 г.».

Под его руководством разработаны эффективные методы освоения нефтегазовых ресурсов в сложных горногеологических условиях.

А.Н. Дмитриевский – член авторского коллектива по разработке Федеральных и Президентских программ «Топливо и Энергия», «Газификация», «Освоение нефтегазовых ресурсов шельфа России», «Мобильный комплекс для нефтяной и газовой промышленности», «Технологии двойного назначения»; один из инициаторов разработки программы «Нефть и газ России»; председатель экспертных комиссий Экспертного совета при Правительстве Российской Федерации по реализации проектов в нефтяной и газовой промышленности; член Экспертного Совета при Правительстве Российской Федерации, Президент Национальной академии нефти и газа, вице-президент Международной топливно-энергетической ассоциации, Президент Российской Ассоциации энергоэкономики, член Совета Международного газового союза, член Комитета по присуждению премий Правительства Российской Федерации в области науки и техники, член Президиума Российской академии естественных наук; заместитель Председателя Экспертно-консультативного Совета ОАО «Газпром», Президент Ассоциации по развитию научных, экономических и деловых связей России и Европейского союза.



Баланюк Инна Евгеньевна – ведущий научный сотрудник лаборатории геодинамики и палеоокеанологии Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, впервые объяснила процесс углеводородообразования на различных геодинамических уровнях развития литосферы с позиций тектоники литосферных плит и на примере нефтегазоносных бассейнов Мира доказала мощность процессов углеводородообразования краевых прогибов, приуроченных к зонам субдукции. В ее работах впервые рассмотрен некоторый класс геодинамических и математических моделей, описывающих консолидацию осадочных бассейнов, автоколебательные процессы в «коровых волноводах» и быстрые (на заключительной стадии)

флюидодинамические процессы эволюции осадочного бассейна. В последние годы Инна Евгеньевна занимается изучением процессов серпентинизации пород верхней мантии океанов как источника образования углеводородов.

И.Е. Баланюк принимала участие во многих морских и наземных экспедициях и международных совещаниях. Ею написано и опубликовано около 230 научных работ.

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАНИЕ

Газогидраты морей и океанов – источник углеводородов будущего

Ответственный редактор *Е.Д. Нащекина*
Ответственный за тематическое направление *О.В. Чепракова*
Ответственный за выпуск *О.В. Чепракова*
Корректура *А.В. Казаковой, В.М. Осканян, Е.М. Петровой*
Художественное оформление *В.В. Дралкина*
Компьютерная верстка *Н.А. Владимирова*

Подписано в печать 03.02.2009 г.
Формат 60×84/16. Офсетная печать.
Уч.-изд. 25,0 л. Тираж 500 экз. Заказ 149.

ООО «ИРЦ Газпром» 117630, Москва, ул. Обручева, д. 27, корп. 2.
Тел. (499) 580-47-41, 580-47-43

Отпечатано в ОАО «Типография Февраль»