

Ирина Тихонова
Mark Verba
Gennady Ivanov

Профильные сейсмические и геохимические исследования в Охотском море

 **LAMBERT**
Academic Publishing

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ МОВ-ОГТ.....	7
2. ОБРАБОТКА ДАННЫХ МОВ ОГТ.....	11
2.1. Анализ исходных волновых полей.....	11
2.2. Обработка данных МОВ ОГТ на профиле 2-ДВ-М.....	14
2.3. Особенности обработки данных МОВ ОГТ на профиле 1-ОМ.....	27
3. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ.....	35
3.1. Результаты обработки данных МОВ ОГТ на профиле 2-ДВ-М.....	35
3.2. Результаты обработки данных МОВ ОГТ на профиле 1-ОМ.....	36
3.3. Прослеживание «акустического фундамента».....	39
3.4. Прослеживание BSR и проблема эндогенного флюидного потока.....	44
3.5. Признаки присутствия галогенных образований.....	62
3.6. Признаки растяжения коры в глубоководном Курильском желобе.....	72
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	89
ЛИТЕРАТУРА.....	93

ВВЕДЕНИЕ

Охотское море на протяжении прошлого десятилетия было объектом региональных исследований, выполнявшихся ФГУНПП Севморгео по системе опорных профилей. Основной профиль 2-ДВ-М проходит по центру Охотского моря в меридиональном направлении от Охотско-Чукотского пояса до южных островов Курильской дуги, а другой профиль 1-ОМ пересекает регион в поперечном направлении от Шантарских островов на западе до северной части Курильской островной дуги (рис. 1).

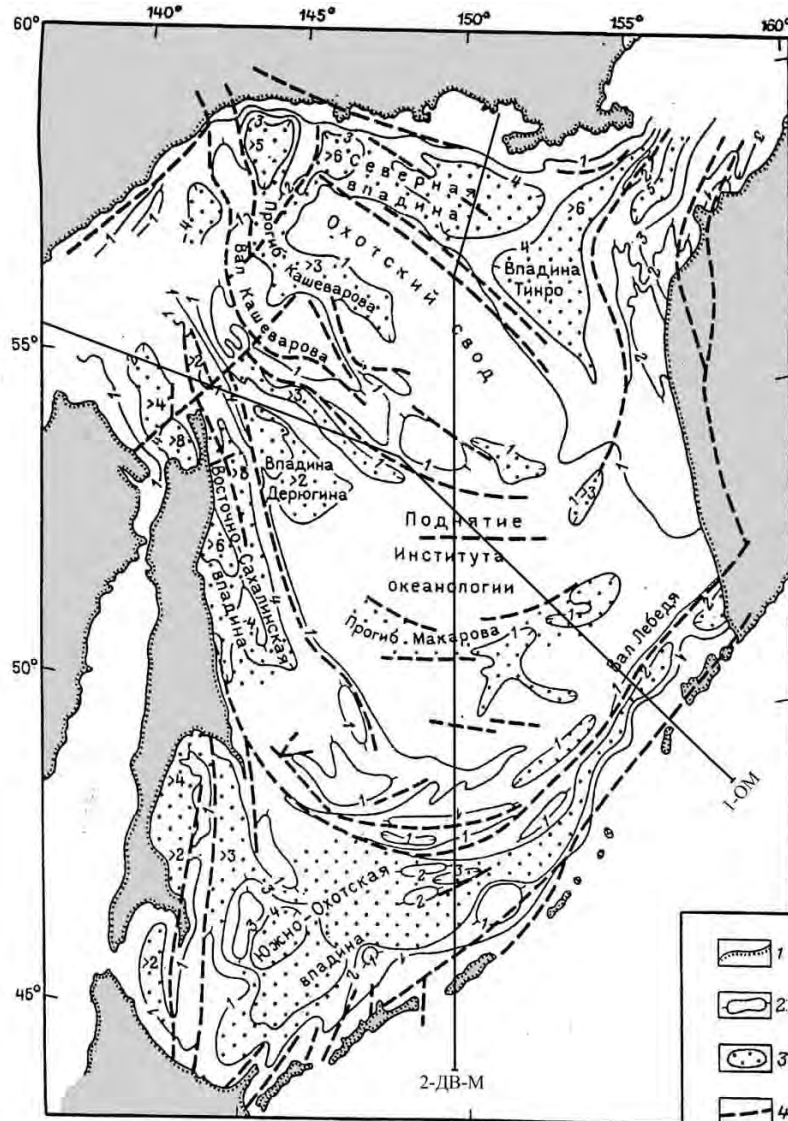


Рис. 1. Схема тектоники Охотского моря (по Г.С. Гнибеденко и И.И.Хведчуку[Хаин, 1985]). 1-контуры суши; 2- поднятия; 3- впадины с мощными осадками; 4- разломы, изолинии – мощность осадков в км.

Первый из этих профилей начинается от выходов на поверхность морского дна пород фундамента, представленного эффузивно-интрузивными образованиями Охотско-Чукотского пояса и Удско-Мургальской палеоостровной дуги. Эта область неглубокого залегания фундамента граничит с северным бортом Магаданского рифтогенного прогиба, состоящего из нескольких грабенов глубиной до 10 км, разделенных горстовыми поднятиями. С юга Магаданский прогиб ограничен Северо-Охотским валообразным поднятием, в пределах которого поверхность фундамента прослежена на глубине 3-3,5 км. Далее к югу (пк. 200-260 км) профиль пересекает крайнюю северо-западную часть прогиба Тинро, который представлен центриклинальным замыканием с фундаментом, залегающим на глубине 7 км. Расположенное южнее Центрально-Охотское поднятие отличается малыми мощностями осадочного чехла, который в сводовой части сокращен до 100-300 м, а в грабенах едва достигает 1,2-1,3 км. Южный склон Центрально-Охотского поднятия соседствует с обширным прогибом северо-западного простирания, который иногда именуется Центрально-Охотским и трактуется как грабен, выполненный осадочной толщей мощностью до 4,5 км, а в других построениях фигурирует как восточная центриклиналь Дерюгинского рифтогенного прогиба. Южнее прогиб граничит с поднятием Института океанологии, которое представляет собой крупный, протяженный горст, в пределах которого осадочный покров маломощен и иногда отсутствует. Граничащий с ним прогиб Макарова имеет сложное строение, на его бортах фундамент местами выходит на поверхность морского дна, а в отдельных грабенах погружается до 4 км. На юге прогиб граничит с поднятием Академии наук, которое также состоит из ряда поднятий, разделенных грабенообразными прогибами, в пределах которых фундамент залегает на глубине 3-4 км. Южную часть региона занимает Южно-Охотская котловина, выполненная осадочной толщей, мощностью от 2 км у северного борта до 6,0 км на юге. Курильская островная дуга, обрамляющая котловину с юга, состоит из Большой Курильской гряды, выраженной над уровнем моря цепочкой вулканических островов, и Малой дуги с

островами в юго-западной части. Расположенный между ними Срединнокурильский прогиб имеет ширину 28-52 км, глубина залегания фундамента составляет немного более 3 км. На всем протяжении островная дуга сопряжена с Курило-Камчатским глубоководным желобом, сейсмофокальная зона которого на глубинах 30-40 км падает на запад под углом 50°. Более подробно эти сведения можно найти в публикациях (Сакулина и др., 2007; Иванов и др., 2009; Кашубин и др., 2010; Верба и др., 2010 и др.).

Второй профиль освещает перечисленные структуры в субширотном сечении. На обоих профилях в осадочном чехле выделены и прослежены региональные отражающие горизонты, стратиграфическая позиция которых установлена геологами треста «Дальморнефтегеофизика» по сопоставлению с разрезом глубокой скважины Магаданская-1, пробуренной на одном из поднятий в пределах упомянутого Магаданского прогиба. Этот аспект геологического строения региона подробно рассматривался ранее при интерпретации всего комплекса геофизических данных, полученных на обоих опорных профилях (Сакулина и др., 2008). В этой работе и других публикациях Т.С.Сакулиной с соавторами помимо этих вопросов были освещены основные положения методики работ, в первую очередь зондирований МПВ-ГСЗ и построенные на базе этих наблюдений глубинные разрезы.

В упомянутых публикациях нашли отражение, в частности, проблемы геологического строения и истории формирования земной коры Южно-Охотской котловины и Курильского желоба, обсуждались характеристики флюидных потоков и их следов, выявляемых геофизическими методами, а также природные феномены, впервые выявленные в пределах Охотоморского региона, например, солянокупольные структуры. Эти аспекты геологического строения Охотоморского региона, представляющие несомненный теоретический и практический интерес, составляют основное содержание всех нижеследующих страниц. В них рассматриваются главным образом новые сейсмические данные, проливающие свет на проблемы эволюции региона, формирования в нем флюидного потока и те черты строения Южно-Охотской котловины и Курильского глубоководного

желоба, которые в настоящее время еще слабо изучены и потому дискуссионны. Эту информацию приводит первая из списка соавторов. Геологические аспекты, затронутые ниже, принадлежат второму соавтору, а геохимические данные получены третьим из них.

1. МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ МОВ ОГТ

Полевые сейсмические работы МОВ ОГТ (2D) на опорном профиле 2-ДВ-М были выполнены летом 2006 г, а на опорном профиле 1-ОМ - летом 2009 г. Работы проводились на специализированном сейсмическом судне «Зефир 1» ОАО «Дальморнефтегеофизика» (г. Южно-Сахалинск) по заказу ФГУНПП «Севморгео» (г. Санкт-Петербург) (рис. 2).

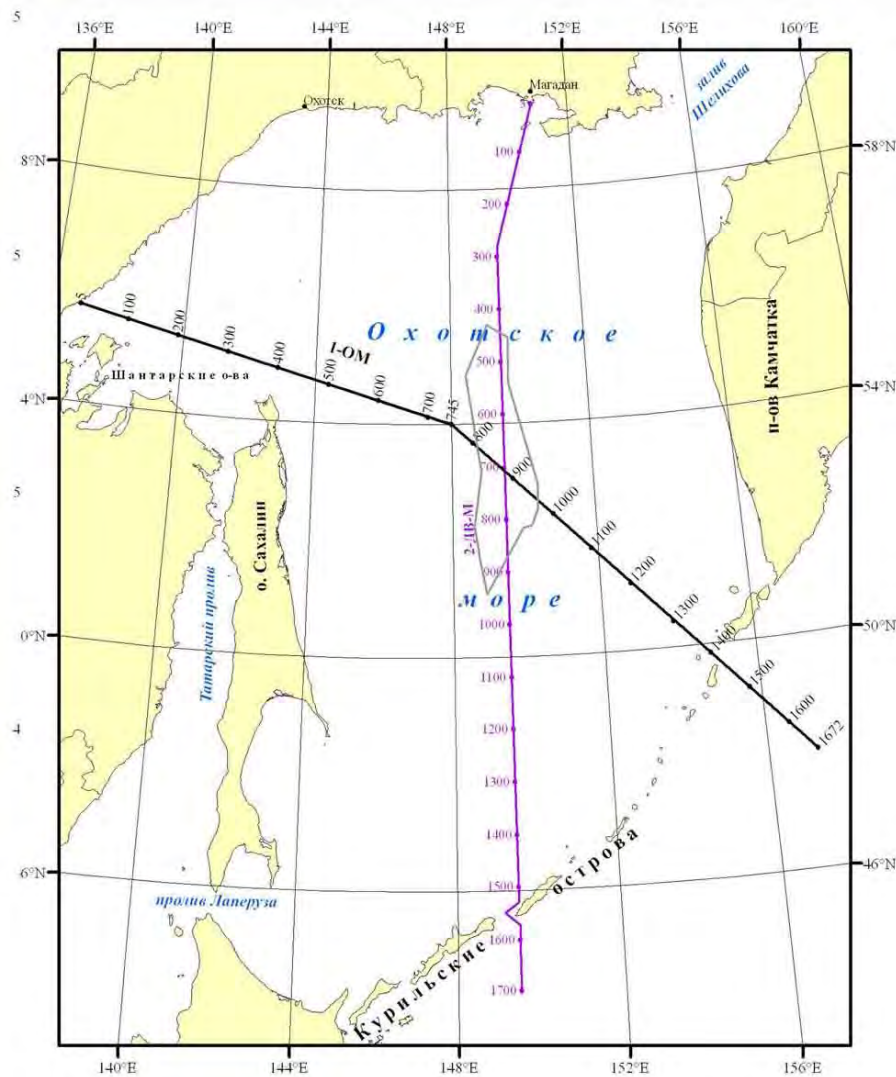


Рис. 2. Схема расположения опорных профилей в Охотском море.

Каждый опорный профиль состоял из последовательности рабочих профилей, образованных проектными точками изломов, а также технологическими перерывами. Общая протяженность профиля 2-ДВ-М после исключения цирку-

ляций составила 1700 км, общая протяженность профиля 1- ОМ составила 1597.8 км.

Прием сейсмических сигналов на профиле 2-ДВ-М выполнялся цифровой сейсмической косой SYNTRAK RDA II, содержащей 636 каналов. Прием и регистрация сигналов от сейсмической косы осуществлялись комплексом SYNTRAK-960 с последующей записью на магнитную ленту в формате SEGД. В 2009 г. при отработке профиля 1-ОМ судно «Зефир» было оснащено новой сейсмической косой SEAL, Sersel также содержащей 636 каналов и регистрирующей системой SEAL, Sercel.

Для возбуждения упругих колебаний использовались пневматические пушки Bolt LL 1900-LL-х, скомпонованные в четыре линии по две с каждого борта. Схема буксировки приемной косы и источников приведена на рис. 3.

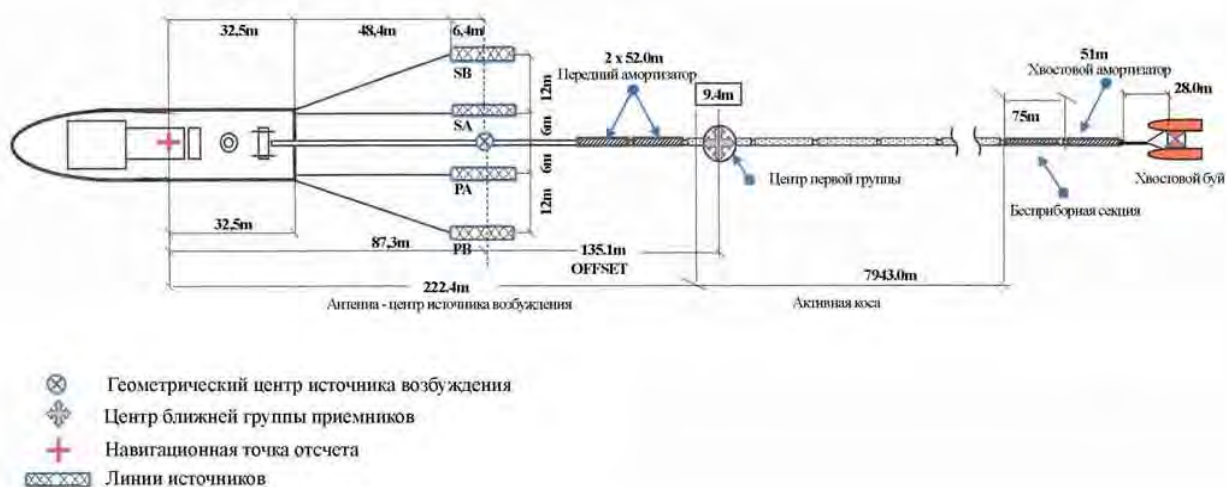


Рис. 3. Схема буксировки приемной косы и источников возбуждения.

Параметры регистрирующей системы, источника возбуждений, а также системы наблюдений приведены в таблице 1.1

Таблица 1.1

Параметры наблюдений МОВ ОГТ на профилях 2-ДВ-М и 1-ОМ.

Приемник	2-ДВ-М	1-ОМ
Тип регистрирующей системы	Syntrak MSTP 960	SEAL, Sercel
Тип гидрофона	Benthos Geopoint RDA 11	Geopoint Export
Формат записи	SEG-D 8048	SEG-D 8058
Носитель информации	IBM 3590	IBM 3590E1A
Тип косы	Syntrak RDA II	SEAL, Sercel
Количество групп в секции	6	12
Длина секции	75	150 м
Активная длина косы	7950	7950 м
Количество групп	636	636
Количество гидрофонов в группе	16	16
Длина группы	12.5 м	12.5 м
Номер ближнего канала	636	1
Номер дальнего канала	1	636
Интервал между группами	12.5 м	12.5 м
Минимальное расстояние источник – приемник	125 м	105 м
Максимальное расстояние источник – приемник	8062.5	8042.5
Кратность наблюдений ОГТ	80/106	80/106
Заглубление косы	8 ±1 м	9 ±1 м
Шаг квантования	2 мс	2 мс
Длина записи	12/17с	12/15 с
Источник		
Тип пушек	Bolt LL 1900-LLX	Bolt LL 1900-LLXT
Количество линий	4	4
Количество пушек в линии	7	7
Взрывной интервал	37.5/50 м	37.5/50 м
Глубина источника	6 м +/- 1 м	8 м +/- 1 м
Объем источника	4120 cu in	4070 cub.in
Рабочее давление	2000 psi (120 атм)	2000 psi (120 атм)

Из приведенной таблицы следует, что основные параметры используемой аппаратуры и методики наблюдений МОВ ОГТ на профилях 2-ДВ-М и 1-ОМ были, не идентичны, но достаточно близки, чтобы совместно обрабатывать полученные данные и сопоставлять результаты обработки.

2. ОБРАБОТКА ДАННЫХ МОВ ОГТ.

Обработка данных МОВ ОГТ по профилям 2-ДВ-М и 1-ОМ выполнена в Аналитическом геолого-геофизическом отделе ФГУНПП “Севморгео“ (г. Санкт-Петербург) с использованием пакета программ FOCUS 5.3 Paradigm Geophysical в среде Linux (Red Hat - 9.0, CentOS - 4.2) на 2-х процессорной рабочей станции «XEON». Исходными данными для обработки были полевые сейсмограммы в формате SEGД, навигационные данные и рапорта операторов.

2.1. АНАЛИЗ ИСХОДНЫХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ.

На всех интервалах опорных профилей основными волнами-помехами являются:

- прямая водная волна и параллельный ей цуг водных волн, распространяющихся со скоростью 1430-1500 м/с. При малой глубине моря водная волна интерферирует с волной, отраженной от дна, препятствуя ее прослеживанию.

- кратные волны от дна моря и других границ. В условиях жесткого дна формируются многократные отражения от дна моря. Другой кратнообразующей границей является поверхность акустического фундамента. На сейсмограммах и вертикальных спектрах скоростей также можно наблюдать волны, отраженные от глубинных границ и претерпевшие дополнительные отражения от дна моря (явление реверберации) (рис. 4).

- преломленные от границ в верхней части разреза и кратные им волны. Эти помехи имеют максимальную интенсивность в области, ограниченной первыми вступлениями и водной волной. Однако, на отдельных участках профиля кратные преломленные волны могут пересекаться с отражениями от глубинных границ.

Однократные отраженные волны связаны с границами в молодых осадочных породах в основном неогенового и палеогенового возраста. Осадки распределены по профилю крайне неравномерно и образуют “карманы” различной мощности. Следующей по времени границей является акустический фундамент, который представляет собой опорное динамически выраженное отражение и служит основанием для осадочного комплекса. На отдельных интервалах опор-

ного профиля в диапазоне времен 7-11с прослеживаются интенсивные многофазные волновые пакеты, предположительно связанные с границей Мохо и вышележащими коровыми границами. Кроме перечисленных волн, на сейсмограммах присутствуют также дифрагированные волны и отражения от крутых границ, связанные с плоскостями тектонических нарушений. Пример отраженных и дифрагированных волн на исходных сейсмограммах в глубоководной части опорных профилей приведен на рис. 5.

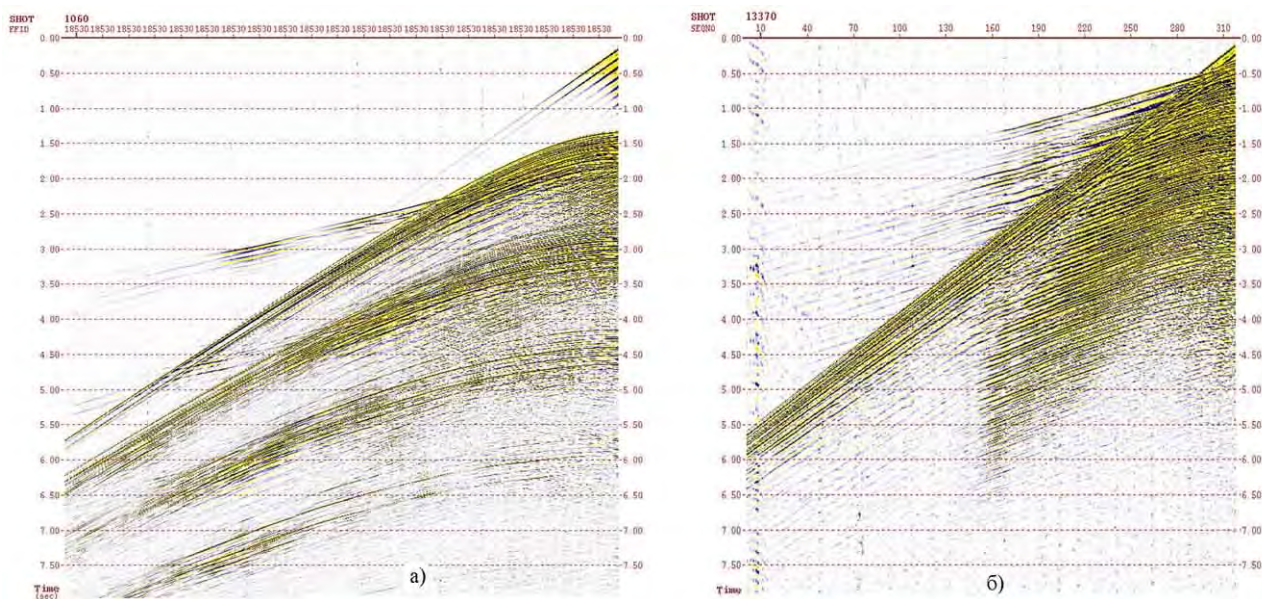


Рис. 4. Примеры кратных отраженных и преломленных волн на исходных сейсмограммах профиля 2-ДВ-М: (а) - глубина моря 960 м, б) - глубина моря 230 м).

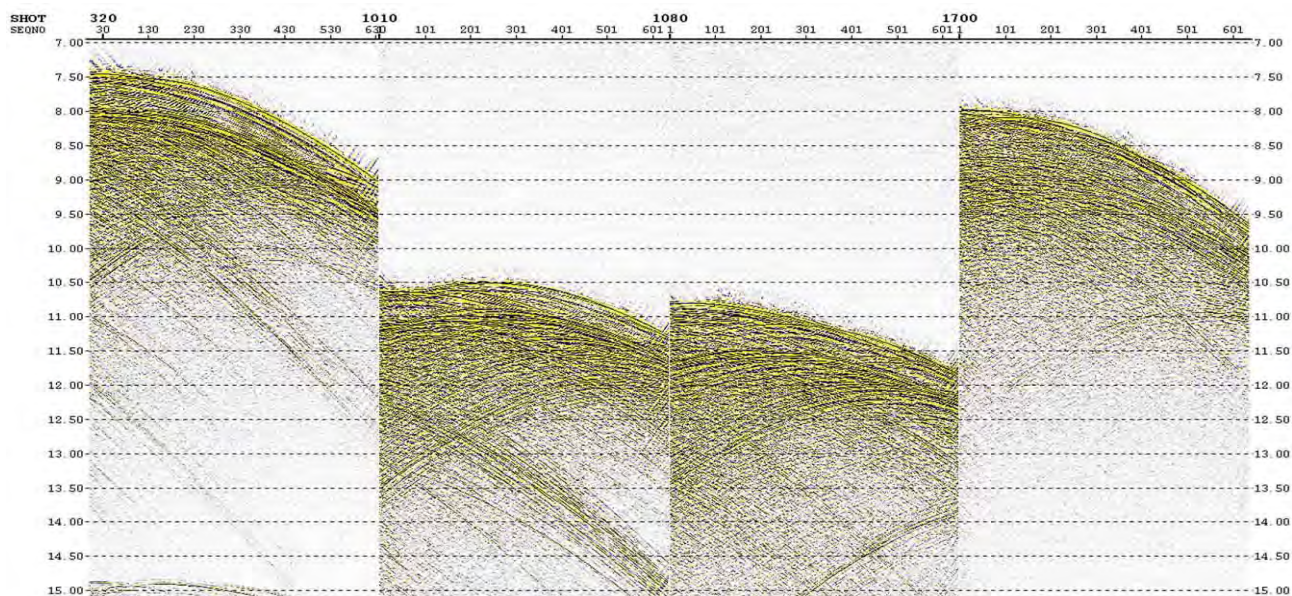


Рис. 5. Пример отраженных и дифрагированных волн на сейсмограммах профиля 1-ОМ в пределах Курило-Камчатского желоба.

На профиле 1-ОМ для 100% полученных в поле сейсмограмм необходимо отметить присутствие технологических низкочастотных шумов, связанных с особенностями приемного комплекса SEAL, а именно, косы, оснащенной чувствительными гидрофонами, позволяющими воспринимать слабые сигналы. Сильный шумовой фон связан с перемещением косы в водном слое; он имеет частоты от долей до первых единиц герца. Уровень шума во много раз превосходит уровень полезных сигналов и не ослабляется аналоговым фильтром, встроенным в косу. Поэтому все исходные сейсмические записи имеют высокий уровень постоянной составляющей амплитуды сигнала и практически нечитаемый вид (рис. 6). При обработке данных МОВ ОГТ по профилю 1-ОМ прежде всего было необходимо “очистить” исходные сейсмограммы от шумовой компоненты.

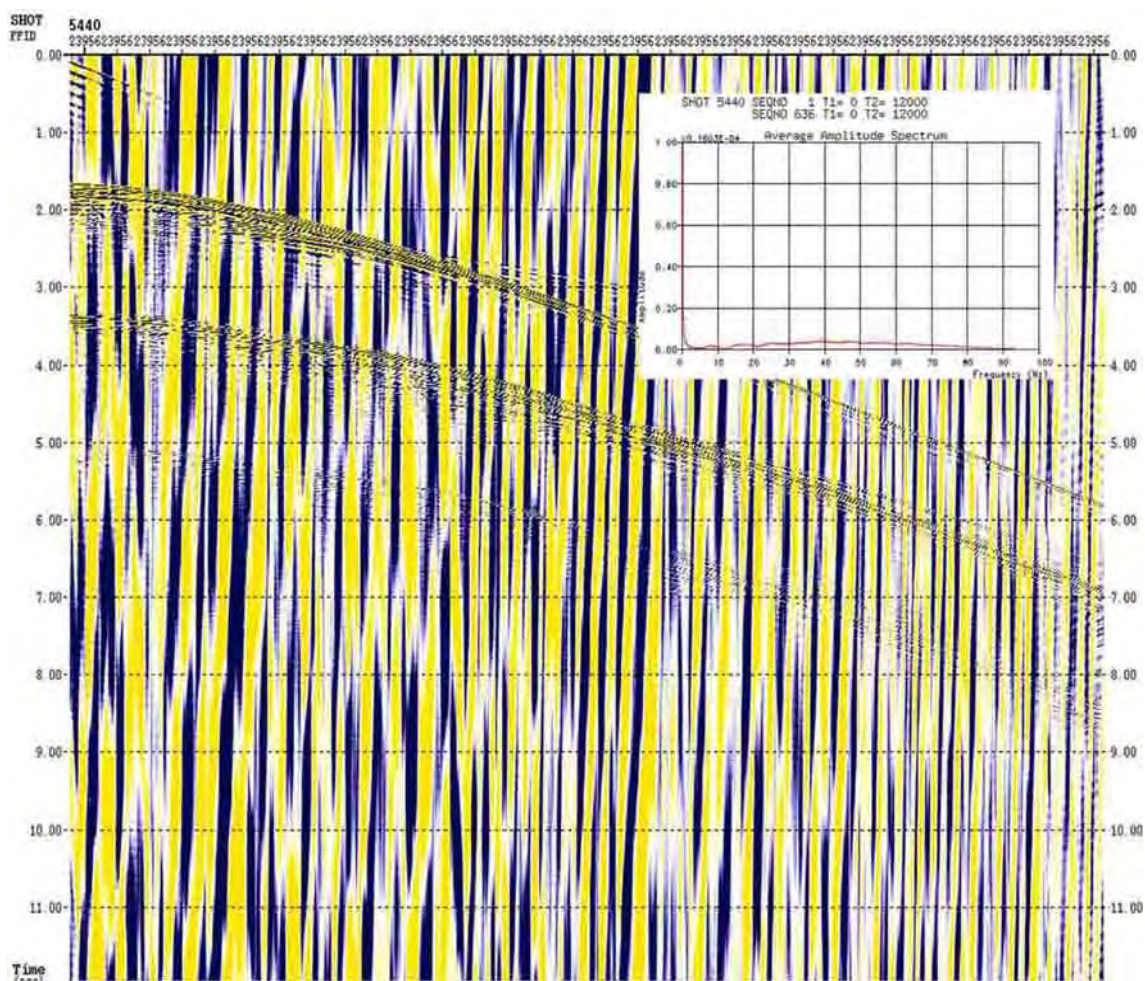


Рис. 6. Пример шумовой компоненты на исходной сейсмограмме профиля 1-ОМ и ее амплитудно-частотном спектре.

2.2. ОБРАБОТКА ДАННЫХ МОВ ОГТ НА ПРОФИЛЕ 2-ДВ-М.

Обработка сейсмических данных ОГТ выполнена автономно для каждого рабочего профиля, входящего в состав 2-ДВ-М, с применением общего графа обработки. Граф обработки сейсмических записей до суммирования представлен на рис. 7.

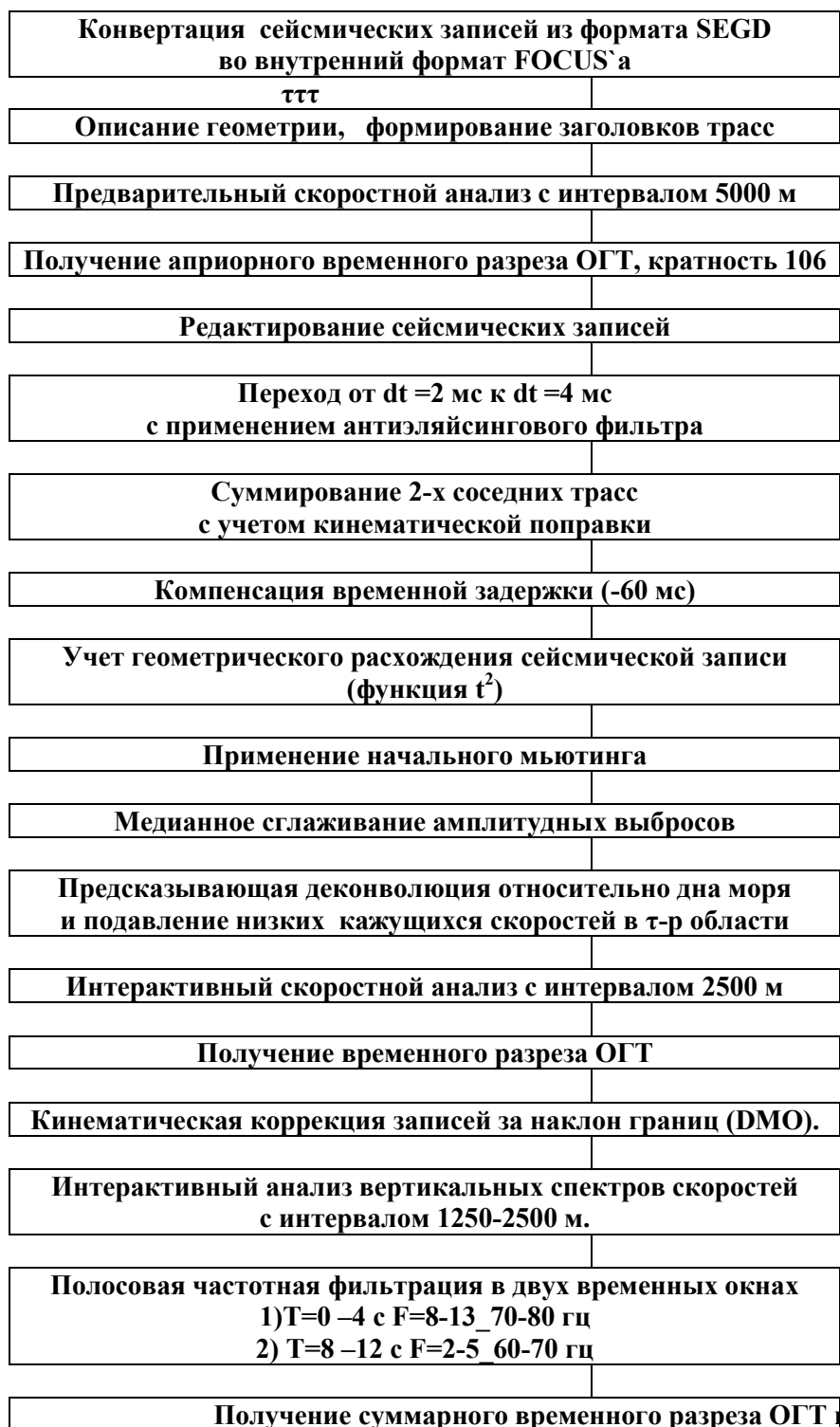


Рис. 7. Граф обработки сейсмических записей до суммирования на профиле 2-ДВ-М.

Обработка данных до суммирования была направлена на ослабление волн-помех. После определения априорных скоростей для сокращения объема исходных данных было выполнено суммирование 2-х соседних трасс в пределах сейсмограммы общего пункта возбуждения (ОПВ). Сейсмические записи обрабатывались с шагом дискретизации $dt=4$ мс. При переходе от $dt=2$ мс к $dt=4$ мс был применен антиэляйсинговый фильтр. Учет геометрического расхождения сейсмических записей осуществлялся путем умножения амплитуд сейсмических трасс на функцию t , возведенную в степень 1,5-2, в зависимости от глубины моря и интенсивности волны, отраженной от его дна.

Для ослабления кратных волн была использована деконволюция в τ -р области. В τ -р области на сейсмограмме ОПВ период кратности отраженных волн является постоянным по времени для одного значения лучевого параметра, что способствует более эффективной работе деконволюции, чем в x - t области, где величина периода кратности изменяется с увеличением номера кратности.

Кроме того, в τ -р области после деконволюции был применен внутренний мьютинг к сейсмограммам. Величина мьютинга определялась парами: значение лучевого параметра и времени, что эквивалентно применению переменной во времени фильтрации по кажущимся скоростям. Технология ослабления кратных и низкоскоростных волн в τ -р области представлена на рис. 8. Применение этой технологии к 100% сейсмических записей позволило ослабить как кратные волны, так и низкоскоростные помехи такие, как например, прямые и преломленные волны (рис. 9).

Наличие «карманов» в фундаменте и переменная мощность осадков по профилю – все это потребовало детального изучения скоростей суммирования. Шаг изучения скоростей составлял 2,5 км, а на отдельных участках уменьшался вдвое. Примеры вертикальных спектров скоростей по сводным сейсмограммам ОГТ приведены на рис. 10. Наиболее четкие максимумы амплитуд суммирования связаны с отражениями в осадках, и особенно, с волной, отраженной от акустического фундамента (АФ). На отдельных интервалах профиля на вертикальных спектрах присутствуют максимумы, связанные с границей Мохо (М).

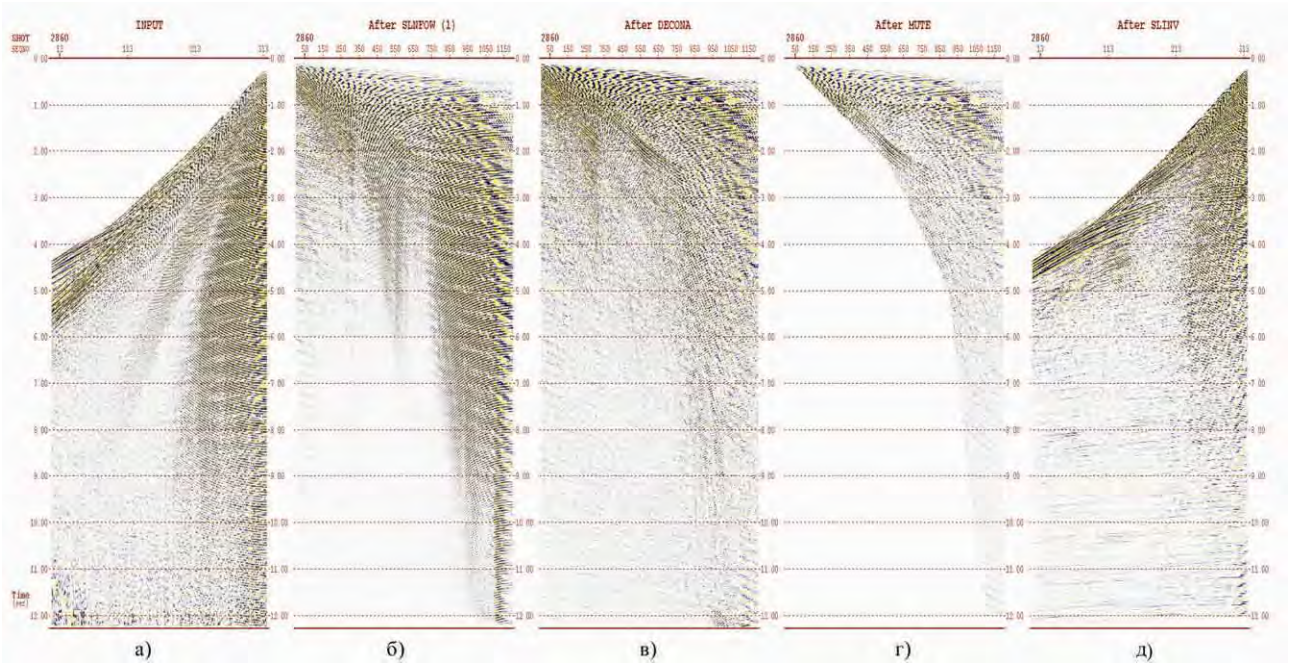


Рис. 8. Технология ослабления кратных и низкоскоростных волн в t - r области: а) - исходная сейсмограмма; б) - прямое преобразование в t - r область; в) - предсказывающая деконволюция в t - r области; г) - внутренний мьютинг в t - r области; д) - обратное преобразование в x - t область.

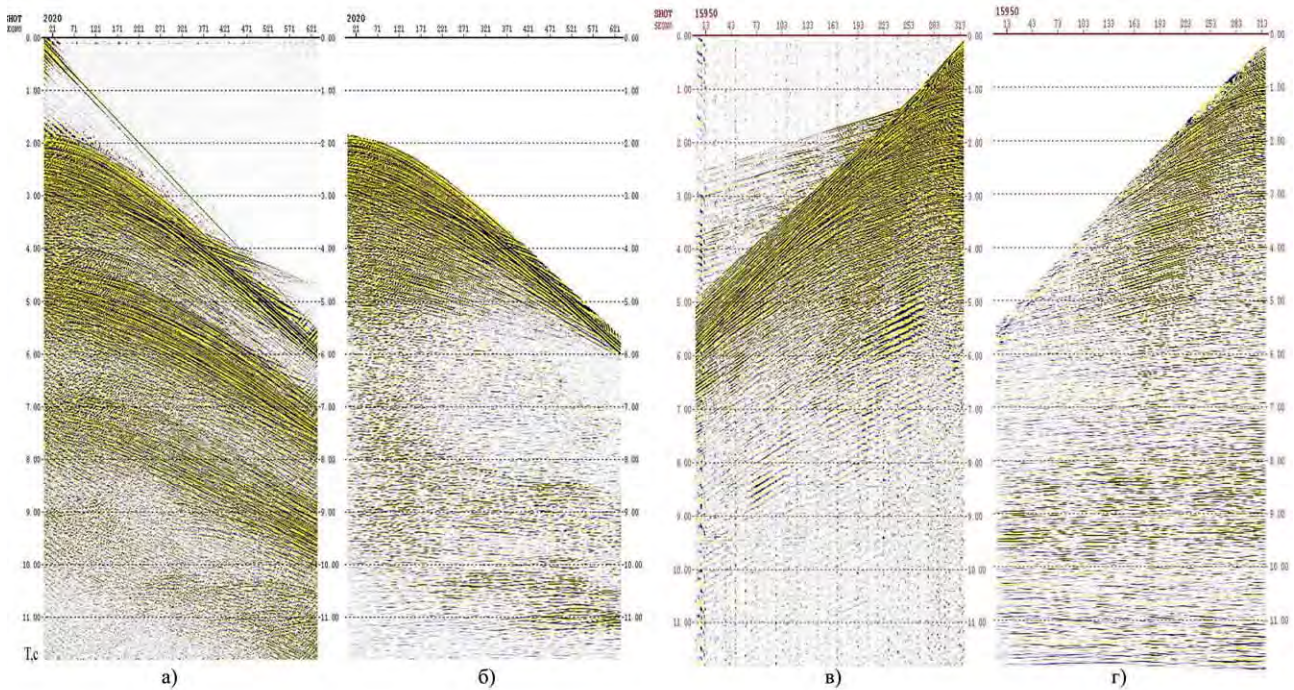


Рис. 9. Пример ослабления кратных и низкоскоростных волн в t - r области на сейсмограммах ОПВ профилей 1-ОМ (а, б) и 2-ДВ-М (в, г): а, в - исходные сейсмограммы; б, г - сейсмограммы после обработки в t - r области.

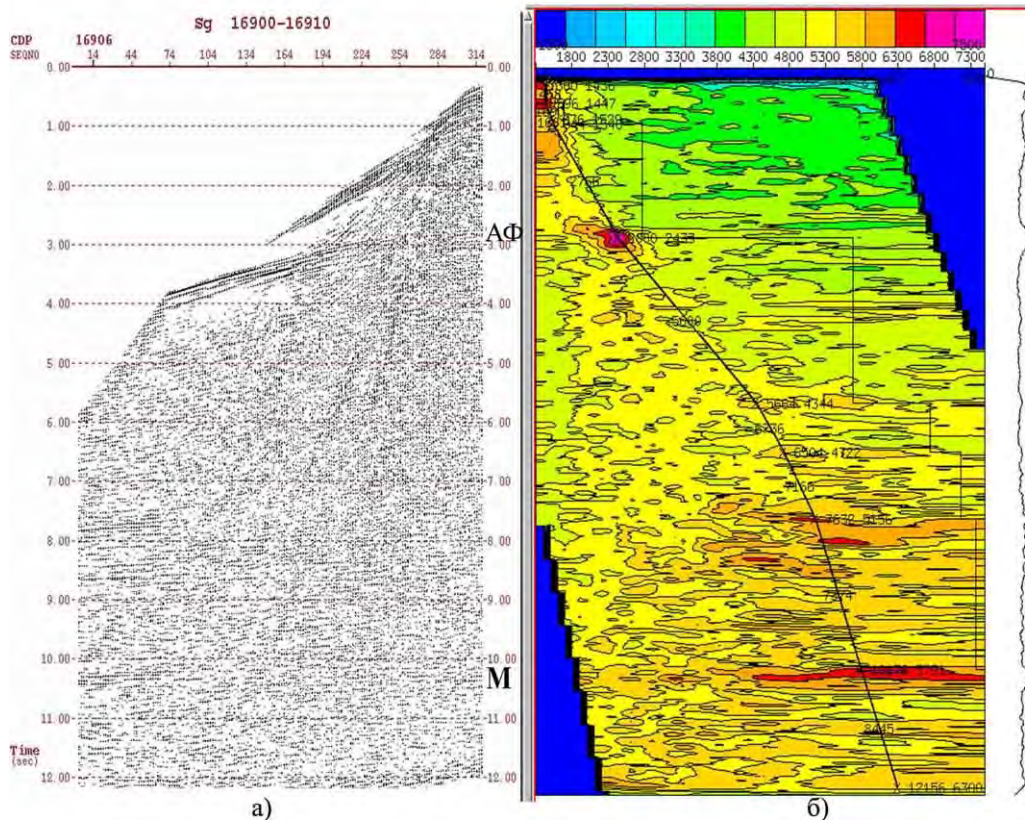


Рис. 10. Примеры вертикальных спектров скоростей (б), полученных по сводным сейсмограммам ОГТ (а), на профиле 2-ДВ-М.

По всем интервалам профиля выполнена кинематическая коррекция сейсмограмм ОПВ за наклон границ (процедура ДМО), после применения которой получены суммарные временные разрезы ОГТ. Использование процедуры ДМО позволило на временных разрезах упростить представление такой сложной и изменчивой границы, как акустический фундамент. В процессе суммирования по ОГТ были опробованы различные процедуры:

- суммирование с нормировкой по числу реальных дискретов - STACK (NORM);
- суммирование, взвешенное по расстояниям источник-приемник. Более удаленные трассы суммируются с большими весовыми коэффициентами - STACK (TAPER);
- медианное суммирование – MEDSTK (MEDIAN)

Тестирование показало, что для подавления кратных волн, оставшихся после применения предсказывающей деконволюции в τ -р области, наиболее эффективным является медианное суммирование (рис. 11).

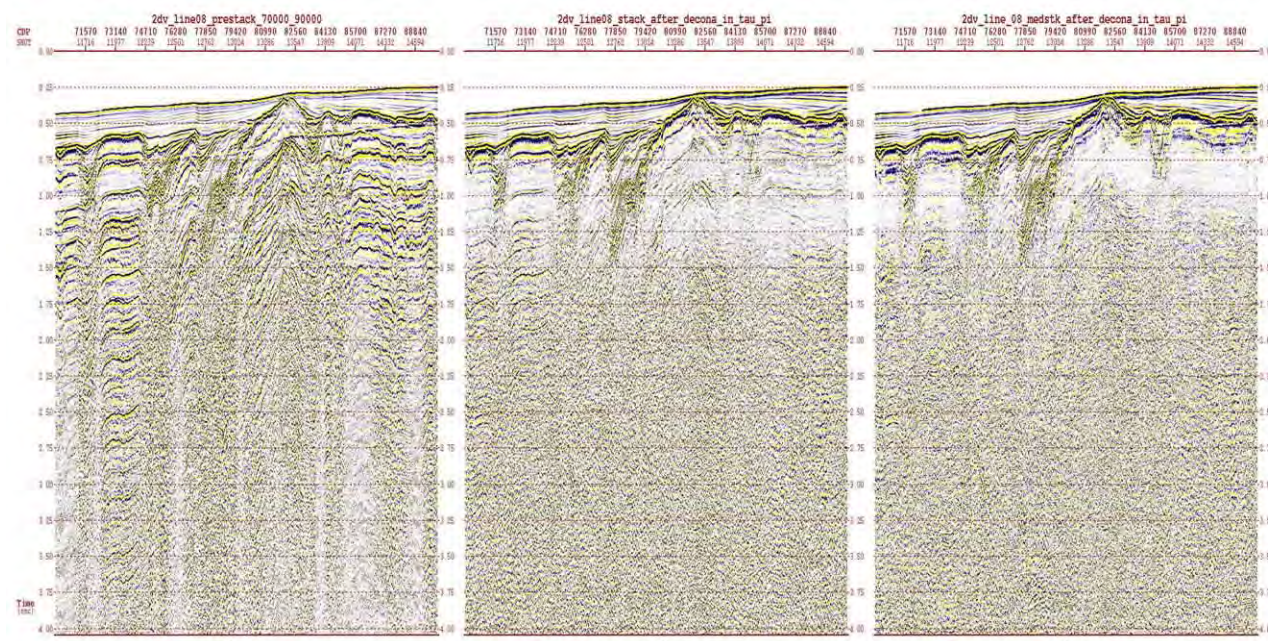


Рис. 11. Эффективность медианного суммирования при подавлении остаточных кратных волн на фрагменте разреза ОГТ профиля 2-ДВ-М: а) - априорное суммирование - процедура STACK; б) - STACK - после ослабления кратных волн в т -р области; в) - MEDSTK после ослабления кратных волн в т-р области.

Граф обработки после суммирования для профиля 2-ДВ-М приведен на рис. 12. К суммарным временным разрезам ОГТ, полученным после процедуры DMO, применена миграция Кирхгоффа в диапазоне углов 25-70°. Дополнительная обработка после суммирования применялась как к временным разрезам ОГТ, так и к временным мигрированным разрезам. Она заключалась в выравнивании амплитудно-частотных спектров (процедура SPEQBALL) и повышении соотношения сигнал/шум (многоканальные процедуры FKPOWER, CONERE). Кроме перечисленных процедур, к разрезам применялась полосовая частотная фильтрация (FILTER), переменная по времени и по профилю. Сопоставление априорного и окончательного временных разрезов на примере фрагмента профиля 2-ДВ-М (68-280 км), представлены на рисунках 13 и 14. На этих временных разрезах наглядно иллюстрируется улучшение прослеживания отражений от геологических границ, начиная от осадочного чехла и заканчивая границей М.

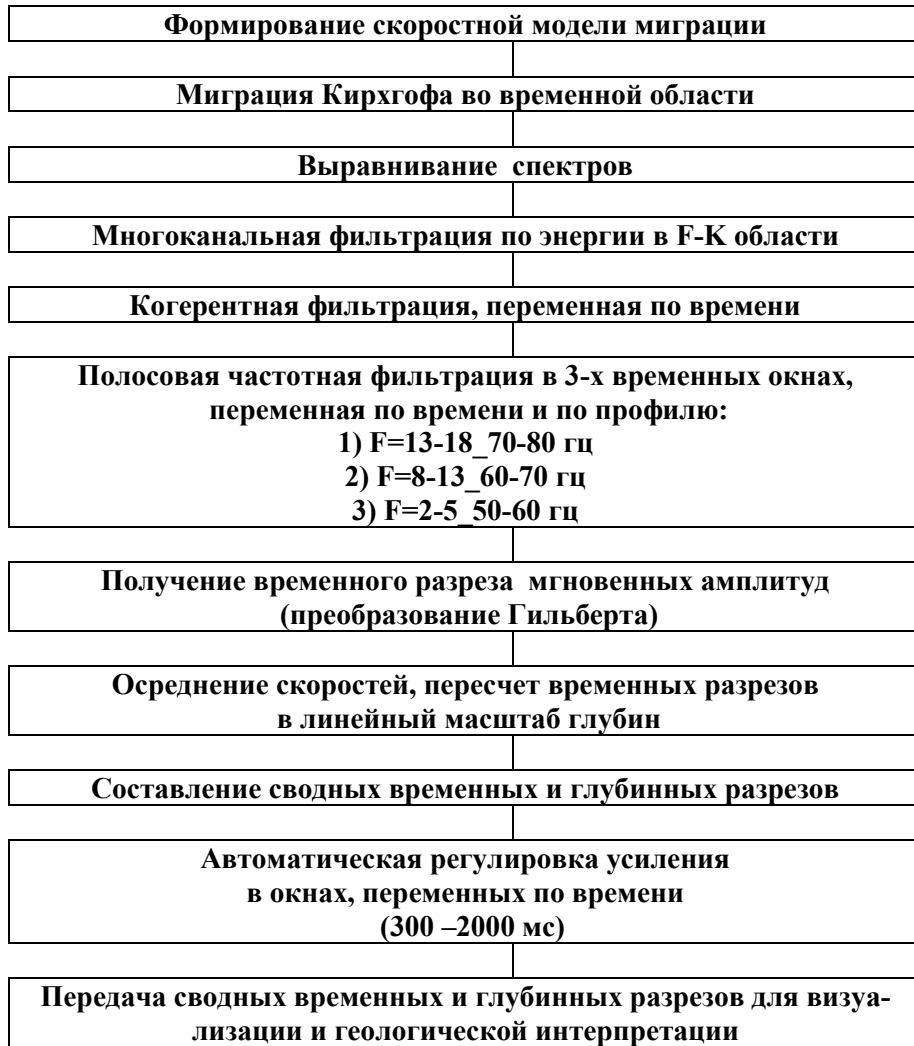


Рис. 12. Граф обработки после суммирования на профиле 2-ДВ-М.

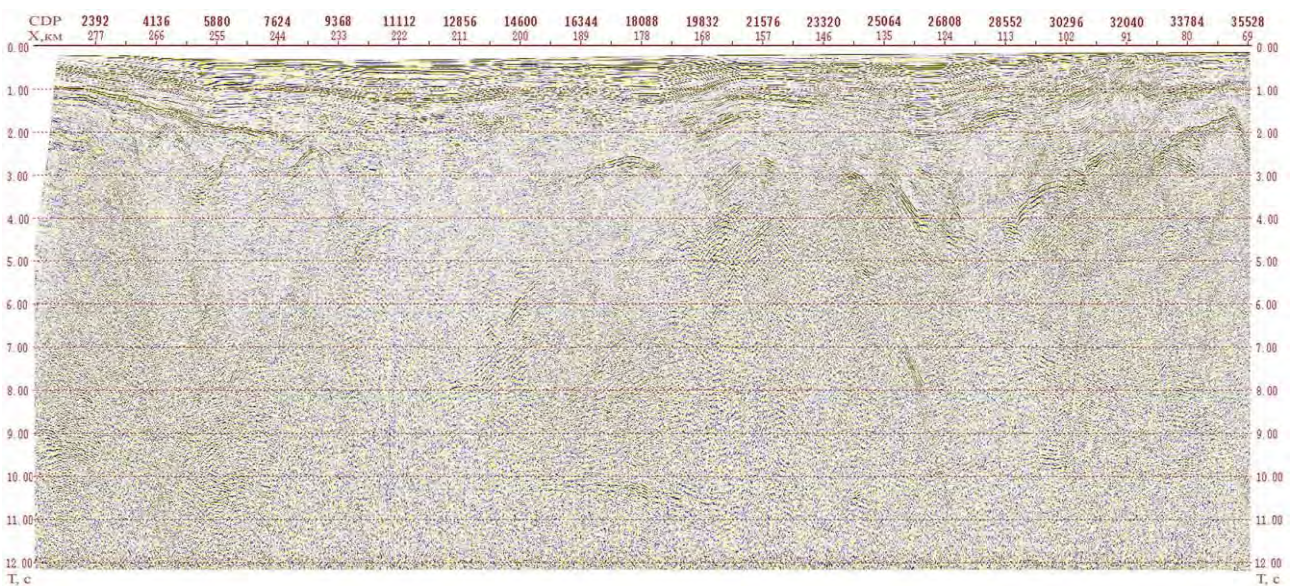


Рис.13. Априорный временной разрез ОГТ по фрагменту профиля 2-ДВ-М после обработки сейсмограмм в x-t области.

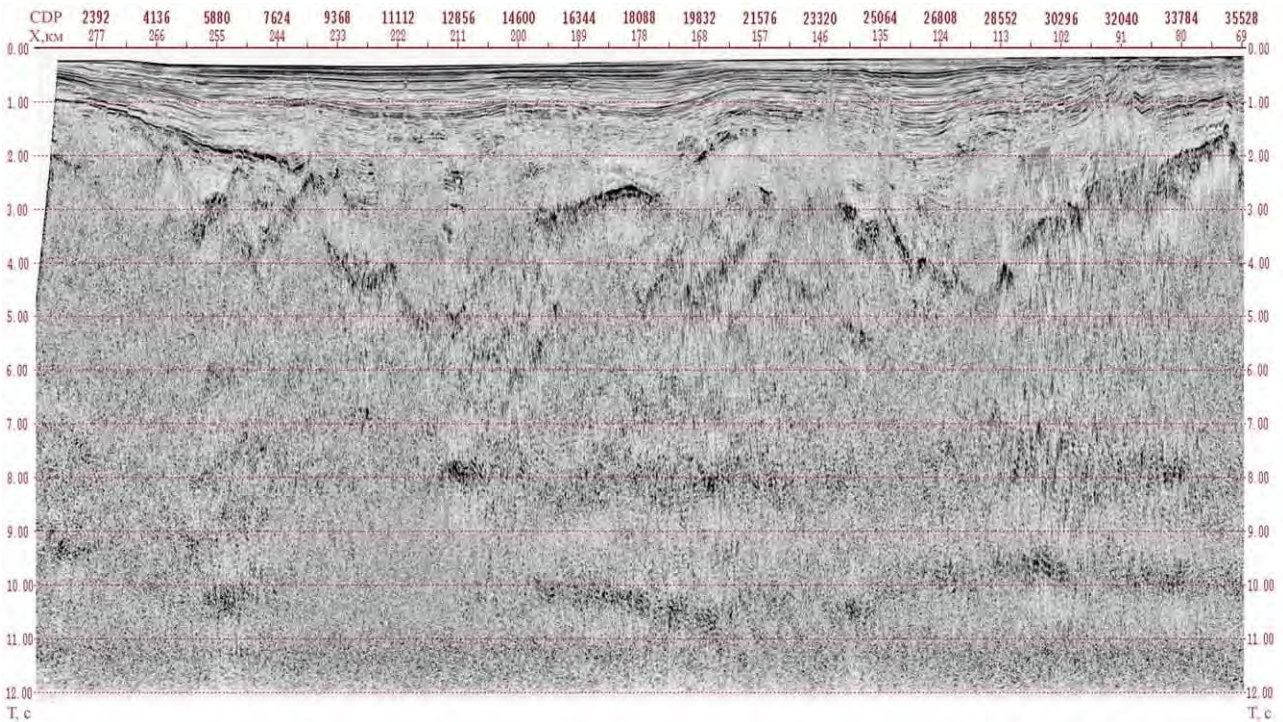


Рис. 14. Временной мигрированный разрез в мгновенных амплитудах (преобразование Гильберта) по фрагменту профиля 2-ДВ-М.

Временные мигрированные разрезы были пересчитаны в линейный масштаб глубин. При этом в качестве скоростной модели использованы скорости RMS (скорости суммирования), объединенные в сводные разрезы и сглаженные на базе 100 км. Сводные разрезы скоростей RMS и интервальных скоростей по профилю 2-ДВ-М даны на рис. 15. Разрез скоростей RMS является функцией времени $V(t_0)$; он отображает рельеф дна моря и распределение скоростей суммирования по профилю (рис.15,а). Диапазон скоростей RMS составляет 1460 - 6300 м/с. Разрез интервальных скоростей представлен как функция глубины $V(h)$ (рис. 15,б). Он является производным от разреза скоростей RMS и также отображает рельеф дна моря в масштабе глубин, а кроме того на качественном уровне дает представление о рельефе поверхности Мохоровичича или подошвы земной коры (изолиния $V=8000$ м/с). Диапазон интервальных скоростей составляет 1460 -8000 м/с.

Для лучшего отображения динамических особенностей отражающих горизонтов сводные временные и глубинные мигрированные разрезы по всему опорному профилю представлены также в мгновенных амплитудах с использованием преобразования Гильберта (рис. 16). Визуализация всех разрезов выполнена

с использованием АРУ в переменном по времени временном окне (300-3000 мс). На временных и глубинных разрезах ОГТ дана километровая шкала вдоль профиля.

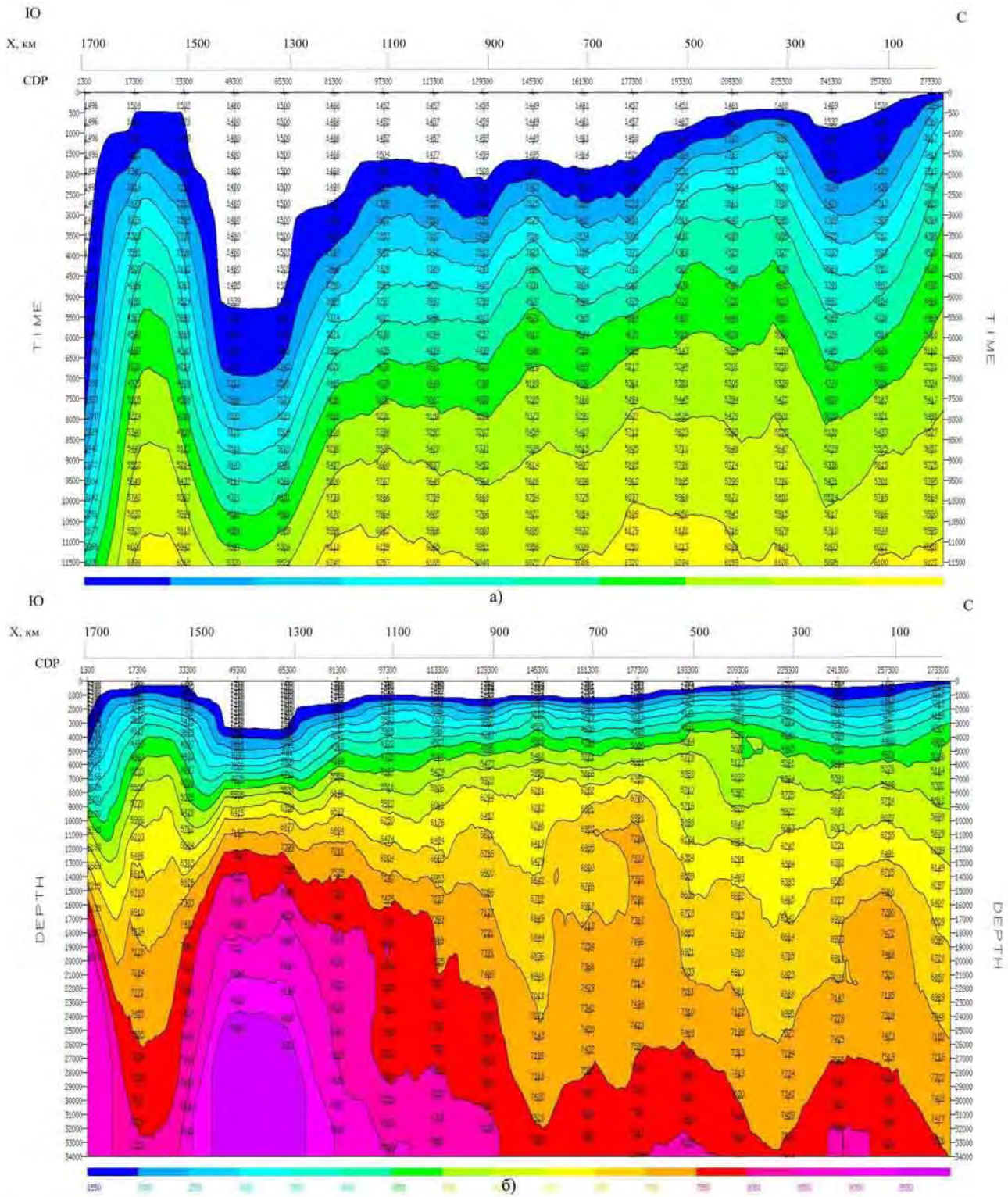


Рис. 15. Сводный разрез скоростей RMS (а) и интервальных скоростей (б), осредненных на базе 100 км по профилю 2-ДВ-М

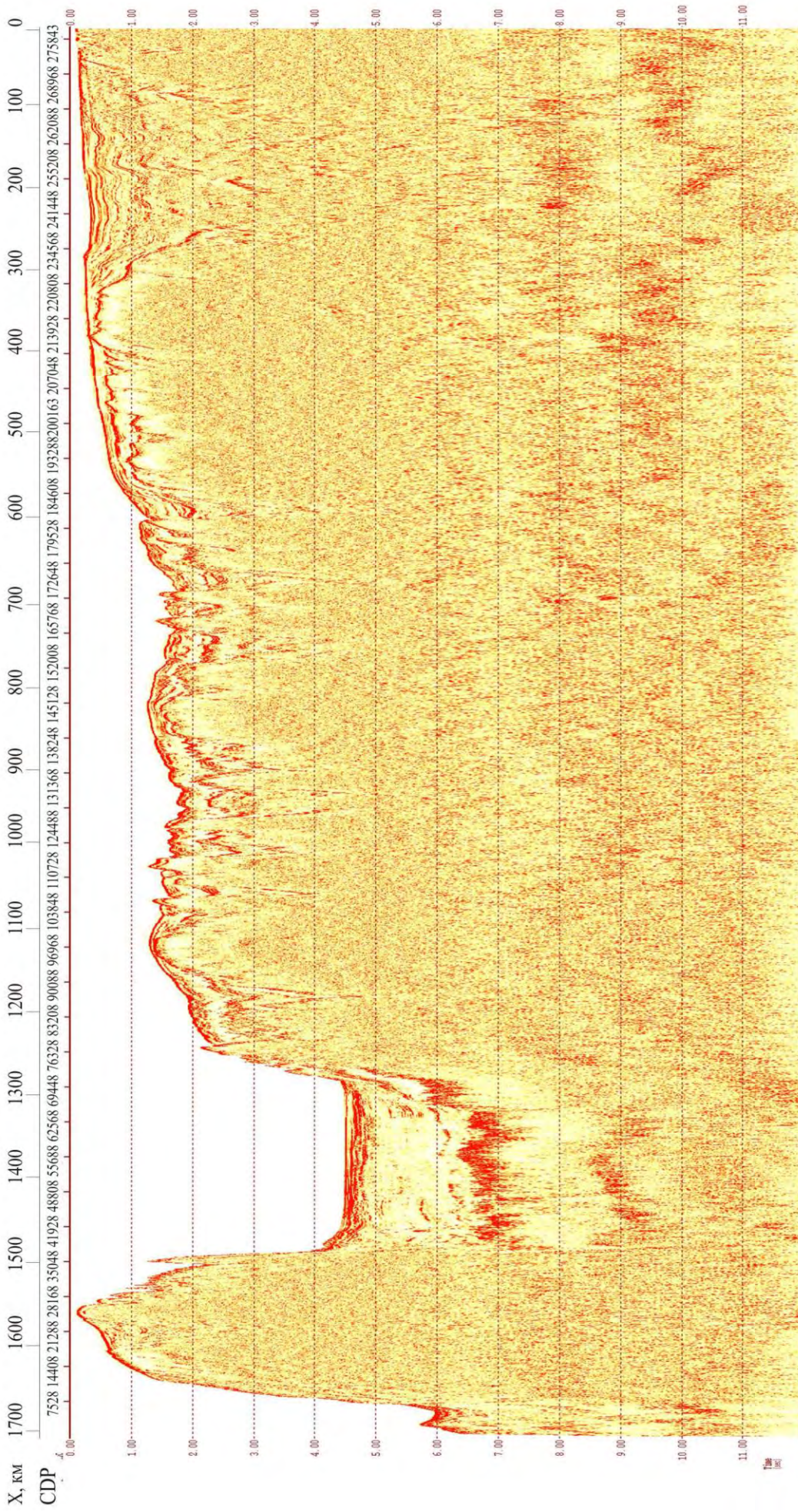


Рис. 16. Сводный мигрированный временной разрез в мгновенных амплитудах (преобразование Гильберта) по профилю 2-ДВ-М.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ НА ОТДЕЛЬНЫХ ИНТЕРВАЛАХ ПРОФИЛЯ 2-ДВ-М

При проведении полевых работ МОВ ОГТ длительность регистрируемой сейсмической записи на всех рабочих профилях составляла 12 с. На южном фрагменте профиля 2-ДВ-М, который начинается к северу от Курило-Камчатского желоба и где максимальная глубина моря достигает 5 км, длительность записи была увеличена до 17 с. Однако, увеличение длительности записи не добавило информации о глубинных отражениях. На временном разрезе (рис. 17) отражения от глубинных геологических границ присутствуют до времени 10,5-11,5 с. Сложная пространственная конфигурация этих границ и небольшая протяженность их прослеживания не позволяют их однозначно идентифицировать. На временном разрезе ОГТ (рис. 17,а) присутствуют глубинные отражения и дифрагированные волны. На рис. 17,б можно наблюдать некоторое упрощение отражающих границ на разрезе, полученном в результате процедуры миграции.

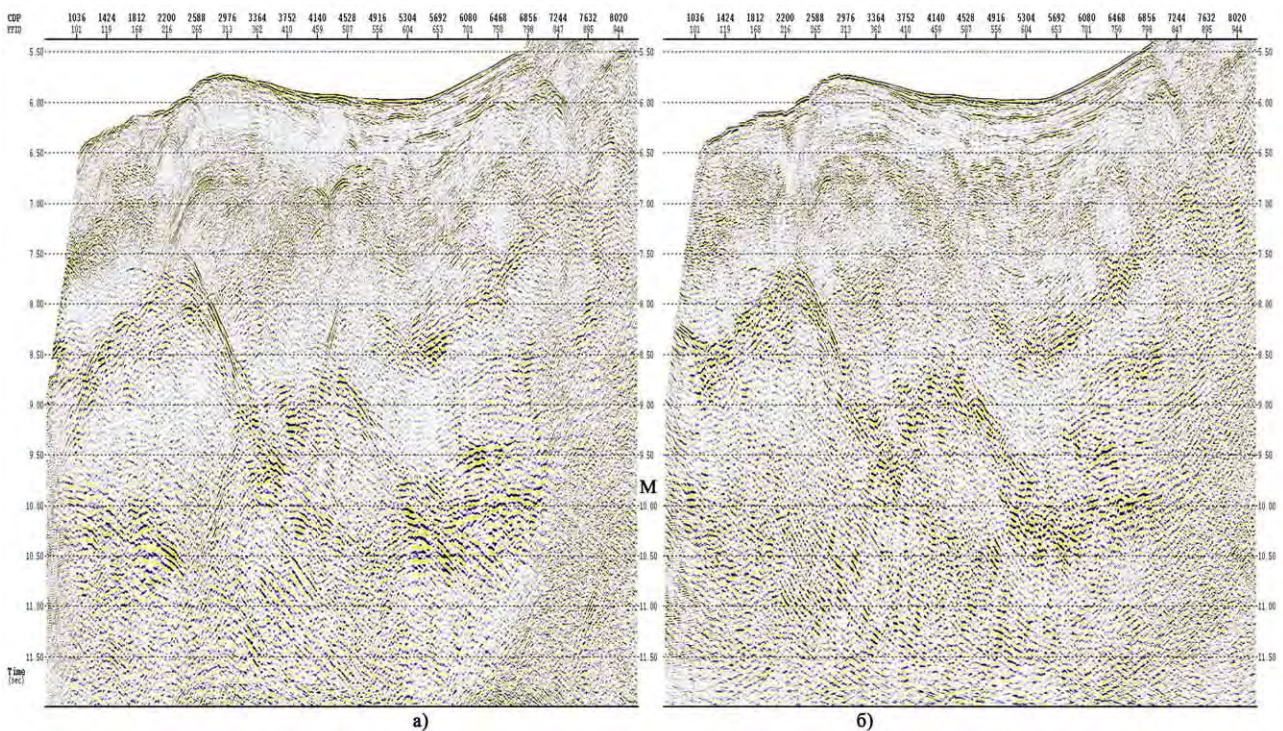


Рис17. Фрагмент временного разреза по южной части профиля 2-ДВ-М после обработки сейсмограмм в т-р области: а) - до миграции, б) - после миграции.

Другим глубокоководным участком опорного профиля является Южно-Охотская впадина. Глубина моря достигает здесь 3–3,5 км, соответственно времена отражения от дна составляют 4–4,5 с. Обработка этого интервала профиля была осложнена тем, что в диапазоне времен 8,5–10 с одновременно прослеживаются однократные отражения от Мохо, полнократные отражения от дна моря и последующих границ в осадочном чехле, а также частично-кратные волны, претерпевшие дополнительное отражение между границами в осадках и акустическом фундаменте. Примеры областей совместного прослеживания однократных и кратных волн приведены на сводных сейсмограммах ОГТ с введенными кинематическими поправками и на соответствующих им вертикальных спектрах скоростей суммирования (рис. 18). В интервале времен 8,5–9,3 с наблюдаются оси синфазности и максимумы скоростей суммирования ($V=3500-4000$ м/с), предположительно связанные с границей М; также в интервале времен 9–12 с присутствуют недоспрявленные гиперболы полнократных волн и соответствующие им низкоскоростные максимумы ($V = 1450-2000$ м/с) на вертикальных спектрах. Для ослабления полнократных волн к сейсмограммам ОГТ было применено параболическое преобразование Радона (процедура PRADMUS), которая позволяет аппроксимировать однократные и кратные отраженные волны параболой различной кривизны, выделить кратные волны с помощью фильтрации в области параболического преобразования Радона, трансформировать результат в $x - t$ область и вычесть его из исходного волнового поля (рис. 19). Фрагмент временного разреза ОГТ до и после использования параболического преобразования Радона к сейсмограммам ОГТ приведен на рис. 20 и 21. На временном разрезе, полученном после параболического преобразования Радона, наблюдается ослабление двукратного отражения от дна и более уверенное прослеживание отражения от границы М.

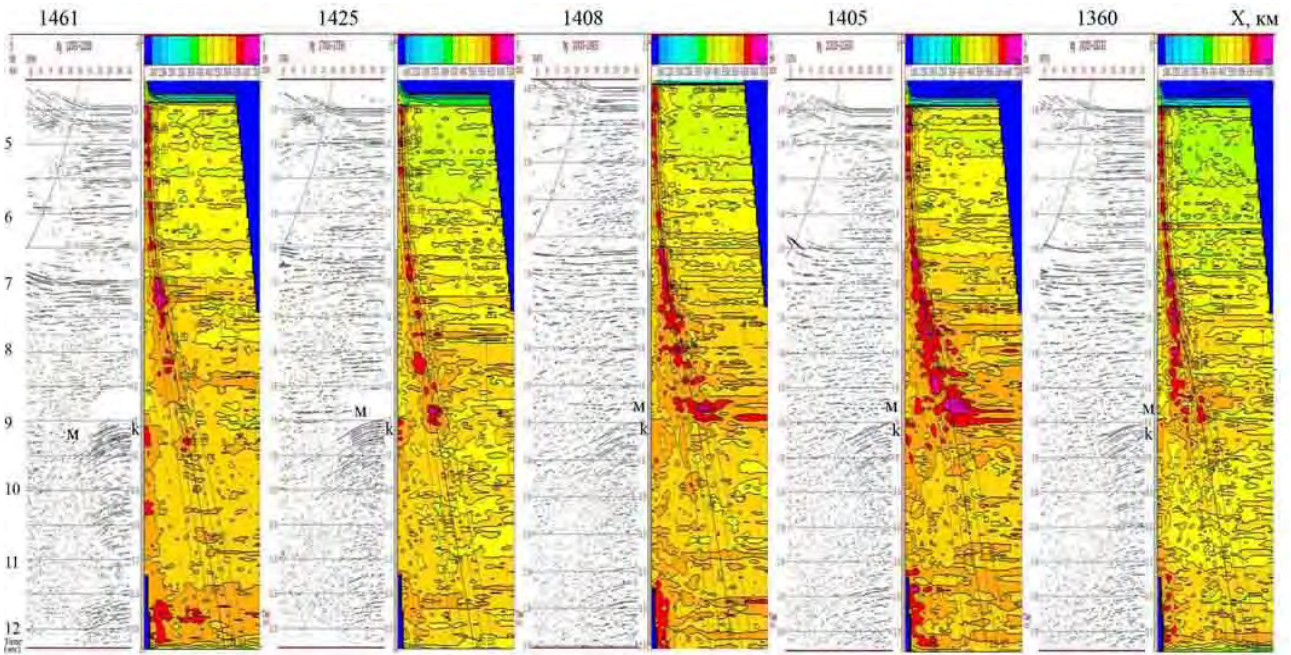


Рис. 18. Вертикальные спектры скоростей и соответствующие им сводные сейсмограммы ОГТ с введенными кинематическими поправками по фрагменту профиля 2-ДВ-М в Южно-Охотской впадине (1360 - 1461 км): М - однократное отражение от границы Мохо; к - двукратное отражение от дна моря.

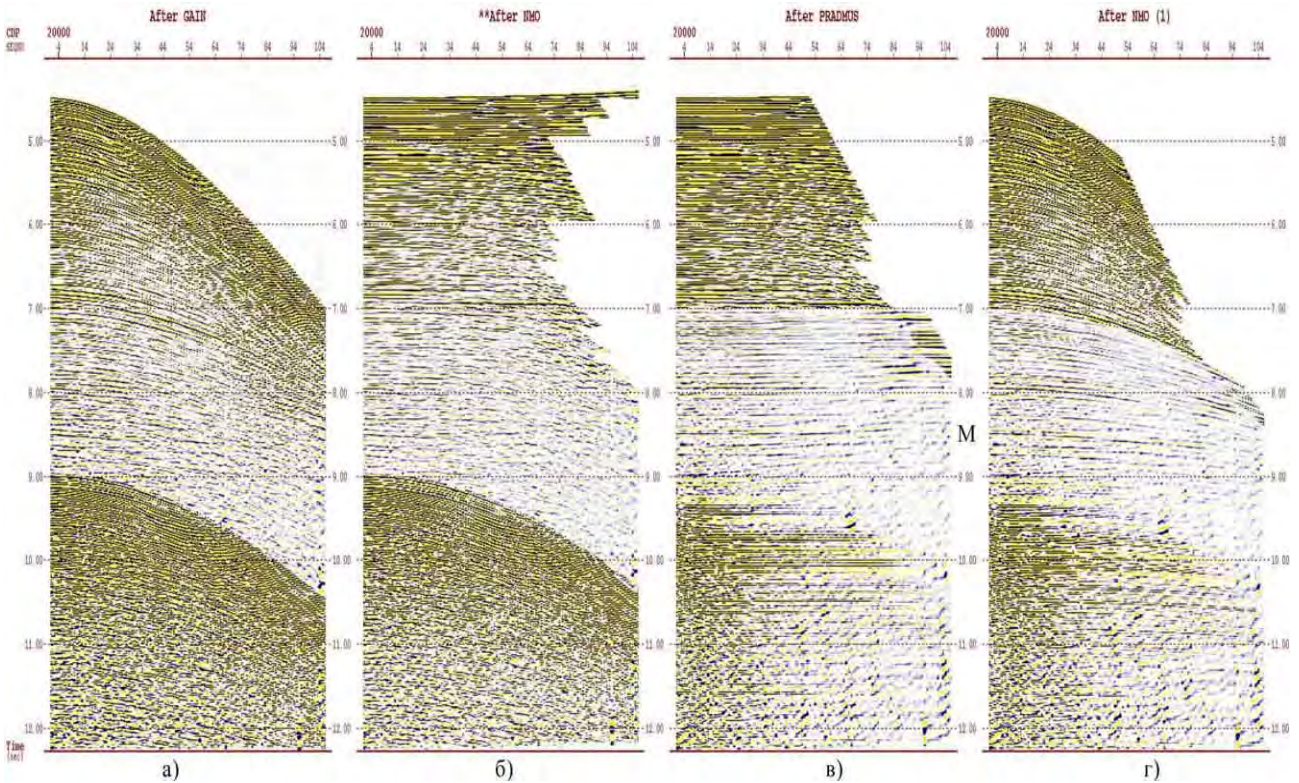


Рис. 19. Ослабление кратных волн в области параболического преобразования Радона на фрагменте профиля 2-ДВ-М: а) - исходная сейсмограмма ОГТ; б) - то же с введенной кинематикой; в) - сейсмограмма после подавления кратных волн; г) - сейсмограмма с обратной кинематикой.

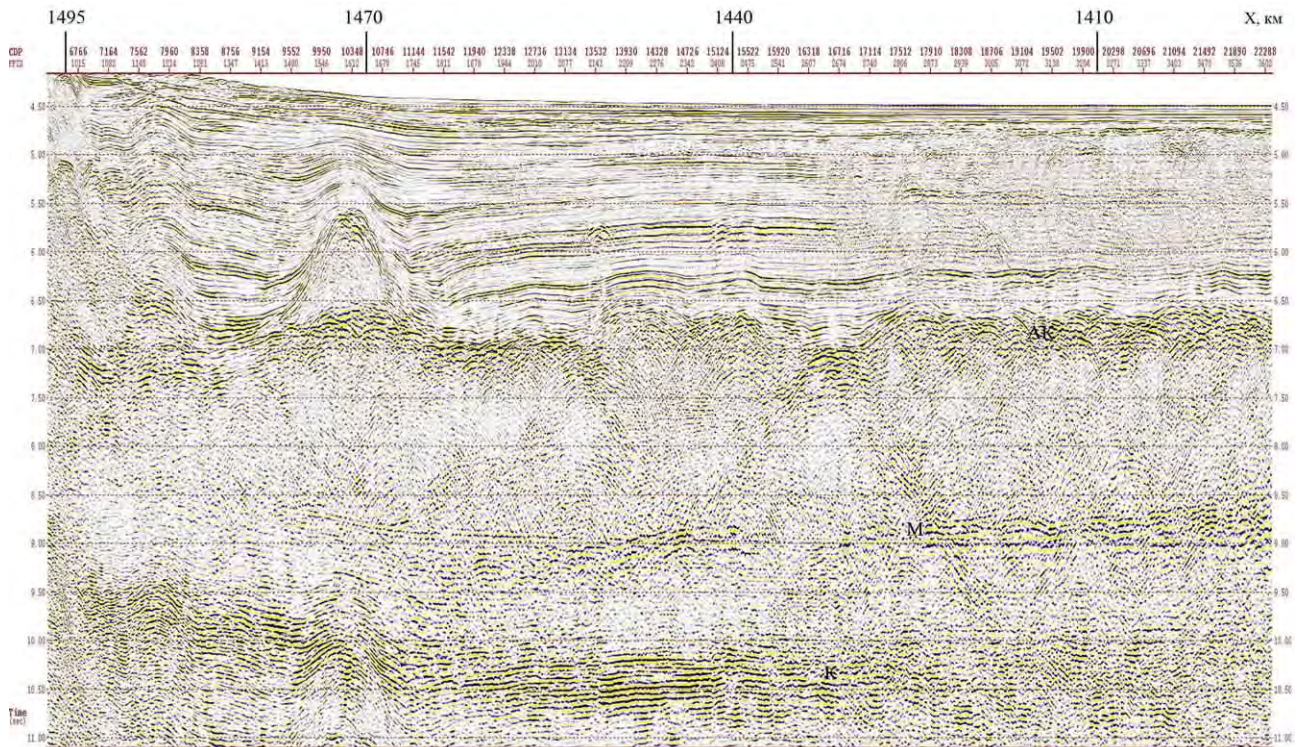


Рис. 20 Фрагмент временного разреза ОГТ по профилю 2-ДВ-М в Южно-Охотской впадине: АК - акустический фундамент, М-граница Мохо, к - двукратное отражение от дна моря.

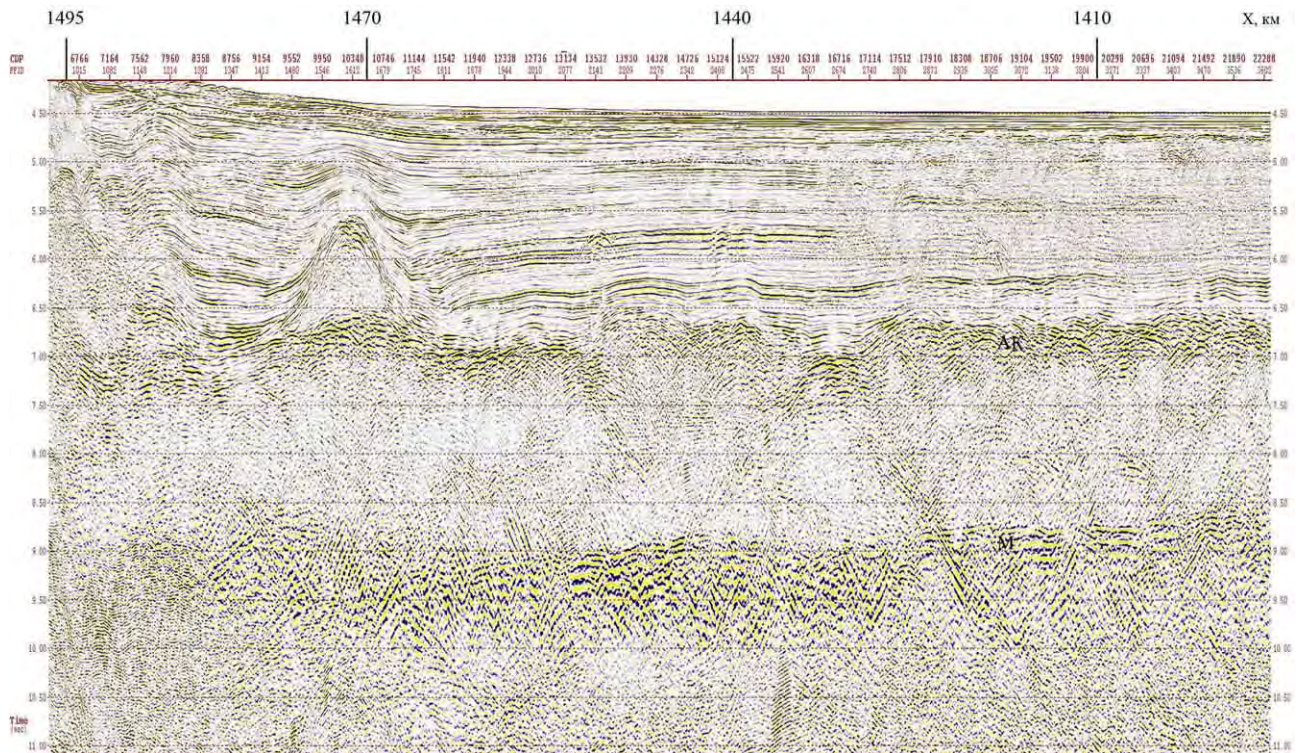


Рис. 21. Фрагмент временного разреза ОГТ после фильтрации в области параболического преобразования Радона по профилю 2-ДВ-М в Южно - Охотской впадине: АК - акустический фундамент, М - граница Мохо.

2.3. ОБРАБОТКА ДАННЫХ МОВ ОГТ НА ПРОФИЛЕ 1-ОМ.

В целом по составу и последовательности процедур граф обработки профиля 1-ОМ (рис. 22) совпадает с графом обработки профиля 2-ДВ-М. Следует остановиться на некоторых различиях и особенностях, которые имели место при обработке профиля 1-ОМ.

После преобразования исходных сейсмограмм из формата SEG-D в формат обрабатываемой системы FOCUS и занесения данных геометрии в заголовки сейсмических трасс следовала процедура подавления шумовой компоненты сейсмической записи. В процессе тестирования были опробованы два способа удаления постоянной составляющей амплитуды сигнала: полосовая частотная фильтрация и коррекция спектров сейсмической записи.

Первый способ реализован путем применения программного модуля FILTER. Для подавления шумовой компоненты был использован нуль-фазовый полосовой фильтр (5-70 Гц) с большой крутизной (до 80 децибел на октаву) со стороны низких частот. Следует отметить, что после применения фильтрации шумовая компонента существенно ослабляется, но не снимается полностью.

Доля оставшейся шумовой компоненты в амплитудно-частотном спектре сигнала составляет 10-20% по отношению к полезной составляющей. При дальнейшей обработке сейсмических записей эта помеха не окажет существенного влияния на информативность разреза осадочного чехла, включая акустический фундамент. Однако, на больших временах, где могут быть зарегистрированы отраженные волны от границ в консолидированной коре, включая границу Мохо, шумовая компонента ухудшает прослеживание глубинных отражений, так как ее остаточный уровень после фильтрации соизмерим с уровнем слабых отражений.

Второй способ осуществлен с помощью программы SPEQ, которая выполняет выравнивание компонент спектра с помощью автоматической регулировки амплитуд в частотной области и затем позволяет сформировать спектр выходной сейсмической записи путем применения коэффициентов к гармоникам

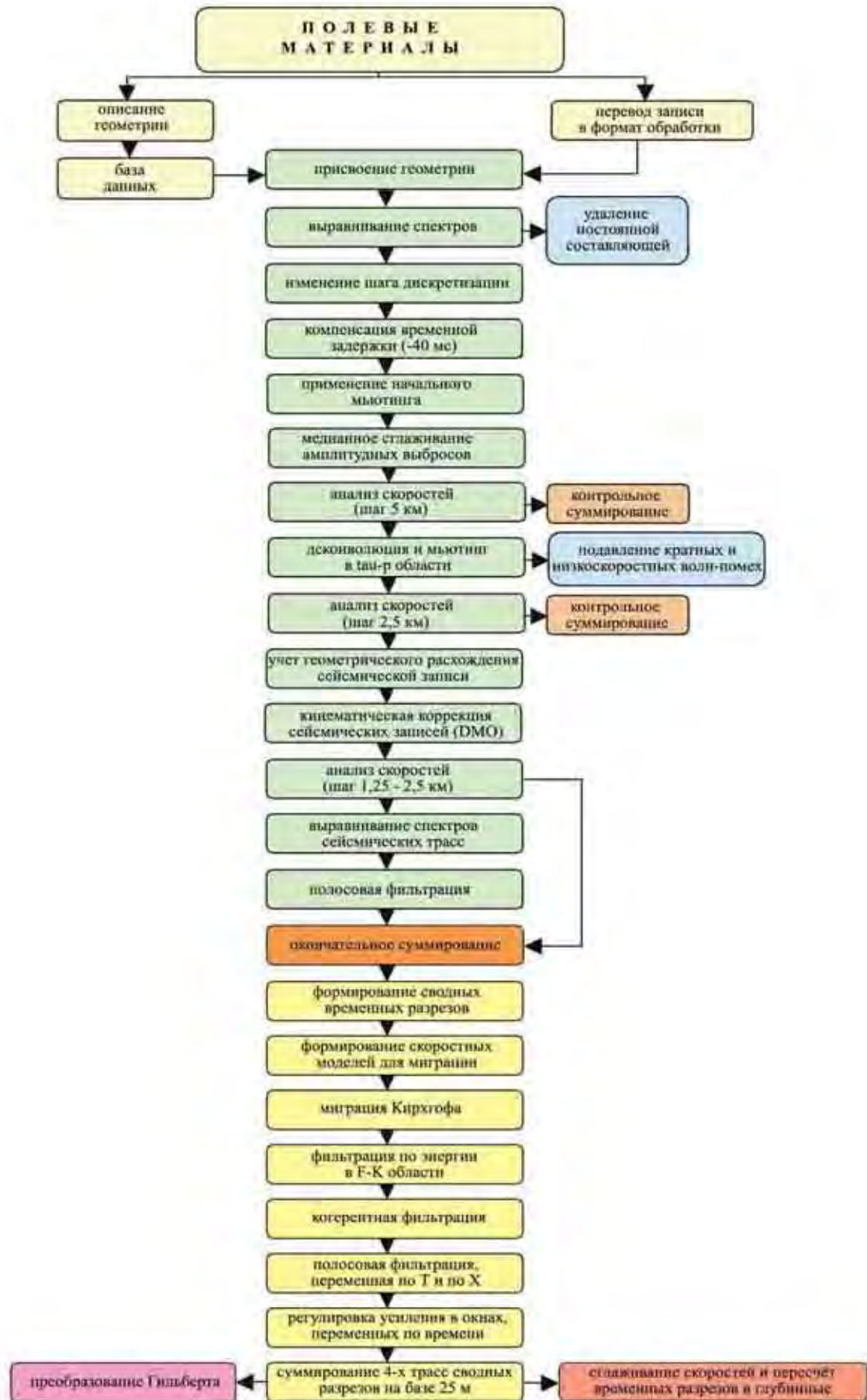


Рис. 22. Граф обработки сейсмических записей по профилю 1-ОМ.

спектра. На рис. 23 представлена сейсмограмма общего пункта возбуждения до и после подавления шумовой компоненты. Применение полосовой фильтрации (рис.23,б) не полностью подавляет шумовую компоненту и при этом существенно ослабляет низкие частоты в выходном спектре. Для массовой обработки исходных сейсмограмм был выбран вариант применения модуля SPEQ (рис.23, в). Для ослабления кратных волн и низкоскоростных волн-помех так же, как и на профиле 2-ДВ-М была использована деконволюция и мьютинг в τ -р области.

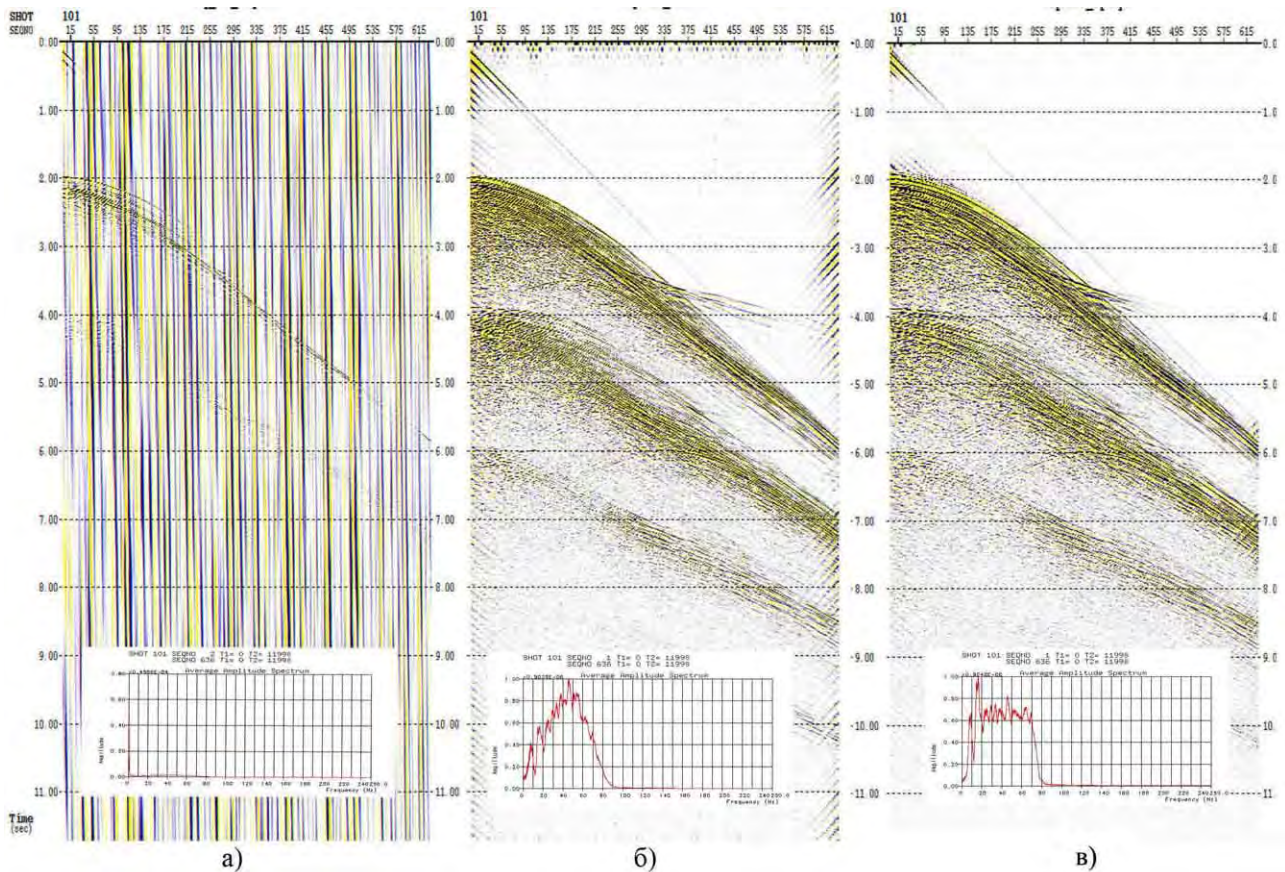


Рис. 23 Тестирование способов подавления шумовой компоненты на профиле 1-ОМ: а) - исходная сейсмограмма ОПВ и ее спектр; б) - то же после полосовой фильтрации; в) - то же после программы SPEQ .

Впервые, эта технология была применена нами при обработке данных МОВ ОГТ на профиле 2-ДВ-М (см. рис. 8.) На профиле 1-ОМ она получила дальнейшее развитие: В работе (Yilmas, 1986) показано, что применение деконволюции в τ -р области с целью подавления кратных волн будет более эффективным, если его выполнять до коррекции амплитуд, в частности, до учета геометрического расхождения. Поэтому в графе обработки учет геометрического расхождения сейсмической записи, то есть умножение амплитуд сейсмических

трасс на функцию времени t , возведенную в степень (1.0 - 2.0) был осуществлен перед применением DMO. Следует отметить, что существенной эффективности от такой перестановки процедур в графе обработки достигнуто не было.

Большая изменчивость мощности осадочного чехла по профилю обусловила необходимость проведения детального скоростного анализа. Изучение вертикальных спектров скоростей по всем профилям обработки (модуль VELDEF) выполнялось в несколько итераций, а именно: по исходным волновым полям, после ослабления кратных волн и после процедуры DMO. Шаг изучения скоростей составлял 2.5 км, а на отдельных участках он уменьшался вдвое. Пример вертикального спектра скоростей по сводной сейсмограмме ОГТ приведен на рис 24. Наиболее четкие максимумы амплитуд суммирования связаны с отражениями в осадках, и особенно, с волной, отраженной от акустического фундамента (АФ). На отдельных интервалах профиля 1-ОМ на вертикальных спектрах присутствуют скоростные максимумы, связанные с границей Мохо (М).

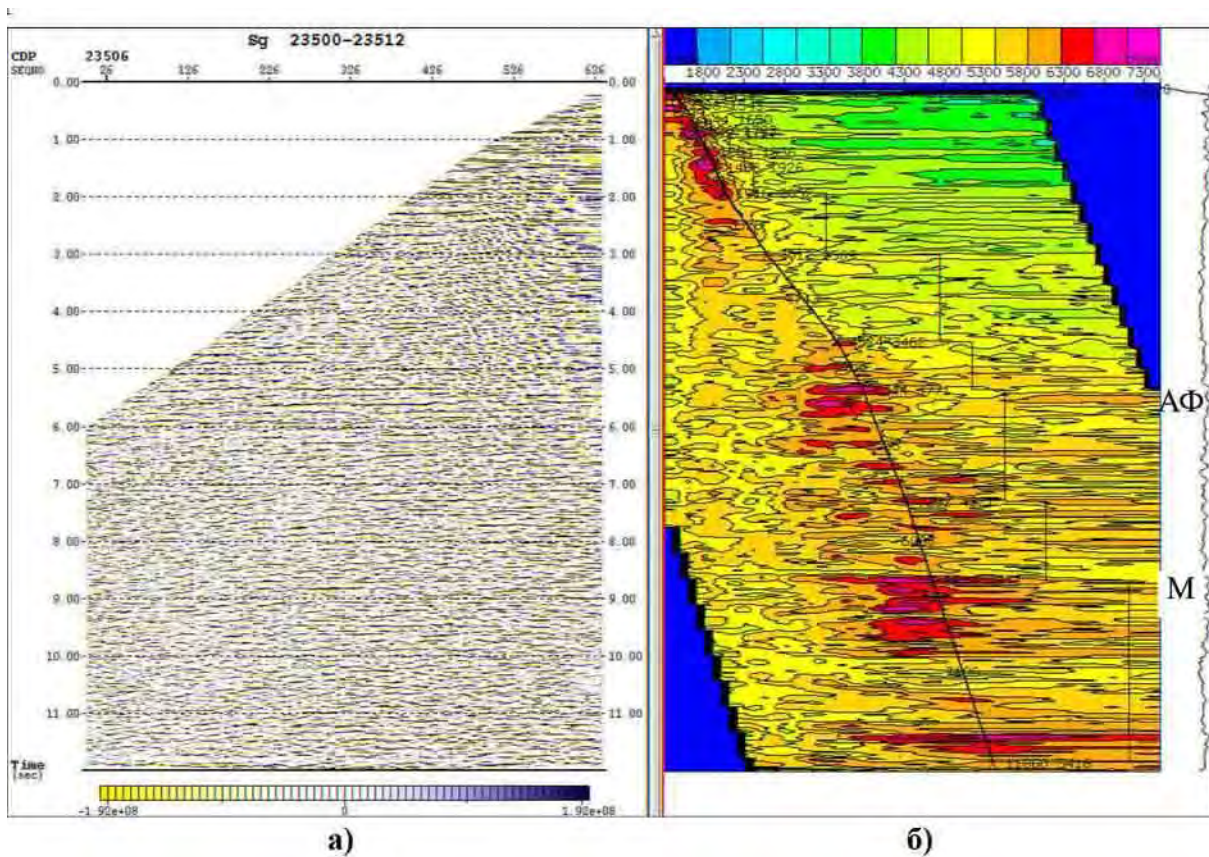


Рис. 24 Пример сводной сейсмограммы ОГТ (а) и вертикального спектра скоростей (б) на профиле 1-ОМ после DMO.

По всем рабочим профилям проводилась кинематическая коррекция сейсмограмм ОПВ за наклон границ (процедура DMO). Использование модуля SHOTDMO позволило упростить конфигурацию такой сложной и изменчивой границы, как акустический фундамент. Последующее суммирование по ОГТ выполнялось с использованием медианного суммирования (программа MEDSTK). Перед суммированием были применены процедуры выравнивания спектров сейсмических записей (SPEQ) и полосовая частотная фильтрация в двух временных окнах (FILTER):

$$T=0-3 \text{ с} \quad F=8 \text{ гц} / 18 \text{ дб/окт.} - 64 \text{ гц} / 72 \text{ дб/окт.},$$

$$T=8-12 \text{ с} \quad F=4 \text{ гц} / 18 \text{ дб/окт.} - 50 \text{ гц} / 72 \text{ дб/окт.}$$

По временным разрезам ОГТ выполнена миграция Кирхгофа во временной области в диапазоне углов до 25-45 град (программа MIGTX). При миграции были использованы скорости суммирования, также объединенные в сводные скоростные разрезы и сглаженные на базе 25 км.

Обработка после суммирования применялась как к временным разрезам ОГТ, так и к временным мигрированным разрезам. Она имела целью повышение соотношения сигнал/шум. Для этого были использованы фильтрация по энергии в частотной области и когерентная фильтрация (программы FKPOWER, COHERE), а также полосовая частотная фильтрация в 3-х временных окнах, переменная по времени и по профилю (программа FILTER):

$$F=10 \text{ гц} / 18 \text{ дб/окт.} - 64 \text{ гц} / 72 \text{ дб/окт.},$$

$$F=8 \text{ гц} / 18 \text{ дб/окт.} - 60 \text{ гц} / 72 \text{ дб/окт.},$$

$$F=4 \text{ гц} / 18 \text{ дб/окт.} - 50 \text{ гц} / 72 \text{ дб/окт.};$$

Кроме того, выполнено объединение 4-х последовательных трасс на базе 25 м (программа COLLECT), что обеспечивает шаг по разрезу - 25 м, который более соответствует масштабу опорного профиля, чем шаг 6.25 м.

Сводный временной мигрированный разрез был пересчитан в линейный масштаб глубин. Для пересчета использовался сводный разрез RMS скоростей, сглаженных на базе 50-100 км. Сглаженные сводные разрезы RMS скоростей и интервальных скоростей по профилю 1-ОМ приведены на рис. 25. Следует от-

метить, что уверенное определение скоростей суммирования по сводным сейсмограммам ОГТ относится к временному интервалу, в котором зарегистрированы отражения от границ в осадочном чехле. Скорости для границ в коре, включая границу М, часто определены “условно”, по случайным максимумам вертикальных спектров, с учетом закона возрастания интервальных скоростей. Такая ненадежность в определении скоростей на больших временах связана со слабыми отражающими свойствами коровых границ, а также с недостаточным для глубоких границ максимальным расстоянием источник – приемник при проведении работ. Кроме того, при изменчивой мощности низкоскоростных осадков в процессе сглаживания скоростей также происходит их искажение, зависящее от базы сглаживания. Поэтому глубинный разрез по профилю 1-ОМ представляет собой некоторый вариант интерпретации временного разреза. Сводный временной мигрированный разрез в мгновенных амплитудах по профилю 1-ОМ представлен на рис. 26

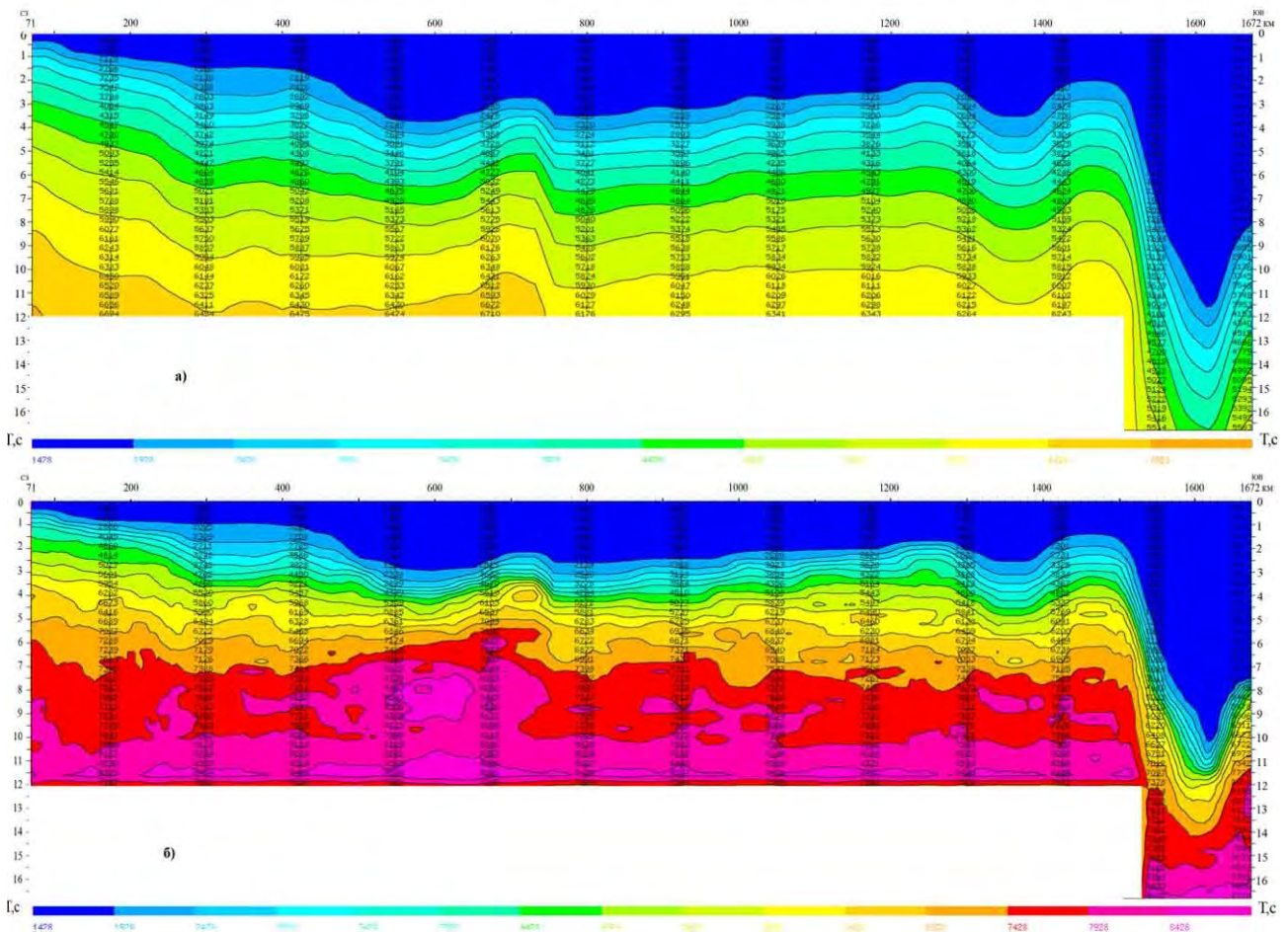


Рис. 25. Сводный разрез скоростей RMS, сглаженных на базе 50-100 км, (а) и сводный разрез интервальных скоростей $V_{int}(t)$ (б) по профилю 1-ОМ.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОВ ОГТ.....

3.1. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОВ ОГТ НА ПРОФИЛЕ 2-ДВ-М

Результатами обработки данных МОВ ОГТ являются:

- временные разрезы МОВ ОГТ после ДМО;
- мигрированные временные разрезы (миграция после суммирования);
- сводные мигрированные временные разрезы в мгновенных амплитудах;
- мигрированные разрезы в линейном масштабе глубин;
- сводные разрезы скоростей RMS и их производные, сглаженные на различных базах;
- сводные разрезы интервальных скоростей и их производные, сглаженные на различных базах.

На всех полученных разрезах устойчиво прослежены дно моря, отражающие границы в осадочном чехле и акустический фундамент. Отражения, связанные с границей М, фрагментарно прослежены в северной части профиля ($X = 0 - 700$ км, $T_0 = 8 - 11$ с), а также в Южно - Охотской впадине ($X = 1330$ км, $T_0 = 8,5 - 9,4$ с) и близ Курило-Камчатского желоба ($X = 1660 - 1700$ км, $T_0 = 10 - 11,5$ с). В северной части профиля ($X = 70 - 400$ км, $T_0 = 7,5 - 8$ с.) выше отражения от Мохо прослеживается отражение от границы в коре.

Из вновь выявленных геологических объектов на профиле 2-ДВ-М в пределах Южно-Охотской впадины в диапазоне 1465-1475 км в интервале времен 5500-7000 мс следует отметить четко локализованную положительную структуру, предположительно, представляющую собой соляной диапир (см. рис. 20, 21).

Еще одним интересным объектом на северном склоне Южно-Охотской впадины является область предполагаемого развития газогидратов. В сейсмическом разрезе в интервале профиля 1268 -1288 км на глубине около 450 м ниже поверхности дна получено псевдократное отражение, в общих чертах повторяющее поверхность подводного рельефа – Bottom Symulation Reflector (BSR) и пересекающее слоистость осадочного разреза, рис. 27. Протяженность горизонта BSR составляет около 20 км.

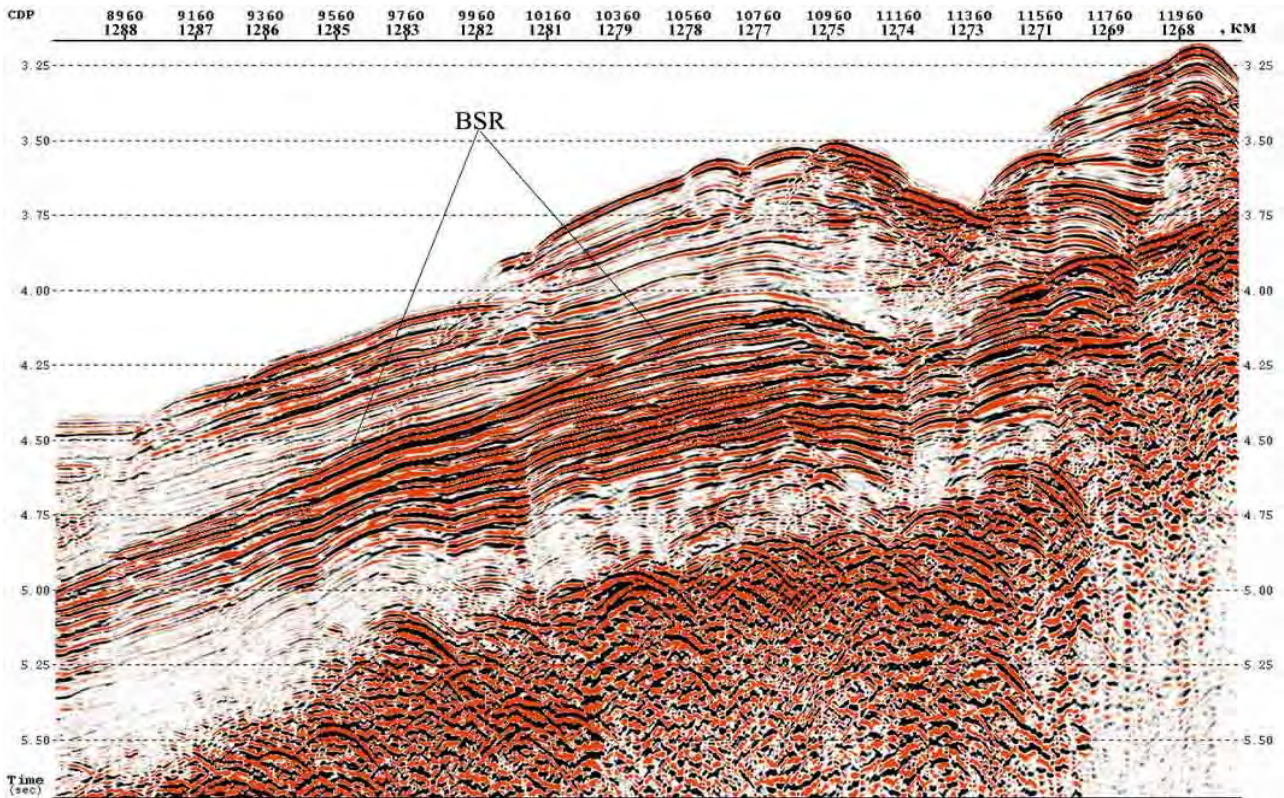


Рис. 27 Пример области предполагаемого развития газогидратов на профиле 2-ДВ-М на северном склоне Южно-Охотской впадины.

3.2. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОВ ОГТ НА ПРОФИЛЕ 1-ОМ

Результатами обработки данных МОВ ОГТ на профиле 1-ОМ являются:

- сводный мигрированный временной разрез;
- сводный мигрированный временной разрез в мгновенных амплитудах;
- сводный мигрированный глубинный разрез;
- сводный мигрированный глубинный разрез в мгновенных амплитудах;
- сводный разрез RMS скоростей, сглаженных на базе 50-100 км (см. рис 26,а);
- сводный разрез интервальных скоростей $V_{int}(t)$, (см. рис. 26,б).

На всех полученных разрезах устойчиво прослежены дно моря, отражающие границы в осадочном чехле и акустический фундамент. Временной интервал распространения осадочного чехла изменяется практически от нуля в сводовых частях поднятий до 4-5 с в наиболее погруженных частях впадин (рис. 28). Отражения, предположительно связанные с границей М, динамически выражены в юго-западной части сводного профиля ($X = 72-370$ км, $T_0 = 9-11$ с), а также в пределах Курило-Камчатского желоба, на юго-восточном конце про-

филя обработки ($X = 1664_1672$ км, $T_0 = 9.5 - 10.0$ с). На протяжении всей остальной части профиля отражения от границы М прослеживаются в виде непротяженных слабокоррелируемых интервалов повышенной энергии; не исключено, что в ряде случаев, наблюдается интерференция глубинных отражений с остатками кратных волн, что обуславливает отсутствие четкой фазовой корреляции отражения М на разрезе. В целом подобная волновая картина наблюдалась и на профиле 2-ДВ-М.

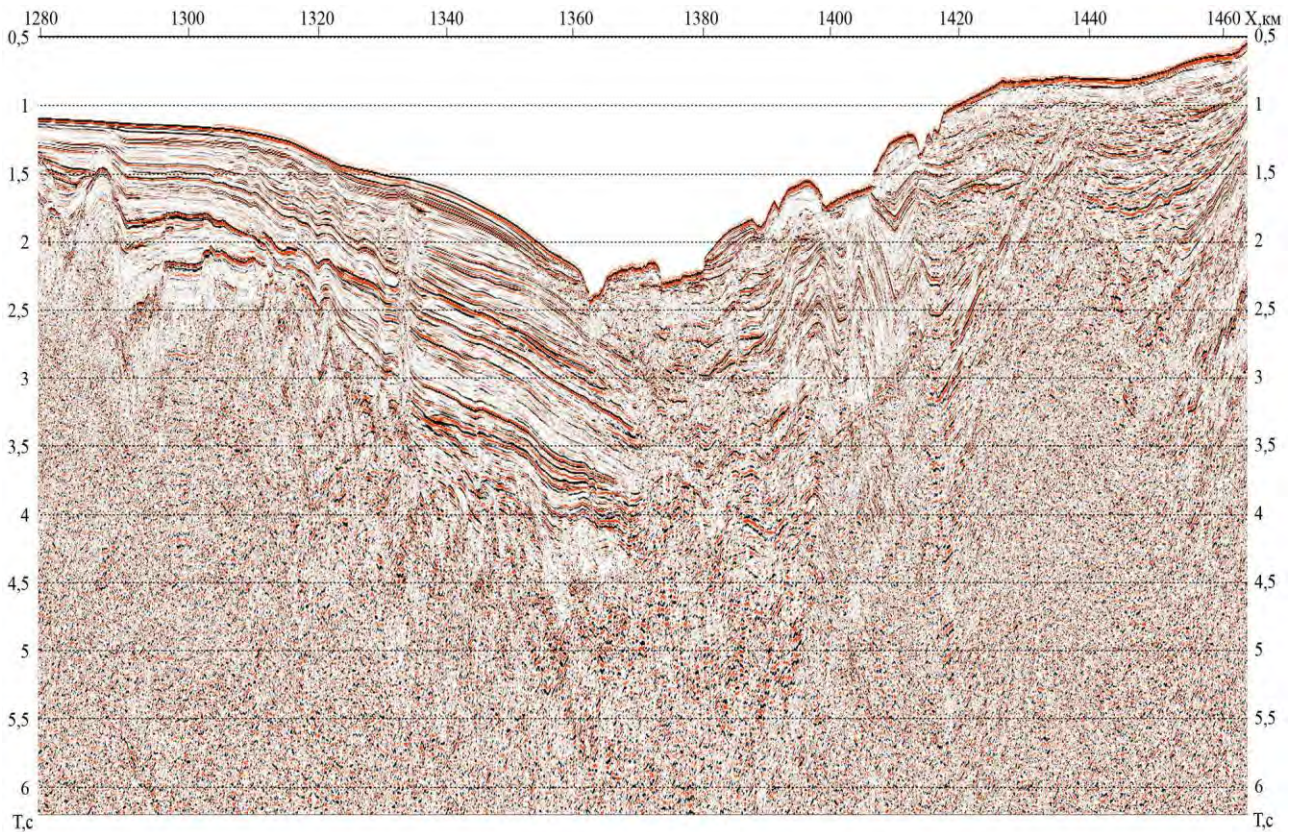


Рис. 28. Пример волнового поля осадочного чехла на профиле 1-ОМ в Южно-Охотской впадине (Гольгинский прогиб).

Среди полученных результатов большой интерес представляет временной разрез, полученный в пределах Курило-Камчатского желоба, в зоне сочленения океанической и континентальной земной коры (рис. 29).

На профиле 1-ОМ в интервале 740-810 км (Дерюгинская впадина) так же, как и на профиле 2-ДВ-М, выявлена область развития газогидратов. Граница BSR протяженностью около 60 км проходит на времени 2.35 -2.5 с., повторяя рельеф дна и пересекая напластования осадочных пород (рис. 30).

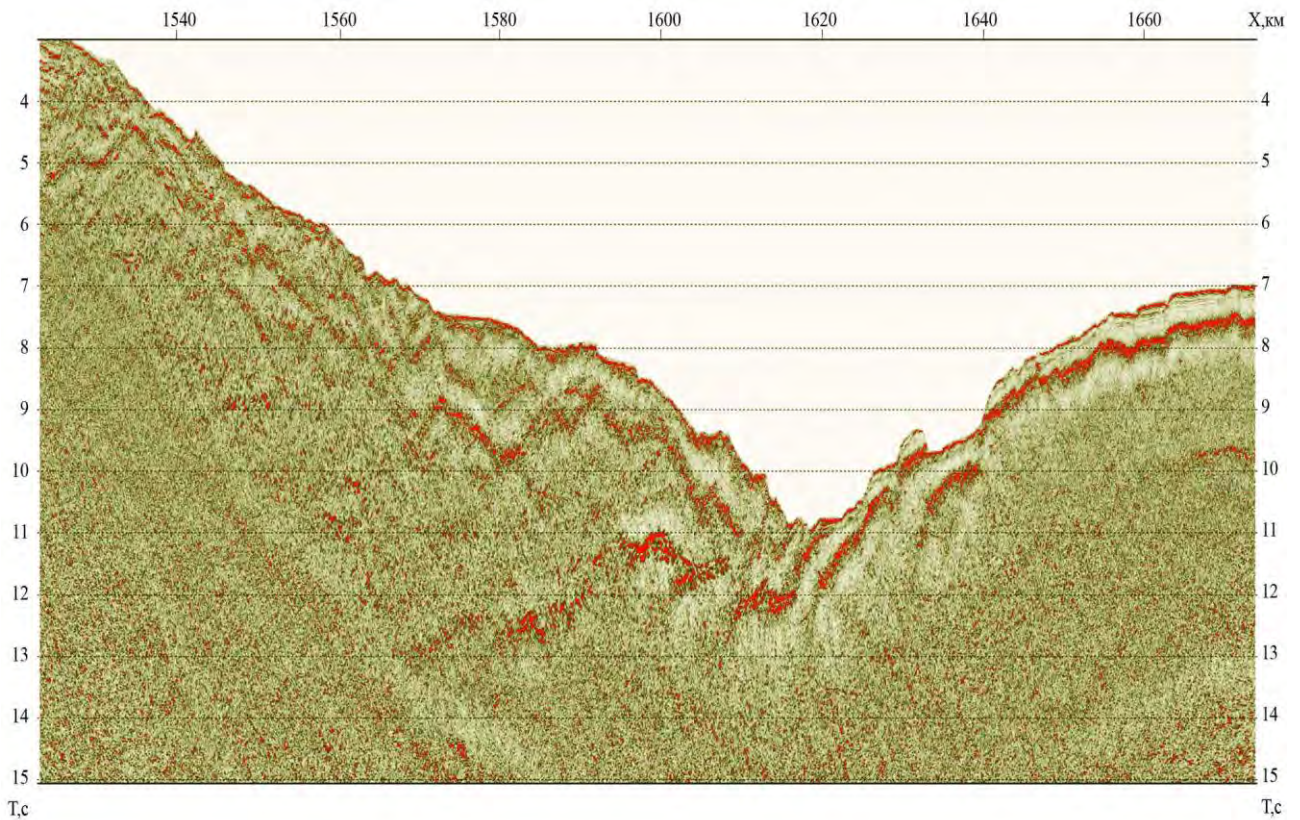


Рис. 29 Временной разрез мгновенных амплитуд на профиле 1-ОМ в пределах Курило-Камчатского желоба.

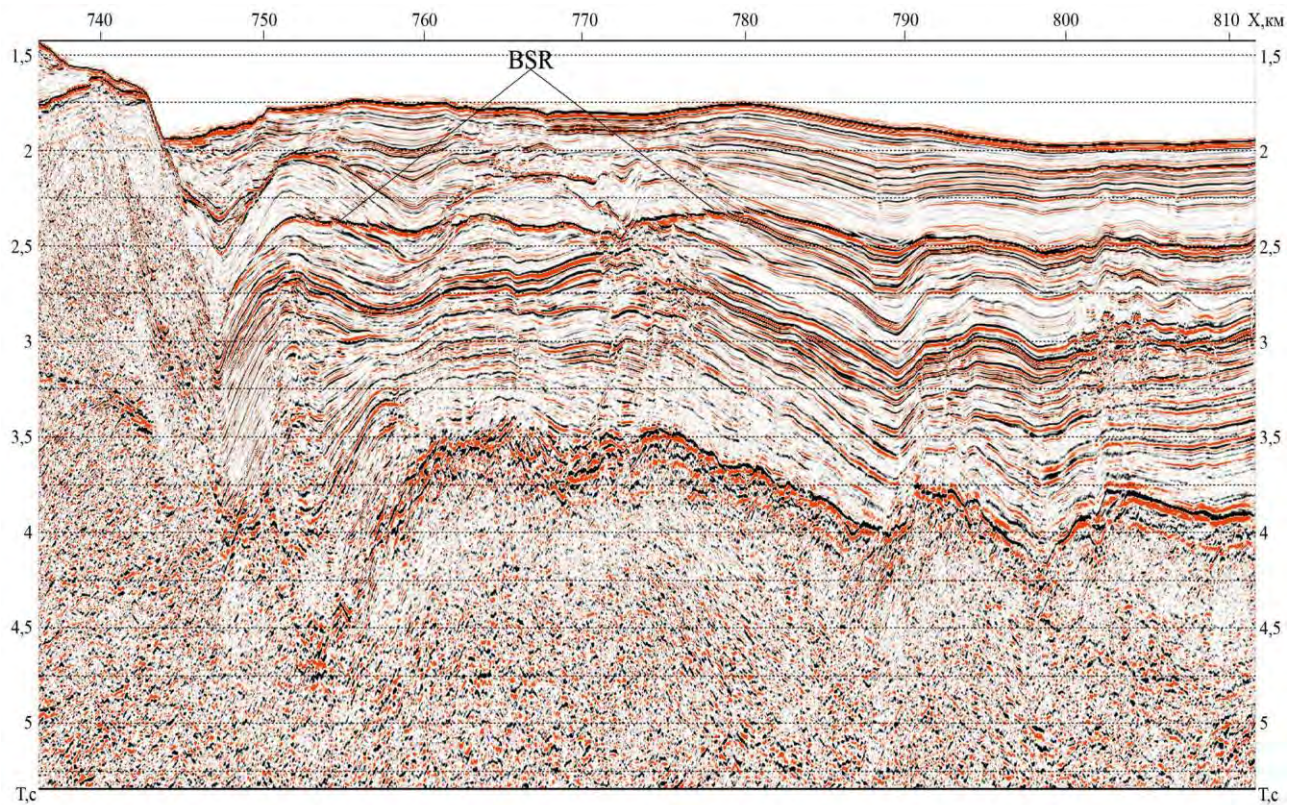


Рис. 30 Пример области развития газогидратов на профиле 1-ОМ в Дерюгинской впадине.

Опорный профили 1-ОМ пересекается с опорным профилем 2-ДВ-М в центральной части Охотского моря (профиль 1-ОМ ПК=880,6 км и профиль 2-ДВ-М ПК=709,3 км). Граф обработки сейсмических записей для профиля 1-ОМ по составу обрабатывающих процедур был близок к графу обработки для профиля 2-ДВ-М, поэтому волновая картина на мигрированных временных разрезах в области их пересечения хорошо согласуется во всем диапазоне времен. На рис. 31 показано соответствие отражающих горизонтов в пределах осадочного чехла и акустического фундамента.

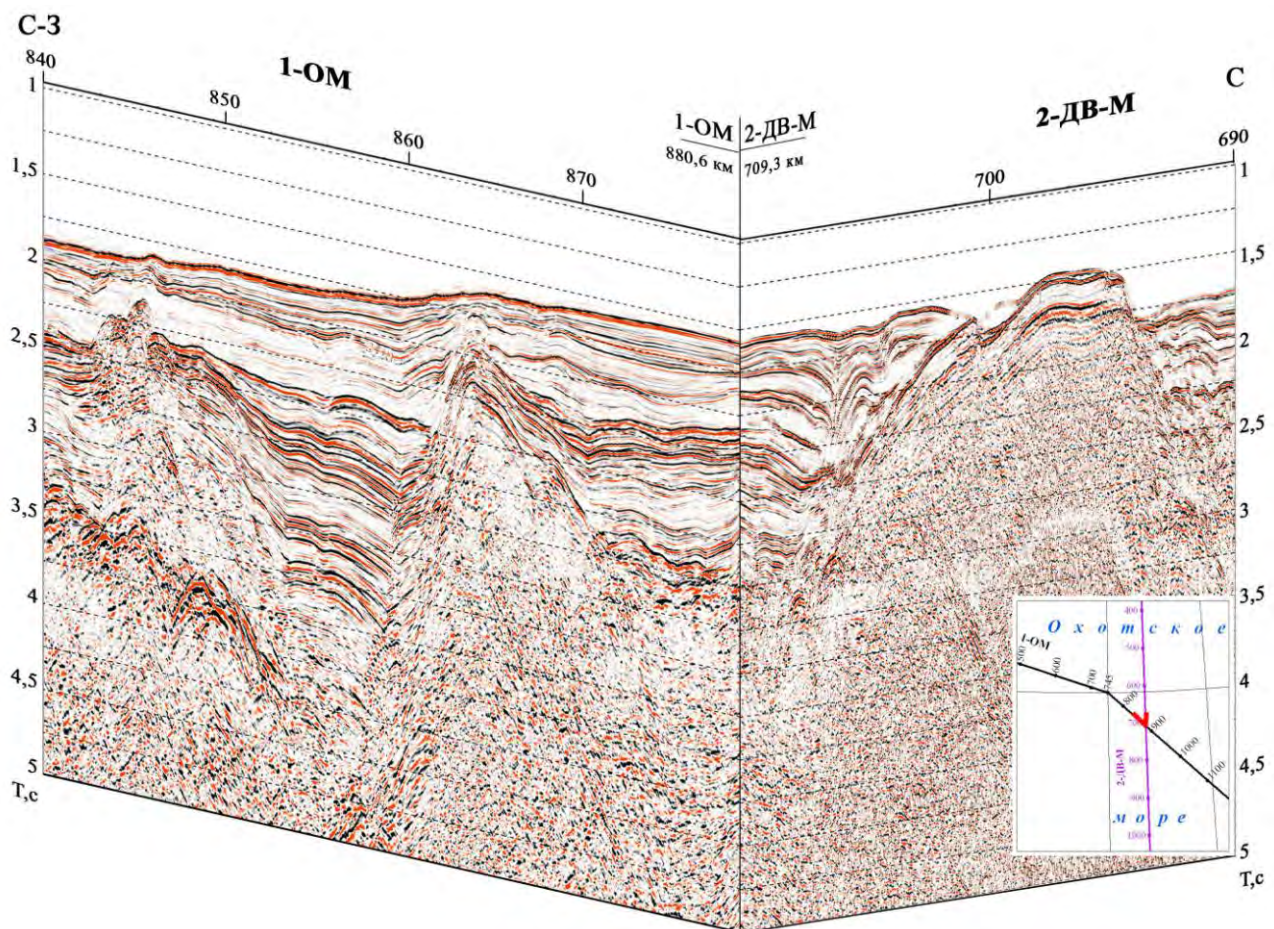


Рис. 31. Волновые поля на временных разрезах осадочного чехла в области пересечения профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М.

3.3. ПРОСЛЕЖИВАНИЕ «АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА».

По совокупности скоростных, петроплотностных и петромагнитных параметров верхняя кора почти повсеместно на профиле 2-ДВ-М была разделена на две неравных части. Нижнюю часть представляет сравнительно толстый и относительно выдержанный слой с типичными «гранитными» свойствами, а

верхнюю гетерогенную часть слагают изменчивые по мощности структурно-вещественные комплексы с «промежуточными» значениями плотности и скорости. На суше в пределах Охотского массива в составе гранитного слоя, сложенного докембрийскими образованиями, также выделены два комплекса пород, различающихся уровнем метаморфических преобразований. Нижний, обособленный как интракрустальный комплекс, отличается крайней степенью метаморфизма с признаками мигматизации, а верхний супракрустальный метаморфизован заметно слабее (Тектоническое..., 2006). Аналогичную природу такого разделения верхней коры, вероятно, можно предложить для рассматриваемой морской части Охотоморского региона.

Прямые свидетельства вертикальной дифференциации слоя получены только для Охотского бордерленда, в разрезе которого выделяется нижний, «эвсиалический» комплекс со скоростями $6,0 \div 6,2$ км/с и верхний с «промежуточными» или «квазисиалическими» параметрами ($5,3 \div 5,9$ км/с, в кровле они местами снижаются до $5,1$ км/с.).

Вертикальный градиент нарастания интервальной скорости с глубиной, который косвенно характеризует вещественный состав пород, тоже меняется по разрезу этих двух комплексов. В нижнем он (на севере Поднятия Академии Наук) мало отличается от градиента в среднем слое ($0,024$ с⁻¹), а в верхнем - на порядок выше ($0,15$ с⁻¹). С геологических позиций эти различия двух комплексов единого «гранитного» слоя, сменяющих друг друга в вертикальном разрезе и являющихся, следовательно, разновозрастными, объясняются присутствием в составе его верхней части т.наз. «промежуточного» (супракрустального) комплекса, неравномерно переработанного или частично затронутого позднемеловой складчатостью.

Таким образом, ясно выраженной особенностью верхней коры, хорошо заметной на всем протяжении обсуждаемого разреза, выступает пониженный уровень значений скоростных параметров, особенно характерный для кровли слоя. Если бы не сохраняющиеся высокие значения плотности ($2,75$ г/см³ и более), то эти фрагменты разреза верхней коры можно было бы отнести к основа-

нию осадочного слоя. Однако ввиду слабо выраженных на Охотоморской плите процессов меловой складчатости, граница в вертикальном разрезе между породами фундамента и супракрустального комплекса в ряде случаев уверенно не устанавливается. Больше того, граница между промежуточным комплексом, испытавшим складчатость весьма неравномерно, и недислоцированным осадочным чехлом тоже прослеживается пунктиром: в антиформах супракрустального комплекса она относительно отчетлива, а в синформах носит черты градиентного перехода. Поэтому ниже подошвы нормального осадочного чехла, который по традиции нередко именуется акустическим фундаментом, встречаются сравнительно низкоскоростные отложения.

Субгоризонтальная поверхность раздела, которую можно было бы сопоставить с верхней границей кристаллического фундамента, внутри слоя верхней коры методами сейсморазведки прослеживается лишь местами. Можно допустить, что слой со средними скоростями $5,6 \div 5,65$ км/с, выделенный на склоне Поднятия Академии Наук и в сопредельной части глубоководной котловины, сложен именно такими, неравномерно и неполно складчатыми породами, которые по скоростным свойствам в отдельных местах удовлетворяют понятию «фундамент», а в других соответствуют супракрустальному комплексу. С учетом двойственности свойств последнего его подошву можно с некоторой долей условности принять за поверхность консолидированной коры.

В пользу такого решения говорят также данные о строении верхов «гранитного» слоя в сопредельных областях Охотоморского региона. В северной части Охотского шельфа этой слой в целом имеет мощность $12 \div 16$ км и относительно однородный состав, о чем говорит мало меняющаяся по вертикальному разрезу и по латерали плотность пород, согласно расчетам И.В.Беляева равная $2,75 \div 2,77$ г/см³. Скоростные свойства также сравнительно стабильны: граничные скорости в кровле слоя не выходят за пределы диапазона $5,7 - 5,9$ км/с. Магнитометрические данные показали, что в строении фундамента присутствуют как слабо магнитные, вероятно, метаморфические разности, так и интенсивно намагниченные породы типа изверженных. По данным наземных геоло-

гических наблюдений, установлено, что породы нижнего (интракрустального) комплекса имеют магматическое происхождение, тогда как верхний (супракрустальный) представлен парагнейсами. Нижнему свойственны высокие значения сейсмических скоростей при низком вертикальном градиенте скорости. Как было показано на ряде примеров, нарастание пластовой скорости с глубиной происходит тем медленнее, чем древнее породы в данном интервале разреза (Сакулина и др., 2008). Данные изотопных исследований, выполненных на суше, подтверждают докембрийский возраст нижнего комплекса.

Наряду с этим древним комплексом в строении верхней части фундамента Северо-Охотского поднятия принимают участие и более молодые образования, о чем свидетельствуют низкие значения скоростей (до 5,0 км/с) и существенный разброс скоростных параметров. Считается, что в строении фундамента здесь принимают участие породы не только палеозойского, но и мезозойского (триасового и раннемелового) возраста (Харахинов и др., 2006). В.В.Харахинов показывает также, что в пределах Центрально-Охотского поднятия в строении фундамента присутствуют домезозойские образования, среди которых преобладают грубообломочные породы и вулканогенные разности с плотностью $2,75 \div 2,80 \text{ г/см}^3$.

Данные МОВ-ОГТ свидетельствуют, что в низах осадочного слоя имеют место неоднородности, которые выражаются в появлении довольно отчетливых и протяженных отражающих горизонтов, располагающихся ниже опорной поверхности, которую традиционно именуют акустическим фундаментом («АФ»). На рис. 16 видно, что в интервале времен $1,0 \div 3,0 \text{ с}$, а местами и глубже под горизонтом АФ прослежен целый цуг отражений, которые, безусловно, являются следствием наличия седиментогенной расслоенности среды, регулярность которой нарушена при формировании многочисленных молодых грабен (три из них видны на фрагменте профиля в интервалах $390 \div 406$; $410 \div 422$; $437 \div 454 \text{ на}$). Плотность пород в этой части гранитного слоя не более $2,7 \text{ г/см}^3$, а скоростные свойства изменчивы (от 5,2 до 5,8 км/с). Учитывая специфичность волновой картины и петрофизических параметров, эта часть разреза обособляется в само-

стоятельный супракрустальный комплекс, обладающий свойствами, промежуточными между свойствами нормального осадочного чехла и типичной консолидированной коры.

Под поднятием Института Океанологии в основании слоя плотность согласно расчетам И.В.Беляева не превышает $2,75 \text{ г/см}^3$, а вверху слоя она снижается до $2,68 \text{ г/см}^3$. Этот верхний слой, изменчивый по мощности (от 1,0 до 4,0 км) может быть сопоставлен с мезозойскими образованиями, которые нередко, хотя и без должного обоснования считаются геосинклинально-складчатыми, в то время как по существу они не являются ни геосинклинальными, ни складчатыми, во всяком случае повсеместно.

По данным Б.И.Васильева, проанализировавшего в 1990 году донный каменный материал по всему Охотском морю, в строении фундамента здесь, судя по составу ДКМ, принимают участие разнообразные эффузивные породы с явными признаками зеленокаменного перерождения: дацитовые, андезитовые и базальтовые порфириты, альбитофиры и диабазы, а также интрузивные породы, преимущественно гранитоиды. Возраст последних находится в широком диапазоне – от позднего триаса (215 млн лет) до маастрихта (65 млн лет). Таким образом, слабо слоистые толщи, подстилающие кайнозойских чехол в пределах Восточно-Дерюгинского прогиба могут быть выделены в качестве супракрустального комплекса.

Далее к югу наметившаяся тенденция к постепенному «облегчению» пород в верхах коры получает продолжение: в пределах прогиба Макарова и поднятия Академии Наук плотность пород в этой части разреза консолидированной коры не более $2,65 \text{ г/см}^3$. Скоростные свойства также ведут себя своеобразно. В верхах разреза формируется отраженная волна со скоростью $4,5 \div 4,7 \text{ км/с}$, нижележащий разрез несколько более плотный, но незначительно, скорость упругих колебаний колеблется в пределах $5,1 \div 5,3 \text{ км/с}$, иногда достигая $5,5 \text{ км/с}$. Более того, в волновой картине ниже поверхности АФ, которая в интервале ПК 785÷810 выделяется с трудом (рис. 16), просматриваются субгоризонтальные отражения, прослеживаемые до времен 4,5 с. Эти данные указывают на присут-

ствие в верхней части дочетвертичного разреза слабо консолидированных образований.

Объяснение этим фактам В.В.Харахинов видит в том, что в разрезе рифтогенных прогибов под кайнозойскими образованиями, подошва которых обычно сопоставляется с горизонтом АФ, присутствуют неметаморфизованные меловые отложения (Харахинов, Туезов, Бабошина и др., 1996). Как одну из характерных особенностей верхней границы гранитного слоя в глубоких осадочных прогибах эти исследователи отмечают тот факт, что она «представлена не резкой, а плавной зоной перехода: осадочный слой постепенно, без скачкообразного изменения физических свойств переходит в «гранитный». По данным магнитотеллурических исследований, анализа магнитного и гравитационного полей можно предположить, что этот слой образован за счет уплотнения и частичного метаморфизма верхнемеловых и кайнозойских отложений».

В связи с этими особенностями разреза нижней части осадочного слоя, представляется нецелесообразным дальнейшее использование термина «акустический фундамент» применительно к этой границе АФ, поскольку она не сопоставляется с геологическим фундаментом, не является в сейсмическом разрезе последним прослеживаемым отражением и не обладает выдержанной по простиранию акустической жесткостью, свойственной границе раздела «чехол – фундамент» (впрочем, эта точка зрения не разделяется первым автором данной публикации). Добавим, что это понятие, возникшее на заре морской сейсморазведки, в геологическом контексте трактуется и датируется ныне по-разному, что нередко вызывает разночтения и недоразумения.

3.4. ПРОСЛЕЖИВАНИЕ BSR И ПРОБЛЕМА ЭНДОГЕННОГО ФЛЮИДНОГО ПОТОКА

В последние годы в связи с открытиями гигантских залежей нефти в докембрийских толщах Южной Сибири и породах фундамента на Вьетнамском шельфе у геологов возродился интерес к теоретическим представлениям Н.А.Кудрявцева, главный акцент в которых делается на большую роль эндогенных флюидов преимущественно углеводородного состава, которые по мере

подъёма и проникновения в осадочную оболочку формируют в ней в условиях каталитического воздействия различных кристаллических веществ широкий спектр конденсированных структур, вплоть до полициклических, и ассимилируют из рассеянного органического вещества специфические соединения, придающие всему флюидному потоку признаки биогенного происхождения.

Применительно к рассматриваемому региону эти представления находят подтверждение в новых геохимических данных, полученных как непосредственно на опорных профилях, так и в сопредельных территориях, а также в геофизических материалах, характеризующих относительно глубоководные акватории Охотоморского региона. Прежде всего, следует отметить, наблюдения Н.Е.Подклетнова, В.Н.Флоровской и М.К.Калинко, которые, рассмотрев вулканогенное органическое вещество, содержащееся в лавах Курило-Камчатских вулканов, пришли к выводу, что наряду с генерацией нефти в осадочных породах органическим веществом, в данном регионе происходит подток УВ из подкоровых масс. Причем в этих глубинных углеводородах были обнаружены не только циклические амины и аминокислоты, но и порфирины. Е.Е.Мархинин полагает, что эти данные важны не только как аргумент в пользу абиогенного или полигенного происхождения нефти, но и для понимания процессов зарождения жизни на Земле. Во-вторых, выполненное по опорным профилям геохимическое опробование донных грунтов принесло дополнительные свидетельства интенсивного подтока ювенильных флюидов, содержащих кроме углеводородов большие количества гелия и водорода. И, наконец, широкое распространение в придонных отложениях региона газовых гидратов позволяет говорить о наличии мощного источника углеводородов, который функционирует очевидно в достаточно широком пространственно-временном интервале, проявляя себя в настоящее время не только в виде скоплений газовых гидратов, но и в форме гидротермальных сипов, наблюдаемых в ряде мест на акватории Охотского моря.

О.В.Веселов, Е.В.Грецкая, и А.Я.Ильёв с соавторами во главе с К.Ф.Сергеевым (2006) отметили, что вся акватория на глубинах более 400 –

500 м (кроме глубоководной котловины) буквально насыщена газовыми гидратами, которые подняты трубками и прослежены на множестве сейсмических профилей в виде экзотических отражающих горизонтов, «имитирующих кратное отражение от дна» (или BSR) (Тектоническое..., 2006). Мощность гидратоносных отложений достигает 500 м. Данные, полученные на профиле 2-ДВ-М, позволяют дополнить эти выводы новыми сведениями.

Один из примеров непрерывного прослеживания гидратной залежи на расстоянии почти 85 км выявлен в Дерюгинском прогибе (рис. 32).

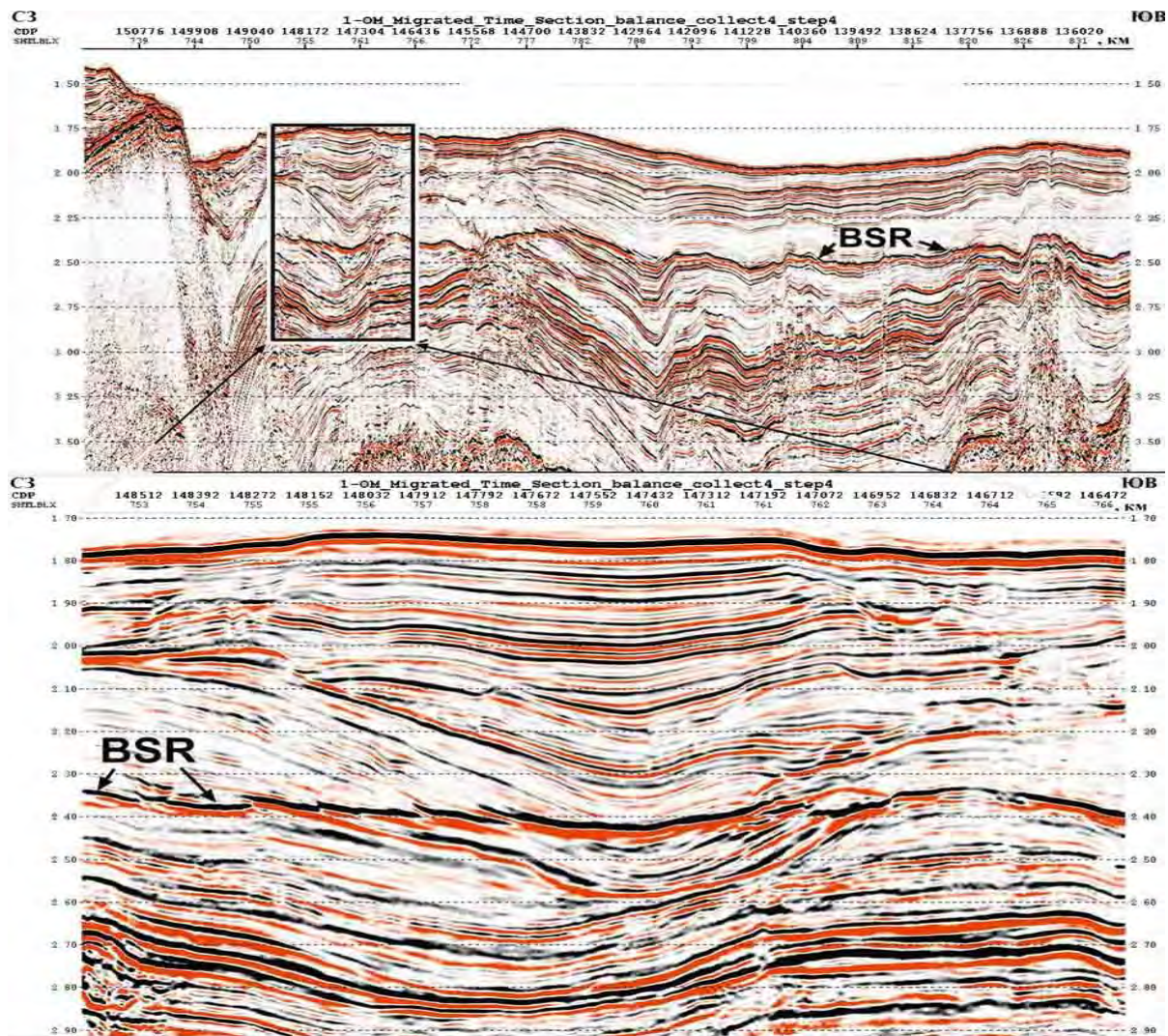


Рис. 32. Сейсмический горизонт, имитирующий кратное отражение от морского дна (BSR) и интерпретируемый как подошва залежи газогидратов, прослеживаемой в Дерюгинской впадине на расстоянии 85 км и являющейся экраном для скоплений газа.

В последние годы появились сведения, что некоторые из прослеженных горизонтов подобного рода связаны с фазовыми переходами двуокиси кремния,

однако в данном случае эта модель вряд ли применима, поскольку аномалии типа «яркое пятно», наблюдаемые ниже обсуждаемой границы, трудно связать с этими фазовыми превращениями.

Другой, не меняя яркий пример появления в разрезе газовых гидратов, обнаружен на склоне Южно-Охотской котловины (рис. 27). В интервале 1270÷1285 отчетливо виден горизонт BSR, прослеживаемый после донного отражения с временным интервалом 0,35 с. Прослеживание этого BSR на расстоянии 15 км говорит об широком масштабе гидратообразования.

Современный флюидный поток в свете новых геохимических данных представляется весьма активным. Выполненный анализ геохимических и геофизических данных преследовал цель выявить прямые признаки миграции углеводородных соединений и некоторых металлов, в первую очередь ртути, которые можно было бы интерпретировать как признак присутствия на глубине их источника в виде скопления (залежи), исходя из того, что присутствие гомологов метана в донных осадках обусловлено, главным образом, миграцией из глубоких горизонтов, а не связано с биохимической деструкцией материала высших растений и фитопланктона. Аналогичная природа предполагается для аномальных концентраций ртути, которая, как показало изучение геохимических показателей газового состава и содержания ртути в донных отложениях других регионов, генетически связана с скоплениями нефти. Это открывает возможность по комплексу геохимических признаков оценить возможность наличия в недрах залежей нефти и газа и осуществить зональный прогноз нефтегазоносности.

В итоге работ на профиле 2-ДВ-М выявлено три участка с повышенными концентрациями УВ газов и ртути в донных пробах (рис. 33). На Магаданской структуре, которая была использована как эталон, проведенное опробование показало сравнительно невысокие концентрации метана (пикет № 16), что хорошо коррелирует с данными ранее проведенного на этой площади глубокого бурения. Столь же небольшими они были и на шельфе к северу от скважины Магаданская-2. Таким образом, отрицательные результаты поискового бурения

хорошо совпали с аналогичным итогом геохимического опробования. Тем не менее, на отдельных участках выявлены высокие (но не ураганные) содержания гелия. Здесь же зафиксировано наличие в донных отложениях повышенных концентраций ртути. В изотопном отношении углерод метана в отдельных частях этой зоны значимо утяжеляется (среднее значение $\delta^{13}\text{C} = -52,3\text{‰}$ внутри аномалии, при $-70,5\text{‰}$ по краям), отражая наличие подтока миграционных УВ-газов. В ряду этилен-н-бутан здесь отмечено возрастание средних концентраций, а соотношение этилен/этан – низкое, что также указывает на возможную связь поверхностного углеводородного ореола со скоплением УВ на глубине (Обжиров и др., 2002; 2003; Иванов и др., 2009 и др.)

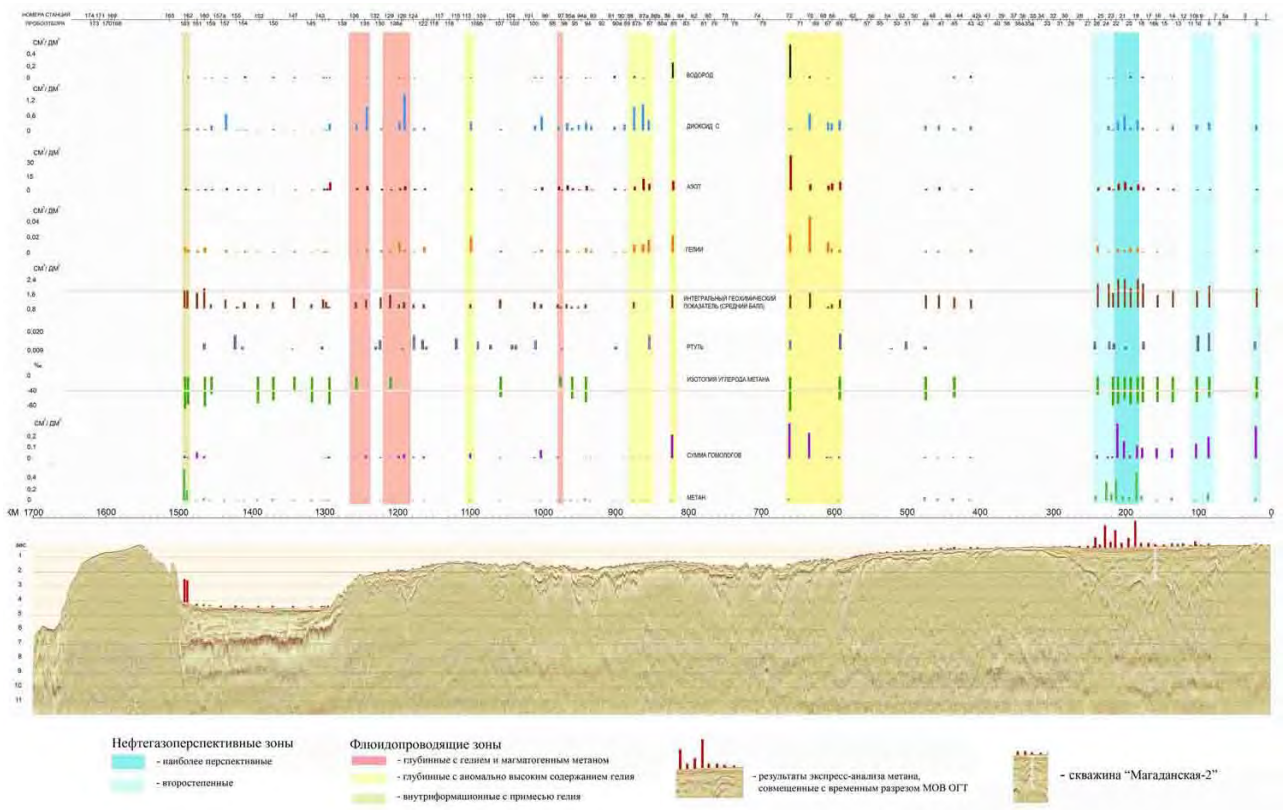


Рис. 33. Выделение зон интенсивного проявления глубинного флюидного потока в Охотоморском регионе по данным комплексных геохимических исследований.

Второй участок располагается в районе станций № 2 (Тауйская впадина) и № 6-12 в пределах Магаданского прогиба. Здесь в донных осадках зафиксированы аномальные концентрации гомологов метана, с ростом их концентрации в ряду этан-н-бутан. Аномально высокими являются и концентрации ртути, которая рассматривается как индикатор присутствия эндогенного флюида. Изото-

пия углерода метана в этой зоне также фиксирует присутствие миграционных УВ-газов ($\delta^{13}\text{C}$ метана в газах донных осадков на станции №8 = $-54,8\text{‰}$).

Третий участок с аномально высокими содержаниями УВ-газов располагается в Южно-Охотском прогибе в районе станций 159-163. В отличие от рассмотренных выше, выявленные здесь аномалии, как правило, монокомпонентные и меньшей контрастности. У станции № 160 поток углеводородных флюидов разбавлен гелием. Известно, что этот район отличается повышенными значениями теплового потока, который свидетельствует об интенсивном глубинном теплопереносе.

Помимо охарактеризованных участков, по линии профиля 2-ДВ-М выделяется локальная высококонтрастная по содержанию газообразных гомологов метана аномалия в зоне ст. № 70-72. Сумма концентраций предельных углеводородных газов здесь достигает $0,325 \text{ см}^3/\text{дм}^3$ осадка, что сопоставимо с северным участком профиля, а концентрации гелия здесь даже выше ($0,0464 \text{ см}^3/\text{дм}^3$ осадка). Кроме того, данная зона характеризуется максимальными для донных осадков профиля 2-ДВ-М содержаниями водорода ($0,545 \text{ см}^3/\text{дм}^3$ осадка), а также высокими концентрациями аргона. Концентрации ртути, как и метана, не выходят за пределы средних значений, но присутствие других перечисленных выше компонентов показывает на несомненный подток глубинных флюидов. Поскольку по результатам битуминологического анализа установлено отсутствие на профиле техногенного загрязнения донных отложений, то наблюдаемые особенности изотопного состава углерода метана и его гомологов рассматриваются как признак подтока глубинных газов.

Таким образом, результаты геохимических исследований на профиле 2-ДВ-М в сопоставлении с данными аналогичных работ на северо-восточном шельфе и побережье о-ва Сахалин указывают на существенную дифференциацию акватории по характеру распределения миграционных флюидов. Установлено присутствие геохимических индикаторов глубинного массопереноса и выявлены участки, где поток ювенильных флюидов резко усилен. Полученные выводы имеют принципиальное значение для оценки возможности аккумуля-

ции флюидов в благоприятных по коллекторным свойствам толщах по всему геологическому разрезу, включая глубокозалегающие комплексы отложений, в которых возможно присутствие порово-трещинных коллекторов.

По линии профиля 1-ОМ были изучены донные осадки, в основном, на две трети от общего количества станций, представленные пелитовыми разностями с различной примесью алевритовых фракций, реже мелкозернистых песков и еще реже - гравия. По характеру грунтов и, соответственно, средств пробоотбора профиль можно разделить на четыре отрезка (рис. 34, 35, 36).

Первый (станции от 5 до 145) соответствует прибрежной мелководной зоне, где развиты относительно грубозернистые осадки, а пробоотбор велся исключительно с помощью дночерпателей. Следующий отрезок (станции 155А – 305) приходится на Александровское поднятие и прилегающую часть Дерюгинской впадины, в пределах которых доминируют алевропелиты и пелиты с небольшой примесью песчаной фракции, опробованные с помощью длинной грунтовой трубки.

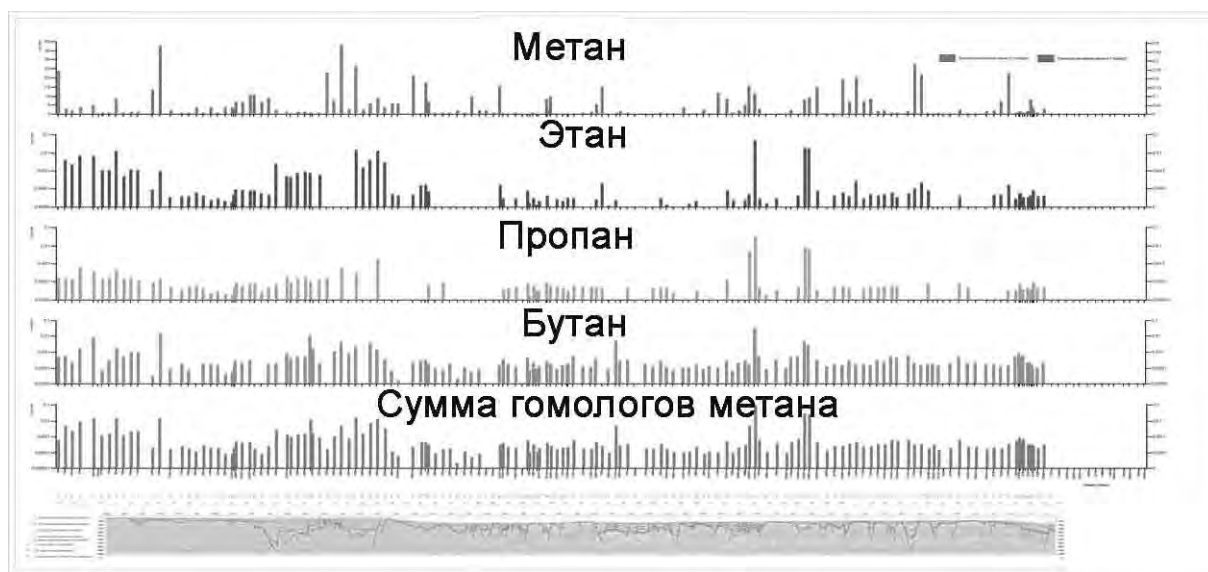


Рис. 34. Содержание УВ газов в поровых водах грунтов, опробованных по линии опорного профиля 1-ОМ.

Далее от станции 315 до станции 455 протягивается сравнительно мелководная зона островного шельфа, где преобладают грубые и среднезернистые осадки с примесью алевро-пелитового материала, кондиционные пробы из которых удалось взять только с помощью дночерпателя. Последний отрезок

(станции 485А по 1365) располагается на склоне глубоководного желоба, где развиты как правило пелитовые разности, иногда с примесью алеврита, а опробование проводилось трубками. Состав газов, растворенных в поровых водах, извлеченных из отобранных грунтовых проб, существенно различен в разных частях профиля (рис. 35). В таблице 3.4.1 приведены основные статистические параметры распределения углеводородных газов (метан и его гомологи).

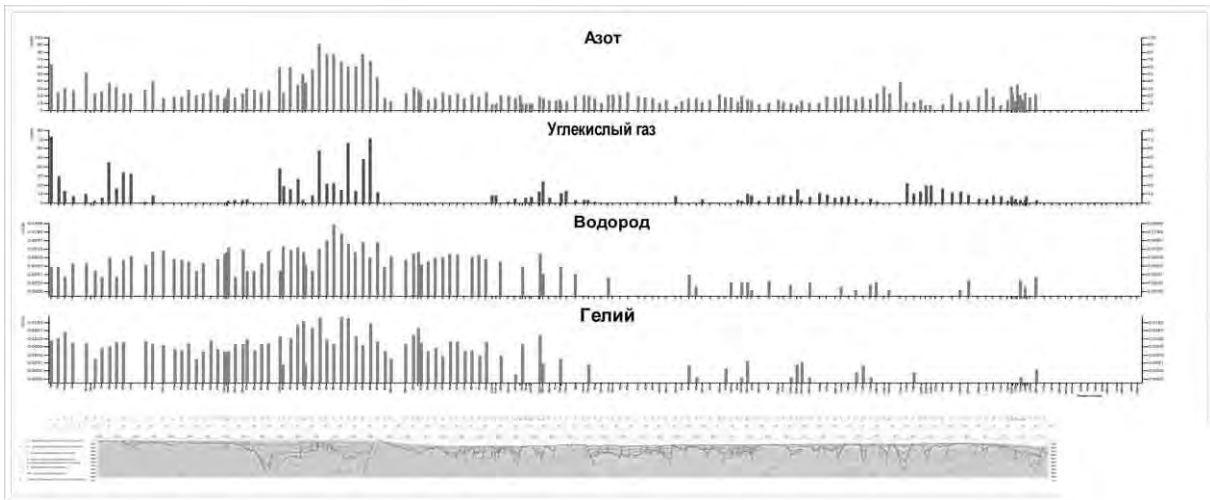


Рис. 35. Содержание газов «воздушной группы» в поровых водах грунтов, опробованных по линии опорного профиля 1-ОМ.

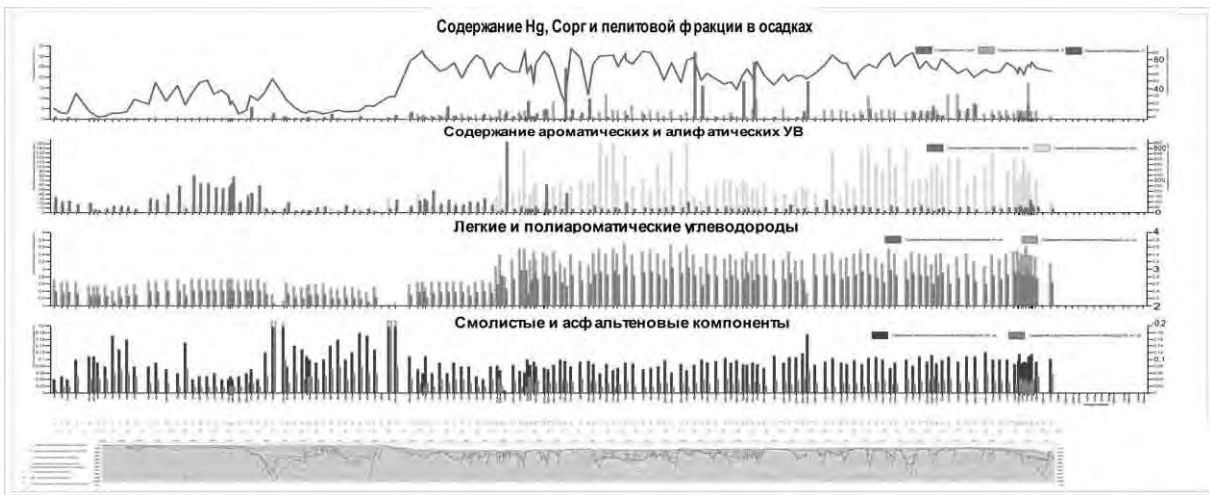


Рис. 36. Распределение геохимических параметров газов в поровых водах грунтов, опробованных по линии опорного профиля 1-ОМ

Метан. Концентрация метана в донных осадках на горизонте 30-50 см изменяется в широких пределах от 0.0001 до 38.3 см³/дм³ (в среднем 1.16). В целом фоновый уровень метана значительно выше, чем в осадках Западно-Арктического шельфа (на профиле 4-АР он составляет 0,46 см³/дм³). Распреде-

ление концентраций метана по профилю показывает наличие двух зон, имеющих резко различные содержания метана. Граница проходит в районе станции 465А, в районе бровки шельфа.

В табл. 3.4.2 представлены статистические параметры распределения, рассчитанные для восточного и западного участков раздельно. Хорошо видно, что средние значения содержания метана в донных осадках западной части профиля на 2 порядка выше (3.42 против 0.045 см³/дм³), чем в восточной глубоководной части.

Табл. 3.4.1.

Статистические параметры распределения
содержаний углеводородных газов и газов воздушной группы (см³/дм³)
в донных осадках на горизонте 30-50 см на профиле1-ОМ

	X	min	max	K ₁	Ед. изм.
метан	1.16	0.0001	38.3	0.08	см ³ /дм ³
d ¹³ C _{CH₄}	-54,9	-89,5	-19,4	-64.6	о/оо
этилен	0.0002	<0.00001	0.0034	0.00008	см ³ /дм ³
этан	0.001	<0.00001	0.0486	0.0001	см ³ /дм ³
пропан	0.0004	<0.00001	0.0349	0.00005	см ³ /дм ³
i-бутан	0.00006	<0.00001	0.0062	0.000114	см ³ /дм ³
n-бутан	0.00082	<0.00001	0.0264	0.000118	см ³ /дм ³
Σбутана	0.00087	<0.00001	0.0326		см ³ /дм ³
C ₂ -C ₄	0.00240	<0.00001	0.1161		см ³ /дм ³
N ₂	23,91	3,16	91,85	25.81	см ³ /дм ³
CO ₂	7,89	0,000000	73,51	2.59	см ³ /дм ³
H ₂	0,00088	0,000000	0,0464	0.002	см ³ /дм ³
He	0,00156	0,000000	0,0360	0.002	см ³ /дм ³
Hg инд.,	2,26	0,4	32,22	11.0	ppm

Примечание. X, S, min, max - статистические параметры (среднее, минимальное и максимальное значения. K₁ - средние содержания газов в донных осадках Юрацкой и Гыданской губ (Иванов и др., 2009)

В пределах западного участка выделены две высококонтрастные зоны. Первая зона расположена между станциями 5-115 и приурочена к Шантарскому грабену, а вторая охватывает Шмидтовскую складчато-сдвиговую зону и небольшую часть Дерюгинского прогиба (станции 305 – 455). В пределах первой зоны содержания метана варьируют в пределах от 0.7 см³/дм³ (ст. 95) до 23.82 см³/дм³ (ст. 5), а во второй зоне от 0.6 (ст. 315А) до максимальных значений

38.3 (ст.395). К востоку от неё зоны располагается участок с содержаниями метана выше среднего (ст. 435 - 455).

Восточный фрагмент профиля характеризуется наличием 8 участков повышенных значений:

- (1) станции 485А - 515. содержание метана меняется от 0.41 до 0.14 см³/дм³;
- (2) станция 613А, содержание - 0.18 см³/дм³;
- (3) станции 745А и 755, содержание в пределах 0.28 – 0.06 см³/дм³;
- (4) станции 915 и 975, содержание в пределах от 0.09 до 0.16 см³/дм³;
- (5) станции 1035А и 1055А, содержание в пределах - 0.08 – 0.15 см³/дм³;
- (6) станции 1085А и 1105А, в пределах 0.20-0.21 см³/дм³;
- (7) станции 1185 и 1195, содержание в пределах- 0.23-0.28 см³/дм³;
- (8) станция 1315, содержание 0.23 см³/дм³.

Таблица 3.4.2

Статистические параметры распределения содержаний углеводородных газов (см³/дм³) в донных осадках на горизонте 30±50 см на профиле 1-ОМ в восточной и западной частях профиля

	X ₁	min	max	X ₂	min	max	Ед. изм.
метан	3,42	0.0001	38.3	0,045	0,0001	0,4100	см ³ /дм ³
этилен	0,000418	<0.00001	0,0034	0,00005	<0.00001	0,0003	см ³ /дм ³
этан	0,001740	<0.00001	0,0139	0,00075	<0.00001	0,0486	см ³ /дм ³
пропан	0,000167	<0.00001	0,0017	0,00053	<0.00001	0,0349	см ³ /дм ³
i-бутан	0,000028	<0.00001	0,0016	0,00007	<0.00001	0,0062	см ³ /дм ³
n-бутан	0,001347	<0.00001	0,0149	0,00055	<0.00001	0,0264	см ³ /дм ³
Σбутана	0,001375	<0.00001	0,0149	0,00062	<0.00001	0,0326	см ³ /дм ³
С ₂ -С ₄	0,003281	<0.00001	0,0163	0,00195	<0.00001	0,1161	см ³ /дм ³
d ¹³ С _{СН4}	-40,9	-65,1	-19,4	-65,5	-89,5	-29,5	‰
N ₂	36,67	16,61	91,85	17,38	3,16	39,54	см ³ /дм ³
СО ₂	14,76	0,02	73,51	4,25	0,000000	23,80	см ³ /дм ³
H ₂	0,00224	0,00000	0,0464	0,00017	0,000000	0,0017	см ³ /дм ³
He	0,00400	0,00000	0,0360	0,00029	0,000000	0,0095	см ³ /дм ³

Примечание. X, min, max - статистические параметры (среднее, минимальное и максимальное значения); X₁- средние значения в западной мелководной части профиля. X₂ средние значения в восточной глубоководной части профиля

Гомологи метана

Содержание суммы гомологов метана в донных осадках на горизонте 30÷50 см в среднем составляет $24 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$, изменяясь в широких пределах: от 0.0000 до $1161 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ (табл. 3.4.1). В табл. 3.4.2 приведены статистические параметры их распределения в западной и восточной областях отдельно. Хорошо видно, что западный фрагмент профиля характеризуется в полтора раза более высокими значениями, чем восточный. При этом максимальные содержания суммы гомологов зафиксированы именно в восточной части профиля.

Этан. Содержание этана (табл. 3.4.1) колеблется в очень широких пределах от 0 до $485,9 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$. В прибрежной части акватории (ст. 15-115), содержание колеблется от максимальных значений $132 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ (ст. 85) до $40 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ (ст. 15). Прогиб Дерюгина (станции с 305 по 455) характеризуется содержаниями от $25 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ до $5 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Островной шельф (ст. 415 – 455) имеет устойчивые концентрации в пределах от $31 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ до $139 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$, а склон глубоководного желоба (станции 965А; 1035А и 1045) характеризуется максимальными для всего профиля значениями в диапазоне от 167,9 до $486 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$.

Пропан. В целом содержание пропана колеблется от 0 до $349 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$, в среднем составляя $4 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ (табл. 3.4.2.). При этом осадки восточного флага профиля имеют более высокие средние значения, нежели осадки западного (соответственно 5,3 против $1,7 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$). На борту желоба (станции 965А и 955А) содержание пропана достигает максимальных для всего профиля значений $349 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ и $48 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ соответственно, а на станциях 1035А и 1045А - от 85 до $67 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$. На других отрезках профиля иногда фиксируются значения, несколько превышающие фоновые концентрации, но не образующие аномальных зон.

Бутан. Анализировались два изомера: i-бутан и n-бутан (табл. 3.4.1 и 3.4.2). Содержание i-бутана меняется от 0 до $62 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$, а концентрация n-бутана в среднем значительно выше и колеблется в интервале от 0 до $264 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Сумма изотопов бутана обнаруживает приуроченность аномальных

участков к восточному флангу профиля: на станции 965А отмечены максимальные значения $326 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$, на станциях 1035А и 1045А - 50 и $28 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ соответственно. На западе шельфа также встречаются высокие значения суммы изотопов бутана, но эпизодически - до $120 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ в прогибе Дерюгина (на станциях 345А-355) и $149 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{дм}^3$ в прибрежной зоне (в районе станций 45А и 145).

Изотопия метана. Статистические параметры распределения значений изотопного состава углерода метана экстрагированного из донных осадков приведены в табл. 3.4.1. Величина изотопного отношения в среднем составляет -55‰ плавно меняясь от -89,5 до -19,45‰. При этом, для западной части профиля, среднее значение составляет -40,9‰ изменяясь в интервале от -65,1‰ до -19,4‰. Восточный фланг профиля характеризуется уже более легким изотопным составом углерода метана, в среднем составляя -65.5 при вариациях от -89.5 ‰ до -29.5‰. Гистограмма распределения изотопа углерода иллюстрирующая бимодальное распределение приведена на рис. 37.

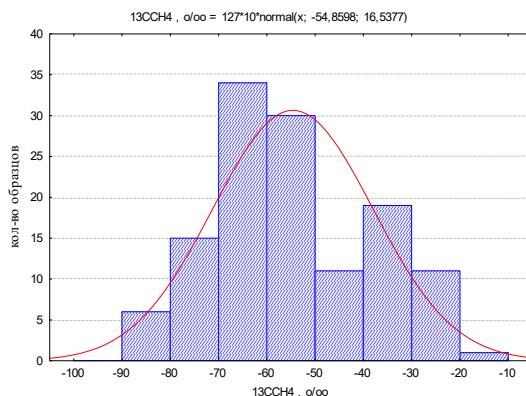


Рис. 37. Гистограмма распределения значений изотопного состава углерода метана экстрагированного из донных осадков на профиле 1-ОМ

На этом графике видно, что в пределах профиля уверенно выделяются два источника метана - глубинный и внутриформационный (коровый). Глубинный метан, как известно, характеризуется более тяжелым изотопом углерода метана, имеющего термокаталитическое происхождение. Внутриформационный метан в большей степени обогащен легким изотопом углерода и является смешением биогенного метана и частично термогенного.

Анализ латеральной изменчивости значений изотопии углерода метана выявил несколько зон, в пределах которых зафиксированы повышенные концентрации глубинного метана, приуроченные, соответственно, к разлом глубокого заложения. В восточной части впадины Дерюгина выявлена одна такая зона, присутствие в которой относительно тяжелого изотопа углерода метана (-32.3‰ и -29.5‰ , станции 655 и 675А) уверенно сопоставляется с глубинным разломом. На западном фланге профиля, районе станций от 425 до 455 отмечается устойчивая зона достаточно тяжелого изотопа углерода метана меняющаяся от -25.7‰ до 37.2‰ . Еще одна аномальная зона отмечается на Александровском поднятии, где между станциями 325 и 365 выявлено присутствие глубинного изотопа углерода (от -19.4‰ до -25.3‰), и на прибрежном участке шельфа выделяются две таких зоны с «тяжелым» изотопом углерода метана: между станциями 15 и 75 (значения в интервале от -27.9‰ до -39.5‰) и между станциями 145-95 (вариации от -30.3‰ до -38.6‰).

Помимо охарактеризованных зон в западной части шельфа отмечен еще ряд участков, где в донных осадках метан отличается аномально тяжелым составом. Прежде всего, это станция №№ 355, в которой отмечен самый тяжелый в западной части профиля углерод метана ($\delta^{13}\text{C} = -19,4\text{‰}$), а также станции №№ 75, 85 - ($\delta^{13}\text{C} -27,9 - 29,6\text{‰}$), №№ 325, 335 - ($\delta^{13}\text{C} -23,4 - 25,2\text{‰}$). Вместе с тем, на данном участке профиля разломы не зафиксированы и, видимо, вследствие этого здесь не замечено аномальных концентраций другого индикатора глубинного массопереноса - гелия.

Газы воздушной группы. В табл. 3.4.1 приведены основные статистические параметры распределения газов так называемой «воздушной группы» (гелий, водород, азот, CO_2), присутствие которых, однако, исключительно информативно как раз в отношении подтока глубинных флюидов.

Гелий. Содержание гелия в газах донных проб меняется в очень широких пределах, от нуля до $0,036\text{ см}^3/\text{дм}^3$, в среднем составляя $0,0016$. Раздельный анализ западного и восточного блоков приведен в табл. 3.5.2, на которой хорошо видно, что содержание гелия в осадках западного фланга более чем на поря-

док превышает аналогичные данные для восточного блока, что зеркально отражает поведение УВ газов, указывая на латеральные изменения состава глубоких флюидов. Отчетливо выделяется участок ураганных концентраций ($0,0146 \text{ см}^3/\text{дм}^3$) в центральной части впадины Дерюгина (станция 420). Аномальные значения фиксируются и за пределами впадины к западу от неё (станции 190, 210, 270, 320-330 и 360).

Водород. Содержание водорода на профиле меняется в очень широких пределах, от нуля до $0,0464$, в среднем составляя $0,0009 \text{ см}^3/\text{дм}^3$ (табл. 3.4.1). Анализ содержаний водорода в донных осадках западного и восточного флангов профиля приведен в табл. 3 4.2. Отчетливо видно, что осадки западного блока более чем на порядок больше обогащены водородом. Следует отметить зону ураганных значений в районе станций 395 и 405, где содержания варьируют от 0.0464 до 0.0161 , ясно указывая на наличие зоны повышенной проницаемости.

Углекислый газ. Содержание углекислого газа на профиле меняется от нуля до 73.51 , в среднем составляя $7,89 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Распределение на восточном и западном частях профиля приведено в табл. 3.5.2. Отчетливо видно, что осадки западной части профиля более чем в 3 раза обогащены двуокисью углерода: 14.8 против $4.3 \text{ см}^3/\text{дм}^3$.

Азот. Содержание азота на профиле меняется в очень широких пределах, от 3.16 до $91,85$, в среднем составляя $23,91 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Сопоставление восточного и западного участков профиля показало, что осадки западного фланга более чем в два раза обогащены азотом, $36,7$ против $17,4 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Аномальные содержания встречены спорадически в районе станций 45, 375 – 405, 415 и 445.

Индикаторная форма ртути. В табл. 3.4.1 приведены основные статистические параметры распределения концентраций индикаторной на нефть и газ формы ртути. Содержание ртути меняется от предела обнаружения (2 мкг/кг), отмечаемого в 47% станций, до 32.22 мкг/кг , в среднем составляя 2.26 мкг/кг . Отметим, что это значительно меньше, чем на Западно-Арктическом шельфе (профиль 4-АР, Иванов и др, 2010). Максимальные значения зафиксированы в

основном на востоке шельфа: на станциях 705А (24.4 ppm), 885 (32.22 ppm), 895 (16.06 ppm), 955 (18.3 ppm), 965А (27.42 ppm), 1045А (18.12 ppm) и ряде других, с менее значительными концентрациями. Все эти проявления ртути служат индикаторами подтока глубинного вещества, о чем, в частности, свидетельствует отсутствие корреляции величины индикаторной формы ртути с гранулометрическим составом осадков.

Выделение флюидопроводящих зон тектонических нарушений по геохимическим данным. Главным индикатором наличия зон флюидопроводности общепризнанно считаются высокие концентрации гелия в донных осадках и водах. Однако, как показала практика, гелий, как наиболее активный мигрант, характеризуется максимальной интенсивностью выхода из геохимических проб донных осадков еще до начала их вакуумной дегазации. Вследствие этой неконтролируемой самодегазации газовый состав исследуемых проб оказывается существенно искаженным. Вследствие этого выделение зон проницаемости геологического разреза выполнялось с учетом распределения комплекса показателей глубинного подтока. К ним относятся, помимо гелия, остающегося основным критерием, индикаторная ртуть и наличие тяжелых изотопов углерода метана. В качестве дополнительных признаков выступают также данные о величине остаточной газонасыщенности донных осадков и содержание в них метана, двуокиси углерода, водорода и азота. Например, водород и двуокись углерода также могут служить маркерами зон флюидопроводности и тем самым трассировать элементы дизъюнктивной тектоники, хотя и менее контрастно, чем гелий. Вариации величины газонасыщенности донных осадков профиля и концентраций в них метана, гелия и водорода представлены в табл. 3.4.8 и 3.4.9

Эффективность такого подхода была показана нами ранее (Сакулина и др., 2010-ф, Иванов и др., 2010-ф). В частности, в результате анализа распределения значений $\delta^{13}\text{C}$ метана с учетом 50%-го разбавления газами биогенной генерации, нами были установлены следующие пороги «аномальности» соотношения изотопов углерода метана донных осадков района исследований для выделения

разломов различных типов: сквозные разломы – значения $\delta^{13}\text{C}$ выше -30‰ и внутриформационные - значения $\delta^{13}\text{C}$ ниже -30‰ , но выше -55‰ .

Таблица 3.4.8

Вариации и средние значения концентраций геохимических компонентов в донных осадках западной и восточной части Охотоморского региона, освещенных опорным профилем 1-ОМ

Наименование газа	Содержание					
	Среднее		Минимальное		Максимальное	
	запад	восток	запад	восток	запад	восток
Газонасыщенность, $\text{см}^3/\text{дм}^3$ (воздух исключен)	42,07	21,7	8,0	10,6	157,2	50,8
Метан, $\text{см}^3/\text{дм}^3$	2,52	0,0104	0,002	0,0001	38,31	0,284
Диоксид углерода, $\text{см}^3/\text{дм}^3$	11,08	3,61	0,00	0,00	73,51	23,80
Водород, $\text{см}^3/\text{дм}^3$	0,0019	0,00	0,0000	0,00000	0,0464	0,00014
Гелий, $\text{см}^3/\text{дм}^3$	0,0035	0,00	0,0000	0,00000	0,036	0,00016

На основе изучения распределения содержания изучаемых газов в донных осадках по западной части профиля 1-ОМ были выделены несколько зон и участков выхода газообразных флюидов в приповерхностные горизонты донных осадков. Четыре из них достаточно уверенно интерпретируются как флюидо-проводящие разломы глубокого заложения.

Первая зона глубинных разломов расположена в районе Шмидтовского антиклинория, где на профиле МОВ ОГТ ниже кровли консолидированного фундамента выделены три разлома, а результаты изотопных исследований показали наличие глубинного флюида в донных осадках. В частности, на это указывают величина $\delta^{13}\text{C}$ $-27,0\text{‰}$ - $36,7\text{‰}$ и аномальные концентрации метана ($0,91\text{--}22,93 \text{ см}^3/\text{дм}^3$) в зоне глубинного разлома. Характерно, что данная зона отличается и аномально высокими концентрациями двуокиси углерода ($58,12 \text{ см}^3/\text{дм}^3$).

Вторая зона, указывающая на присутствие глубинного флюида в зоне разлома, расположена на западном фланге Шмидтовского антиклинория, в районе

западного обрамления Трехбратской зоны (станции №№. 345, 345А). По данным МОВ ОГТ здесь выделяется мощная разломная зона со значительной амплитудой смещения, рассекающая консолидированный фундамент и вышележащие осадочные слои вплоть до верхнего неогена. Данная зона характеризуется высокими концентрациями метана и аномально высокими концентрациями гелия, двуокиси углерода (до $25,9 \text{ см}^3/\text{дм}^3$), бутана ($0,011 \text{ см}^3/\text{дм}^3$). Величина $\delta^{13}\text{C}$ $-24,8\text{...}-25,3\text{‰}$ позволяет уверенно отнести выделяющийся здесь метан к глубинному, мигрирующему по зоне сквозной разгрузки.

Следующие две зоны приурочены соответственно к западному и восточному борту Восточно-Сахалинского прогиба. Западный участок (станция №.405) выделяется максимальными для западной части профиля концентрациями гелия и водорода и аномальной концентрацией двуокиси углерода ($14,63 \text{ см}^3/\text{дм}^3$). По изотопному составу углерода метана ($\delta^{13}\text{C} = -26,3\text{‰}$). В районе данной станции, на разрезе не зафиксировано разрывной тектоники, но по данным МОВ ОГТ, четко выделяется антиклинальная структура в палеогеновых и палеоген-неогеновых отложениях. На востоке, в районе станции 445 по данным МОВ ОГТ зафиксирована мощная зона разрывных нарушений, маркирующая поднятие Тихоновича. Участок в районе пикета №445 помимо аномальной концентрации гелия, характеризуется аномальными концентрациями двуокиси углерода, метана и всего спектра его газообразных гомологов. Изотопный состав углерода метана $\delta^{13}\text{C} = -26,2\text{‰}$.

Помимо охарактеризованных зон в западной части профиля 1-ОМ отмечен еще ряд участков, где в донных осадках метан отличается аномально тяжелым составом. Прежде всего, это станция №№ 355, в которой отмечен самый тяжелый в западной части профиля углерод метана ($\delta^{13}\text{C} = -19,4\text{‰}$), а также станции №№ 75, 85 - ($\delta^{13}\text{C} -27,9\text{...} - 29,6\text{‰}$), №№ 325, 335 - ($\delta^{13}\text{C} -23,4\text{...} - 25,2\text{‰}$). Вместе с тем, на данном участке профиля разломов не зафиксировано и, видимо, вследствие этого здесь не замечено аномальных концентраций другого индикатора глубинного массопереноса - гелия.

Вообще аномалии гелия обнаружены лишь в охарактеризованных выше участках, хотя метан в 42 пробах из 78, отобранных в западной части профиля, включает углерод с тяжелым изотопным составом (тяжелее -50‰). По всей видимости, это определяется геологическими факторами (тектонической активностью и дислоцированностью разреза). По мере движения на восток вдоль линии профиля 1-ОМ, и особенно с выходом за пределы Присахалинского шельфа изотопный состав углерода метана донных осадков в целом становится «легче». В восточной части профиля максимальная величина изотопного состава углерода метана составляла ($\delta^{13}\text{C}$ -51,3‰ – станция №645). Выделение зон миграции глубинных флюидов, приуроченных к крупным разломам, в этой части профиля по данным изотопных и газо-геохимических исследований не представлялось возможным, поскольку все обозначенные выше зоны и участки относительно (для восточной части профиля) высокими концентрациями гелия интерпретируются как области выхода флюидопроводящих частей разломов внутриформационного характера.

Наиболее интересным представляется участок в районе станций 1035А и 1045А. Он охватывает разломную зону западного фланга выступа фундамента в центральной части прогиба Макарова. Данная разломная зона окаймляет достаточно другой достаточно мощный, но безымянный прогиб, обрамленный разломами. Вместе с тем следует отметить, что максимально аномальная концентрация ртути 32,22 мкг/кг в донных осадках станции № 885 может указывать на наличие здесь не внутриформационного, а глубинного разлома. Данный факт подтверждается и наличием крупного разлома, в центральной части Атласовского поднятия, выделенного по результатам интерпретации разрезов МОВ ОГТ.

Выводы. Итак, в результате интерпретации материалов донных комплексных геохимических исследований на опорном профиле 1-ОМ сделаны следующие выводы:

- установлено наличие, степень активности и глубинность заложения ряда зон «сквозной» и «внутриформационной» разгрузки углеводородных газов по

результатам анализа распределения в донных осадках концентраций гелия, водорода, двуокиси углерода, ртути, а также и изотопии углерода метана;

- с различной степенью определенности, но достаточно уверенно выделяются 4 флюидопроводящих сквозных разлома глубокого заложения. Они локализованы в пределах станций №№ 345÷345А, 365÷375, 405 и 445;

- помимо этого на профиле 1-ОМ отмечен ряд станций, в которых присутствие тяжелого изотопа метана в донных осадках не сопровождается аномальными концентрациями гелия (ст. №№ 75, 85 325, 335, 355);

- в качестве примера флюидопроводящего разлома внутриформационного характера можно выделить участок станций 1035А и 1045А. Он охватывает разломную зону западного фланга выступа фундамента в центральной части прогиба Макарова.

В целом, результаты донных комплексных геохимических исследований на профиле 1-ОМ подтверждают информативность комплексных геохимических исследований для решения задач геологического картирования и выявления очагов разгрузки глубинных флюидов.

3.5. ПРИЗНАКИ ПРИСУТСТВИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Галогенные отложения являются самыми загадочными образованиями осадочной оболочки Земли. Достаточно сказать, что это единственная осадочная формация, не имеющая соответствия в ряду метаморфических пород. Не более ясным является генезис соленосных толщ. Известны две альтернативных фациальных обстановки их накопления, в которых исследователи воочию наблюдали садку современных солей. Одна из них связана с мелководными лагунами типа Кара-Богаз-Гола, а другая – с глубоководными котловинами, подобными выявленным в Красном море. Несмотря на широкое распространение ископаемых солей и наличие актуальных наблюдений за современными процессами галогенеза, в каждом конкретном случае происхождение солей вызывает, тем не менее, острые дискуссии. В связи с этим, каждый новый факт, проливающий свет на эту проблему, представляет несомненный интерес.

Когда полвека тому назад, еще до обнаружения рассолов в рифтовых котловинах Красного моря ленинградский геолог Н.А.Кудрявцев впервые выдвинул гипотезу о гидротермальной природе гигантских скоплений каменной соли и, в частности, калийных солей, то многие геологи скептически восприняли новую модель субаквального галогенеза. Даже когда выяснилось, что в разрезе отложений Средиземного моря соли составляют шестую часть всего объема осадочных образований, далеко не все специалисты согласились с высокой ролью эндогенного массопереноса при галогенезе. Вместо этого долгое время была популярна «лагунная» модель, предложенная Хсю, согласно которой этот морской бассейн многократно на протяжении миоцена осушался до самого дна, т.е. до глубины 5 км.

Академик А.Л.Яншин вполне обоснованно подверг эту фантастическую модель критике, показав, в частности, что поля распространения ископаемых солей, известных, например, в кембрийских отложениях юга Сибирской платформы, по площади и длительности накопления на несколько порядков превышают все известные на Земле лагуны и не могут формироваться по «лагунной» модели. К сходным выводам в разное время пришли К. V. Cashman (Cashman, 1985), В.Е.Хаин и ряд других геологов, которые прямо пишут, что юрские соли в бассейнах в присклоновых областях Атлантического океана возникли, как это показано в результате тщательного анализа, на инициальном этапе рифтинга. Аналогично была сформирована толща солей Красноморского бассейна, которая достигает на юге мощности 7,5 км и по краям солеродного бассейна замещается базальтами. В.И.Созанский, Н.М.Джиноридзе, А.Л.Козлов, В.С.Журавлев на большом фактическом материале показали, что соли на территории России также встречаются преимущественно в областях, испытавших рифтогенное растяжение коры, и очень часто ассоциируют с вулканитами основного ряда.

Н.М.Джиноридзе на примере Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей, одного из крупнейших в мире, подчеркнул большую роль высокотемпературных флюидов при галогенезе. Декрепитационный анализ образ-

цов галита с газовой-жидкостными включениями и частицами самородного золота, платины и палладия позволил ему установить гидротермальный генезис благороднометальной минерализации и показать, что температура минералообразования достигала величины 370-450°C.

А.Л.Козлов, подводя итог обстоятельному анализу, отметил, что эвапориты образуются в осадочных бассейнов двух типов: в мелководных типа Кара-Богаз-Гола и глубоководных, типа Средиземного моря, где галогенные образования составляют до 15% от общего объёма осадочных пород. Он обратил внимание на то, что даже в ископаемых эвапоритах можно различить признаки этих двух типов галогенеза. В девонских и пермских солях Днепровско-Донецкого прогиба, например, видны признаки глубоководного галогенеза, подобного Средиземноморскому.

В итоге накопление новых данных и обобщение их с теоретических позиций привело исследователей к выводу, что мощные толщи галогенных образований как правило приурочены к рифтогенным структурам и сформированы при активном участии гидротермальных процессов. Эти три специфических геологических явления оказались настолько тесно связанными друг с другом, что обнаружение признака только одного из них позволяет предполагать наличие и двух других. Новые геофизические и геотермические данные, полученные авторами в арктических акваториях, подтверждают эту закономерность и показывают, что взаимосвязь процессов рифтогенеза, гидротермальной активности и галогенеза характерна и для этих регионов (В.Верба и др., 2009).

Вместе с тем, в пределах дальневосточных акваторий галогенные отложения до настоящего времени не были выявлены, а известные диапировые структуры связываются с глинистыми отложениями. И только в Южно-Охотской глубоководной котловине при пересечении её опорным геотраверсом 2-ДВ-М на сейсмическом профиле МОВ-ОГТ, отработанном ФГУНПП Севморгео в 2008 году в интервале профиля 1465 – 1480 км выявлена первая куполовидная структура, идентифицируемая по комплексу признаков как соляной диапир (рис. 38).

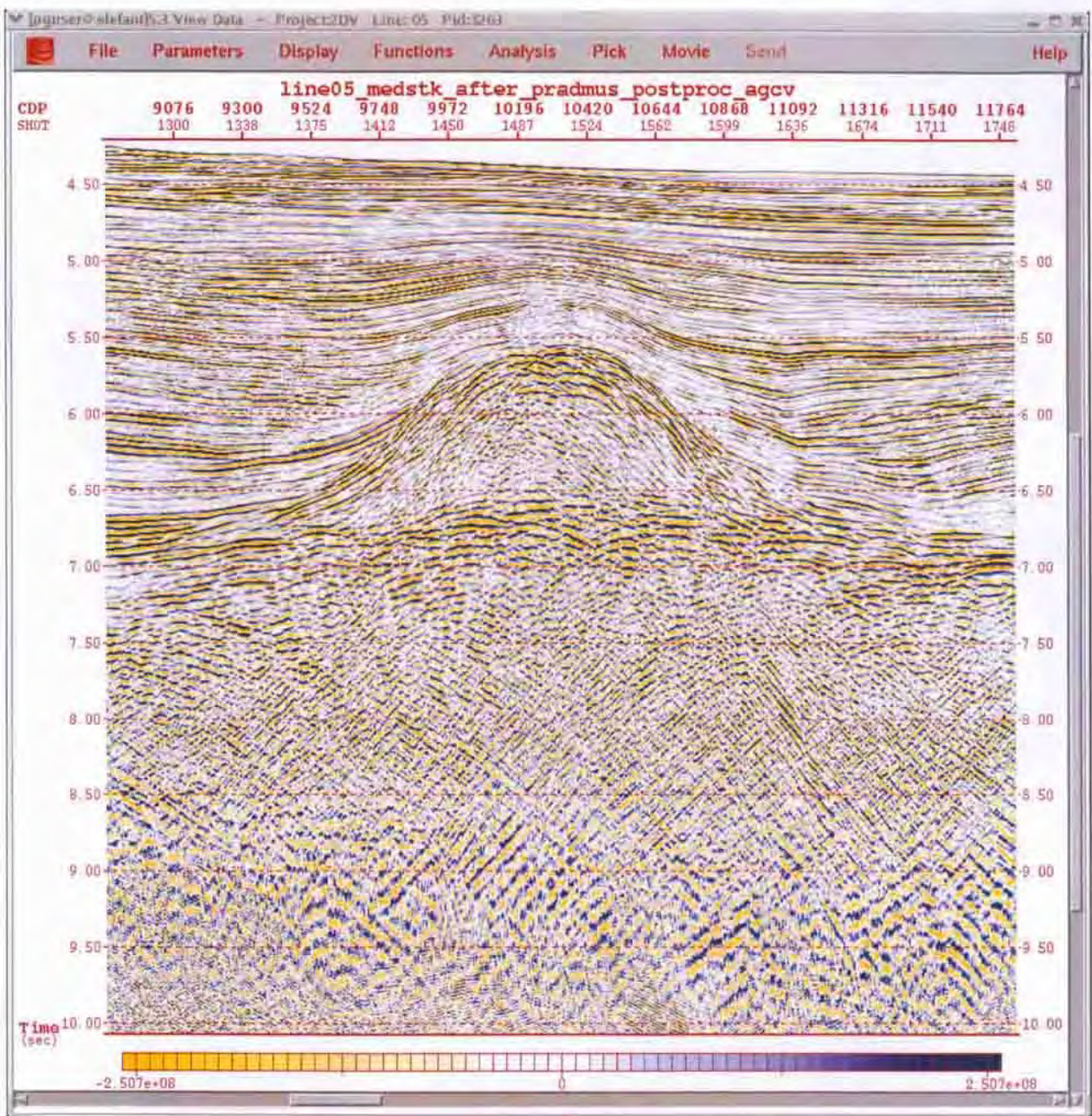


Рис. 38. Соляной купол в кайнозойских отложениях южной части Южно-Охотской впадины (фрагмент сейсмического профиля 2-ДВ-М).

Структура имеет длину по профилю около 6 км и высоту 1 км и имеет форму симметричной относительно вертикальной оси плоско-выпуклой линзы с плоским основанием и выпуклой кровлей. В плоскости профиля углы падения крыльев куполовидной структуры достигают $45\div 50^\circ$. В этих местах в волновой картине отчетливо видны признаки углового несогласия по схеме трансгрессивного налегания, указывающие на эффект протыкания осадочной толщи пластичным материалом, слагающим линзовидное тело. Свод структуры плоский и гладкий, без признаков несогласия с перекрывающимися отложениями, плавно

облекающими вершину куполовидного поднятия. Скоростные свойства соляного купола отличаются пониженными по отношению к вмещающим породам значениями (рис. 39).

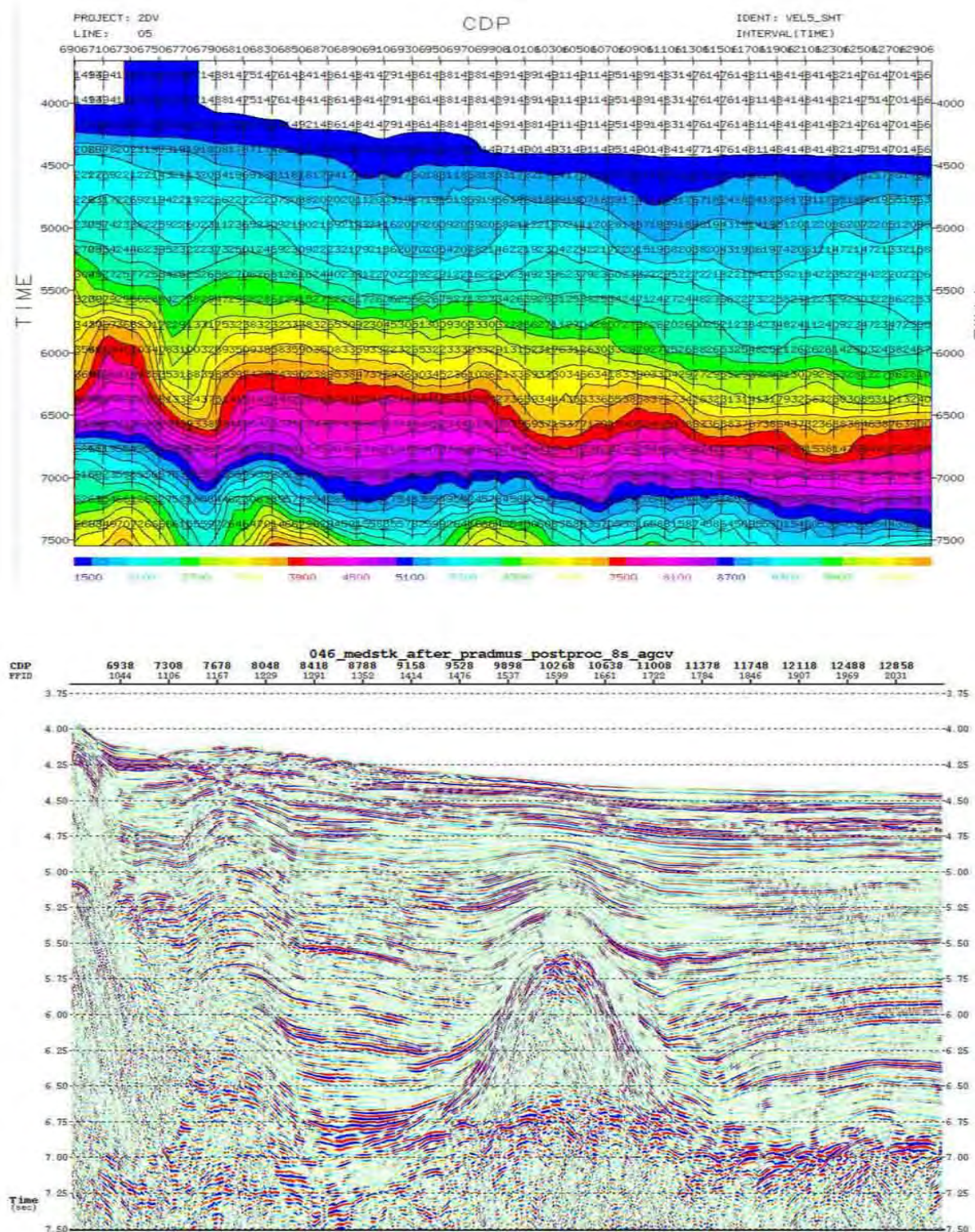


Рис. 39. Разрез интервальных скоростей (наверху) и временной разрез ОГТ фрагмент сейсмического профиля 2-ДВ-М.

Таким образом, рассматриваемая структура обладает характерными особенностями, которые позволяют уверенно отличить его от других геологических образований (например, интрузии, гриняного диапира или подводного вулкана). В пользу такого вывода говорят следующие факты.

(1) судя по волновой картине, изучаемое тело сложено гомогенной массой, тогда как вулканическая постройка, в отличие от соляного диапира, всегда крайне неоднородна;

(2) скоростные свойства выявленной аномалии волнового поля по абсолютным значениям вполне соответствуют обычным для галогенных пород значениям, а наблюдаемое заметное нарастание скорости с глубиной не свойственно магматическим породам рис. 40);

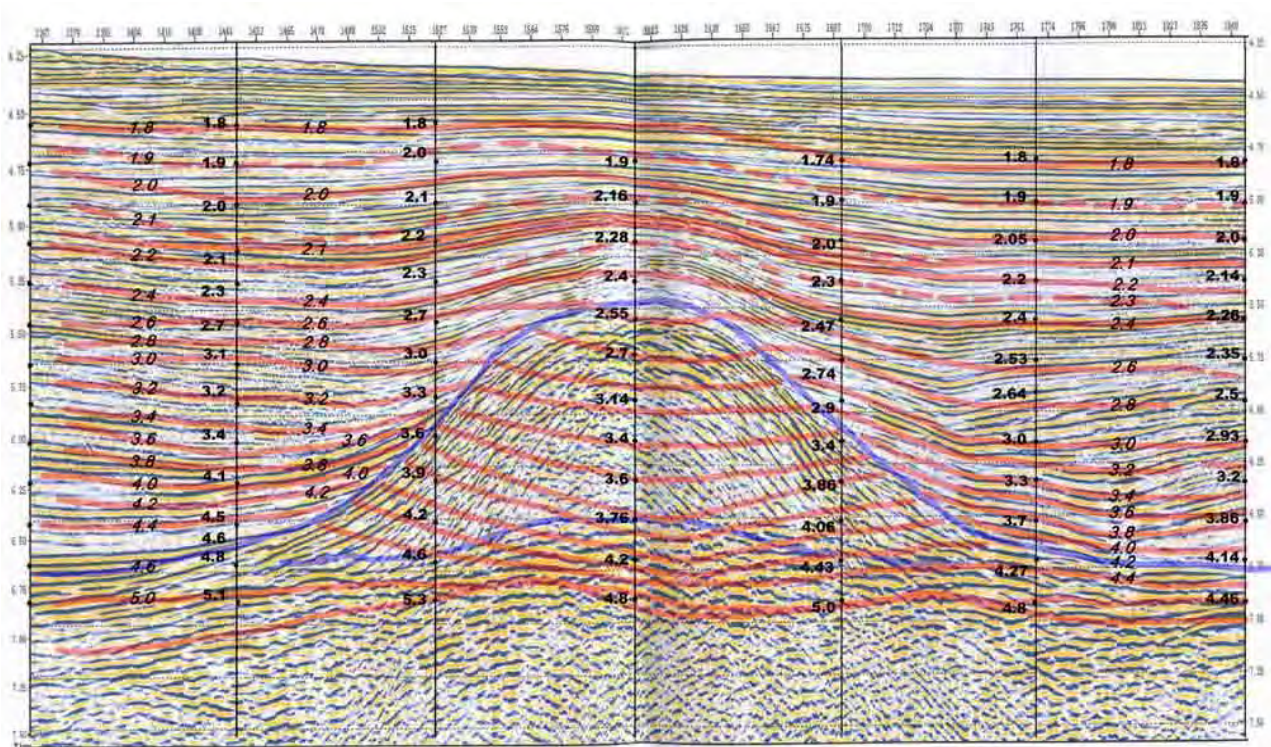


Рис. 40. Соляной купол в кайнозойских отложениях южной части Южно-Охотской впадины (фрагмент сейсмического профиля 2-ДВ-М, совмещенный с изолиниями равных пластовых скоростей по данным И.М.Тихоновой по данным МОВ-ОГТ). Индексами и цветом показаны скоростные характеристики разреза.

(3) соотношение диапира с вмещающей толщей характеризуется явными признаками его интродирования в слоистую среду;

(4) очень важной чертой в диагностическом отношении является наличие пологого пластического изгиба надсолевого комплекса, перекрывающего обсу-

ждаемую погребенную морфоструктуру. Погребенный стратовулкан, наоборот, будет обладать признаками пассивного облекания осадочной толщей без признаков унаследованного подъема после окончания эксплозивной деятельности;

(5) в наблюдаемой волновой картине отсутствуют признаки фациальных изменений вмещающих пород на контакте с предполагаемым диапиром, тогда как в случае вулкана они вполне ожидаемы;

(6) отчетливое прослеживание кровли подсолевой толщи характерно для осадочной толщи, а в модели вулканической постройки или интрузии оно не получает удовлетворительного объяснения;

(7) линзовидная форма не свойственна вулканам, а тем более глиняным диапирам, но, напротив, характерна для «юных» соляных диапиров, еще не развившихся в зрелую стадию структуры протыкания;

(8) большие углы наклона контактов (до 50 градусов), не часто встречаются в рельефе наземных вулканов, формирующихся в субаэральной обстановке, а подводные излияния вообще не образуют конусовидных стратовулканических построек.

(9) Правильная, закономерная линзовидная форма наблюдаемого тела и его относительно крупные размеры резко контрастируют с прихотливой конфигурацией и размерами глиняных структур протыкания, обычно наблюдаемых в присахалинских районах Охотоморского региона.

По одному пересечению выявленной структуры трудно судить о её размерах в плане, но гравиметрические данные свидетельствуют о наличии плотностных неоднородностей, площадь которых измеряется десятками квадратных километров. Эти данные, впрочем, получены при региональных съёмках по редкой сети наблюдений с невысокой точностью, поэтому недостаточно надёжны. Кроме того, низкая плотность, свойственная соли, в рассматриваемом разрезе мало отличается от плотности вмещающей толщи, сложенной слабо уплотненными отложениями, вследствие чего гравиметрические данные в данном случае могут оказаться малоинформативными, не способствуя разрешению неоднозначности интерпретации.

Возраст соленосных отложений определяется как миоцен-плиоценовый на основе ряда соображений. Драгирование крутых склонов на западе Курильской котловины, где обнажаются коренные породы, олигоцен-раннемиоценовые отложения, поднятые с глубин 2300 – 2950 м формировались еще в мелководных, неритических условиях. Резкое их несоответствие современным батинальным условиям говорит о вертикальном перемещении с амплитудой $1\div 3$ км, которое имело место после раннего миоцена. Накопление позднемиоцен-плейстоценовых отложений в батинальных условиях указывает на то, что к концу миоцена континентальные склоны котловины уже существовали. Это позволяет датировать заложение котловины временем не позднее среднего-позднего миоцена. Наличие же в этом комплексе переотложенной диатомовой фауны олигоценового – раннемиоценового возраста (при отсутствии более молодой), позволяет утверждать, что первые фациальные изменения в окрестностях будущей глубоководной котловины начали проявляться уже в конце раннего миоцена. При этом надо подчеркнуть, что никакой другой геодинамический механизм кроме растяжения коры не может обеспечить столь быстрого и значительного по амплитуде погружения.

Кроме того, ЮОК обладает еще одной особенностью, которая хорошо видна на прецизионных сейсмических материалах (рис. 41). На этих характерных фрагментах профиля видно, что вся поверхность котловины представляет собой непрерывную череду небольших дизъюнктивов, сочетание которых позволяет выделить в структуре котловины отдельные грабены, разделяемые горстовидными блоками с ненарушенным залеганием. Обилие этих мелких нарушений, которые не были замечены в ходе не столь прецизионного сейсмического профилирования, выполнявшегося в котловине в предшествующие годы, позволяет говорить о новом явлении – тектоническом крипе, охватившем всю площадь глубоководной котловины и недвусмысленно указывающем на продолжающиеся в настоящее время дилатационные процессы.

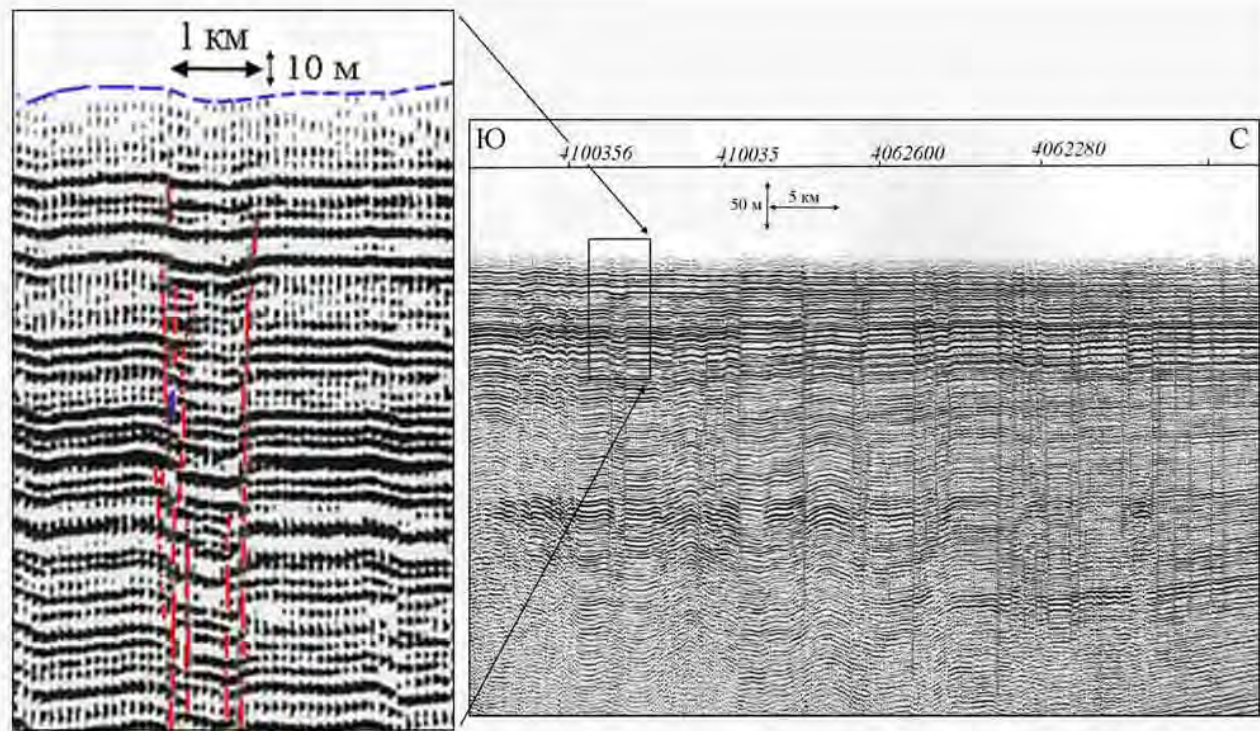


Рис. 41. Современные дизъюнктивные нарушения и грабены проседания на дне Южно-Охотской котловины, свидетельствующие о дилатансном тектоническом режиме. Составлено по материалам геоакустического профилирования, выполненного на профиле 2-ДВ-М.

Таким образом, если первые тектонические движения, которые можно было бы связать с заложением ЮОК, относятся к бурдигальскому веку (17÷21 млн лет), то последние датируются сегодняшним днём. Косвенные данные тоже указывают на молодой возраст котловины. Так, было установлено, что граница, на которой происходит трансформация органогенного опаала в кристобалит и которая, судя по разрезам о.Сахалин, должна располагаться на глубине 1,1÷1,5 км ниже поверхности дна (в зависимости от интенсивности теплового потока) в изученной части склона ЮОК встречена на значительно большей глубине и притом на поверхности дна. Это обстоятельство исследователи расценивают как верный признак того, что весь разрез был опущен не менее, чем на 1÷1,5 км, а вся вышележащая плиоцен-плейстоценовая толща мощностью не менее 1 км была сброшена в процессе формирования котловины. И, наконец, выяснилось, что плиоцен-плейстоценовые отложения обнаруживают отчетливое влияние вулканических извержений, тогда как более древние отложения формиро-

вались за счет размыва метаморфических пород и гранитоидов с незначительной примесью продуктов размыва вулканитов. Это рассматривается, в частности, как свидетельство синхронности процессов формирования тектонической пары «дуга – задуговой бассейн» (Терехов, Цой, Ващенко и др., 2008).

Е.В.Вержбицким (2006) был проведен сравнительный анализ теоретического и измеренного тепловых потоков поднятия Академии наук и установлен аномально высокий (на 20%) тепловой фон поднятия, что согласуется с данными о развитии здесь утоненной континентальной коры и высоким отрицательным градиентом гравиметрических аномалий. Кроме того, на основе этих данных им был рассчитан возраст Южно-Охотской котловины, дно которой по заключению этого исследователя сформировано процессами задугового спрединга. Определенный таким способом раннемиоценовый возраст котловины (около 36 млн. лет) близок к тому, что дают палеонтологические данные Е.П.Терехова и его соавторов.

Таким образом, проведенные комплексные геофизические и геотермические исследования, принесли, несмотря на наличие нерешенных вопросов, важную информацию о необыкновенно интенсивных проявлениях гидротермальной деятельности в рифтогенных структурах и одновременно о приуроченности к этому типу структур мощных соленосных толщ. Эта закономерная связь субаквального галогенеза с рифтогенными структурами, хорошо известная по материалам исследований в Красноморском регионе, недавно нашла подтверждение на Западно-Арктической континентальной окраине (В.Верба и др., 2009). Обнаружение соляного купола в Южно-Охотской котловине показывает, что и Дальневосточные акватории не составляют исключения из общего правила, хотя в целом галогенез на характерен для седиментационных бассейнов Тихоокеанского региона. Нужно подчеркнуть, что «лагунная» концепция галогенеза не находит подтверждения в материалах, характеризующих строение этих соленосных толщ, выявленных в Аркто-Пацифике.

Практическая польза приведенных выше построений заключается в возможности их использования при прогнозе зон с повышенным уровнем глубин-

ного массопереноса. Известно, что гидротермальные растворы являются важным индикатором процессов глубинного тепломассопереноса, а соленосные толщи выступают как прекрасные флюидоупоры. Рифтогенез в таком случае выступает как основной фактор, контролирующий латеральное распространение флюидного потока. С другой стороны, соленосные толщи выступают как прекрасные флюидоупоры, обеспечивающие благоприятные условия для аккумуляции флюидов в осадочном разрезе. Сочетание перечисленных особенностей геологического строения делает южную часть Охотоморского региона прекрасным объектом для дальнейших комплексных исследований.

3.6. ПРИЗНАКИ РАСТЯЖЕНИЯ КОРЫ В ГЛУБОКОВОДНОМ КУРИЛЬСКОМ ЖЕЛОБЕ

Курильская островная дуга и сопряженный с ней одноименный глубоководный желоб являются своеобразным геодинамическим полигоном, результаты изучения которого существенно влияют на формирование не только общих представлений о развитии Тихоокеанского региона, но в значительной мере и глобальных концепций эволюции планеты в целом. Вследствие этого каждое новое пересечение этой классической тектонопары представляет интерес, выходящий далеко за пределы региональных потребностей. Этот интерес вызван в немалой степени тем обстоятельством, что Курильский желоб в ряде широко известных публикаций, в частности, принадлежащих О.Г.Сорохтину, рассматривается в качестве показательного примера проявления субдукционных процессов.

Опорный профиль 1-ОМ принес новые данные о глубинной структуре островной дуги в ее северной части и примыкающего к ней отрезка глубоководного желоба. Геофизические наблюдения в этой части профиля были проведены методом МОВ-ОГТ во временном интервале 17 сек (рис. 29).

На этом рисунке видно, что в данных МОВ-ОГТ нашли отражение осадочный слой, развитый непосредственно под поверхностью морского дна практически повсеместно, консолидированная кора, в которой местами уверенно прослеживаются границы раздела отдельных коровых слоёв, и подкоровый суб-

страт, отделяющийся слабо выраженной поверхностью, сопоставляемой с границей М. Общей чертой выделенных структур является их асимметричность в перечном сечении и существование латерального тренда в свойствах различных слоёв коры, придающего этим чертам асимметрии закономерную упорядоченность.

В **геоморфологическом отношении** северо-западный (островной) и юго-восточный (океанский) склоны желоба заметно различаются (рис. 29). Островной склон относительно простой по строению и представляет собой почти равномерно наклонённую поверхность, расчленённую непротяженными, но довольно четко выраженными террасовидными уступами на несколько более крутосклонных отрезков. Глубины моря в пределах склона монотонно возрастают от первых сотен метров на вершине Курильской гряды (пк. 1500) до максимальной величины 7880 м в осевой зоне желоба (пк. 1620). Террасы фиксируются на глубинах 3250; 4350; 5000; 5400; 5800; 6780 и 7300 м. Ширина террас от 1,5 до 7 км, а их суммарная протяженность составляет 15% от общей длины склона.

Наиболее широкие и ровные террасы с практически горизонтальной поверхностью приурочены к глубинам 5400 – 5800 м. Они объединены в Восточно-Шумшинскую террасу, которая служит симметричным аналогом абиссальной равнины, расположенной на такой же глубине к ЮВ от желоба. На глубинах 3250 и 6780 м террасы имеют обратный уклон, присущий оползневым структурам, смещенным по листрическим сбросам.

Уклоны морского дна в верхней части склона (выше Восточно-Шумшинской террасы) колеблются в пределах $4^{\circ} \div 4^{\circ} 50'$, а ниже они возрастают до $10^{\circ} 10'$ (здесь и далее углы наклона поверхностей определялись в плоскости профиля, и в действительности они могут быть несколько больше, но оптимальное, практически ортогональное сечение желоба профилем позволяет считать эту неточность несущественной).

Поверхности с углами наклона в диапазоне $4^{\circ} \div 5^{\circ}$ составляют 72% общей протяженности островного склона. Этот наклон соответствует предельным (в

субаквальных условиях) углам естественного откоса для терригенных пород псаммитовой размерности, которые, судя по этому признаку, и развиты на его поверхности. Строгая выдержанность величины уклонов говорит об относительной однородности вещественного состава осадков в этой части островного склона и аккумулятивном генезисе этой поверхности.

Крутосклонные поверхности с уклонами от 5° до $8-10^\circ$ распространены заметно меньше (9,3% от общей длины островного склона) и приурочены к нижней его части, начиная с глубин 5800 м (пк. 1593). В их пределах на поверхности дна развиты более плотные породы.

Поверхности с обратным наклоном (в сторону островной дуги) отмечены только в двух местах: в верхней части склона на глубине 3250 м (пк. 1544) и в нижней части на глубине 6780 м (пк. 1608 – 1610). В обоих случаях островной склон осложняют небольшие возвышенности, высотой соответственно 50 и 70 м, которые, судя по крутизне склонов (до 10°) и наличию дифрагированных волн на профиле МОВ-ОГТ, сложены плотными, вероятно вулканическими породами. Подобный тип рельефа свойственен склонам, осложненным листрическими сбросами.

Рельеф противоположного, океанского склона более сложный и заметно более расчлененный, а глубины моря меняются не столь закономерно, как на островном склоне: от максимальных в оси желоба до 5000 м на расстоянии 50 км от неё. Общий наклон поверхности в сторону желоба не превышает $2^\circ 45'$, а в самой мористой части профиля сокращается до $1^\circ 30'$. На этом спокойном фоне выделяются непротяженные участки, где уклоны дна повышаются до $12\div 14^\circ$. Эти крутосклонные уступы ограничивают две однотипных депрессии рельефа, которым в тектоническом отношении соответствуют грабены. Один из них образует центральную часть глубоководного желоба (пк. 1613 – 1628), а другой осложняет его юго-восточный борт (пк. 1635 – 1642).

Центральный грабен имеет ширину 15 км, глубину около 500 м и асимметричный поперечный профиль (рис. 43).

Островной его борт более пологий чем юго-восточный (соответственно 8-10° и 12-14°), но осложнен неширокой террасой с неровным рельефом (на глубине 7685м), на противоположном борту почти незаметной. Плоское дно грабена шириной около 6 км располагается на глубине 7790 - 7800 м (рис. 42). В средней части дно грабена (пк. 1617 – 1619) осложнено провалом глубиной около 80 м и протяжностью 2 км, который в тектоническом отношении также является грабеном, но меньших размеров. В морфологическом отношении дно этого малого грабена рассматривается как ложе всего глубоководного желоба (максимальная глубина 7880 м). Крутосклонные поверхности, ограничивающие центральный и малый грабены, падают навстречу друг другу и, видимо, соответствуют граничным разломам с амплитудой, соизмеримой с высотой уступа. Второй грабен, осложняющий океанский борт первого и находящийся мористее, имеет ширину 7 км и глубину ~260÷280 м (рис. 43).

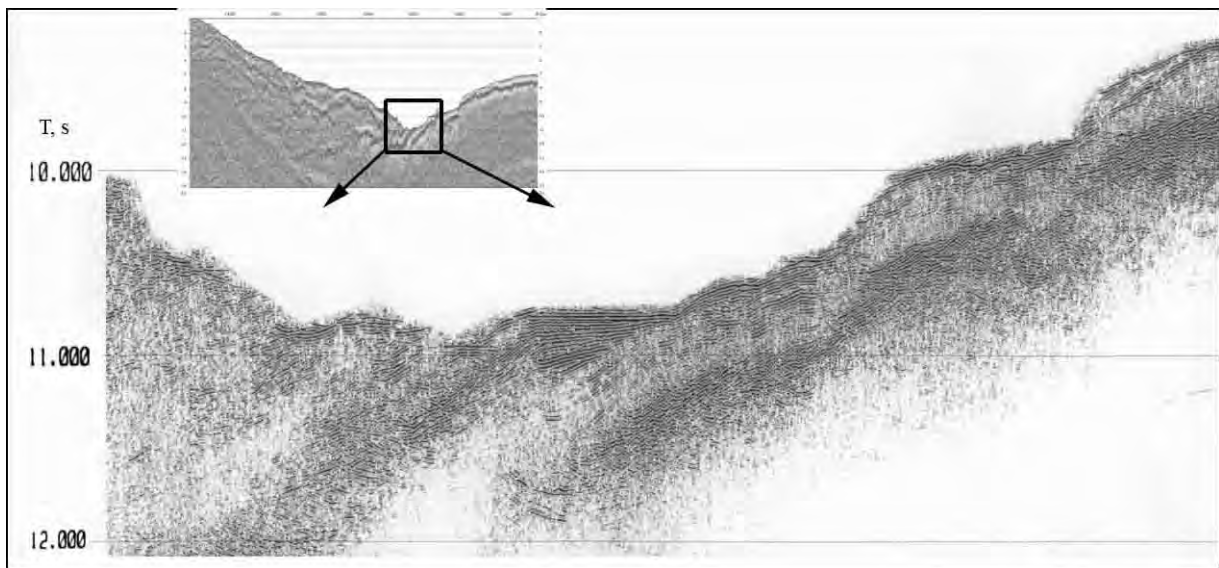


Рис. 42. Центральная, грабеноподобная, наиболее глубокая часть Курильского желоба, в пределах которой покров осадочных отложений развит локально и имеет мощность, колеблющуюся от близкой к нулю до 300 – 350 метров (фрагмент профиля 1-ОМ).

Он также асимметричен, но северо-западный борт здесь более крутой, чем юго-восточный (соответственно 30÷35° и 14÷15°). Дно грабена наклонено в сторону оси желоба под углом около 3° и в СВ части осложнено таким же провалом, как и центральный грабен. Все выделенные грабены обладают масштабным самоподобием: они имеют одинаковое отношение глубины к протяженно-

сти (коэффициент контрастности), равное $\sim 0,040 \div 0,045$, что можно считать указанием на однотипность тектонического механизма, ответственного за их формирование.

Рельеф абиссальной равнины, прилегающей к желобу, более пологий и простой. В двух местах (пк. 1661 и 1666) выявлены уступы высотой $\sim 50 \div 70$ м, видимо отражающих наклонные сбросы, плоскости которых падают в сторону желоба. На фоне отмеченных различий рельефа двух бортов желоба в их строении можно заметить и некоторые черты сходства. В них на одинаковой глубине около 6750 м и 7300 м наблюдаются симметрично расположенные уступы, ниже которых уклоны дна возрастают до максимальных значений: на островном борту до $\sim 10^\circ$, а на океаническом – до $12 \div 14^\circ$.

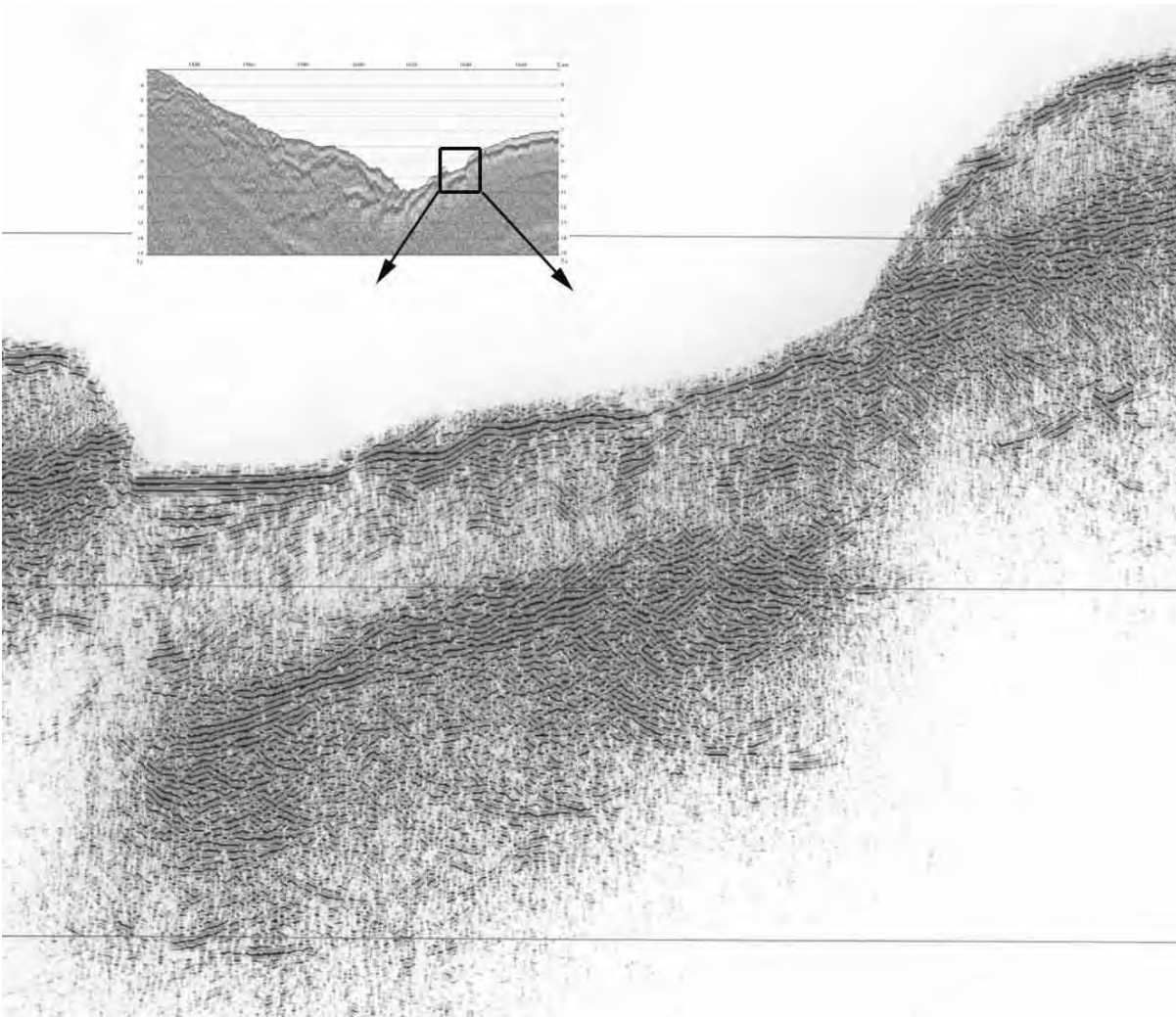


Рис. 43. Грабен, расположенный на океаническом борту Курильского желоба, по форме аналогичный осевому и частично выполненный маломощными осадками, не обладающими признаками деформаций, которые указывали бы на тектонические напряжения субдукционного типа.

В строении осадочного слоя асимметрия Курильского желоба и его окрестностей проявляется еще более отчетливо, чем в рельефе. Осадочный разрез островного склона характеризуется весьма слабой выдержанностью всех параметров, тогда как разрез абиссали, напротив, сохраняет свои черты почти на всем отрезке профиля мористее желоба. Граница между этими разнотипными разрезами проходит по оси желоба (пк. 1618 – 1620), где на двухкилометровом отрезке морского дна осадки если и присутствуют, то в мощностях порядка 100 м, что не позволяет их надежно выделить в сейсмической записи (рис. 43).

В условиях сильно расчлененного рельефа морского дна, какой наблюдается в данном случае, имеется возможность по характеру сейсмической записи разделить осадочные отложения на два типа, отличающиеся преобладанием осадков того или иного генезиса. Сейсмофации с наклонной слоистостью, позволяющей говорить о присутствии клиноформной макротекстуры, связываются с отложениями, основным способом транспортировки которых является сальтация. Эта ситуация предполагает наличие достаточно сильных придонных течений, способных перемещать детрит псаммитовой размерности. В противовес этим отложениям горизонтально слоистые сейсмофации с явно выраженными признаками облекания неровностей кристаллического ложа столь же уверенно сопоставляются с условиями спокойного осаждения тонкоотмученного материала алевропелитовой размерности из взвеси, разносимой слабыми поверхностными течениями. Эти признаки были использованы при диагностике сейсмофаций, развитых по обе стороны от оси желоба.

Волновая картина островного склона отличается крайней нестабильностью. На отдельных участках временного разреза в нем можно проследить черты седиментогенной синфазности, преимущественно наклонной, клиноформного облика (пк. 1530 – 1547), но в большинстве случаев о присутствии в разрезе стратифицированных отложений можно судить только по единичным фрагментам регулярных отражений и низким значениям интервальных скоростей. К подошве осадочного разреза как правило приурочена пачка высокоамплитудных, незакономерно-волнистых отражений, осложненных большим количеством ин-

тенсивных дифрагированных волн. Вследствие этого подошва осадочного слоя не везде выделяется уверенно. Мощность осадочного разреза в таких случаях определяется лишь ориентировочно. В верхней части островного склона она достигает $3 \div 3,5$ км, а в нижней его части не превышает $2,2 \div 2,5$ км, в пределах террасы быстро сокращается до $1,0 \div 1,5$ км, и далее на всем борту желоба колеблется в этих пределах.

Величина пластовых скоростей в осадочных породах плавно повышается от $1,9$ км/с у поверхности до значений $5,1$ км/с у подошвы, что указывает на преобладание в разрезе нормально осадочных пород и относительно низкую степень их дислоцированности. Вместе с тем, упомянутые выше особенности разреза осадочных пород – слабая его расчлененность, неуверенная прослеживаемость отражающих горизонтов и обилие дифракций, вместе с низкими значениями интервальных скоростей указывают на латеральную изменчивость вещественного состава отложений, вероятное присутствие в них вулканогенной составляющей, значительную роль структур оползания осадков вниз по склону и наличие листрических сбросов.

Судя по присутствию на отдельных участках склона ниже подошвы недислоцированных относительно низкоскоростных пород (в частности в разрезе периокеанической террасы, в интервале пикетов 1575 - 1595), можно предположить, что здесь между нормально осадочными породами и поверхностью гранитно-метаморфического слоя (фундаментом) присутствует слой пород с промежуточными свойствами, который на Охотоморской континентальной окраине отнесен к супракрустальным образованиям.

В пределах океанического борта Курильского желоба и примыкающей к нему абиссальной равнины осадочный слой, в отличие от рассмотренной выше части профиля, обладает чертами типично плитного разреза (рис. 44).

Это выражается в выдержанности общих черт разреза по простиранию и относительной стабильном поведении его мощности, плавно возрастающей от первых десятков метров в основании склона до 500 м на юго-восточном конце профиля, и наличии тонкой расслоенности разреза, особенно на абиссальной

равнине, где возможна уверенная коррелируемость отражающих горизонтов. Эту картину дополняют спокойные условия залегания, практически не нарушаемое тектоническими деформациями как пликативного, так и дизъюнктивного типа. В разрезе изученной части абиссальной равнины уверенно выделяются и прослеживаются три пачки пород, обладающих специфическим рисунком сейсмических фаций.

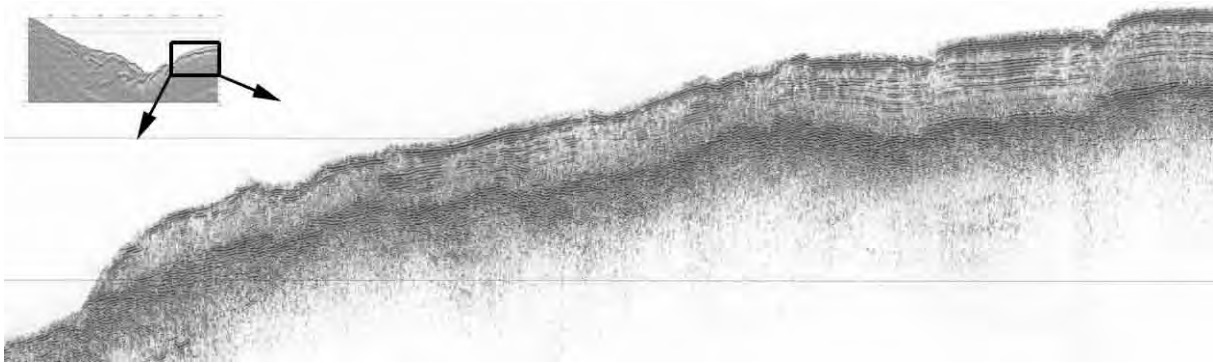


Рис. 44. Осадочный покров на океаническом борту Курильского желоба, в строении которого видно увеличение мощности и стратиграфического объема осадочных пород с удалением от оси желоба в юго-восточном направлении (фрагмент профиля 1-ОМ).

Верхняя пачка мощностью около 130÷140 м характеризуется монотонным набором горизонтальных высокоамплитудных отражений, синфазно прослеживаемых непосредственно под морским дном по всей длине склона желоба и периферии абиссальной равнины. Стабильность этой картины позволяет полагать, что весь разрез этой пачки представлен в основном такими же неуплотненными диатомовыми и тонкоалевритистыми илами, которые по данным донного опробования, выполненного во время 15-го рейса НИС "Каллисто", и бурения скважины 192, пройденной на своде возвышенности Обручева с борта "Гломар Челленджер", повсеместно развиты на морском дне в этой части Тихого океана (Васильев, Путинцев, Удинцев, 1984). С учетом этих данных рассматриваемая пачка может быть сопоставлена с плиоцен-четвертичными отложениями.

Ниже без признаков несогласия располагается слоистая пачка, мощность которой плавно нарастает в мористом направлении от 160 м в верхней части борта желоба (пк. 1645) до 370 м в абиссальной равнине (пк. 1670-1674). Она состоит из чередования сильных и протяженных горизонтальных отражений,

образующих пачки мощностью 60÷90 м, и полупрозрачных интервалов со слабо выраженной слоистостью такой же мощности, располагающихся между слоистыми сейсмофациями. На отдельных участках в этих полупрозрачных слоях наблюдается косая слоистость с падением клиноформ в сторону океана (пк. 1632-1634; 1654-1656; 1663-1665; 1672-1673).

На участках профиля, где глубина моря превышает 5870 м, характер разреза существенно меняется: слоистость становится менее заметной, появляются волнистые фации и в целом осадочные породы развиты локально, формируя линзовидные тела в пределах грабеноподобных депрессий. Одна из них соответствует собственно глубоководному желобу (рис. 42), а другая, расположенная на его восточном борту, мористее, по всем признакам, является его аналогом, вероятно, более древним (рис. 43). В пределах обоих грабенов в разрезе выделяются два однотипных участка прослеживания ровных горизонтальных и наклонных слоистых сейсмофаций, наклоненных в сторону оси желоба.

На удалении от оси желоба мощность осадочного покрова заметно возрастает и на восточном конце профиля достигает величины 600 – 700 м (рис. 44). Разрез становится слоистым, причем толщина отдельных слоёв плавно растёт согласно с общим трендом. В скважине 192 проекта DSD рассматриваемой слоистой пачке может быть поставлен в соответствие интервал разреза мощностью 362 м, представленный чередованием уплотненных глинистых слоев с глинисто-диатомовыми илами, состоящими на 75% из терригенного и на 25% из биогенного материала. Возраст пачки определен как миоценовый, а скорость осадконакопления оценивается в пределах 4,0÷4,5 см/1000 лет (Васильев, Путинцев, Удинцев, 1984).

Основание осадочного разреза океанического склона желоба слагает пачка отложений, менее выдержанная по простирацию, чем вышележащие. Она почти полностью лишена протяженных синфазностей, вместо которых фиксируются отрывочные, неровные, наклонные, местами хаотичные отражения. В отличие от вышележащих, она прослеживается не повсеместно и полностью выпадает из разреза западнее ПК. 1648, достигая на восточном конце профиля мощности

170÷190 м. Подошву пачки образует пакет сильных неровных отражений, которые по всем признакам должны быть отнесены к фундаменту. Этот интервал сейсмического разреза сопоставляется с пачкой известковых осадков, вскрытых в скважине 192 непосредственно на базальтовом фундаменте и датированных широким возрастным диапазоном от нижнего маастрихта до верхнего эоцена и, возможно, олигоцена.

Внутри этого разреза мощностью 132 м на поднятии Обручева выделено стратиграфическое несогласие, вызванное перерывом в осадконакоплении длительностью 15 млн лет, охватившем конец маастрихта, весь палеоцен и, возможно, часть раннего эоцена. Выше несогласия вскрыты мелководные фации среднего и верхнего эоцена. В разрезе, освещенном профилем 1-ОМ, признаков этого несогласия не замечено, разрез выглядит непрерывным и, вероятно, поэтому он на 60 м мощнее за счет отсутствующих в скважине палеоценовых отложений.

Важной особенностью разреза океанических осадков, хорошо заметной на сейсмическом профиле, выступает диахронность подошвы осадочного покрова, которая с очевидностью омолаживается по направлению к желобу. В ближайших окрестностях Бортового грабена на базальтовом ложе залегает уже не нижняя, а средняя пачка осадочного чехла, подошва которой, исходя из данных глубоководного бурения, вряд ли древнее конца олигоцена (~30 млн лет). В наиболее погруженной части желоба (пк. 1618 – 1620) присутствие осадков в сейсмическом разрезе устанавливается, как уже упоминалось, с большим трудом ввиду их весьма ограниченной мощности. На глубине порядка 100 м под морским дном здесь развиты породы, уверенно отнесенные к консолидированному фундаменту. Экстраполируя до оси глубоководного желоба оцененный выше латеральный градиент омоложения подошвы слоя осадков, можно предположить, что в основании разреза его самой глубокой части присутствуют отложения не древнее раннеплиоценовых.

Аналогичные результаты можно получить другим, независимым путем. По П.Л.Безрукову и И.О.Мурдмаа (1971) океаническое осадконакопление четко

делится на два типа – приконтинентальный и пелагический типы, на которые накладывается вулканогенный тип, присущий обоим типам океанского седиментогенеза. Первый отличается преобладанием терригенного осадконакопления, второй – биогенного. Соответственно для одного характерны высокие скорости седиментации, а для другого, наоборот, низкие (причем ниже на один-два порядка). На континентальном склоне по П.Л.Безрукову осадки вообще не накапливаются, за исключением локальных ловушек, где задерживается транзитный материал. Накопление осадков идет только в основании склонов (со скоростью доли мм в год). Средняя скорость пелагического осадконакопления по П.Л.Безрукову – первые мм за 1000 лет, по Р.Файрбриджу примерно столько же – 2-4 мм/1000 лет. В нашем случае, учитывая близость континента и островной дуги, по всей видимости нужно брать максимальное значение. В таком случае осадки мощностью в 280 - 300 м, наблюдаемые на абиссали, прилегающей к океаническому борту Курильского желоба на расстоянии 50 км от его оси, накапливались в течение не более 7,0 - 7,5 млн лет. Следовательно, в основании осадочной толщи здесь можно предполагать присутствие нижних слоев верхнего миоцена (тортонский ярус). С приближением к желобу (и, соответственно, к потенциальным источникам терригенного материала) мощность осадочной толщи, как было показано выше, заметно снижается, хотя скорость осадконакопления скорее повысилась, чем понизилась. В основании осадочной толщи, наблюдаемой на расстоянии 12 – 14 км от оси желоба, где ее мощность составляет около 180- 220 м. можно ожидать (при той же скорости седиментации) отложения не древнее 4,5 – 5,5 млн лет, т.е. на 2,5 млн лет моложе (верхи мессиния). Если исходить из этих ориентировочных оценок возраста нижних слоев осадочной толщи, то ее омоложение с приближением к оси желоба происходило в среднем со скоростью около 1,5 см в год. По порядку величины это значение совпадает с характерной скоростью спрединга в срединно-океанических хребтах.

Таким образом, осадочный слой островного борта желоба отражает постепенную проградацию поверхности морского дна в мористом направлении и не-

сколько сокращается по мощности с приближением к желобу, а в противоположном борту мощность осадочного слоя сокращается в направлении к оси желоба заметно быстрее, причем это происходит за счет нижних слоёв, последовательно выпадающих из разреза.

В свете новых данных большое значение приобретают результаты исследований донных грунтов на обращенных к океану склонах Курило-Камчатского и Алеутского желобов, выполненных в июле—августе 1981г. совместно сотрудниками ТОИ ДВНЦ, ИФЗ и ВСЕГЕИ на НИС "Каллисто" [Васильев, Путинцев, Удинцев, 1984]. Они установили, что изученные осадки сформированы материалом, поступавшим с запада, а не со стороны океана, как это вытекает из субдукционной модели. Дополнительное подтверждение этот вывод получил после бурения "Гломар Челленджером" скважины 192, которая на своде возвышенности Обручева вскрыла 1044-метровую толщу осадков и достигла фундамента, сложенного щелочными базальтами. В осадочном разрезе установлены известковые породы нижнего и среднего маастрихта, мелководные осадки среднего и верхнего эоцена и, возможно, олигоцена (132 м), а также миоценовые глины и диатомиты (362 м), перекрытые непрерывным разрезом неуплотненных диатомовых илов и алевролитов возрастом от верхнего миоцена до современных (550 м) [Creager et al., 1973]. Единство состава глинистых минералов всей неогеновой толщи, вскрытой скважиной, и одновозрастных осадочных толщ Командорской котловины Берингова моря привело этих авторов к выводу о поступлении обломочного материала из общей питающей провинции на Азиатском континенте. Это было бы невозможно, если бы в то время существовали седиментационные ловушки в виде Курило-Камчатского и Алеутского желобов и сплошной барьер Алеутской островной дуги. Тем более это нереально в модели ле-Пишона (1977), согласно которой возвышенность была удалена от континента на 800 км и приближалась к нему со скоростью 7,5 см/год, равной скорости гипотетического поглощения коры в Курило-Камчатском желобе.

Эти данные показывают, что если Курильская дуга возникла не ранее миоцена, то, следовательно, и предполагаемая зона субдукции, связанная с этой ду-

гой классической триадой, не могла оказывать влияние на развитие региона в более древние эпохи.

Консолидированная кора освещена профилем МОВ-ОГТ на всю мощность, но информативность полученных данных в этой части разреза заметно ниже и ограничивается выделением зон повышенной гетерогенности в понимании этого термина Н.А.Караевым (рис. 45). Прослеживание по профилю зон с повышенной мутностью или прозрачностью волнового поля позволило наметить несколько границ раздела, из которых верхняя достаточно уверенно сопоставляется с кровлей консолидированной коры (кристаллическим фундаментом), а нижняя - с поверхностью Мохоровичича. Толщина консолидированной коры, выделенной по этим признакам, закономерно сокращается по линии профиля от 24÷30 км под островной дугой до 12÷14 под желобом и 7÷9 км под абиссальной равниной.

Вместе с утонением коры закономерно меняется и её структура. Под островной дугой внутри консолидированной коры в интервале глубин 17÷23 км намечается две слабых, «тневых» границы, нижняя из которых условно сопоставляется с кровлей базитового слоя коры, а верхняя – столь же условно - с разделом между верхним, гранитно-метаморфическим и средним, диоритовым слоем. В пользу такой интерпретации говорят данные, полученные для коры островной дуги методом преломленных волн, а также данные МОВ-ОГТ, освещающие строение коры непосредственно под желобом (рис. 25 и 45). На этих рисунках видно, что по мере приближения к оси Курильского желоба все выделенные зоны повышенной мутности закономерно воздымаются, а граница, сопоставляемая с кровлей базитового слоя, поднявшись почти до поверхности морского дна, прослеживается далее вполне уверенно под чехлом осадков как кровля консолидированной океанической коры. Глубина залегания этой границы постепенно меняется от 16÷18 км под Восточно-Шумшинской террасой до

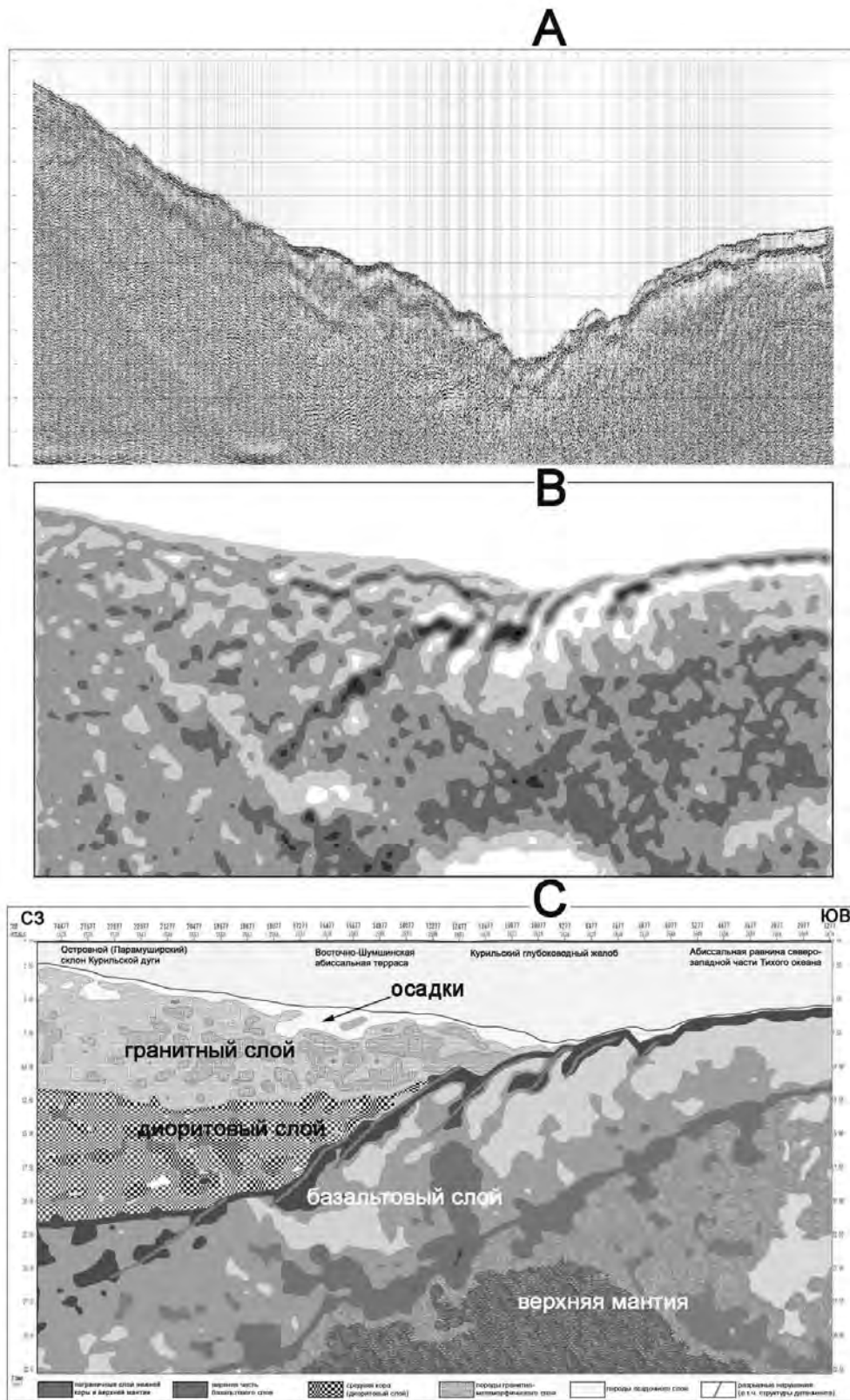


Рис. 45. Геологическая интерпретация сейсмического разреза МОВ ОГТ через Курильский глубоководный желоб (рис. С), иллюстрирующий вывод о непрерывном прослеживании базальтового слоя по обе стороны от оси желоба и отсутствии в нем признаков субдукции. А - исходный профиль, В – формальная схематизация (пятиуровневая постеризация) волновой картины.

8÷10 км под желобом. Все вышележащие слои коры с приближением к оси желоба утоняются и выклиниваются.

Таким образом, профиль показывает переход толстой многослойной коры континентального типа, наблюдаемой под островной дугой, в тонкую двухслойную кору океанического типа под абиссальной равниной. В относительно коротком отрезке профиля, где этот переход наиболее резок (под Восточно-Шумшинской террасой и глубоководных желобом) данная граница отличается неровным волнообразным рельефом, образуя поднятия и депрессии амплитудой 1,5÷2,0 км и шагом между экстремумами 7÷9 км. Природа повышенной мутности волнового поля в этой части разреза, равно как и причина появления неровностей на ограниченном отрезке профиля не вполне ясны. Наклонное залегание этой коровой границы, приуроченность неровностей её рельефа к зоне сочленения апикальной части островного склона со склоном желоба, а также наличие признаков дихотомирования границы на участках, где она образует депрессии, позволяет говорить о значительном вкладе тектонической расслоенности в формирование наблюдаемой волновой картины. В таком случае неровности рельефа рассматриваемой коровой границы можно связать с явлениями детачмента по серии наклонных регмагенных границ, пересекающих нижний слой земной коры.

Итак, **суммируя сказанное**, подчеркнем главные результаты.

Глубинная структура Курильского желоба и его ближайших окрестностей разделяется на три отрезка. Западный представлен структурами Парамуширского островного склона, консолидированная кора которого имеет мощность 30-32 км и состоит из полного набора слоёв, свойственных континентальному типу. Осадочный слой достигает толщины 5 км, верхний слой консолидированной коры имеет мощность около 15 км, а на долю нижнего слоя приходится 10-12 км. Общей тенденцией перечисленных слоёв выступает постепенное сокращение их мощности с приближением к глубоководному желобу. Центральную часть занимает собственно желоб, кора которого характеризуется мощностью 12-14 км и крайне малой толщиной недислоцированного осадочного слоя, из-

меряемой первыми сотнями метров. Третьим фрагментом рассматриваемой структуры является окраина абиссальной равнины северо-западной части Тихого океана, которая сложена самой тонкой корой (7-9 км). Важно подчеркнуть, что мощность осадочного слоя постепенно возрастает с удалением от оси желоба, а в его структуре наблюдаются структуры растяжения.

Приведенные данные приводят к заключению, что желоб и прилегающие океанические пространства являют собой результат геодинамического процесса, именуемого эдукцией мантии. В пользу этого говорят данные анализа состава глинистых минералов неогеновой осадочной толщи возвышенности Обручева и одновозрастной осадочной толщи Командорской котловины Берингова моря, которые указывают на поступление в течение позднего палеогена и неогена больших количеств обломочного материала из непосредственно близких питающих провинций Азиатского континента. Теперь этот вывод, основанный на литологических исследованиях, нашел подтверждение в непосредственных сейсмических данных. Это было бы невозможно, если бы в то время существовали седиментационные ловушки Курило-Камчатского и Алеутского желобов, сплошной барьер Алеутской островной дуги и если бы возвышенность была в то время удалена от континента примерно на 800 км, как следовало бы из положений тектоники плит при предполагаемой скорости субдукции в зоне Курило-Камчатского желоба, равной 7,5 см/год [Ле Пишон и др., 1977].

Отметим, что аналогичное строение имеет другая периферия Тихого океана в окрестностях Центрально-Американского желоба (у берегов Гватемалы). Желоб был пересечен 24-канальным профилем ОГТ с наблюдениями МПВ и бурением, проведенным на трех станциях в пределах плиты Кокос и четырех станциях на Карибской плите. Основание разреза на океанической плите Кокос представлено отложениями раннего— среднего миоцена, залегающими непосредственно на базальтах. Осадочный разрез во всех пробуренных скважинах представлен позднемиоцен-четвертичными гемипелагическими илами с прослоями пепловых туфов. Вскрытый здесь нормальный разрез осадочных отложений не несёт следов существенных надвиговых смещений. В пределах глу-

боководного желоба обнаружены илы и турбидиты, накопившиеся за последние 400 тыс. лет. Таким образом, общая структура двух этих периокеанических желобов а также возрастные соотношения пород осадочного слоя с подстилающими образованиями вполне сходны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные позволяют сделать некоторые выводы относительно особенностей геодинамической эволюции Охотоморского региона на заключительном мезозой-кайнозойском этапе его развития, когда было завершено формирование его современной структуры.

Прежде всего, надо подчеркнуть, что все особенности строения осадочного чехла, в особенности распространения и типа разрывных нарушений и приуроченности к ним активных газогеохимических процессов, позволяет говорить о преобладающем дилатансном режиме современных тектонических движений, при котором коллизийная компонента существенно уступает растягивающей. Постепенный характер утонения всех слоёв земной коры в направлении к океану, характерное для структур Охотоморского региона и неоднократно отмечаемой исследователями, рассматривается как свидетельство перманентности этого режима на протяжении по меньшей мере всего отрезка геологической истории, последовавшей за заложением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Изученные С.Н.Кашубиным с соавторами особенности структурно-вещественная модели земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М), доложенные в 2010 году на XLIII Тектоническом совещании в Москве, подтвердили этот тезис, показав, что эта котловина является в настоящее время самым крайним членом в ряду Охотоморских структур, испытавших эту длительную дилатансию, результатом чего выступает утоненный (до толщины 1,0 – 1,5 км) гранитный слой, выявленный в структуре коры котловины.

Возможность появления в верхах коры задуговых бассейнов специфического слоя с особыми свойствами, не похожими на свойства типично океанической коры, в литературе обсуждается непрерывно, в итоге чего в обиход вошел термин «контаминированная кора», используемый для обозначения коры переходного типа относительно небольших океанических бассейнов, появление ко-

торой можно объяснить растяжением коры сопредельных континентальных геоблоков. Исследователи соглашаются с тем, что в “классическом” виде схему поддвига океанической литосферы под континентальную в зоне Беньофа можно применить не повсеместно, а только для некоторых областей, в частности, для восточных желобов Тихого океана (“андский” тип субдукции), а на западе Тихого океана эти сейсмофокальные зоны выделяются в особый тип - “тихоокеанский”, в которых поглощение океанической литосферы идет вяло, или вообще не происходит, и вместо него может происходить ее выдвигание из-под континентальной плиты (эдукция). Предлагается, кроме того, различать субдукционную аккрецию, субдукционную эрозию и так называемый “нейтральный режим” субдукции (Шеин, Игнатова, 2007). Из сказанного вытекает, что наблюдаемые особенности глубинной структуры Охотоморского региона не требуют привлечения гипотетического механизма субдукции, предлагаемого плейт-тектоникой.

Наиболее приемлемой в этом аспекте представляется концепция гранулированных сред (Леонов, 2008), которая состоит в допущении расслоенности континентальной литосферы по реологическим (механическим) свойствам и констатации существования дискретно-фрагментированного состояния среды – особого состояния вещества, в физических свойствах которого сочетаются признаки жидкости и твердого тела. Это положение, имеющее принципиальное значение для понимания процесса деформации консолидированной коры, предлагает с единых теоретических позиций простые объяснения многих явлений и закономерностей, которым ранее давались индивидуальные, нередко умозрительные решения. Будучи развитием представлений известных геологов, изучавших пластические деформации континентальных структур (к их числу относятся Э.Арган, Ван Бемеллен, Ж.Гогель, Г.Штилле, Л.Кинг и многие другие), эта концепция выступает альтернативой упомянутым геотектоническим конструкциям ле-Пишона, О.Г.Сорохтина, в которых литосфера обладает жесткостью и упругостью стального листа. С геологических позиций наиболее существенным является то обстоятельство, что механизм деформации гранулиро-

ванных сред позволяет решить противоречие между регмагненным характером границ рифтогенных структур с отсутствием признаков регмагенеза в сейсмических материалах, отражающих глубинное строение этих структур.

Геодинамические представления М.Г.Леонова находятся в хорошем согласии с многими региональными и обобщающими построениями (Гольдин, 2002, а также С.S.Cambell, R.Jullien, Е.И.Паталаха; Н.М.Yeager и др.). М.Г.Леонов приводит многочисленные примеры высокой пластичности пород консолидированной коры, которые лучше согласуются с имеющимся по рассматриваемому региону фактическим материалом, нежели априорные положения Ле Пишона о жесткости литосферы. При рассмотрении коры как пластичной среды (разумеется, в геологическом масштабе времени) появляется возможность применить для истолкования тектонических деформаций консолидированной коры аксиоматику физики неньютоновских жидкостей.

Заключая изложение основных итогов сейсмических работ МОГТ, выполненных на опорных профилях в Охотском море, и сопутствующего им геохимического опробования донных отложений, подчеркнем, что любой из этих результатов, а тем более их сочетание может служить наглядной иллюстрацией геологической эффективности реализованной методики региональных исследований по системе опорных профилей, которая является в настоящее время главным средством изучения общих закономерностей строения шельфовых регионов Российской Федерации (Эринчек и др., 2000).

Авторы приносят благодарность Т.С.Сакулиной и И.В.Беляеву за конструктивные комментарии, которые были получены от них на разных этапах проведенного исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Андиева Т.А., Сакулина Т.С., Маргулис Л.С., Тихонова И.М. Строение центральной части Охотского моря (в полосе профиля 2-ДВ-М) / Нефтегазогеологические исследования и вопросы рационального освоения углеводородного потенциала России: Сб. научн. статей / Под ред. О.М. Прищепы и др. – СПб.: ВНИГРИ, 2009. – с.247-263.
- Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское вулканическое плато / Геология и геофизика. 2002. Т.4. №2. С. 101 -114.
- Васильев В.И., Путинцев В.К., Удинцев Г.Б. Геологическое строение Северо-западной части Тихого океана и проблема субдукции. - В Кн.: Проблемы расширения и пульсации земли / под ред. П.Н.Кропоткина. М.: Наука. 1984. с. 141 – 149.
- Верба В.В., Верба М.Л., Иванов Г.И., Хуторской М.Д. Галогенные толщи в разрезе рифтогенных прогибов Арктических морей по геофизическим и геотермическим данным. - Труды 9-й Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009) 13 – 16 сентября 2009 года. Санкт-Петербург – С-Пб: ХИМИЗДАТ, 2009. С. 33 – 36.
- Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М. Отсутствие признаков субдукции в строении Курильского глубоководного желоба (по данным МОВ-ОГТ на опорном профиле 1-ОМ). – В кн.: Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е.Хаина. Москва, 1-4 февраля 2011 года. М.: Изд-во Геол. фак. МГУ, 2011. С. 318 – 323.
- Верба М.Л., Мильштейн Е.Д., Сакулина Т.С., Кашубин С.Н. Геодинамическая интерпретация структурно-вещественной модели земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М Севморгео). – В кн.: Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания, том 1. М.: ГЕОС, 2010. с. 98 – 102.
- Вержбицкий Е.В., М.В.Кононов. Геодинамическая эволюция литосферы Охотоморского региона по геофизическим данным // Физика Земли, 2006, № 6, с.47-59.
- Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.- М.: Наука, 1979, 162 с.
- Гогель, Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969, 439с. (пер с фр. J.Goguel. Traite de tectonique. Paris: Masson et C^{ie} editears. 1965).
- Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика. – В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2002. Том 1. 127 – 128с.
- Гончаров А.В., Горбенко Е.И. Многоцелевая донная геохимическая съемка в транзитных зонах и на обводненных побережьях морей России //В сб. докладов Международной научно-практической конференции. «Настоящее и будущее сырьевой базы морской нефтегазовой промышленности». СПб, ВНИГРИ, 2004, 216 с. стр.176-181.
- Джиноридзе Н.М. Геологические и физико-химические основы эксгалиационно-осадочного галогенеза. // Изв АН СССР, сер. Геол. 1987, № 3, с. 122 – 131.
- Джиноридзе Н.М. Континентальный рифтогенез и галогенез / Континентальный и океанский рифтогенез // М.: Изд АН СССР, 1982, с. 19 – 23.
- Журавлев В.С. Проявление соляной тектоники в современных глубоких морях и океанических впадинах. /Геология и полезные ископаемые соленосных толщ//Киев, Наукова думка, 1974, с. 25 – 32.

- Иванов Г.И., Гончаров А.В., Обжиров А.И., Прасолов Э.М., Краснюк А.Д., Мережко А.А., Горбенко Е.И., Шакиров Р.Б. Газогеохимические работы на региональных геотраверсах Охотского моря//Труды 9-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009,6, т.1, с. 221-224
- Иванов Г.И., Гончаров А.В., Прасолов Э.М., Горбенко Е.И., Краснюк А.Д. Региональные газогеохимические работы на арктических геотраверсах//Труды 9-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: Химиздат, 2009, в, т.2, с. 299-304.
- Кашубин С.Н., Верба М.Л., Матвеев Ю.И., Мильштейн Е.Д. Структурно-вещественная модель земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М «Севморгео»). - В кн.: Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания, том 1. М.: ГЕОС, 2010. с. 301 – 305.
- Козлов А.Л. Особенности солеродных бассейнов, вызывающих локальное выклинивание эвапоритов//Сов. геология, № 8, 1978, с. 15 – 21
- Красный Л.И. Геоблоки// Геотектоника. - 1967. - № 5. - С.103-120.
- Кудрявцев Н.А. О галогенном метасоматозе. – Фонды ВНИГРИ, 1966.
- Кудрявцев Н.А. О закономерностях накопления ископаемых солей (к вопросу о парагенезе нефти и соли)//Сов. геология, 1966, № 7.
- Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008 – 457с.
- Подклетнов Н.Е. Вулканогенное органическое вещество. 1985. Наука: М. 128с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. – М.: Изд-во МГУ. 1991, - 446 с.
- Обжиров А.И., Соснин В.А., Салюк А.Н. и др. Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
- Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Мишукова Г.И., Дружинин В.В., Лучшева Л.Н., Агеев А.А., Пестрикова Н.Л., Обжирова Н.П. Изучение газогеохимических полей в водной среде Охотского моря//Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2003. № 2. с. 118.-125
- Пишон К.ле, Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- представлениям Н.А.Кудрявцева
- Сакулина Т.С., Тихонова И.М., Крупнова Н.Н., Верба М.Л. Особенности геологического строения центральной части Охотского моря (по профилю 2-ДВ-М).- Сб. аннотаций докладов 8-й Междунар. конф. и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2007). 11 – 13 сентября 2007 года, Санкт-Петербург. – СПб.: Химиздат. 2007, с. 170.
- Санина И.А., И.В.Низкоус, Л.И.Гонтовая, Э.Кисслинг. Структура Камчатской зоны субдукции по результатам сейсмической томографии // ДАН, 2005, т. 404, № 5, с. 678 – 683.
- Созанский В.И. Геология и генезис соленосных образований. Киев: Наукова думка, 1973. 200с.
- Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В.Веселов, Е.В.Грецкая, А.Я.Ильёв и др., отв. ред. К.Ф.Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.
- Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Можеровский А.В., Горовая М.Т. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозой // Океанология, 2008, том 48, № 4, с. 615 – 623.
- Удинцев Г.Б., Берсенев А.Ф., Геодекян А.А. и др. Предварительные данные геолого-геофизических исследований в Охотском море и северо-западной части Тихого океана на НИС «Витязь». – В кн. Геолого-геофизические исследования в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. Радио, 1976.

- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. - М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
- Харахинов В.В., И.К.Туезов, В.А.Бабошина, А.А.Терещенков, Б.А.Сальников, С.Х.Сианян, В.Д.Епанешников, Л.А.Маслов. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / под ред. А.Г.Родникова, И.К.Туезова и В.В.Харахинова. М.: НГК РАН, 1996. 338 с.
- Чехов А.Д. Когда и как образовалось Охотское море (к механизму формирования окраинно-морских бассейнов). // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ХLI Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2008. Т.2. С.433-435.
- Эринчек Ю.М., М.Л.Верба, Е.Д.Мильштейн. Концепция изучения глубинного строения литосферы России//Региональная геология и металлогения, №12, 2000, СПб (ВСЕГЕИ), с.68 – 72.
- Яншин А.Л. Как же образуются залежи солей? / Природа, 1987, № 7, с. 35 – 42.
- Cashman K.V. and P.Popenoe. Slumping and shallow faulting related to the presence of salt on the Continental Slope and Rise off North Carolina // Marine and Petroleum Geology, 1985, vol. 2, August, p. 260 – 269.
- Creager J.S., Scholl D.W. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1973, vol. 19, p. 913.
- Ivanov G.I., Goncharov A., Gorbenko E. Multidisciplinary Bottom Geochemical Survey - Innovative Technology of Marine Prospecting Works for Direct Searches of Deposits of Oil and Gas from the Shelf // Abstracts of 3P Arctic — The Polar Petroleum Potential conference, Moscow, 2009, p.33-34.
- Yilmaz O. Seismic data processing. Том 3 (SEG, Tulsa, unofficial translate, 1986) (ru), (T) (K) (178s).