

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Федеральное агентство по недропользованию
Российская Академия наук
Всероссийский научно-исследовательский институт геологии
и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология)

**ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ
В АРКТИКЕ, АНТАРКТИКЕ И МИРОВОМ ОКЕАНЕ
в 2005 году
Ежегодный обзор**



Санкт-Петербург
2006

УДК [550.8+574].001.5(98+99+26)

Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане в 2005 году // Ежегодный обзор. — СПб., ВНИИОкеангеология, 2006. 122 с. (МПР РФ, РАН, ВНИИ-Океангеология).

ISBN 5-88994-072-4

В сборнике представлены предварительные материалы экспедиционных исследований, проведенных ФГУП «ВНИИОкеангеология» в 2005 году. В состав экспедиционных работ входили морские геологические, геофизические и геоэкологические исследования в Арктике, Антарктике, Атлантическом океане и Охотском море.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами морской геологии, геофизики и геоэкологии.

Научный редактор докт. геол.-минер. наук *Г.А. Черкашёв*

ISBN 5-88994-072-4

© ВНИИОкеангеология, 2006
© Коллектив авторов, 2006

Содержание

Введение	4
Комплексные геолого-геофизические исследования в Северном Ледовитом океане на НЭС «Академик Федоров». Каминский В.Д., Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Зайончек А.В., Картылев А.А., Крупская В.В., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И.	5
Геоэкологические исследования в северной части Обской губы (Карское море). Николаев В.В., Мотычко В.В., Константинов В.М., Слинченков В.И., Щербаков В.А., Соколов Г.Н.	20
Комплексные гидрогеохимические исследования и инженерно-экологические изыскания в пределах Кольско-Канинской моноклинали. Ваништейн Б.Г., Каминский Д.В., Касьянова Н.А., Куришева А.В., Литвиненко И.В., Рохманов А.Е., Семенов П.Б., Серебряный В.А., Сысоев Л.Р., Ткаченко Г.Г.	30
Экспедиционные работы на шельфе Баренцева моря и северной оконечности арх. Новая Земля. Анохин В.М., Ваништейн Б.Г., Захаров В.Ю., Ковалева Г.Н., Кораго Е.А., Семенов П.Б., Столбов Н.М.	42
Экспедиционные работы в Усть-Енисейский районе. Гусев Е.А.	57
Геофизические исследования в море Моусона в 50 РАЭ, Восточная Антарктика (предварительные результаты). Лейченков Г.Л., Гандюхин В.В., Гусева Ю.Б., Иванов С.В., Казанков А.Ю.	64
Геологические исследования на массиве Шо, г. Принс-Чарльз, Восточная Антарктида (50 РАЭ, предварительные результаты). Маслов В.А., Воробьев Д.М.	76
Экспедиционные работы в Охотском море по изучению скоплений газовых гидратов (проект ХАОС-2). Мазуренко Л.Л.	93
Результаты 26 рейса НИС «Профессор Логачев» в район 13° с.ш. Северо-Атлантического хребта. Андреев С.И., Егоров И.В., Каминский Д.В., Наркевский Е.В., Петухов С.И., Судариков С.М., Семкова Т.А.	101
Комплексные геолого-геофизические исследования на базе уникальной мобильной установки «СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ». Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Прялухина Л.А., Криницкий П.И.	109

Введение

Серия публикаций результатов полевых исследований ВНИИОкеангеология была начата в 2003 г. Брошюра, изданная небольшим тиражом, привлекла значительный интерес, проявленная инициатива признана важной, а продолжение издания подобных ежегодных обзоров — необходимым.

Количество экспедиций и состав участников ежегодно меняется, однако районы проведения полевых исследований остаются прежними — Арктика, Антарктика, Дальний Восток, Атлантический океан. В 2005 г. сотрудники Института приняли участие примерно в 10-ти экспедициях. Как и в предыдущие годы, основными задачами были изучение геологического строения морского дна, поиск различных видов полезных ископаемых, анализ состояния геологической среды (в том числе опасных геологических процессов) с точки зрения геоэкологии.

Среди выполненных работ хочется особо выделить исследования глубоководной части Северного Ледовитого океана, проводившиеся в 2005 г. на НЭС «Академик Федоров» в рамках решения проблемы внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) России в Арктике. Комплекс геолого-геофизических работ выполнялся под научно-методическим и организационным руководством ВНИИОкеангеология. Полученные материалы имеют определяющее значение для дальнейшего обоснования Российской заявки, представленной в комиссию ООН по разграничению морских границ.

Помимо исследований глубоководной части Арктического бассейна продолжаются экспедиции в шельфовые области Российской Арктики: бюджетные — по программе опережающего геоэкологического картирования в Карском море, и контрактные (с ОАО «Севернефтегаз») — по геоэкологии и газогеохимии вблизи Кольского полуострова. Работы на островной суше в этом году проводились на северном острове архипелага Новая Земля. Кроме того, четвертичные отложения и динамика береговых процессов изучались в ходе полевых работ в устье Енисея.

В нынешнем сборнике более объемно, чем ранее, представлены результаты работ и в другой полярной области нашей планеты — в Антарктике. Представленные материалы получены в ходе юбилейной 50-й Российской Антарктической Экспедиции на НИС «Академик Карпинский» и в составе берегового геологического отряда.

В дальневосточном регионе продолжились работы по выявлению и изучению нового высокопер-

спективного нетрадиционного источника углеводородного сырья — подводных газовых гидратов. Экспедиция 2005 г. принесла новые открытия и утвердила Охотское море в качестве наиболее перспективного газогидратоносного региона в пределах Российской экономической зоны.

Работы в Атлантическом океане по изучению процессов гидротермального сульфидного рудообразования выполнялись на НИС «Профессор Логачёв» (ПМГРЭ). В результате совместных усилий специалистов Полярной экспедиции и Института был открыт новый рудный узел «Ашадзе» в районе 13° с.ш. Срединно-Атлантического хребта.

Продолжаются работы по разработке, испытаниям и внедрению в практику геолого-разведочных работ различных аппаратурно-методических комплексов. Исследования в этом направлении представлены результатами работы в 7 экспедициях с использованием комплексной мобильной установки «Сейсмолаборатория».

В силу своего специфического статуса Институт не только организывает самостоятельные экспедиционные работы, финансируемые за счет МПР России, РосНедра и Минобрнауки, но использует и возможности широкой научной кооперации для выполнения разнообразных проектов. К числу таких организаций относятся предприятия и институты МПР России (ПМГРЭ, Севморгео), Российской Академии Наук (ТОИ ДВО РАН, ИКЗ СО РАН), Росгидромета (ГНЦ ААНИИ), ГУНИО МО (Гидрографическая служба СФ), а также зарубежные партнеры (Япония, Южная Корея, Норвегия и др.).

Как и в прежние годы, в составе полевых отрядов преобладают молодые научные сотрудники, набирающие опыта у старших коллег и приобретающих собственный фактический материал для будущих статей, монографий и диссертаций. В значительной степени представленные материалы подготовлены именно молодыми специалистами Института.

Приведенные в сборнике статьи свидетельствуют об устойчивой тенденции к расширению экспедиционных исследований, что наряду с применением новых технологий и методических приёмов позволяет оптимистично оценивать перспективы развития морской геологической науки в головном научно-исследовательском институте МПР России по работам в Арктике, Антарктике и Мировом океане — ВНИИОкеангеологии.

Заместитель директора ВНИИОкеангеология

Г.А. Черкашён

Комплексные геолого-геофизические исследования в Северном Ледовитом океане на НЭС «Академик Федоров»

С июля по сентябрь 2005 г. были проведены комплексные геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева в Северном Ледовитом океане. Работы выполнялись в рамках подпрограммы «Минерально-сырьевые ресурсы» федеральной целевой программы «Экология и природные ресурсы России (2002—2010 годы)», утвержденной постановлением Правительства Российской Федерации от 7 декабря 2001 г. № 860.

Эти работы явились логическим продолжением исследований по указанной проблеме, начатых еще в 1986 г. ВНИИОкеангеология сначала в рамках тематических исследований и затем продолженных полевыми геолого-геофизическими наблюдениями 1989—92 гг. и 2000 г.

Экспедиционные работы проводились тремя технологиями — морские, наледные авиадесантные и аэрогеофизические.

Основными задачами работ были изучение вещественного состава и генезиса донных отложений и горных пород в пределах свода и склонах поднятия Менделеева, определение основных элементов структурно-тектонического строения осадочного чехла, его мощности и ее изменчивости, определение положения и морфологии основных геофизических границ в земной коре до поверхности верхней мантии, определение мощности земной коры, выявление положения основных глубинных разломов и оценка их роли в развитии земной коры, выяснение генетической связи геолого-структурного положения поднятия Менделеева с геологическими структурами шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей, обоснование положения границы расширенного континентального шельфа в Амеразийском бассейне и подготовка необходимых информационно-аналитических материалов.



Рис. 1. Научно-экспедиционное судно «Академик Федоров».



Рис. 2. Участники экспедиции «АРКТИКА-2005» на борту НЭС «Академик Федоров».

Морские работы

Морские комплексные геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева и в зоне его сопряжения с материковой окраиной выполнялись в составе экспедиции «Арктика-2005» с борта арендованного в ААНИИ НЭС «Академик Федоров» (рис. 1) с июля по сентябрь 2005 года.

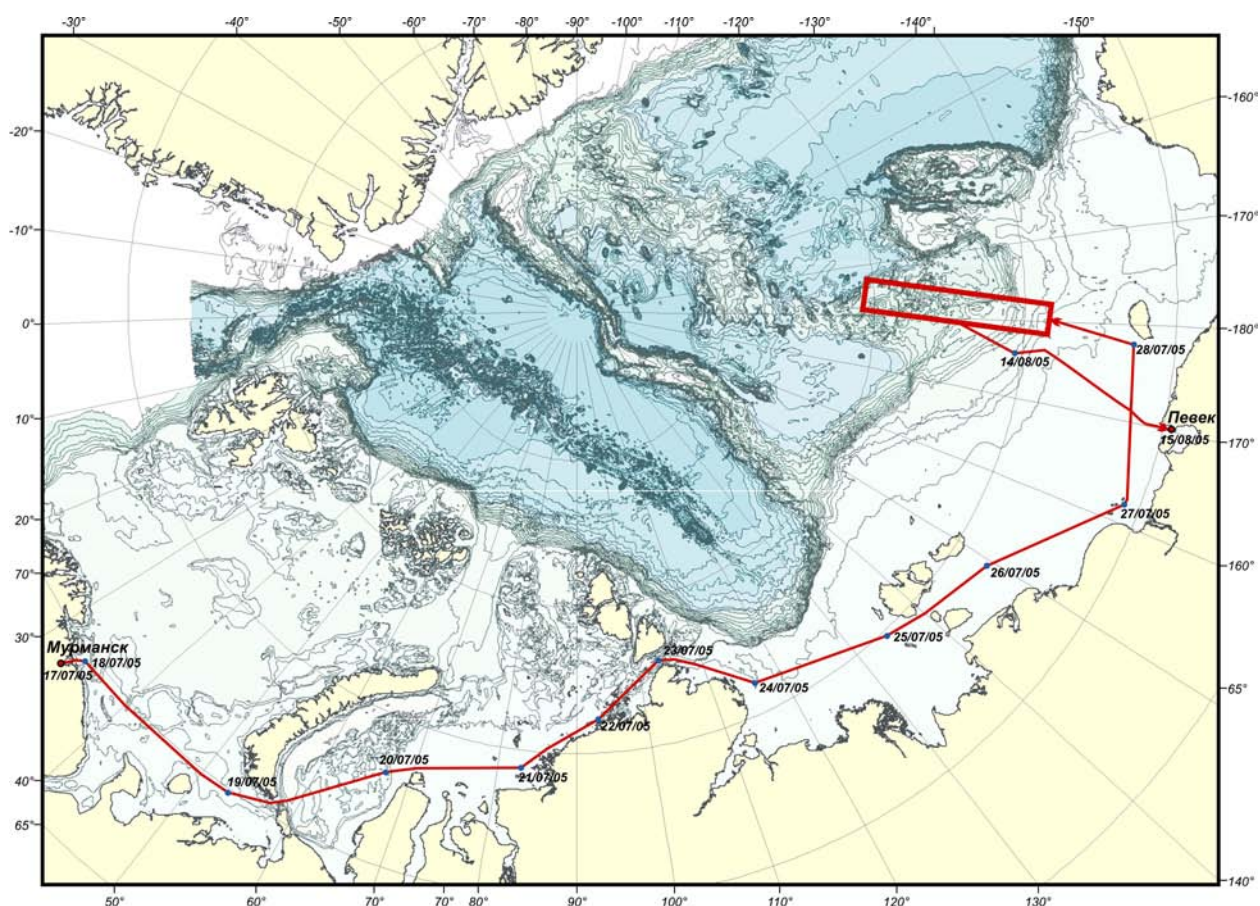


Рис. 3. Маршрут НЭС «Академик Федоров» в экспедиции «АРКТИКА-2005» на поднятие Менделеева.

При проведении авиадесантных сейсмических и гравиметрических наблюдений на льду использовались два вертолета МИ-8 авиакомпании ЗАО «Спарк +», Санкт-Петербург (рис. 2).

С открытием навигации 21 июля по «Севморпути» НЭС «Академик Федоров» в составе каравана в сопровождении атомоходов «Советский Союз» и «Вайгач» прибыл 28 июля в район работ, ограниченный координатами 74° — 79° с.ш. и 176° в.д.— $175,5^{\circ}$ з.д. (рис. 3). В районе полигона судно работало без ледокольного сопровождения. Вследствие аномально теплой погоды и устойчивого северо-западного дрейфа льда, в южной части рабочего полигона сформировались крайне сложные ледовые условия для проведения наледных сейсмических работ по сравнению с ожидаемыми по долгосрочным ледовым прогнозам. В связи с этим, а также с учетом предварительных сейсмических данных, полученных на первой (южной) расстановке ГСЗ, расположение и количество текущих основной геотраверс профилей МПВ было скорректировано.

Было выполнено три вида сейсмических наблюдений: глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), наблюдения методом преломленных волн (МПВ) и методом отраженных волн (МОВ).

Наблюдения ГСЗ и МПВ

Выполнено три расстановки ГСЗ, составивших субмеридиональный профиль, протянувшийся вдоль поднятия Менделеева через зону сочленения поднятия с шельфом Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рис. 4). Схемы наблюдений и методические параметры сейсмических работ на геотраверсе ГСЗ и профиле МПВ представлены на рис. 5. Положение текущего профиля МПВ (рис. 4) выбрано с учетом результатов экспресс-анализа данных ГСЗ по основному геотраверсу. Обоснование положения текущего профиля дано ниже.

Наблюдения МОВ

Выполнялись на каждой точке расстановок ГСЗ и МПВ на этапах снятия регистраторов; для регистрации использовалась станция ВНИИ-Океангеология SM-22; для возбуждения сейсмических волн использовались заряды из 5 электродетонаторов, которые опускались в трещины или разводя на глубину 8 метров.

Всего в экспедиции «Арктика-2005» сейсмические работы выполнены в следующих объемах: ГСЗ — 600 км, МПВ — 120 км, МОВ — 120 сейсмозондирований.

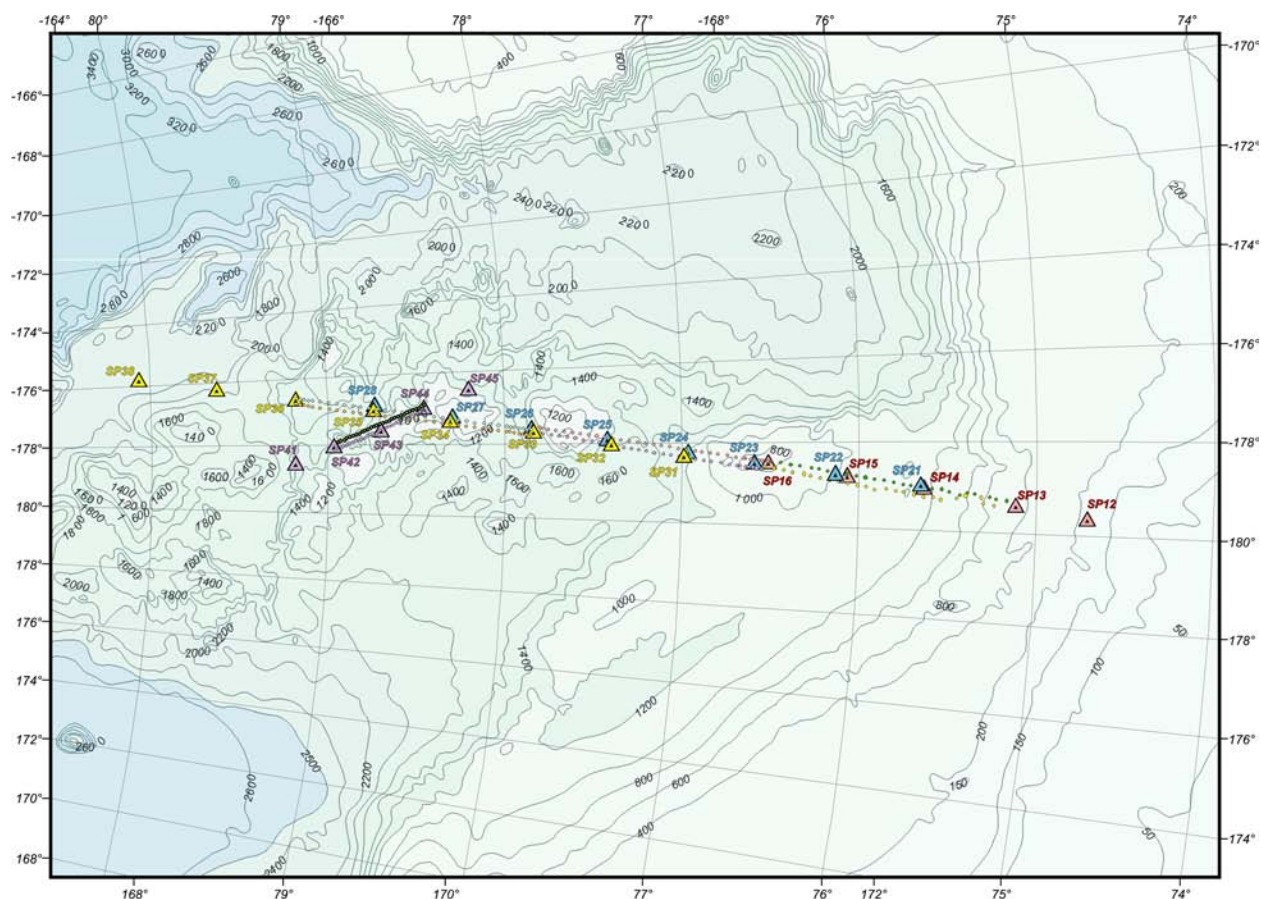


Рис. 4. Схема расстановок при сейсмических исследованиях ГСЗ на поднятии Менделеева.

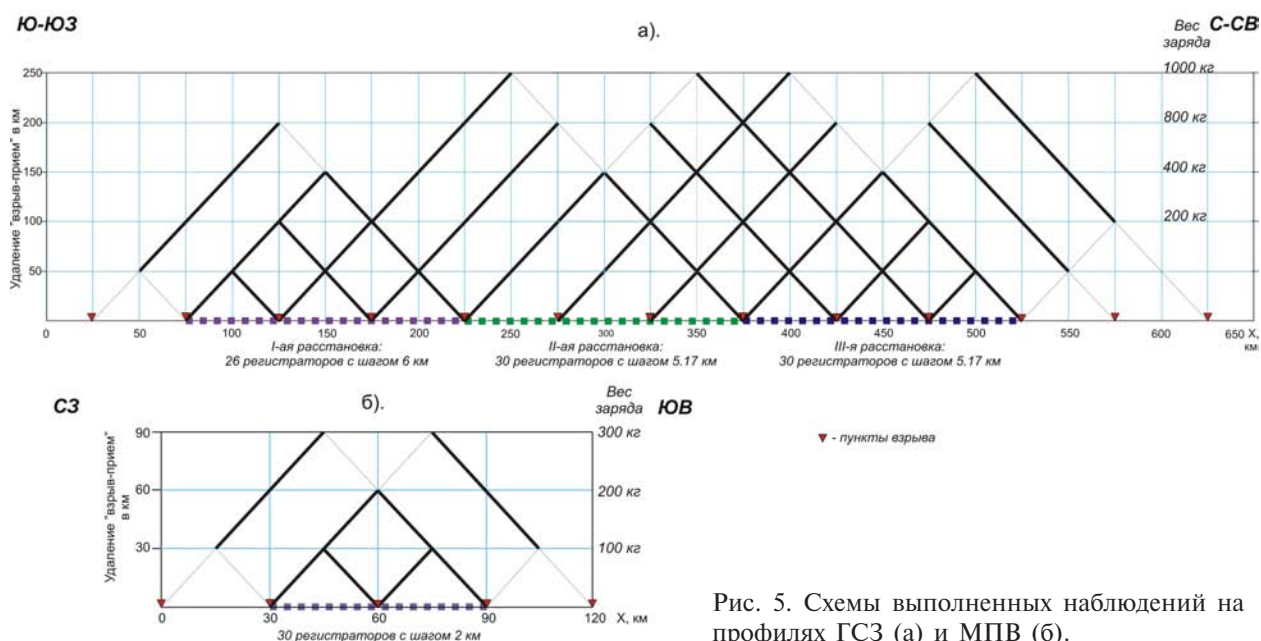


Рис. 5. Схемы выполненных наблюдений на профилях ГСЗ (а) и МПВ (б).

Полевая обработка сейсмических материалов
Экспресс-обработка сейсмических данных на борту судна осуществлялась с целью оценки качества получаемой сейсмической информации, ее адекватности поставленным геологическим задачам и оперативной коррекции методики наблюдений.

После завершения наблюдений на каждой расстановке ГСЗ рассчитывались параметры геометрии наблюдений (линейные координаты ПВ по профилю и удаления от каждого ПВ до каждого регистратора в моменты взрывов, т.н. оффсеты). Специальное навигационное программное обеспечение, разработанное во ВНИИОкеангеоло-

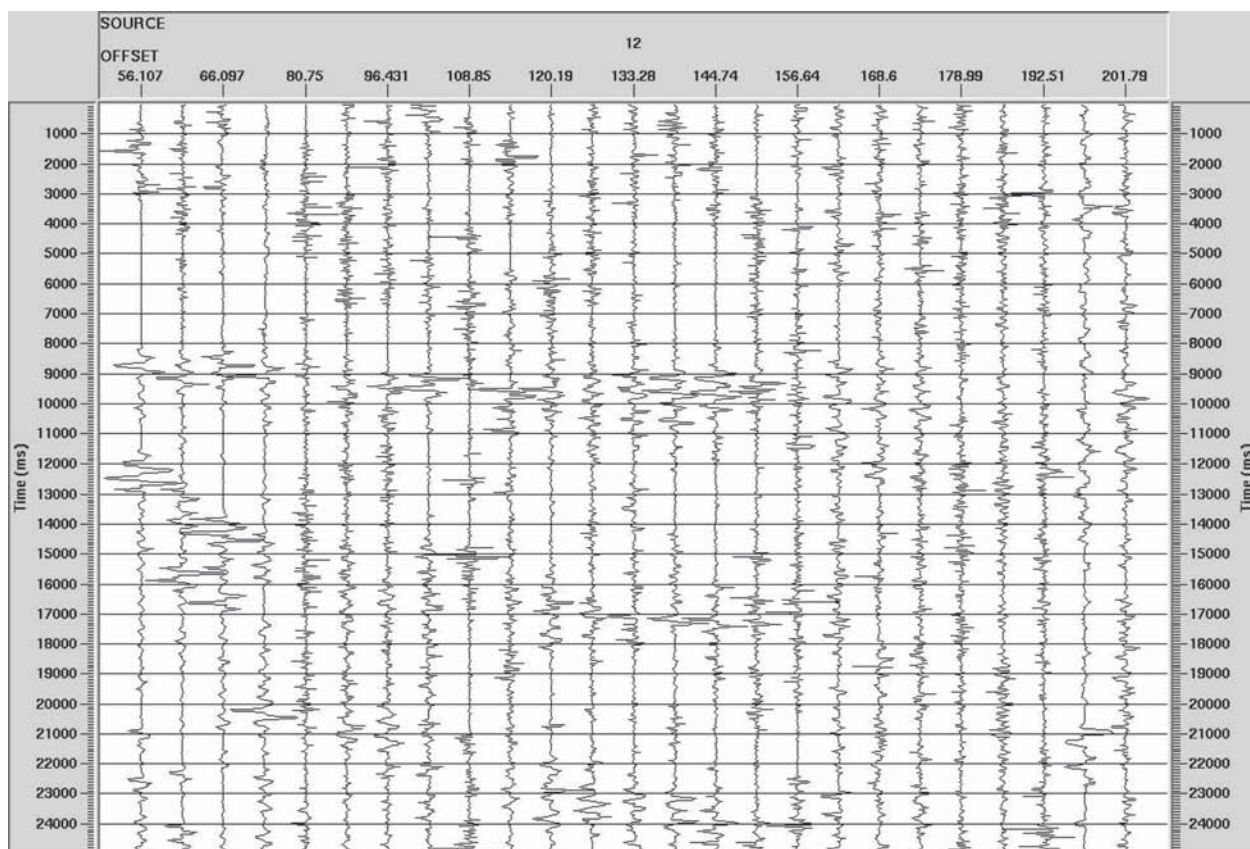


Рис. 6. Пример сейсмической записи ГСЗ с ПВ12 (скорость редукции 8 км/с).

гия, позволило учитывать дрейф льда при расчетах параметров геометрии. Далее цифровые сейсмические данные конвертировались в формат SEG-Y в виде сборок по общим пунктам взрыва с дискретом 7 мс. Полевая сейсмическая информация ГСЗ визуализировалась программными средствами SeisWide 4.2 и SeisWiew. Параметры экспресс-визуализации: полосовая фильтрация — 3—12 Гц, окно нормировки — от 2 до 8 с, скорость редукции — 8,0 км/с (для 4-й расстановки — расстановки МПВ — 6,4 км/с).

Данные МОВ также конвертировались в формат SEG-Y с дискретом 1 мс в виде последовательности сейсмограмм зондирований вдоль расстановок ГСЗ. Параметры экспресс-визуализации данных МОВ: полосовая фильтрация — 20—60 Гц, окно нормировки — от 0,6 до 1,2 с.

Качество полевой информации ГСЗ существенно зависело от ледовой обстановки (сплошенности льда, скорости дрейфа) и погоды (прежде всего силы ветра, напрямую влияющей на уровень микросейсмического шума) во время отработки каждой расстановки. На рис. 6 приведен пример сейсмической записи, полученной в наиболее неблагоприятных за период работ ледовых и погодных условиях (самый южный пункт взрыва — ПВ12, I расстановка ГСЗ), а на

рис. 7 — в относительно благоприятных (самый северный пункт взрыва — ПВ38, III расстановка ГСЗ). На обеих записях выделяются первые вступления рефрагированных волн (на удалении до 200 км с ПВ12 и до 250 км с ПВ38) и прослеживается целевая волна — преломленная волна от поверхности мантии (спрямляется при скорости редукции 8 км/с).

С визуализированных на дисплее сейсмических записей ГСЗ считывались времена первых вступлений и строилась система встречных и нагоняющих годографов первых волн. Интерпретация годографов заключалась в разделении первых вступлений на отдельные волны (на основании анализа волновых полей), преломленные на различных глубинных границах, и их аппроксимации головными волнами с учетом принципа взаимности.

Определенные по системе годографов граничные скорости (в результате осреднения кажущихся скоростей по встречным наблюдениям) и t^0 головных волн вводились в специально разработанную во ВНИИОкеангеология программу для расчета одномерных скоростных моделей на каждом пункте взрыва. Программа решает обратную задачу методом послойной интерпретации первых волн при аппроксимации реальной

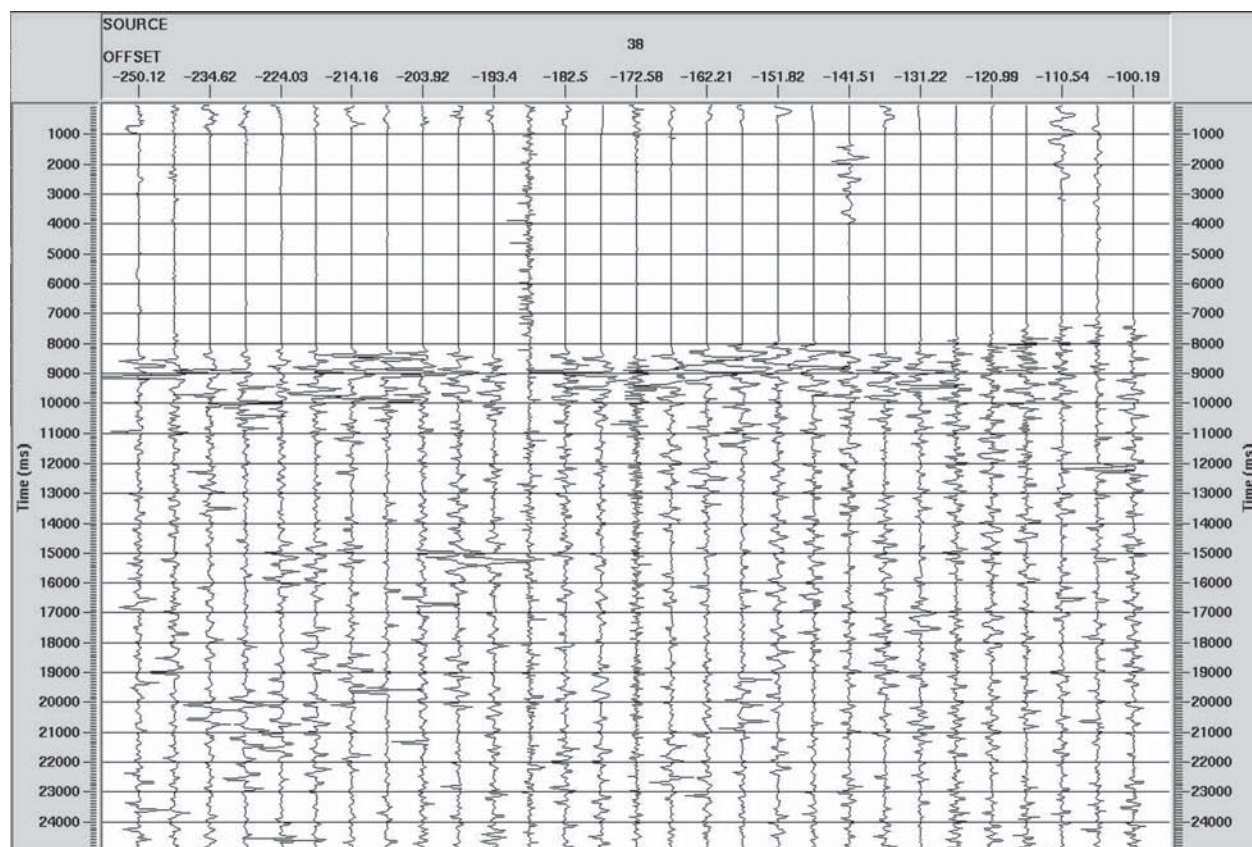


Рис. 7. Пример сейсмической записи ГСЗ с ПВ38 (скорость редукции 8 км/с).

среды слоисто-однородной (граничная скорость равна интервальной скорости) моделью с плоскими границами. В результате выполненной интерпретации системы годографов первых вступлений и волнового поля в программу моделирования были введены 5 групп головных волн с граничными скоростями 7,5–8,1 км/с (поверхность мантии), 6,8–7,1 км/с (поверхность нижней коры), 6,1–6,5 км/с (поверхность верхней коры), 4,7–4,9 км/с (поверхность консолидированного осадочного чехла), 3,5–3,7 км/с (поверхность, отделяющая литифицированный осадочный чехол от рыхлых отложений).

На рис. 8 представлена компиляция рассчитанных одномерных моделей земной коры вдоль отработанного геотраверса ГСЗ; здесь же показаны результаты измерения аномального гравитационного поля в редукции в свободном воздухе. Рельеф дна и конфигурация поверхности литифицированных осадков (граничные скорости 3,5–3,7 км/с) уточнялись по данным МОВ.

Следует подчеркнуть, что представленную модель нужно рассматривать не как двумерную модель, а только как оценочную компиляцию одномерных моделей без учета сейсмического сноса, на которой аномальные зоны, границы структур или блоков могут быть существенно

сдвинуты в ту или иную сторону по латерали по отношению к реальным. Тем не менее, предварительный анализ компиляции позволяет предложить следующую вероятностную геологическую интерпретацию строения земной коры вдоль геотраверса «Арктика-2005».

Южный фланг геотраверса предположительно пересек продолжения (за бровку шельфа) двух шельфовых структур северо-западного простирания — периферийной части Северо-Чукотского прогиба (мощность осадочного чехла — 10 км при общей мощности коры 29 км) и Северо-Чукотского поднятия (мощность чехла — 7–8 км при общей мощности коры 31 км). Мористый борт последнего, по-видимому, представляет собой зону тектонических нарушений, сопровождаемую значительным аномальным разрастанием мощности коро-мантийного слоя, или, возможно, внедрением в нарушенную зону мантийного вещества. Из публикаций известно, что появление и разрастание коро-мантийного слоя коррелируется обычно с тектономагматической активизацией. В рельефе дна Северо-Чукотское поднятие выражается отчетливой батиметрической террасой.

Центральная часть геотраверса предположительно соответствует области наложения на

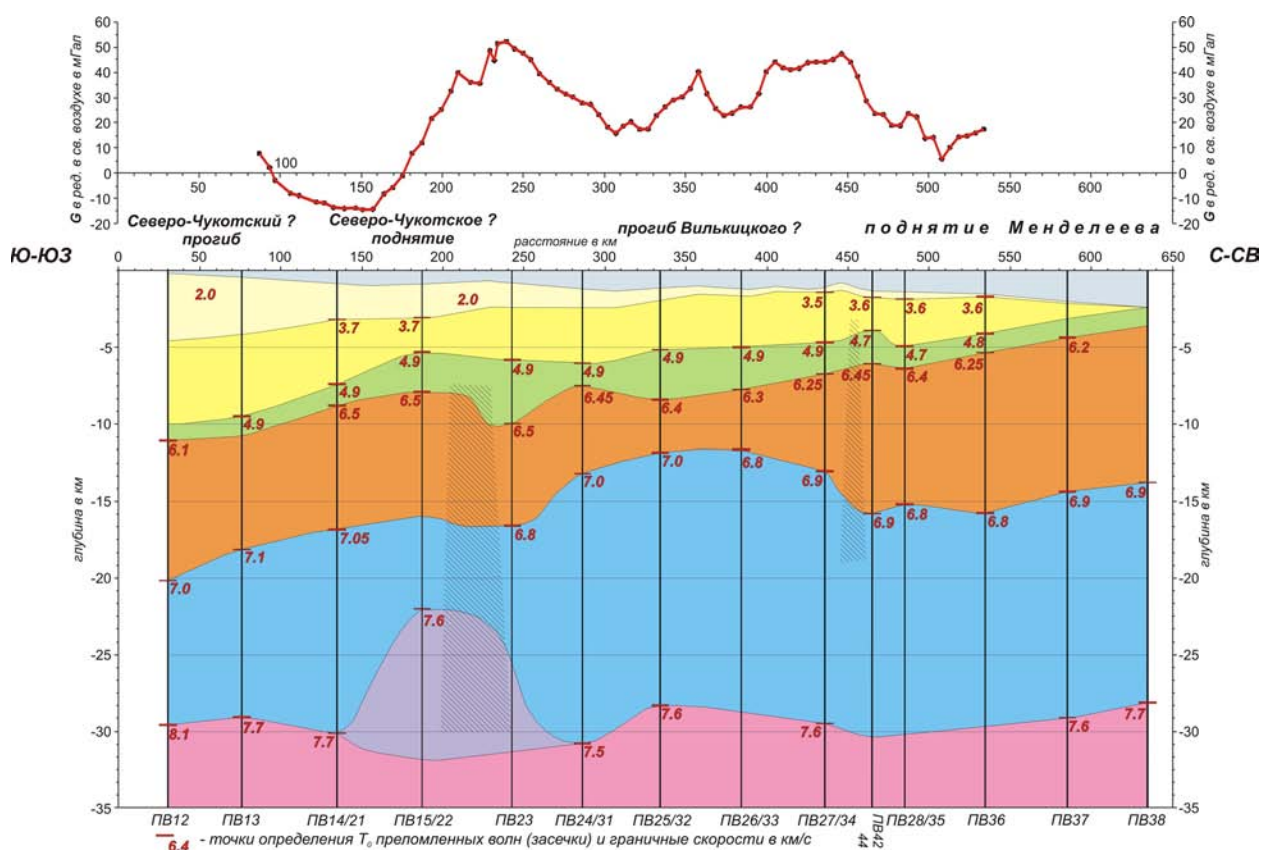


Рис. 8. Компильция 1D моделей земной коры вдоль геотраверса ГСЗ «АРКТИКА-2005».

поднятие Менделеева присклонового прогиба Вилькицкого (в данном случае подразумевается склон батиметрической террасы) с мощностью осадочного чехла до 8 км, с утоненной до 5 км верхней корой при общей мощности коры 27 км. Отмечается в целом зеркальность рельефа поверхностей верхней коры и мантии, что указывает на существенную компенсированность коры, возможную лишь при наличии в ней и в верхах мантии пластичных слоев (волноводов) и невозможную в жесткой океанической литосфере.

Северный фланг геотраверса по-видимому вышел за пределы зоны сочленения поднятия Менделеева с шельфом, в область, где поднятие уже не осложнено присклоновыми структурами. Общая мощность коры поднятия Менделеева здесь составляет 26—28 км при сокращающейся на север мощности осадочного чехла от 5 до 2—км.

Главной и неожиданной особенностью моделей на северном фланге геотраверса является нередуцированность верхней коры поднятия Менделеева; ее мощность (10 км) здесь практически сравнима с мощностью нижней коры, что характерно скорее для шельфовых поднятий, чем для глубоководных (модель по геотраверсу «Арктика-2000»).

Для проверки этого неожиданного факта был отработан поперечный профиль МПВ (IV рас-

становка), пересекающий северную часть геотраверса ГСЗ. Его задачей было изучение верхней коры в области предполагаемого разрастания ее мощности. На рис. 9 представлена компильция одномерных моделей вдоль профиля МПВ и сейсмическая запись с ПВ42 при скорости редукции 6—4 км/с. Мощность верхней коры на моделях составляет 9—10 км, что подтверждается прослеживанием в первых вступлениях волны с граничной скоростью 6,4 км/с в большом интервале удалений (от 24 до 50 км). Достоверность одномерных моделей на секущем профиле, по крайней мере до поверхности верхней коры, также подкрепляется их сопоставлением с данными МОВ (рис. 10).

Таким образом, данные МПВ по секущему профилю полностью подтвердили как модели поднятия Менделеева на северном фланге геотраверса ГСЗ (ПВ42/44 на рис. 8), так и факт нередуцированности верхней коры поднятия в глубоководной части.

Гравиметрические наблюдения

Гравиметрические наблюдения включали опорные маятниковые наблюдения и профильную наледную гравиметрическую съемку.

Маятниковые наблюдения выполнялись с помощью пяти гравиметров АМП-1. Данные об

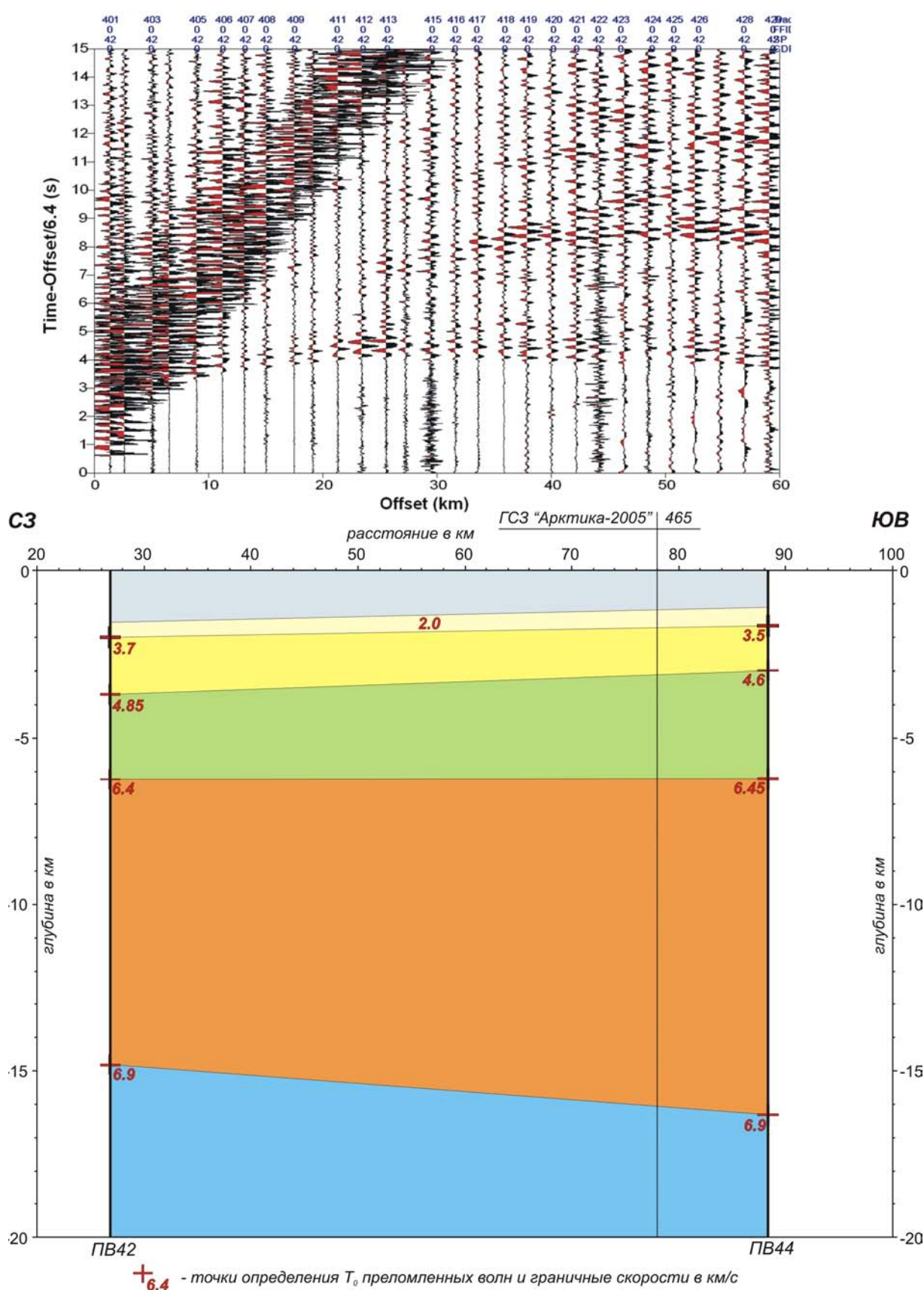


Рис. 9. Компильция 1D моделей земной коры вдоль профиля МПВ «АРКТИКА-2005».

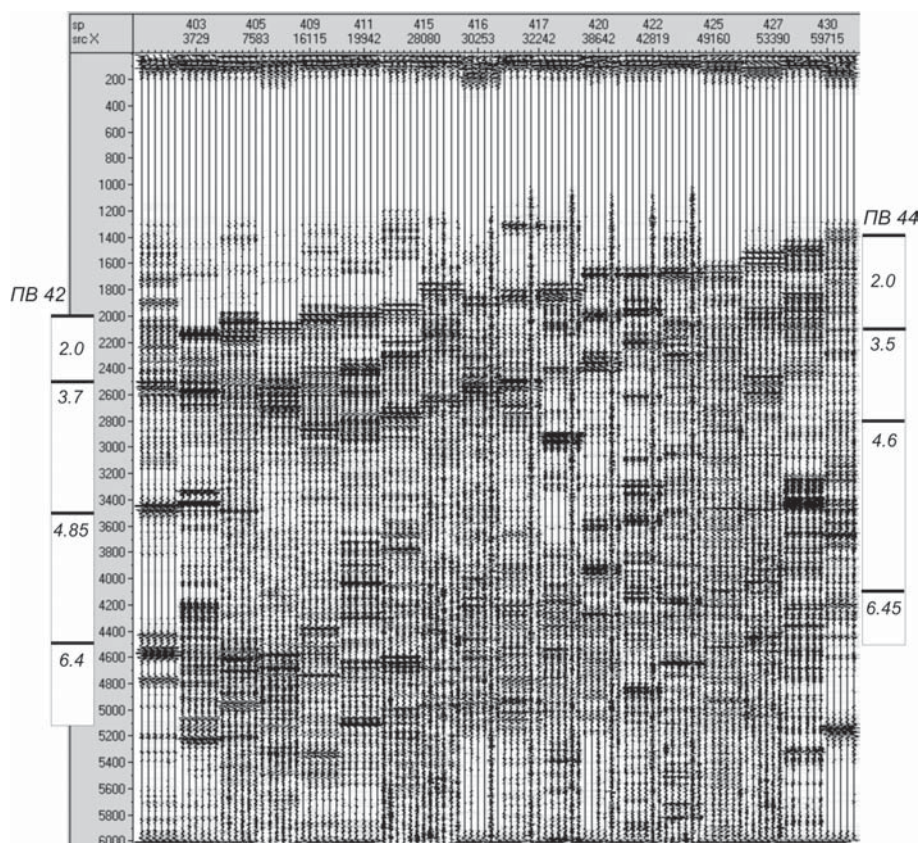


Рис. 10. Данные МОВ на секущем профиле МПВ (IV расстановка).

ускорении силы тяжести (УСТ), полученные в опорных пунктах маятниковыми гравиметрами, использовались для привязки профильных гравиметрических наблюдений. Начальные опорные наблюдения выполнялись в г. Мурманск. Значения УСТ в рейсе вычислялось путем осреднения данных, измеренных тремя приборами АМП-1 в серии из 2000 периодов. По предварительным расчетам при маятниковых наблюдениях в опорных пунктах СКП измерений значений силы тяжести не превышает 1 мГал.

Заключительные опорные наблюдения и камеральная обработка материалов будут проведены по прибытии судна в порт Мурманск

В процессе наледной гравиметрической съемки по сейсмическим профилям, с использованием результатов маятниковых наблюдений на борту судна в качестве опорных, были измерены приращения ускорения силы тяжести от мест стоянок судна до точек установки сейсморегистраторов на профилях ГСЗ и МПВ. Гравиметрические измерения выполнялись двумя или тремя стандартными кварцевыми наземными гравиметрами третьего класса типа ГНК-КС с двух бортов вертолетов МИ-8 после завершения взрывных работ на профиле в процессе сбора сейсморегистраторов. Гравиметрические изме-

рения выполнены во всех точках постановки сейсморегистраторов на профилях ГСЗ и МПВ. Результаты предварительной обработки показали, что погрешность измерения средних приращений значений ускорения силы тяжести определены в точках наблюдений не хуже $\pm(0,6 - 0,8)$ мГал.

Геологические исследования

Исследования донных отложений дают ценный материал для решения вопросов геологического и геотектонического строения Северного Ледовитого океана, выяснения происхождения отдельных морфоструктур, уточнения строения верхней части осадочного чехла и восстановления истории глобальных палеогео-

графических и палеоклиматических изменений за последние несколько миллионов лет.

Изучение донных осадков в ходе экспедиции «Арктика 2005» проводились на двух полигонах — в окрестности профилей ГСЗ и МПВ в районе поднятия Менделеева и на участке дрейфа СП-26 в районе хребта Ломоносова, где решались разные геологические задачи.

Основной целью работ на первом полигоне являлось получение дополнительных данных по строению и эволюции поднятия Менделеева, особенно, в зоне его сочленения с континентальным шельфом Восточно-Сибирского моря, что тесно связано с проблемой определения внешней границы континентального шельфа России в Арктике. Перед работами стояла задача собрать дополнительные данные о геологическом строении и тектонической природе поднятия Менделеева; строении и возрасте верхней части осадочного чехла; как основы для определения влияния глобальных климатических изменений на условия седиментогенеза. Одновременно с этим ставились задачи получения дополнительных данных по литологии и геохимии рыхлых донных осадков, а также по геохимии рассеянного органического вещества осадочных отложений с целью выявления его генезиса и источников поступления.

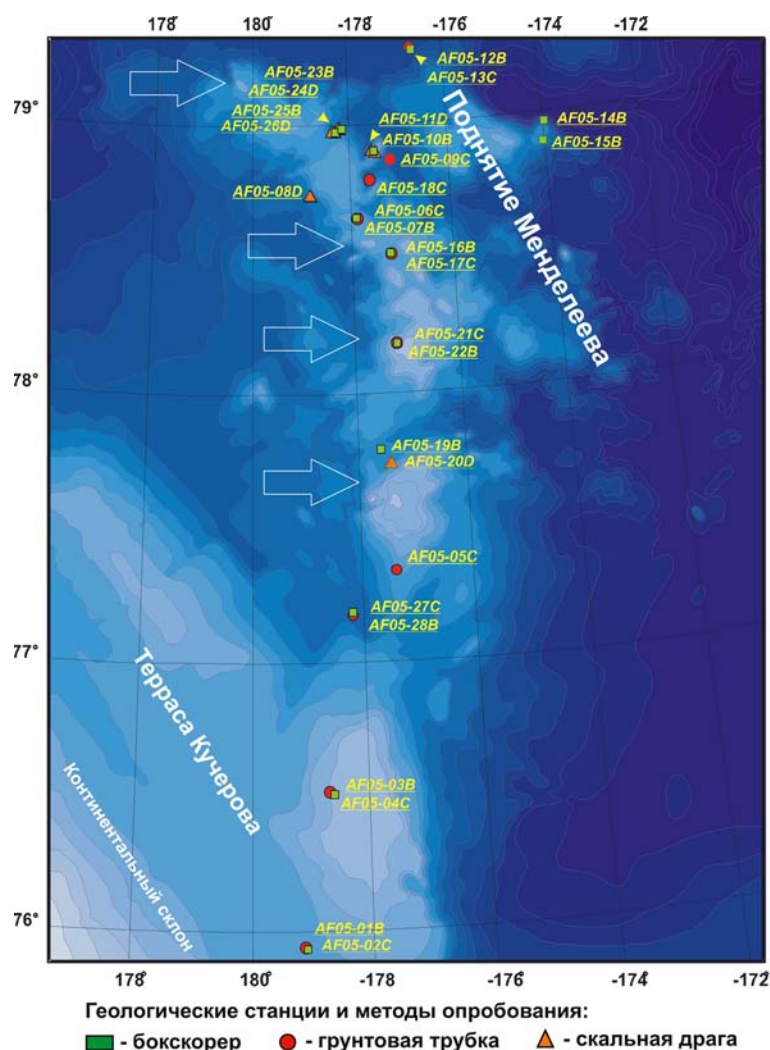


Рис. 11. Обзорная карта района геологических работ (полигон I) в ходе экспедиции «Арктика — 2005».

На втором полигоне — в районе хребта Ломоносова — исследование донных осадков планировалось с целью сбора данных для выяснения литологического состава верхней части рыхлого чехла и характера глобальных климатических изменений.

Исходя из поставленных целей, были запроктированы работы на двух профилях: 1 — через зону сочленения поднятия Менделеева с шельфом Восточно-Сибирского моря (рис. 11) и далее на север на самом поднятии (полигон I); 2 — от Новосибирских островов и далее к северу через континентальный склон в котловину Амундсена (вдоль западного склона хребта Ломоносова) до Северного полюса (полигон II).

Выбор станций геологического опробования определялся на основе анализа батиметрических карт, а также исходя из анализа геоморфологических карт, построенных А.Г. Зинченко.

Подняtie Менделеева в геоморфологическом отношении осложнено серией ступеней,

последовательно погружающихся в направлении на северо-восток. Ранее, в ходе экспедиции «Арктика-2000», геологические работы проводились в северной части поднятия, на его более низких ступенях. В ходе рейса 2005 г. основные работы по донному опробованию проводились в пределах верхней ступени на отметках 1400—1700 м, и в меньшем объеме — на террасе Кучерова и прилегающем шельфе. Геологическим опробованием были охвачены различные геоморфологические элементы зоны сочленения поднятия с шельфом, а также отдельные плато, возвышенности и склоны на самом поднятии Менделеева.

В ходе проведения геологических исследований использовалось штатное оборудование НЭС «Академик Федоров» и собственное оборудование геологического отряда.

На полигоне I было выполнено 28 геологических станций (от 75° до 79° с.ш.): из них 10 — гидростатической трубкой, 13 — бокскорером и 5 — скальной драгой. Глубина дна составляла от 980 до 2300 м., Средняя длина грунтовых колонок составила 5,1 м (наименьшая 3,83 м, наибольшая 6,37 м), объем каждой пробы поверхностных осадков из дночерпателя составил не менее 0,14 м³. Все геологические станции вынесены на батиметрическую основу. На полигоне II (от 77° до 89°58' с.ш.) было выполнено 7 станций: из них 5 — гидростатической трубкой и 2 — бокскорером. Глубина дна составляла от 43 м до 4270 м.

С целью дальнейшего изучения донных отложений региона были отобраны пробы для исследований в стационарных лабораториях на следующие виды анализов: петрографический, микропалеонтологический, литолого-минералогический, палеомагнитный, геохимический, органико-геохимический, определения абсолютных датировок. Общее количество образцов из проб донных отложений составило 1845, проб воды — 95.

На всех станциях пробоотбора, осуществлявшихся бокскорером, проводилось подводное фотодокументирование при помощи фотообъектива (рис. 12), при описании поднятой геологической пробы на борту велась фотодокументация (рис. 13).

В результате исследования грунтовых колонок на полигоне I в пределах трех сопряженных

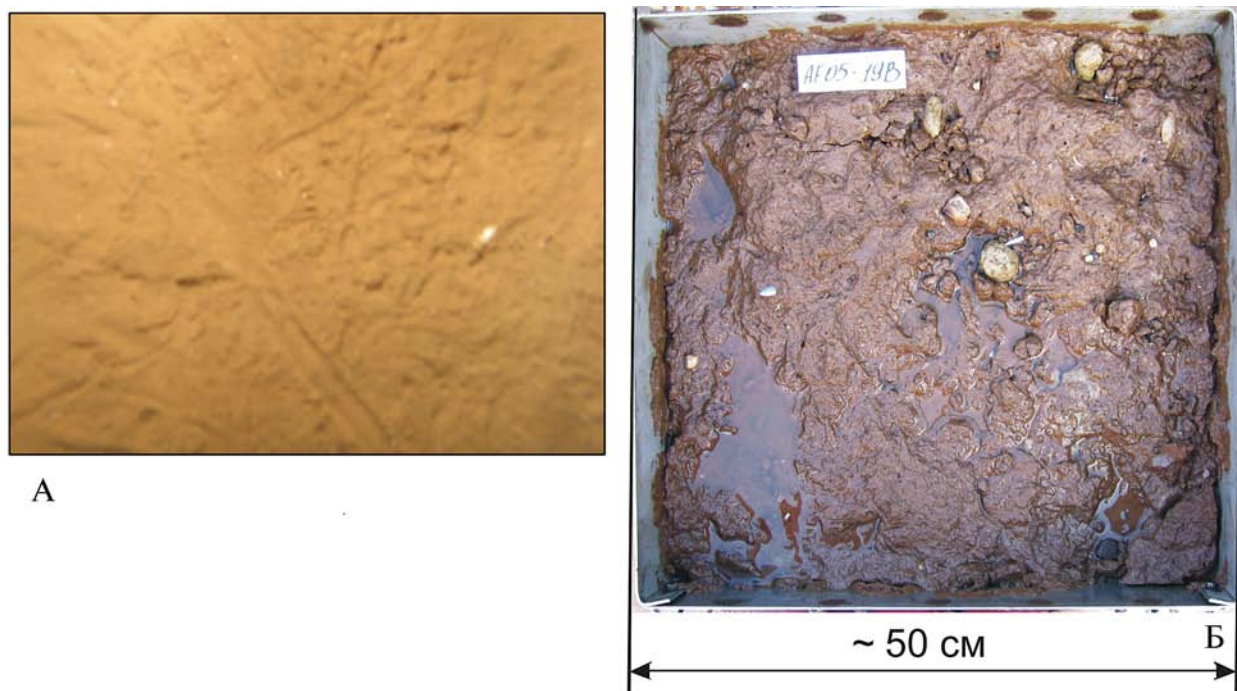


Рис.12. Фотографии поверхности морского дна, сделанные при помощи фотобокса в момент пробоотбора (А) и на рабочей палубе при открытом коробе боксера (Б).

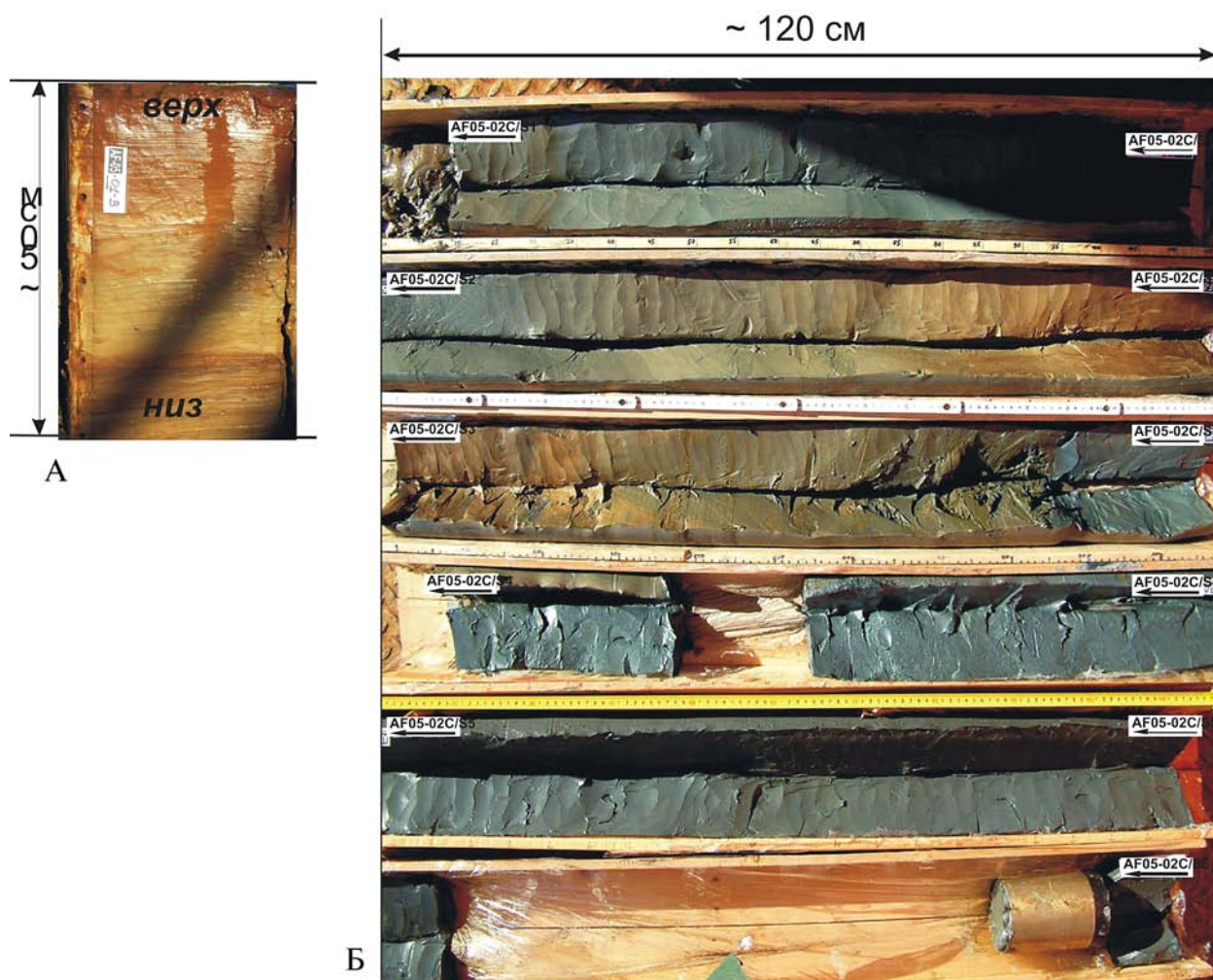


Рис.13. Фотография разреза донных отложений (ст. AF05-01B), поднятых боксером (А), и грунтовой трубкой (ст. AF05-02C) (Б).

геоморфологических структур — континентального склона, террасы Кучерова и поднятия Менделеева выявлены строение и состав донных отложений верхней части рыхлого чехла. На основании полевого изучения можно отметить, что в колонках наблюдается некоторая изменчивость неконсолидированных осадков как по разрезам, так и по площади. Наиболее четко они проявились в различных морфологических структурах. Условия формирования и диагенетические процессы определили некоторые различия в характеристике толщи осадков, что позволило подразделить изученный интервал рыхлого осадочного чехла на четыре пачки.

При полевом исследовании литологических особенностей донных отложений были выявлены отдельные реперные горизонты, которые позволили сопоставить изученные разрезы. В целом осадки довольно неоднородны по цвету, плотности и составу, представлены преимущественно алевропелитами и песчаными алевропелитами, часто встречаются песчаные прослои, нередко содержащие марганцовистые микростворы.

жения, а также обломки литифицированных пород различного размера. Изученные рыхлые отложения имеют оливково-коричневый цвет с желтоватым, сероватым и серо-голубым оттенком с характерными пятнами биотурбации и разводами, отвечающими окислительно-восстановительным условиям диагенеза (рис. 14). Осадки в колонках, отобранные на локальных вершинах поднятия Менделеева, отличаются более однородным строением по сравнению с разрезами, полученными на склонах и у подножья поднятия, где наблюдались признаки многочисленных оползневых процессов.

Грубообломочный материал, полученный в процессе драгирования и пробоотбора боксикором, составляет свыше 185 крупномерных (более 1—2 см в диаметре) образцов и более 30 обломков менее 1 см. Основная масса крупнообломочного материала получена путем драгирования. По предварительному полевому определению из этих образцов около двух третей представлены терригенными породами (пестроцветными кварцитопесчаниками, гравелитами, слоистыми алевролитами и аргиллитами), реже — известняками и известковистыми песчаниками, в единичных обломках встречены граниты, диориты, гнейсы(?). Большинство обломков имеет плитчатую отдельность, угловатую форму (рис. 15).

В ходе выполнения геологического исследования основного района работ были получены данные о суммарном содержании хлорофилла с целью определения первичной биопродуктивности. Измерения проводились на спектрофлуориметре «Флюорат-Панорама» по стандартной методике. Был установлен диапазон концентраций содержания хлорофилла-А в поверхностном слое воды, составляющий 0,0011—0,0022 мкг/л, при среднем содержании 0,0014 мкг/л. Столь низкие значения объясняются невысоким уровнем первичной продуктивности района исследований. Для оценки содержания растворенных и эмульгированных нефтепродуктов в водной толще и донных отложениях был выполнен отбор и



Рис.14. Литологический разрез и описание станции (ст. AF05-02C).



Рис.15. Фотографии обломков литифицированных пород.

консервация проб для последующего изучения в стационарных условиях. Полученные результаты позволят расширить сведения об углеводородном потенциале исследуемого района.

Гидрографическое обеспечение исследований

Гидрографическое обеспечение наблюдений в экспедиции «Арктика-2005» использовалась следующая аппаратура и программное обеспечение:

- стационарная спутниковая аппаратура PRO XR (фирма Trimble);
- носимая спутниковая аппаратура GeoExplorer3 (фирма Trimble);
- пакет программ PathFinder Office (для работы с носимой спутниковой аппаратурой GeoExplorer3) — разработчик фирма Trimble;
- навигационно-гидрографический пакет программ Nabat2005 (собственная разработка);
- пакет программ электронной картографической информационной системы dKartNavigator, предоставленный во временное пользование фирмой Моринтех (Россия).

В ходе выполнения экспедиционных работ обеспечены четыре ледовых расстановки сейсморегистраторов и пунктов взрыва, 18 станций геологического опробования.

На одной из станций донного пробоотбора выполнен систематический промер на шести галсах, позволивший уточнить рельеф дна и наметить точки для взятия проб грунтовой рубкой, дночерпателем, а также начальную и конечную точки для драгирования.

Маршрутный промер на полигоне выполнен на протяжении порядка 3200 км на ходу судна и более 140 км в ледовом дрейфе.

Точность определения координат точек наблюдений составила 30 м, точность определения расстояний «пункт взрыва — пункт приема» по ортодромии — 45 м, а точность промера дна — 1% от глубины.

Аэрогеофизические работы

Аэромагнитные исследования проводились силами ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ в июле—августе 2005 г. В качестве производственного транспорта при проведении аэрогеофизических работ использован самолет-лаборатория ИЛ-18Д №75713, принадлежащий ОАО НПП «МИР». Основным аэропортом базирования был а/п Певек.

Доставка основного состава экспедиции и полевого снаряжения из Санкт Петербурга к месту работ была осуществлена на производственном транспортном средстве — самолете ИЛ-18Д. Вылет состоялся из а/п Пушкин 17 июля, прибытие а/п Певек — 18 июля, с промежуточной посадкой в а/п Хатанга. Работы продолжались до 16 августа.

Магнитометрическая аппаратура

В специально смонтированном к хвосту самолета 6-метровом немагнитном коке было установлено 2 системы магнитометрических датчиков — датчик к квантовому магнитометру АКМ и две системы парных датчиков (для дублирования) аэромагнитометра АМ-2М. Цифровая регистрация производилась независимо на каждый из магнитометров, причем независимость соблюдалась и на этапе регистрации сигнала от двух различных пар датчиков АМ-2М.

Регистрация вариаций геомагнитного поля

Измерение вариаций геомагнитного поля в период проведения съемки осуществлялось МВС типа М60 и М33 для принятия оперативного решения о вылете. К сожалению, большая захламленность металлоломом территории аэропор-

та вызвала дополнительные сложности при организации МВП, который пришлось организовать примерно в километре от камерального помещения. Для функционирования МВП из камерального помещения была организована доставка источников бесперебойного питания и сменных аккумуляторных батарей.

Регистрация вариаций геомагнитного поля в круглосуточном режиме перед началом работ показала его характерные, достаточно плавные суточные изменения. Поэтому при проведении съемки в день каждого вылета регистрация началась примерно за 1—2 часа до начала вылета и заканчивалась через 2—3 часа после окончания вылета. Дополнительно, для контроля были выполнены 36-часовые непрерывные наблюдения.

За все время полевого сезона вариационная обстановка была благоприятной.

Гравиметрическая аппаратура

Использовался аэрогравиметрический комплекс, созданный Центральным научно-исследовательским институтом «Электроприбор» и ПМГРЭ, который многократно использован при съемках в Арктике и Антарктике.

Комплекс состоит из 3-х струнных измерителей вертикальной скорости (СИВС), четырех струнных гравиметров типа ГСД-М и струнного барометра. Вся информация по каналам через единый регистратор накапливается на персональном компьютере.

Навигационная аппаратура

Самолет-лаборатория на базе ИЛ-18Д №75713 оборудован штатной системой GPS типа KLN-90. Для обеспечения выдачи информации на регистрацию была установлена дополнительная инерциально-спутниковая система навигации, созданная НПП «МИР». В состав системы входят:

- 1) инерциальная система И-11-1;
- 2) спутниковая навигационная система на базе приемника GPS «Юпитер»;
- 3) промышленная ПЭВМ;
- 4) специализированное программное обеспечение (СПО).

Автономно-инерциальная система И-11-1 обеспечила определение текущего местоположения самолета в географической системе координат и отклонения от заданной линии пути. Система выдает информацию (включая ее регистрацию) в соответствии с ГОСТ 18 977-79 — широта, долгота, истинный курс, расчетный курс, гироскопический курс, крен, тангаж, скорость С-Ю и В-З, скорость изменения бокового отклонения, боковое отклонение, угол сноса.

Спутниковая система навигации на базе GPS приемника «Юпитер» обеспечила измерение, вычисление, регистрацию и визуализацию информации. Дополнительно, на крыше камерального помещения, был установлен дифференциальный пункт. Предварительная обработка информации позволяет утверждать, что навигационная ошибка составляла не более 50 м.

Высота аэрогеофизической съемки, в зависимости от погодных условий, варьировала в пределах 400—500 м.

Летно-технические качества самолетов ИЛ-18Д позволяют при малых высотах летать со скоростью 350 км/ч, что и было запланировано при проведении АГС. Однако аномально высокие температуры привели к следующему:

— самолет на скорости 350 км/ч был неустойчив и долго выдерживать курс на маршруте с помощью автопилота, что является обязательным условием при проведении съемки, было невозможно;

— резко увеличился расход топлива — до 3 т за час полета на малой высоте, против запланированных летной частью проекта 2,3 т, что существенно сократило время вылета.

В связи с этим, и принимая во внимание 8-часовой график работы аэропорта, было принято решение об увеличении скорости до 450 км/ч, как единственное решение, позволяющее выполнить работы. Такое увеличение существенно не отразилось на качестве магнитометрических наблюдений, в то время как качество гравиметрических, безусловно, упало. Насколько сильно можно будет судить только после обработки результатов съемки.

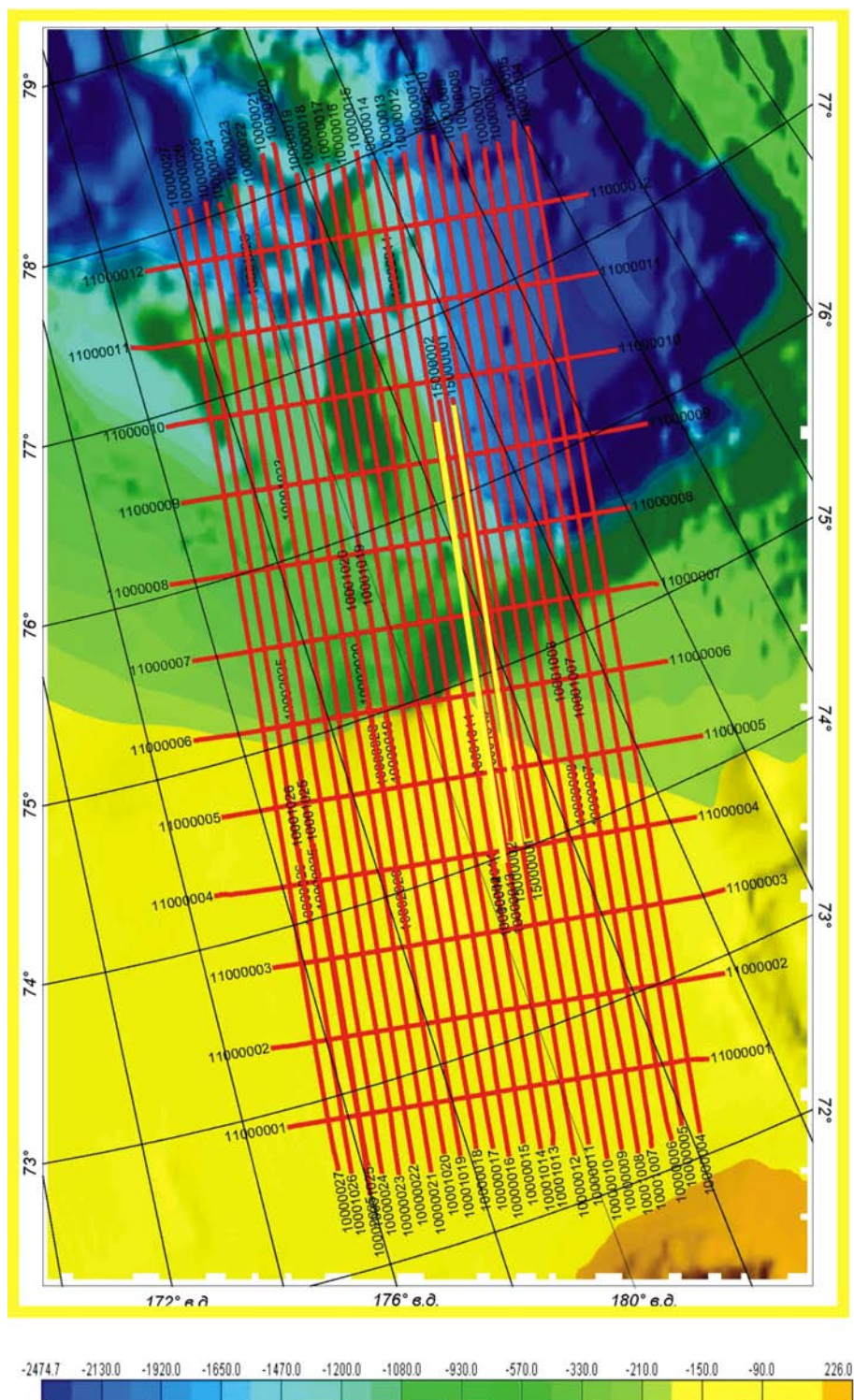
Скорость воздушного судна выдерживалась по приборам постоянной, а фактическая (путевая скорость) колебалась в диапазоне 400 — 500 км/ч в зависимости от направления и скорости ветра.

Первоначально проектом предусматривалось выполнение съемки масштаба 1:500 000. Однако исполнители вынуждены были пересмотреть запланированный масштаб по следующим причинам:

1. Проведенный весной 2005 г. детальный анализ тектонических карт и схем показал, что зона сочленения хребта Менделеева с континентальной окраиной занимает достаточно обширную площадь. В рамках отпущенных лимитов ассигнований на проведение аэрогеофизической съемки достаточно надежно закартировать эту площадь в масштабе 1:500 000 не представлялось возможным.

2. Весенний прогноз ледовой обстановки был неблагоприятным для проведения наледных

Рис. 16. Схема обработанных аэрогеофизических маршрутов.



работ. Поэтому достаточно точно спрогнозировать местоположение отработки профиля ГСЗ не представлялось возможным.

В связи с этим было принято решение об изменении масштаба съемки до 1:1 000 000 для расширения площади работ.

В результате было выполнено (рис. 16):

- 24 рядовых профиля, протяженностью по 610 км (14 640 пог. км);
- 12 секущих профилей, протяженностью по 270 км (3240 пог. км);
- 2 детализационных профиля, протяженностью по 250 км (500 пог. км);
- 4 повторных участка отдельных профилей для определения качества съемки (общая протяженность — 350 км).

Общая протяженность маршрутов составила — 18 730 км, непосредственная площадь съемки — 140 300 км².

Краткая характеристика аномального магнитного поля

Обработка аэрогравиметрических данных требует достаточно длительного времени, поэтому остановимся только на полученных при выполнении АМС материалах. На рис. 17 представлена полевая карта графиков аномального магнитного поля, наложенная на карту изолиний, построенную по ранее полу-

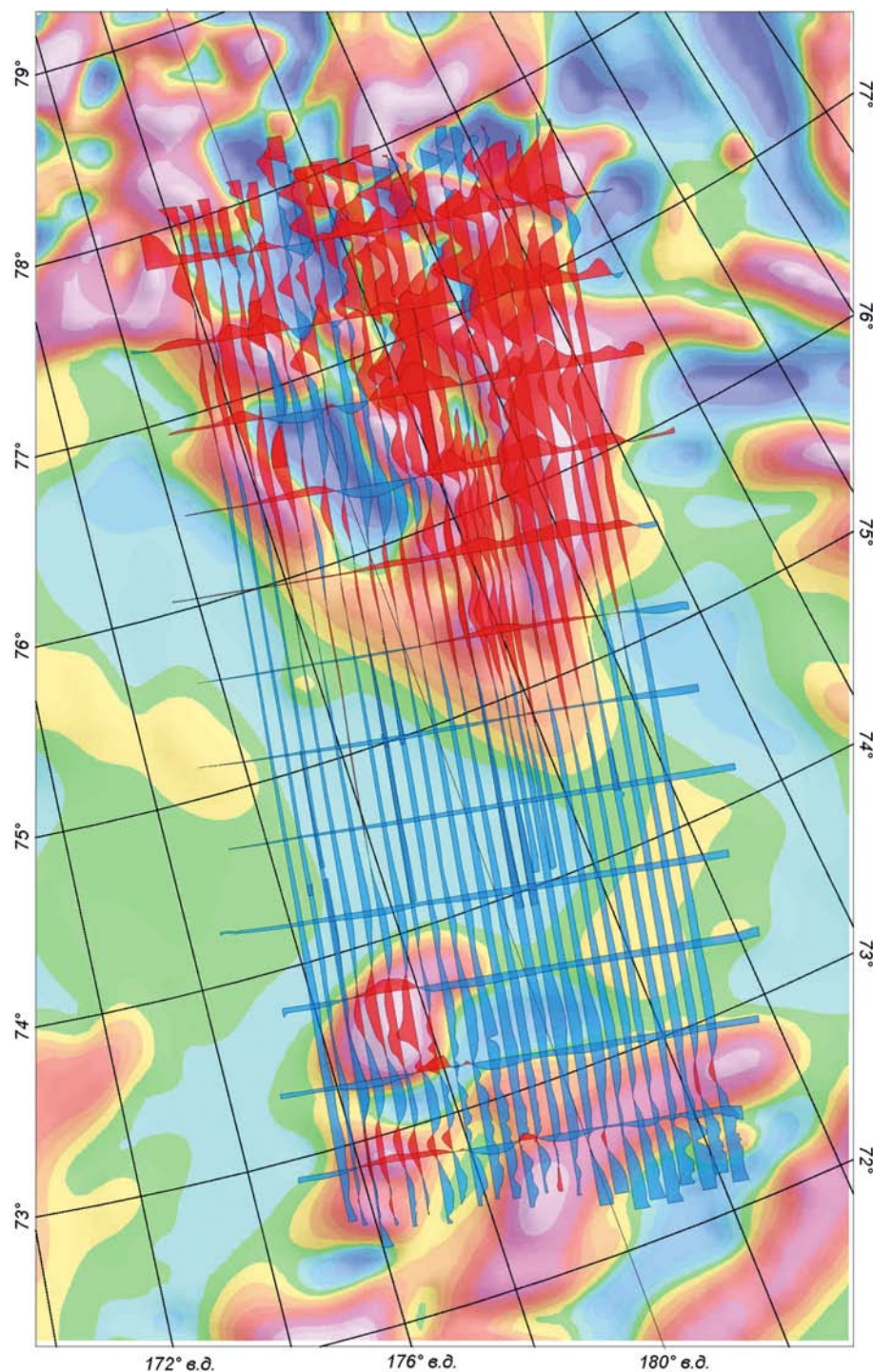


Рис.17. Карта графиков аномального магнитного поля.

ченным материалам. По сравнению с ранее выполненными отечественными региональными магнитными исследованиями в регионе вновь полученный фактический материал обладает гораздо большей детальностью. Врангелевское поднятие уверенно картируется характерными положительными и отрицательными локальными аномалиями. Севернее поднятия следует широкая полоса слабоградиентного

падного фланга хребта меньше, чем восточного. В северной части полигона отчетливо наблюдаются характерные серии цепочек локальных отрицательных аномалий, ортогонально расположенных простиранию хребта. Предварительная интерпретация полученных данных позволяет предположить блоковое строение как зоны перехода, так и южной части хребта Менделеева.

отрицательного поля, приуроченного к Северо-Чукотскому прогибу. Глубинная структура зоны сочленения хребта Менделеева с континентальной окраиной уверенно трассируется цепочкой положительных аномалий. Центральная точка сочленения оказалась расположенной несколько восточнее, чем это предполагалось ранее. Амплитуда магнитных аномалий западного фланга хребта меньше, чем восточного.

Геоэкологические исследования в северной части Обской губы (Карское море)

В 2005 г. Комплексная партия ФГУП «ВНИИОкеангеология» продолжила, геоэкологические исследования прибрежно-шельфовых зон Российской Арктики, начатые ею в 1995 году.

В рамках проекта работ по государственному контракту № 04/07/60-9 от 25 апреля 2005 года по объекту: «Создание геохимической и гидрогеологической основы для информационного обеспечения рационального освоения углеводородных ресурсов на перспективных участках прибрежно-шельфовой зоны Карского моря» в сентябре—октябре 2005 г. партия провела полевые работы в северной части Обской губы (рис. 1).

Участок работ ограничен параллелями 73°00' с.ш. на севере и 69°00' с.ш. на юге. Площадь исследуемого участка составляет 22 000 км², при длине генерализованной береговой линии — 980 км.

Предметом исследований являлись водная толща и донные отложения на глубинах моря от 8 до 28 м. Выполнялись следующие виды работ: опробование донных отложений, опробование придонного и поверхностного водного горизонта, зондирование водной толщи и акустическое профилирование. Отобранные пробы как на борту судна, так и в стационарных лабораториях, исследовались и продолжают исследоваться по схеме, представленной на рис. 2.

Организация полевых работ

Полевые работы выполнялись в период с 8 сентября по 7 октября 2005 г. на арендованном в Архангельском Федеральном государственном унитарном гидрографическом предприятии (ФГУП «Гидрографическое предприятие») ГС «Иван Киреев», водоизмещением 1500 т, осадкой 5 м, оснащенный носовой и двумя бортовыми гидравлическими лебедками. В полевых работах помимо специалистов ФГУП «ВНИИ-Океангеология» принимали участие сотрудники института проблем Севера Уральского отделения РАН, которые выполняли гидрохимическое



Рис. 1. Участок работ партии в 2005 г.

опробование и зондирование водной толщи, аналитические исследования на борту судна.

Методика работ

Опробование донной поверхности и водной толщи проводилось в дрейфе судна по сетке примерно 20 × 20 км² с целью равномерного покрытия всего участка (рис. 3). Таким образом, плотность картирования составила: одна станция на 314 км².

Опробование донных отложений проводилось дночерпателем «Van-Veen-01», изготовленным из нержавеющей стали. На песках объем поднятого материала обычно не превышал 3—8 литров, на алевропелитовых осадках составлял 10—

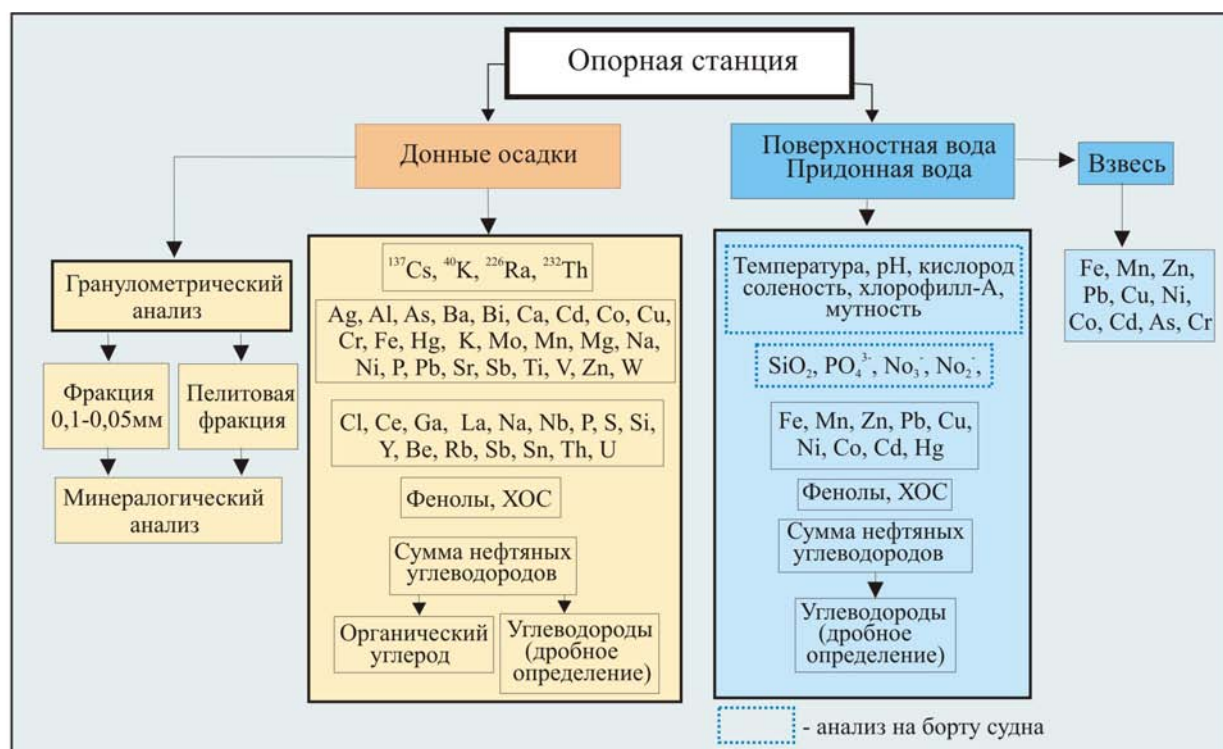


Рис. 2. Схема аналитических исследований станций геоэкологического опробования.

18 литров. Глубина захвата грунта колебалась от 5—10 см на песках, до 20—25 см на алевропелитовых осадках. На последних сверху фиксировался жидкий наилок мощностью до 3—4 мм. Пробы отбирались из верхнего слоя с измерением температуры осадка. Чаще всего, для получения пробы объемом 5—10 литров достаточно было одной-двух спускоподъемных операций. Но на «сложных» грунтах и при сильных придонных течениях количество спускоподъемных операций достигало 5—6. При этом повторное опускание снаряда проводилось после нового захода судна на намеченную станцию опробования, что требовало значительных затрат времени.

На борту судна пробы донных отложений делились для дальнейших лабораторных исследований на загрязняющие вещества (ЗВ) — фенолы, ПАУ, ХОС, НУ, ТМ, радионуклиды; гранулометрический и минералогический анализы. Упаковка производилась в контейнеры из пластмассы высокого давления объемом 0,8—1 литр. Образцы для определения НУ помещались в стеклянную тару объемом 0,3 литра. Пробы, предназначенные для изучения радионуклидов, перед их упаковкой в пластиковые пакеты просушивались в судовой сушильной камере. Образцы для анализа на элементы и соединения элементов хранились на борту судна в холодильной камере, а транспортировались в лабораторию

СПб в морозильных контейнерах.

Опробование морской воды. Отбор проб воды осуществлялся пластиковым батометром «Hydrobios Kiel» объемами 5 и 10 литров. Пробы воды отбирались из поверхностного и придонного горизонтов. Аналитические исследования проводились как на борту судна, так и в стационарной лаборатории. На борту судна определялись биогенные соединения — кремнезем, фосфаты, нитраты и нитриты, а также проводилась экстракция нефтепродуктов гексаном с использованием экстрактора. Для определения биогенных веществ, растворенных в воде, применялся фотометр фотоэлектрический КФК-3. При этом определения содержания фосфатов производились методом Морфи-Райли, кремния — методом ВНИРО, нитритов — методом Бендшнайде-ра-Робинсона, нитратов — модифицированным в ИО РАН методом Вуда. Растворенный в воде кислород определялся как с помощью датчика зонда, так и аналитическим объемным методом Винклера (титрование). Метод Винклера был также использован для получения оценки биохимического потребления кислорода за 5 суток (БПК5).

Для определения содержания растворенных и взвешенных форм микроэлементов (Fe, Mn, Cr, Zn, Cu, Ni, Co, As, Tl, Pb, Cd, Hg) проводилась фильтрация воды через ядерные фильтры с диаметром пор 0,4 мкм. Фильтрат подкислялся

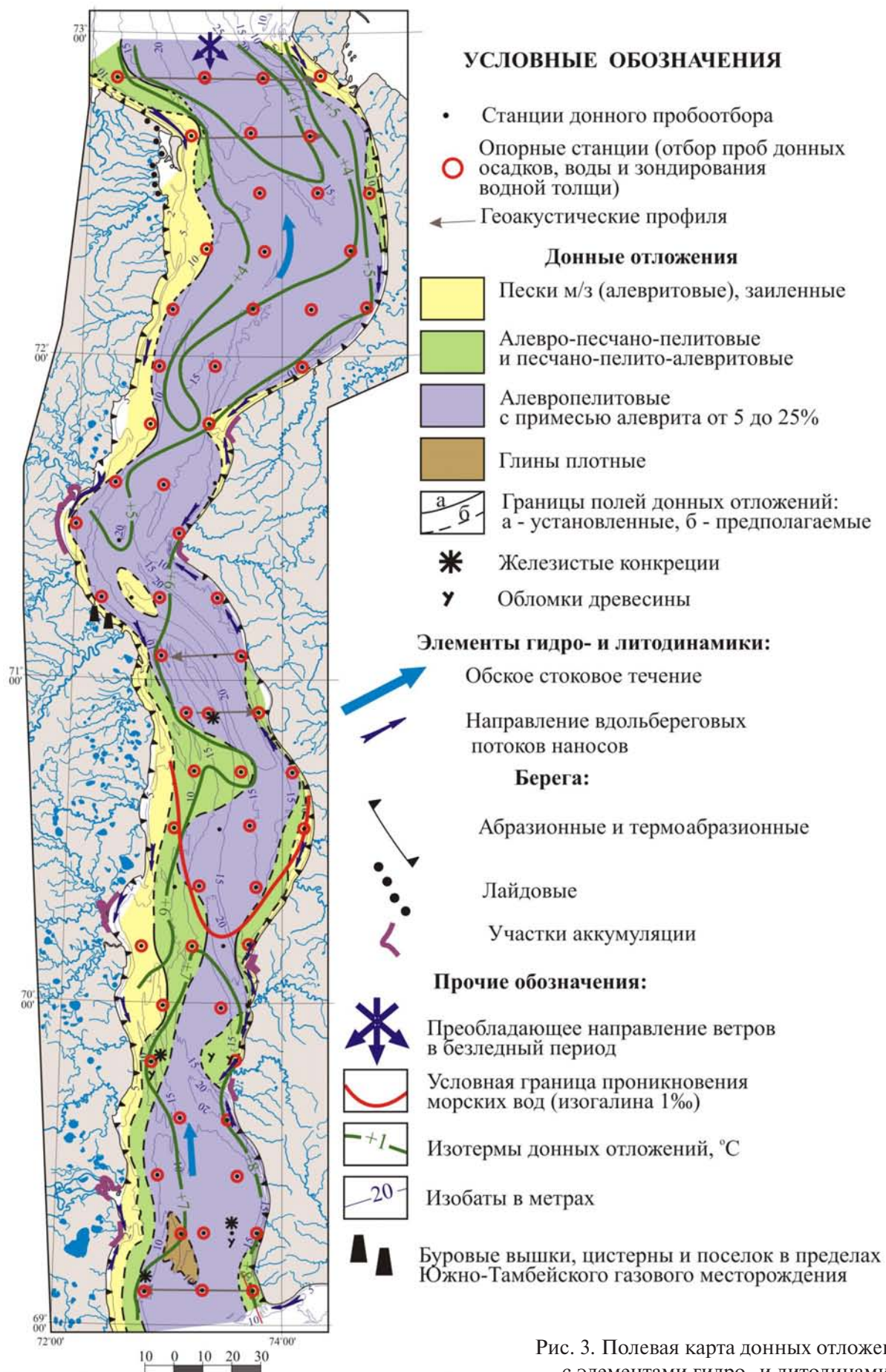


Рис. 3. Полевая карта донных отложений с элементами гидро- и литодинамики.



Рис. 4. Зонд CTD-90 PROBE.

особо чистой азотной кислотой, разбавленной в соотношении 1:1. Фильтрация для определения содержания ртути проводилась на отдельный фильтр. Фильтрат ее фиксировался перманганатом калия.

Для определения фенолов пробы воды объемом 250 мл, помещенные в пластиковые бутылки, консервировались замораживанием при $T = -15^{\circ}\text{C}$. Для консервации проб воды на анализ ПАУ добавлялась соляная кислота.

Весь комплекс аналитических исследований применялся к пробам, отобранным из придонного горизонта. Пробы из поверхностного горизонта использовались только для определения содержания биогенных компонентов и нефтяных углеводородов.

Физико-химические свойства воды изучались так же с помощью многопараметрического зонда CTD-90 PROBE, производства фирмы Sea & Sun Technology (рис. 4). Его применение позволило получить сведения о вертикальном распределении гидрологических (температура, соленость, мутность) и гидрохимических (pH, redox, кислород) параметров в толще вод «in situ». Зондирование проводилось в местах отбора проб воды и донных осадков.

Геофизические исследования методом геоакустического профилирования. Выполнялись с целью изучения разреза донных отложений, геоморфологических особенностей донной поверхности и возможного определения кровли мерзлых пород.

Работы проводились с аппаратурой Edge Tech Model X-STAR и приемопередателем (Tow Vehicles) SB-216S. Диапазон частот регистрации

составлял 2—26 кГц, разрешение по разрезу — 6—10 см. Способ регистрации — цифровая запись на жесткий диск системного блока, входящего в комплект аппаратуры, с последующей архивацией данных на съемные носители (выносной винчестер, DVD-R, DVD-RW). Контроль и управление осуществлялось через дисплей посредством программы Discover-Sub-bottom. В состав данных, помимо цифровой записи временных разрезов, выполненных в формате «JSF», входят текстовые файлы, содержащие протокол изменений параметров регистрации, с указанием времени и координат на момент изменений. Протокол формата записи данных «JSF» содержит (для каждой трассы): координаты, время, параметры излучения и регистрации (аппаратурный коэффициент усиления, частоту и мощность излучения и пр.). Навигационное обеспечение состояло из GPS приемника Trimble. Точность позиционирования в движении составляла ± 30 м

На предварительном этапе были проведены опытно-методические работы по выбору способа крепления и транспортировки приемопередателя, оптимальных режимов излучения и параметров регистрации данных. В дальнейшем, транспортировка приемопередателя осуществлялась путем крепления подвижной транспортировочной рамы на его корпусе через стальной трос к стреле бакового крана, что позволило максимально отвести его от борта судна для из-

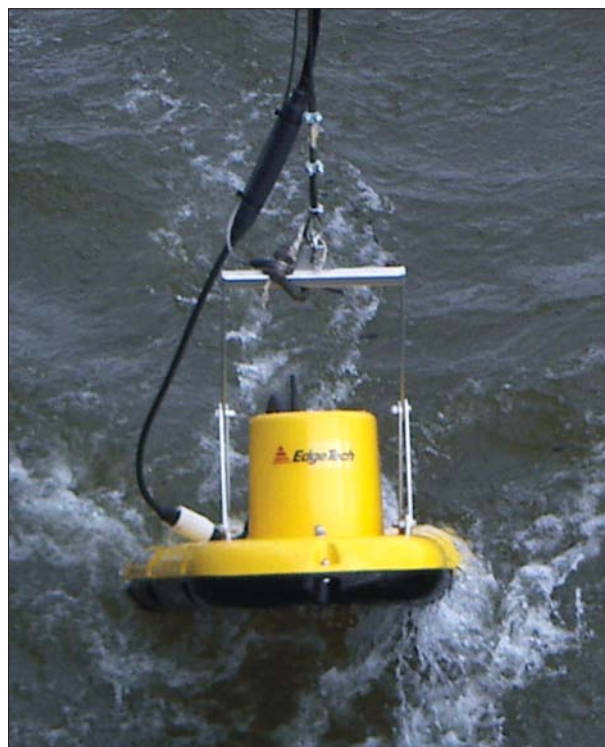


Рис. 5. Забортное устройство SB-216S.

бежания влияния кавитации и достаточно оперативно вынимать его из воды (рис. 5). Заглубление приемоизлучателя составляло около 3 м.

Навигационно-гидрографическое обеспечение. Движение судна и выход на станции опробования обеспечивались спутниковым приемником «НАВСТАР» (GPS) и судовым LAS-4700 (ELAC), работа которых координировалась ПЭВМ. Достигнутая точность определения координат судна в дрейфе — ± 20 м, погрешность определения глубины не превышала 1%.

Основные результаты геологических, гидрологических, гидрохимических и геофизических работ

В результате предыдущих геолого-геофизических исследований на исследуемом участке выявлены крупные газовые и газоконденсатные месторождения. В течение ближайшего десятилетия предполагается выдача лицензий на их разведку и добычу. В настоящее время основная часть загрязнителей и в первую очередь нефтяных углеводородов, ПАУ и фенолов поступает из районов, находящихся южнее участка работ (южная часть Обской губы, Тазовская губа и воды реки Обь), где уже начата добыча углеводородов.

Нами сделана предварительная оценка состояния и развития геодинамических и литодинамических процессов на участках мелководья и берегах, согласно которой Обская губа представляет собой мелководное (до 30 м) абразионно-аккумулятивное образование эстуарного типа с небольшими уклонами и малой скоростью течения. Рельеф дна губы осложнен вытянутыми вдоль губы впадинами (рис. 3). Практически у всех крупных мысов, где встречаются вдольбереговые потоки наносов, формируются крупные песчаные (?) аккумулятивные формы в виде кос, валов и гряд длиной до 15 км и высотой до 5—7 м.

Результаты дешифрирования более 300 космоснимков масштаба 1:200 000 и анализ морских карт позволили получить представление о рельефе и предварительно оценить литодинамику верхней части береговой зоны: выделить абразионные и термоабразионные берега, подводные и надводные участки аккумуляции осадочного материала, направление вдольбереговых потоков наносов (рис. 3).

Донные осадки. По полевым материалам построена предварительная карта донных отложений с элементами гидро- и литодинамики (рис. 3). Донные осадки губы представлены голоценовыми аллювиально-морскими и аллювиально-лагунными, вязкими алевропелитовыми глинами и незначительно дегидратированными

песчано-алевро-пелитовыми илами. В зонах размыва, в южной части исследованного участка губы, на поверхность дна выходят плотные глины, а на прибрежном мелководье, в зоне волнового воздействия — мелкозернистые (алевритовые) заиленные пески. В южной части губы, в илах и глинах встречаются единичные, плоские, размером до 2—3 см железистые конкреции и обломки древесины. Температура донных осадков меняется от $+8^{\circ}\text{C}$ в южной части участка (за счет прогрева донных осадков относительно теплыми, пресными водами Оби и водами мелководной Тазовской губы) до $-0,5^{\circ}\text{C}$ в северной его части, где влияние морских, соленых и холодных вод максимально для Обской губы. Южная граница проникновения морских вод (придонный галоклин с соленостью менее 1 промилле) не доходит до 70° с.ш. Дефицит кислорода, низкая соленость и высокая мутность вод северной части Обской губы — все это обуславливает угнетенное состояние животного и растительного мира водной толщи и донных осадков. Животные организмы (морские тараканы и черви) встречаются в отдельных пробах осадков только в северной (до 72°) части участка работ, где соленость воды выше 15 промилле.

Перенос осадочного материала в северной части Обской губы происходит главным образом под воздействием Обского стокового течения северного направления. Однако в пределах подводного берегового склона (глубины от 0 до 10 м), не закрытого от влияния преобладающих в летний (безледный) период ветров северных румбов, в зоне волнового (ветрового) воздействия направление переноса материала вдольбереговыми потоками наносов идет преимущественно в обратном (южном) направлении. На участках конвергенции вдольбереговых потоков наносов происходит их разгрузка с образованием подводных (валы, косы, гряды) и надводных (пляжи, мысы) аккумулятивных форм. Аккумуляция материала также наблюдается в приустьевых и предустьевых частях крупных рек, впадающих в Обскую губу.

Водная толща. Основные гидрологические показатели (рис. 6) получены по результатам зондирования водной толщи на 115 станциях. Соленость воды в северной части Обской губы меняется от 0,05 до 30 промилле. Распространение собственно речных вод, не подвергшихся осолонению, с севера ограничено мысом Наливной. Рост солености вод происходит в направлении с юга на север. Особенно значительное влияние морских вод отмечается в районе от устья губы до мыса Хонорасаля. Здесь толща воды от-

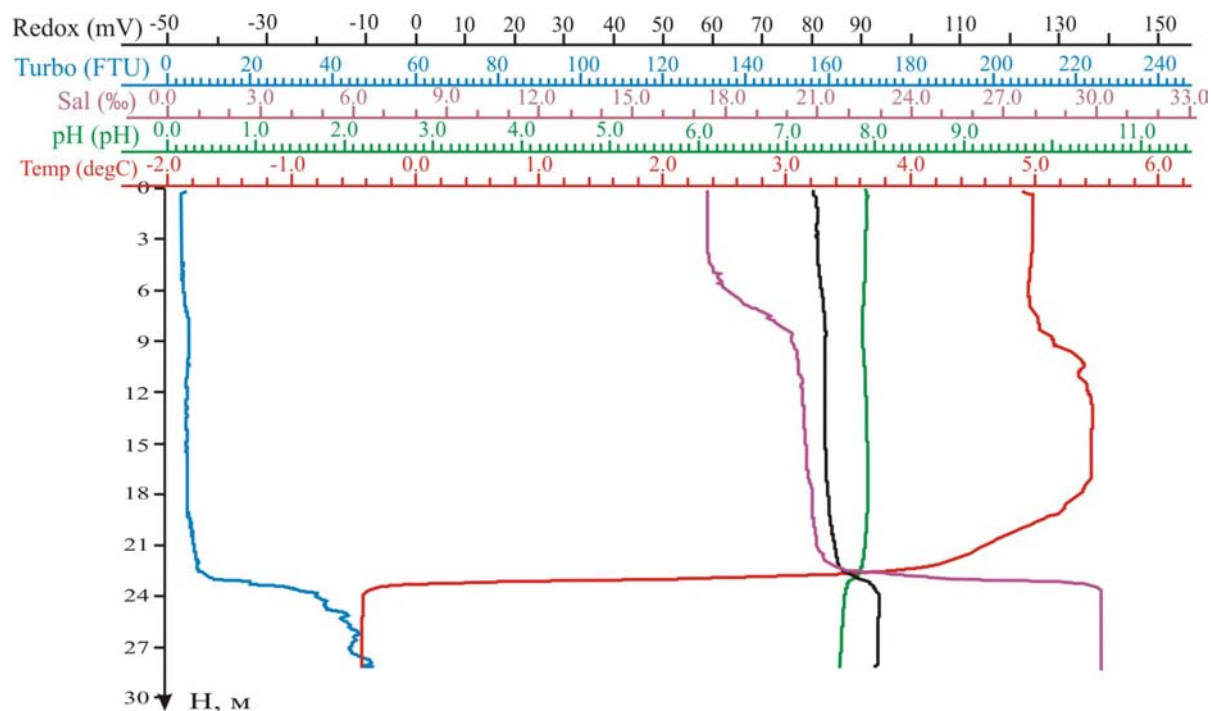


Рис. 6. Результат зондирования водной толщи на станции 929.

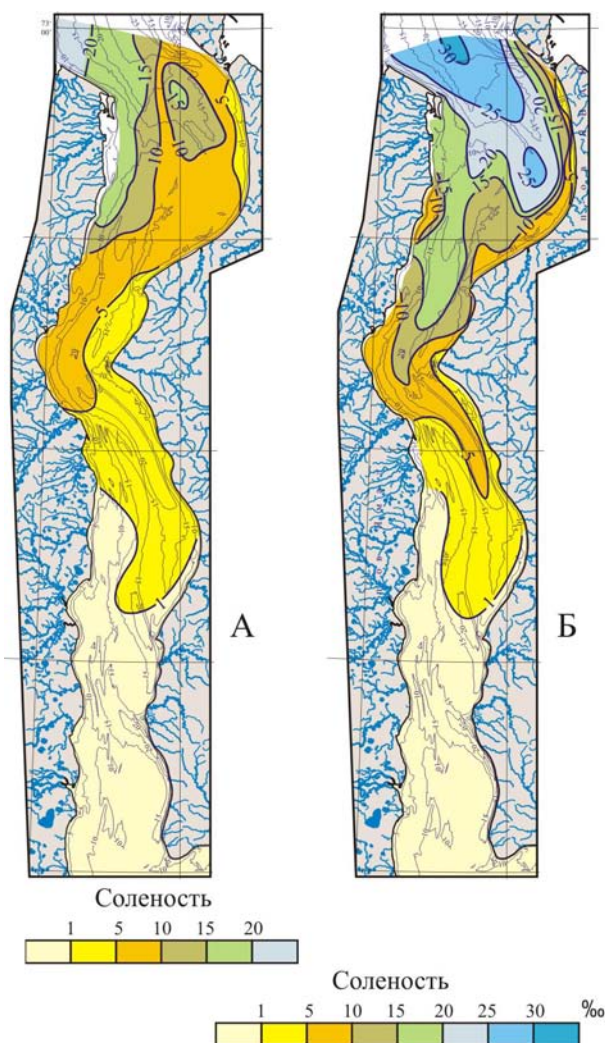


Рис. 7. Распределение солености в воде.
А — поверхностный слой, Б — придонный слой.

четливо стратифицирована и разница в минерализации придонного и поверхностного горизонтов достигает 10—15 промилле (рис. 7).

Температура воды, также как и соленость, изменяется в направлении с юга на север, постепенно понижаясь от +7,7 до +5°C в поверхностном горизонте и от +7,5 до -0,43°C в придонном горизонте (рис. 8).

Концентрации кремнезема (SiO_2) в воде колеблются в интервале от 280 до 2270 мкг/л. Характер распределения SiO_2 довольно сложен (рис. 9). Устойчивая закономерность, установленная для прибрежных частей Баренцева и Белого морей, когда концентрации кремнезема последовательно убывают по мере возрастания солености, в Обской губе существенно нарушена. Сохранилась лишь тенденция к уменьшению концентрации кремнезема по мере возрастания солености. Влияние речных вод Оби по наличию кремнезема прослеживается лишь в юго-западной части района работ, где его концентрация последовательно уменьшается с 1144 до 790 мкг/л в направлении с юга на север. Очевидно, что на характер распределения кремнезема очень большое влияние оказывают воды многочисленных рек и ручьев Обской губы.

Геоакустическое профилирование. Выполнено 5 профилей общей протяженностью около 200 км. Основная часть их ориентирована вкост береговой линии и проходит через точки отбора проб. Максимальная освещенность по разрезу

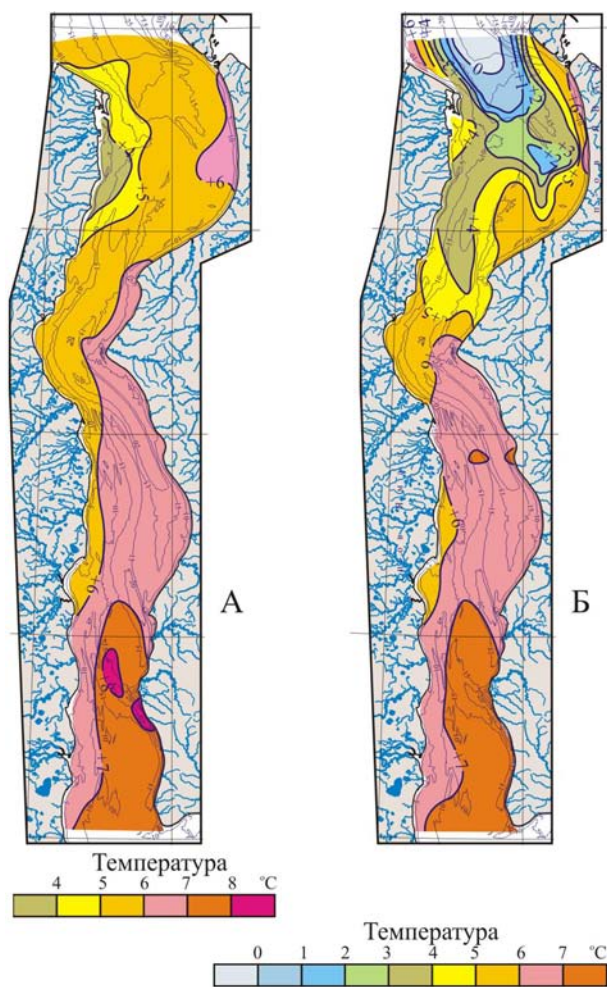


Рис. 8. Распределение температуры в воде.
А — поверхностный слой, Б — придонный слой.

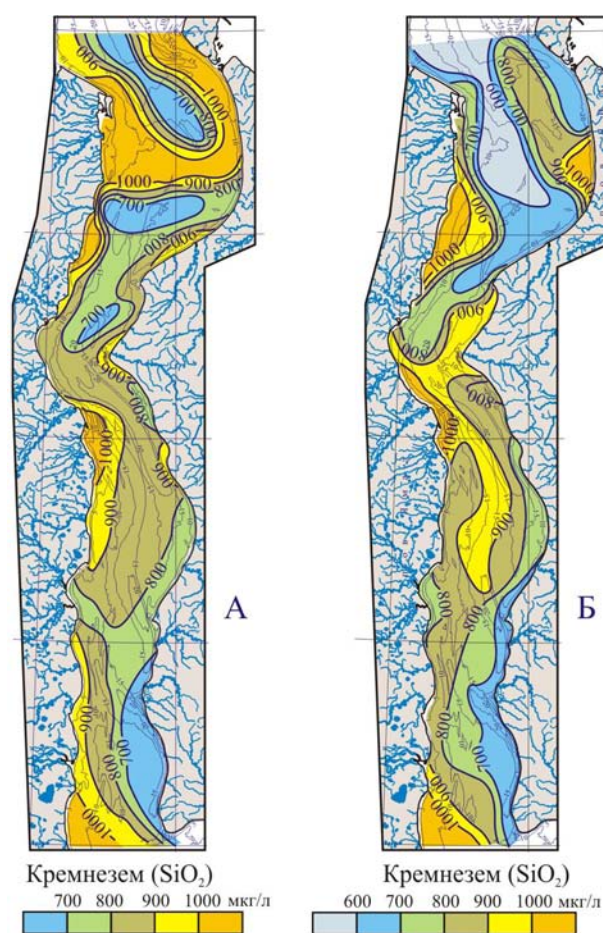


Рис. 9. Распределение кремнезема в воде.
А — поверхностный слой, Б — придонный слой.

составила 25 м (при допущенной скорости распространения волн 1500 м/с) с разрешением по грунтам 6—10 см (в диапазонах 2—15 кГц и 2—10 кГц, соответственно).

Задачи геофизических исследований полевого сезона 2005 г. носили, в основном, рекогносцировочный характер и были направлены на выявление основных закономерностей распределения донных образований в целом по всему участку. Поэтому профили располагались не равномерно, а выборочно — в верхней, средней и нижней частях участка (рис. 3).

Для северной и центральной частей участка характерен разрез, состоящий из двух слоистых толщ А и В, залегающих с угловым несогласием относительно друг друга и разделенных интенсивной по отображению границей 1 (рис. 10).

Нижняя толща А носит сугубо эрозионный характер в кровле, на разрезах прослеживается не на полную мощность, а до глубин 10—15 м. Тонкослоистая, как правило, хорошо

акустически дифференцированная, с протяженными, выдержанными по простиранию амплитудно-динамическими характеристиками отражений. В свою очередь, часто состоит из отдельных пачек слоев выдержанной мощности, согласного, в пределах толщи, залегания, образующих различные их формы — горизонтальные, наклонные, складчатые (рис. 11). К особенностям толщи А нужно также отнести наличие в записи сейсмогеологических неоднородностей в виде отражающих площадок различной протяженности, подчас образующих физическую по сути, ломаной формы границу (граница *т*). Очевидно, наличие в записи таких неоднородностей связано с распространением в донных осадках криолитозон и весьма возможно, что граница *т* соответствует существовавшей или существующей кровле многолетнемерзлых пород.

Толща В тонкослоистая, переменной мощности (от 0 до 15 и более метров) и с переменчи-

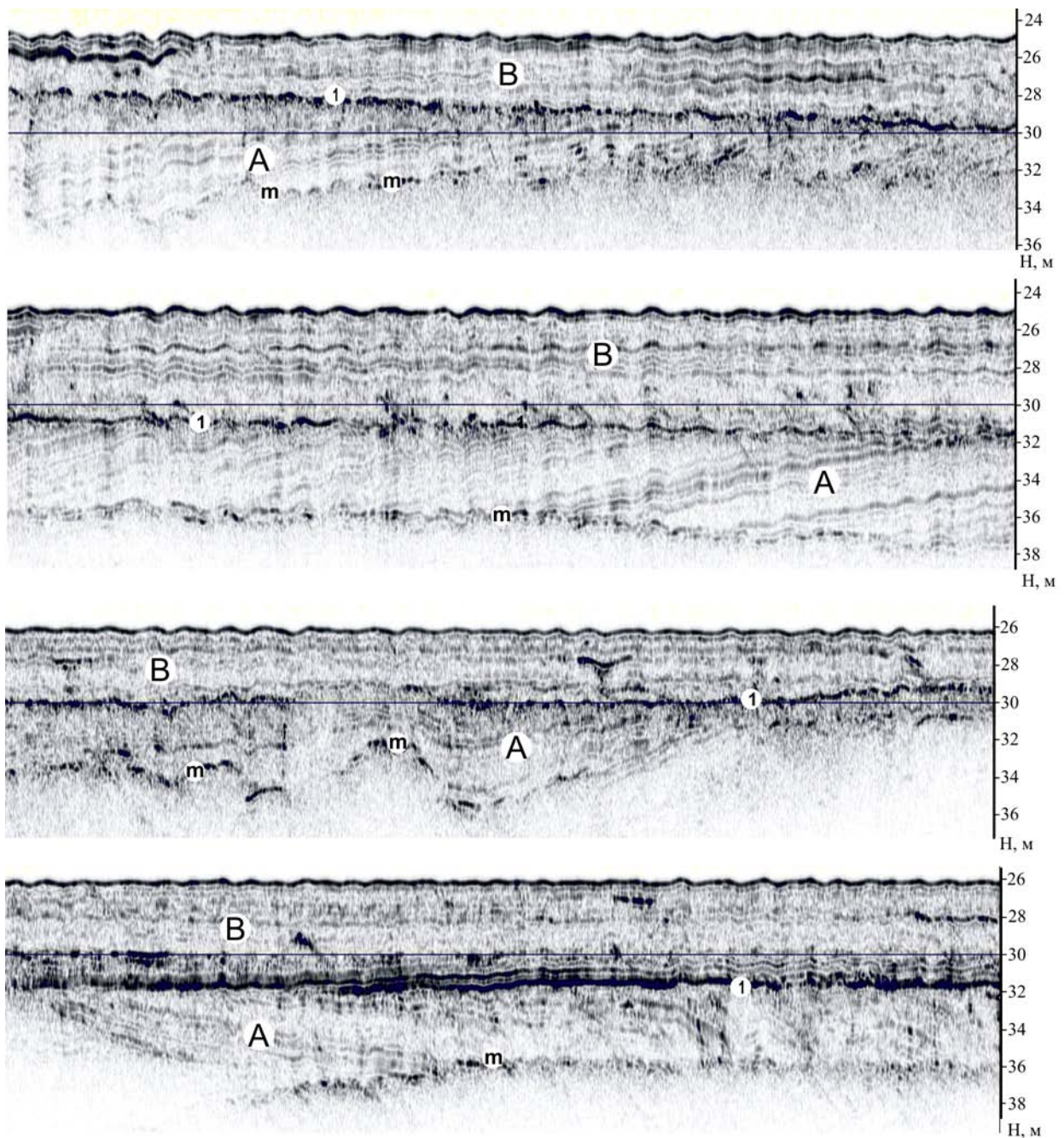


Рис. 10. Фрагменты сейсмоакустической записи по профилям в северной части участка.

вой амплитудной выраженностью. Прорисовывается на временных разрезах отчетливыми согласными, пологими, близкими к горизонтальному залеганию внутренними отражающими границами в центральной, глубоководной части губы и, как правило, «немой» в целом толщей на близбереговых участках профилей. Имеет отчетливо выраженную тенденцию наращивания мощности по направлению к берегу. По мере приближения к берегам изменяется и рельеф донной поверхности — от выположенного до

бугристого, как бы вспученного (рис. 11). К особенностям рельефа также можно отнести наличие врезов в донную поверхность глубиной до 3 м и шириной, составляющей первые десятки метров на фоне компенсированных («залеченных») врезов (рис. 12). Возможно, эти врезы возникли в результате вспахивающего действия дрейфующих полей льда или стамух.

Сейсмоакустические разрезы, полученные в южной части участка, характеризуются в целом хаотичной сеймотекстурой и только на не-

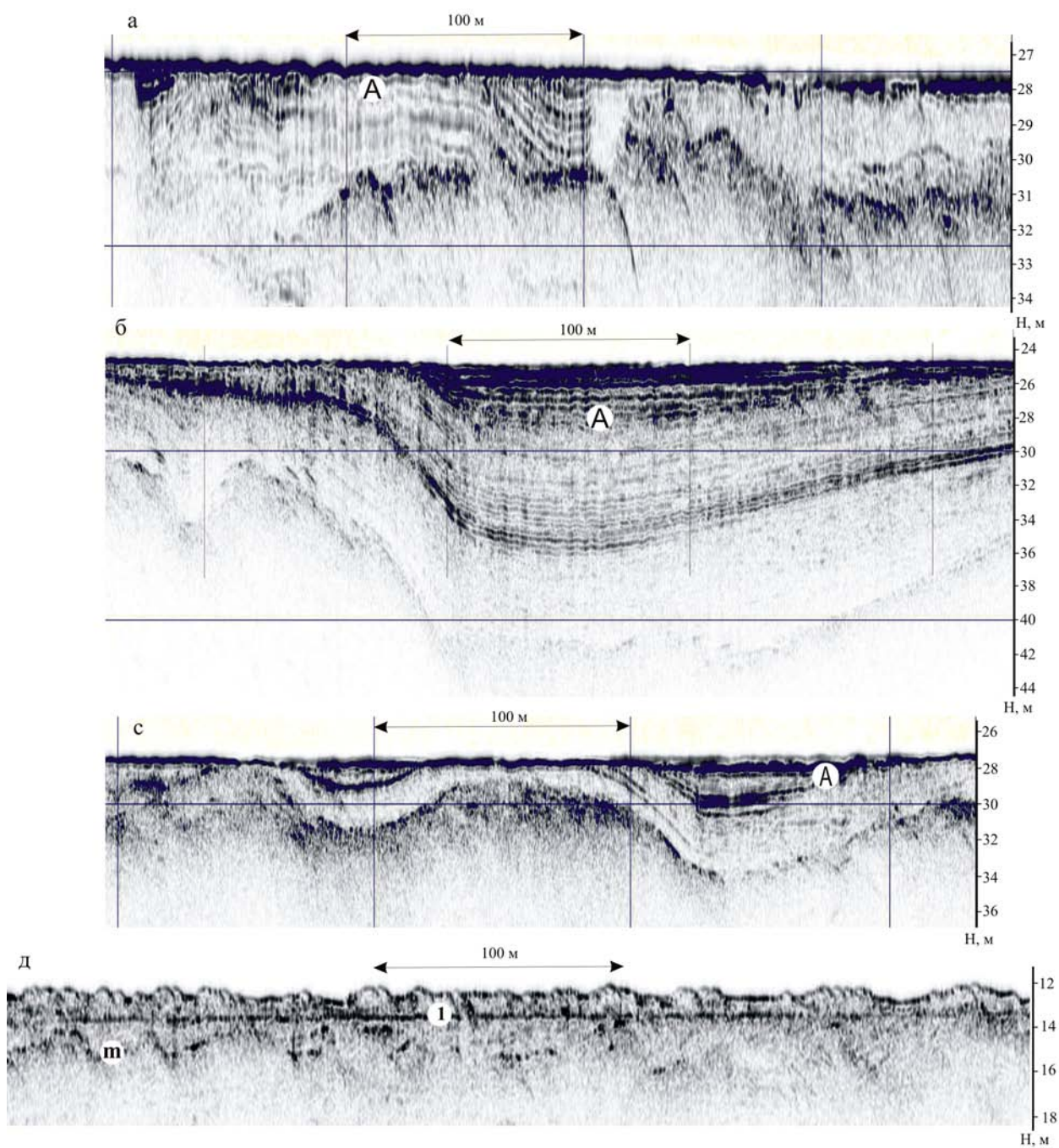


Рис. 11. Фрагменты сейсмоакустической записи по профилям в центральной (а, б, с) и южной (д) частях участка.

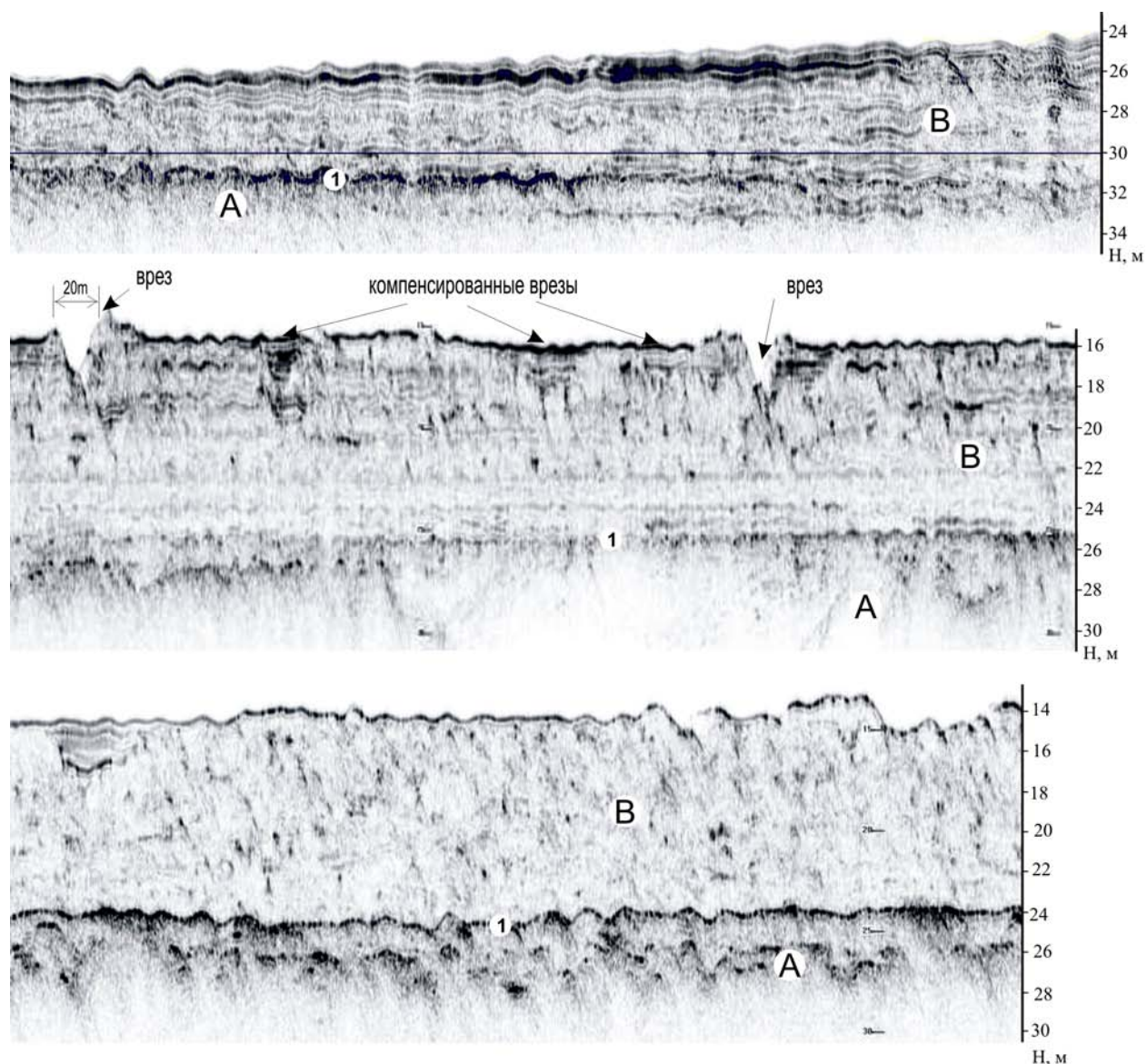


Рис. 12. Фрагменты сейсмоакустической записи по профилям в северной части участка.

большой части профиля достаточно уверенно выделяется граница 1 и достаточно фрагментарно граница *т*. Рельеф в основном носит бугристые формы и, скорее всего, формируется под воздействием криогенного вспучивания (рис. 11, д).

Последующая обработка материалов, дополненных данными полевого сезона 2006 г., с учетом имеющихся геологических данных, позволит получить более обширную и конкретную информацию по строению поверхностных отложений данного участка.

Комплексные гидрогеохимические исследования и инженерно-экологические изыскания в пределах Кольско-Канинской моноклинали

Экспедиционные работы осенью 2005 г. проводились в рамках договоров с ОАО «Севернефтегаз»: «Комплексные гидрогеохимические исследования на лицензионных участках ОАО «Севернефтегаз» Кольский-1, Кольский-2 и Кольский-3 в пределах Кольско-Канинской моноклинали на континентальном шельфе Баренцева моря» (договор № 15/2005 от 12 августа 2005 г.) и «Инженерно-экологические изыскания с целью мониторинга природной среды на лицензионных участках ОАО «Севернефтегаз» Кольский-1, Кольский-2 и Кольский-3 в пределах Кольско-Канинской моноклинали на континентальном шельфе Баренцева моря» (договор № 16 от 12 августа 2005 г.).

Экспедиционные работы проводились на судне НИС «Иван Петров» (рис. 1), принадлежащем Северному территориальному управлению по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Архангельск.

Сроки экспедиционных работ — 25 октября — 13 ноября 2005 г.

В период экспедиции выполнялись следующие виды работ:

- 1) сейсмоакустическое профилирование;
- 2) гидроакустическое профилирование;
- 3) съемка морского дна гидролокатором бокового обзора;
- 4) океанографические исследования, включающие:
 - зондирование водной толщи,
 - постановка буйковых станций;
- 5) геологическое опробование, включающее:
 - описание донных осадков,
 - отбор проб донных осадков для выделения газовой компоненты,
 - отбор проб донных осадков на люминесцентно-битумологический анализ жидких углеводородов,
 - отбор проб донных осадков на анализ жидких (ароматических) углеводородов на «Панораме»,



Рис. 1. НИС «Иван Петров».

- отбор проб донных осадков на гранулометрический и минералогический анализы,
- отбор проб донных осадков на определение $C_{орг}$,
- отбор проб донных осадков на определение тяжелых металлов,
- отбор проб донных осадков на измерение радиоактивности;
- 6) опробование придонной воды, включающее:
 - отбор проб воды для выделения газовой компоненты,
 - отбор проб воды для анализа суммарного состава концентраций жидких (ароматических) углеводородов в воде на «Панораме»,
 - отбор проб воды на выделение взвешенной и растворенной форм для определения тяжелых металлов,
 - отбор проб воды для определения значений pH,
 - отбор проб воды для определения Hg;
- 7) гидробиологическое опробование, включающее:
 - отбор количественных проб фитопланктона,
 - отбор количественных проб зоопланктона,
 - отбор количественных проб зообентоса,
 - отбор количественных проб мейобентоса;
- 8) натурные наблюдения за млекопитающими и птицами.

Навигационное обеспечение работ. Навигационное обеспечение работ осуществлялось при помощи приемника DGPS Mobile Mapper (производство фирмы Thales Navigation, Франция). Данные позиционирования с GPS передавались на компьютер с программным обеспечением Dkart Navigator, позволяющим представлять информацию в картографическом виде, отслеживать и фиксировать перемещение судна, планировать и оценивать время движения по маршруту и т.д.

Океанографические исследования

Наблюдения термохалинной структуры и гидрохимических параметров вод

В целях определения термохалинной структуры вод и гидрохимических параметров вдоль профилей на гидрологических станциях выполнялось вертикальное зондирование водной толщи и пробоотбор воды с придонного горизонта.

При определении термохалинных характеристик вод и вертикального распределения растворенного кислорода в качестве основного инструмента служил профилограф Seacat SBE 19 plus (рис. 2) с датчиком растворенного кислорода



Рис. 2. Профилограф Seacat SBE 19 plus.

SBE 43 (производитель SeaBird Electronics, Inc., США). Приборы подобного типа официально утверждены Международной океанографической комиссией при Юнеско (ИОС) в качестве приборов, соответствующих современным требованиям к точности океанографических данных. Ниже приведены технические характеристики инструмента.

Профилограф Seacat SBE 19 plus (s/n 4769) предназначен для измерений температуры, давления и электропроводности соленой и пресной воды в автономном или on-line режимах.

Датчик электропроводности	
Диапазон измерений	0—9 См/м
Начальная точность	0,0005 См/м
Типичная стабильность (за месяц)	0,0003 См/м
Разрешающая способность	0,00001 См/м (разрешение по солености 0,1 ppm)
Датчик температуры	
Диапазон измерений	от -5 до +35°C
Начальная точность	0,005°C
Типичная стабильность (за месяц)	0,0002°C
Разрешающая способность	0,001°C
Манометрический датчик давления	
Диапазон измерений	0—7000 м
Начальная точность	0,1% от полного диапазона
Типичная стабильность (за месяц)	0,1% от полного диапазона
Разрешающая способность	0,002% от полного диапазона
Память	8 Мбайт энергонезависимой Flash памяти
Рабочая глубина	7000 м
Материал корпуса	титан
Вес на воздухе	13,7 кг
<i>Датчик растворенного кислорода SBE 43 (s/n 0426)</i>	
Диапазон измерений	0—15 мл/л
Начальная точность	0,1 мл/л
Типичная стабильность	1% за 1000 часов
Входное напряжение	6,5—24 В постоянного тока
Входная мощность	60 мВт
Выходной сигнал	0—5 В постоянного тока
Диапазон глубин	0—7000 м
Материал	титан и пластик

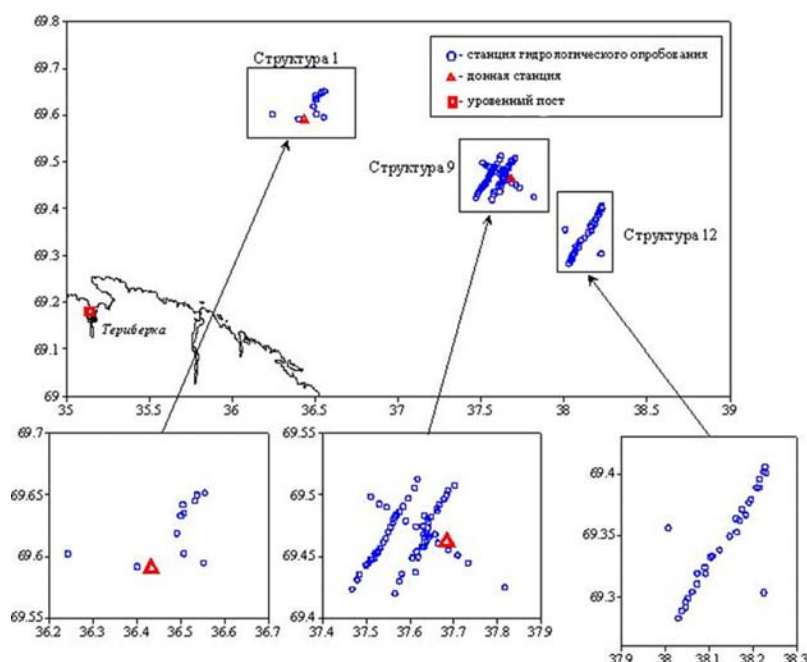


Рис. 3. Схема гидрологических работ в экспедиции.

Таблица 1

Объемы работ по гидрологическому опробованию в экспедиции «Иван Петров — 2005»

Структура	Кол-во станций зондирования	Кол-во станций пробоотбора
Структура 1	11	11
Структура 9	66	66
Структура 12	29	28
Всего	106	105

Зондирование выполнялось после того, как судно ложилось в дрейф, скорость спуска составляла 0,4—0,7 м/с (по инструкции — до 1 м/с), частота опроса датчиков — 4 Гц, период осреднения — 1 с.

Схема расположения станций гидрологического опробования приведена на рис. 3, объемы работ по каждой из структур и по району в целом представлены в табл. 1.

Наблюдения за придонными течениями

Для регистрации придонных течений на структурах 1 и 9 была выполнена постановка 2-х донных станций с измерителями течений «Вектор-2» (производитель ЗАО НПП «Марс» холдинговой компании «Ленинец», Россия). Технические характеристики данного прибора приведены в табл. 2.

Схема станций представлена на рис. 4. В состав донной станции входят:

- ♦ два якоря весом 160 кг;
- ♦ базовый трос длиной 300 м (полипропиленовый канат диаметром 22 мм);

- ♦ станция, включающая:
 - якорный трос длиной 0,5 м,
 - акустический размыкатель модель 875-A (производства компании Benthos Inc.),
 - буйреп (полипропиленовый канат диаметром 22 мм),
 - измеритель течений «Вектор-2»,
 - притопленный буй грузоподъемностью 30 кг,
 - буйреп к плавучести для поимки буя длиной 30 м (полипропиленовый канат диаметром 12 мм),
 - плавучесть для поимки буя (рыбацкий кухтыль).

Постановка станций осуществлялась с дрейфующего судна при помощи крана и шпиля. Первым выводился за борт и опускался на грунт свободный якорь, предназначенный для растяжки базового троса. С момента касания

якорем дна осуществлялась фиксация перемещения судна при помощи DGPS Mobile Mapper и программного обеспечения DKart Navigator. Постепенно по мере перемещения судна при помощи шпиля стравливался базовый трос, что обеспечивало его растяжку между якорями. После стравливания 270–280 м базового троса на кране за борт выводился якорь станции, а сама станция спускалась на воду. По завершении стравливания базового троса якорь станции сбрасывался с крана, фиксация перемещения судна прекращалась. Рабочие моменты постановки станций приведены на рис. 5.

Использованная схема донной станции предполагает два варианта подъема:

— при помощи размыкателя, после срабатывания которого станция всплывает на поверхность и вылавливается посредством кошки за буйреп между бумом и плавучестью;

— в результате траления дна кошкой с целью зацепа базового троса, за который на последующем шаге выполняется подъем станции на борт судна.

Второй способ применяется в случаях, когда не срабатывает акустический размыкатель, либо погодные условия затрудняют поиск всплывшей станции. В ходе экспедиционных работ был использован первый способ подъема станций.

Станции проработали около 9 суток. Характеристика выполненных наблюдений дана в табл. 3.

Технические характеристики Измерителя течений «Вектор-2»

Характеристика	Диапазон измерений	Дискретность	Погрешность	Осреднение	Примечание
Скорость течения	1—150 см/с	1 см/с	1,5+5% V	Согласно цикличности	Ротор Савониуса
Направление течения	0—360°	1°	10°	»	Флюгер
Ориентация относительно магнитного меридиана	0—360°	1°	5°	1 с	Магнитный компас
Угол отклонения от вертикали	0—30°	1°	3°	1 с	Датчик ADXL105 (фирма Analog Devices)
Гидростатическое давление	0—2500 кПа (0—250 м)	0,1%	0,5% от диапазона	1 с	Датчик тензометрический Д-2.5 «Сапфир-22»
Объем памяти	2 Мбит	—	—	—	Энергонезависимая память типа 24C512
Цикличность измерений	30 с, 5 мин, 10 мин, 1 ч				
Питание	7,2 В, 5 А·ч				
Автономность	1 год				
Вес	3 кг				
Габариты	Высота 320 мм Диаметр 90 мм				

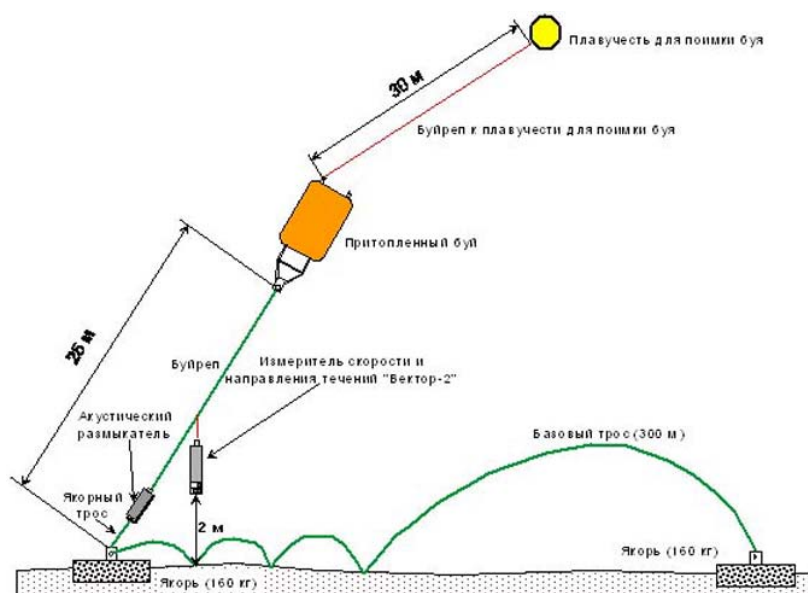


Рис. 4. Схема автономной донной станции с измерителем скорости и направления течений «Вектор-2».

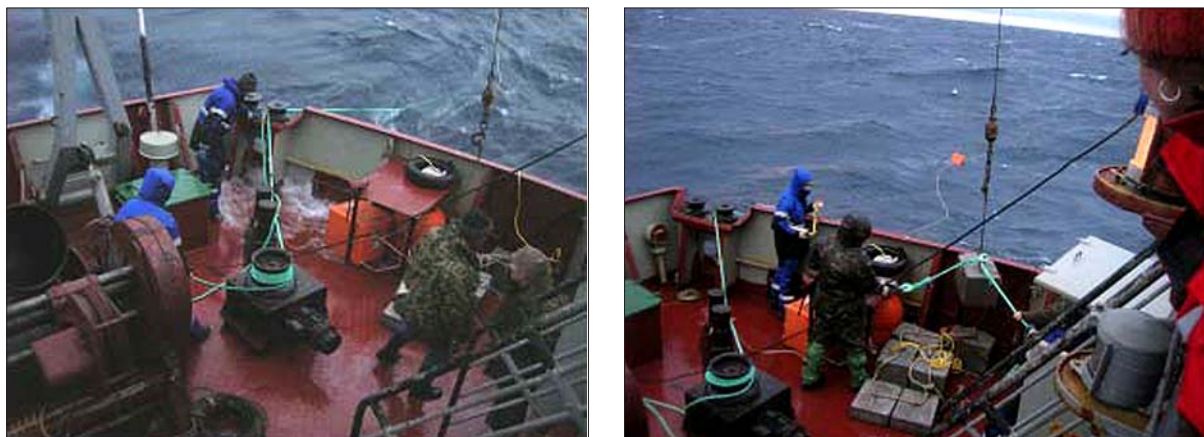


Рис. 5. Рабочие моменты постановки донных станций.

Таблица 3

Характеристика наблюдений за придонными течениями на автономных буйковых станциях

№ ст.	Координаты	Глубина, м	Дата и время начала работы (СГВ)	Дата и время окончания работы (СГВ)	Дискретность наблюдений	Кол-во наблюдений	Продолжительность, сут
1	69°35.437' с.ш. 36°26.020' в.д.	185	29/10/05 9:55	07/11/05 11:15	10 мин	1305	9,06
2	69°27.723' с.ш. 37°41.076' в.д.	185	29/10/05 13:35	07/11/05 7:35	10 мин	1261	8,75

Наблюдения за уровнем моря

С целью сбора натурных данных по колебаниям уровня моря в период проведения работ в районе м. Девятый (Териберская губа) был организован уровенный пост. На посту был установлен автономный преобразователь гидростатического давления «Прилив-2» (производитель ЗАО НПП «Марс» холдинговой компании «Ленинец», Россия). Основные технические характеристики прибора:

Диапазон измерений	от 10 до 700 кПа
Разрешающая способность	0,1 кПа
Предел среднеквадратического отклонения случайной погрешности	2,8 кПа
Диапазон измерения температуры воды	от -2 до +25 °C
Разрешающая способность по температуре	0,1 °C
Периодичность измерений	15, 30, 60 мин
Погрешность хода таймера (за сутки)	не более 2 с
Габариты преобразователя	
диаметр	105 мм
высота	270 мм
Масса на воздухе	3,5 кг

Привязка результатов измерений к Балтийской системе высот осуществлялась по синхронным наблюдениям на уровенном посту ГМС Териберка. Характеристика собранных данных приведена в табл. 4.

Поскольку наблюдения на уровенном посту не охватывают весь период экспедиционных работ, при камеральной обработке будут дополнительно привлечены данные ГМС Териберка за промежутки времени с 25 октября по 3 ноября 2005 г.

Геофизические работы**Гидроакустическое профилирование глубоководным гидролокатором бокового обзора**

В ходе экспедиционных работ на НИС «Иван Петров» проводилось профилирование с применением глубоководного гидроакустического комплекса «СОНИК-3М».

Состав и технические характеристики комплекса:

- ♦ гидролокатор бокового обзора,
- ♦ гидроакустический профилограф,
- ♦ транспондер подводной навигации,
- ♦ датчики давления, крена и дифферента.

Программное обеспечение регистрации данных, работающее в среде DOS/WINDOWS производит цифровую регистрацию данных гидролокатора на жесткий диск компьютера, визуализацию сонограммы на дисплее, регистрацию данных спутниковой и подводной навигации, возможность подключения графического регистратора, а также подключение и регистрацию различных аналоговых и цифровых датчиков.

Пакет программ постобработки: коррекция геометрических и амплитудных искажений сонарных изображений, построение мозаик морского дна в различных географических проекциях, построение 3-D изображений мозаик.

Буксировка глубоководного аппарата производилась на геофизическом одножильном грузонесущем кабеле КГ1-1,5-55-150 с кормы судна через блок, подвешенный к Г-образной балке, с применением судовой гидравлической лебедки с тяговым усилием 55 кН. Аппарат буксировался на высоте 100—150 м от дна в зависимости от

Таблица 4

Характеристика наблюдений за уровнем моря в Териберской губе

№ ст.	Координаты	Глубина, м	Дата и время начала работы (СГВ)	Дата и время окончания работы (СГВ)	Дискретность наблюдений	Кол-во наблюдений	Продолжительность, сут
1	69°10.890' с.ш. 36°10.890' в.д.	18	02/11/05 22:00	09/11/05 15:00	1 ч	162	6,75

Технические характеристики комплекса «СОНИК-3М»:

Гидролокатор бокового обзора	
Рабочая частота	30 кГц
Длительность импульса излучения	0,5—2,0 мс
Диаграмма направленности антенны	2,5 × 50°
Мощность излучения, в импульсе	2 × 2500 Вт
Ширина полосы обзора, на оба борта	800—3200 м
Наилучшее разрешение	2,0 м
Гидроакустический профилограф	
Рабочая частота	8,5 кГц
Мощность импульса излучения	5000 Вт
Длительность импульса излучения	0,2—2 мс
Наилучшее разрешение	0,4 м
Диаграмма направленности антенны	36 × 36°
Транспондер подводной навигации	
Рабочая частота	19 кГц
Длительность импульса излучения	1—10 мс
Диаграмма направленности антенны	45 × 45°
Мощность излучения, в импульсе	3 кВт
Датчик давления (глубины)	
Точность	0,5%
Размеры подводного аппарата	3,15 × 0,28 м
Вес аппарата в воде/воздухе	127 кг / 91 кг
Формат цифровой записи данных	SN2 / PRF
Максимальная рабочая глубина	До 6000 м
Буксировочный кабель трос	Одножильный коаксиальный, тип: КГ1-30, КГ1-55, КГП-1-150
Оптимальная скорость буксировки	2 — 4 узла
Максимальная скорость буксировки	8 узлов
Электропитание аппаратуры комплекса (без регистрирующего компьютера)	190—240 В, 47—63 Гц до 70 Вт

параметров съемки. Длина вытравленного кабеля при съемке варьировалась от 110 до 170 м и регистрировалась с помощью электронного счетчика.

Данные от глубоководного аппарата через буксировочный кабель передавались в бортовую регистрирующую станцию на базе IBM-совместимого компьютера. Одновременно с гидроакустическими данными регистрировались навигационные данные от спутникового приемника GPS GARMIN-128 и длина вытравленного кабеля.

Всего было выполнено 11 профилей, общей протяженностью 175,0 пог. км (рис. 6).

Целью глубоководной гидролокационной съемки являлся поиск объектов (структур), связанных с очагами разгрузки флюидов или газа, а

также геоморфологические исследования дна. На рис. 7 приводится фрагмент записи морского дна по результатам гидроакустического профилирования на структуре 9.

Съемка проводилась в условиях плохой погоды, определяемой устойчивым циклоном в Северной Атлантике. Порывы ветра, достигавшие скорости 25 м/с и волнение моря с высотой волн до 2,5 м, значительно усложняло спуско-подъемные операции с буксируемым аппаратом. Поэтому было принято решение произвести съемку ГБО на трех полигонах сразу, без поднятия буксируемого аппарата на борт судна на переходах между полигонами.

На каждом полигоне было выполнено по три профиля. На переходах между полигонами 1 и 9, а также между 9 и 12 запись ГБО и АП не прерывалась.

Сейсмоакустическое профилирование

Профилирование проводилось с помощью сейсмоакустического комплекса «СОНИК-4».

Технические характеристики сейсмоакустического комплекса:

Высоковольтный источник	
выходное напряжение	2,0—5,0 кВ
энергия разряда	300—3750 Дж
потребляемая мощность	220 В / 2500 Вт
вес	90 кг
Спаркер	
число электродов	30—150
диапазон рабочих частот	150—1500 Гц
длина высоковольтной магистрали	50 м
Сейсмическая коса	
длина	15 м
тип сейсμοприемников	ПАД-1
количество каналов/сейсμο-приемников	1 / 15
Приемная сейсмическая станция	
количество принимаемых каналов	6
диапазон регулировки усиления	20—80 дБ
фильтр верхних частот	10, 20, 63, 200, 500 Гц
фильтр низких частот	0,125; 0,25; 0,5; 1,0; 2,0; 4,0 кГц
крутизна фильтров верхних частот	12 дБ/октава
крутизна фильтров нижних частот	30 дБ/октава
входной динамический диапазон	120 дБ
Формат цифровых сейсмических данных	SS (32 бит, плавающая запятая) SEG-Y (ProMAX)

Сейсмическая коса буксировалась по правому борту судна в 60 м от среза кормы судна.

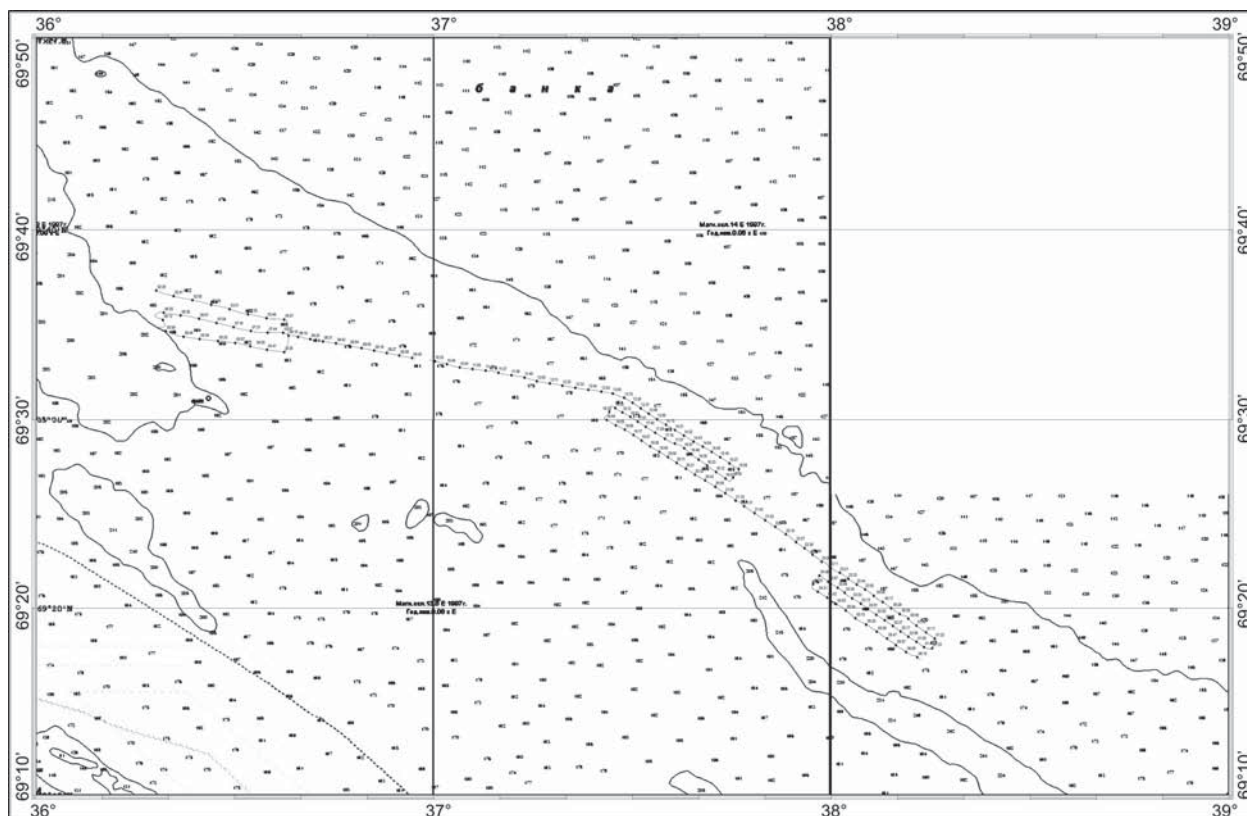


Рис. 6. Схема профилей гидроакустического профилирования.

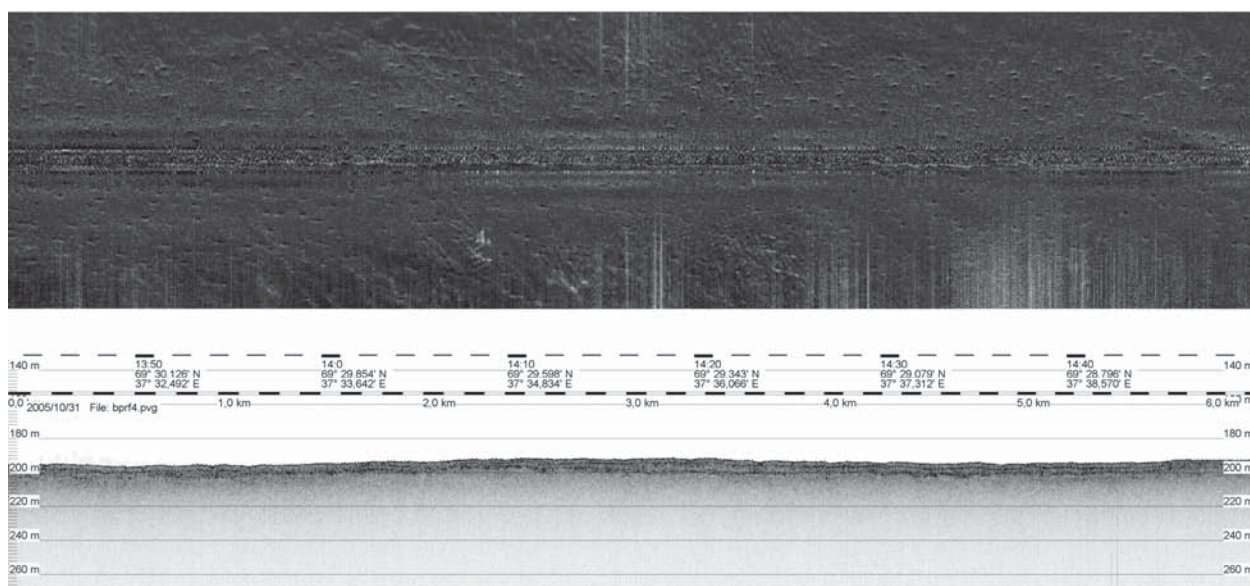


Рис. 7. Фрагмент записи гидроакустического профилирования морского дна на структуре 9.

Спаркер буксировался по левому борту судна на расстоянии 30 м от среза кормы судна.

Учитывая неблагоприятные погодные условия (волнение моря 5—6 баллов) в целях безопасности были выбраны параметры работы блока возбуждения:

выходное напряжение	4,0 кВ
энергия разряда	1200 Дж
период излучения	3 с

Для уменьшения уровня шума, вызванного волнением моря, сейсмокошу буксировали посредством демпфирующего звена.

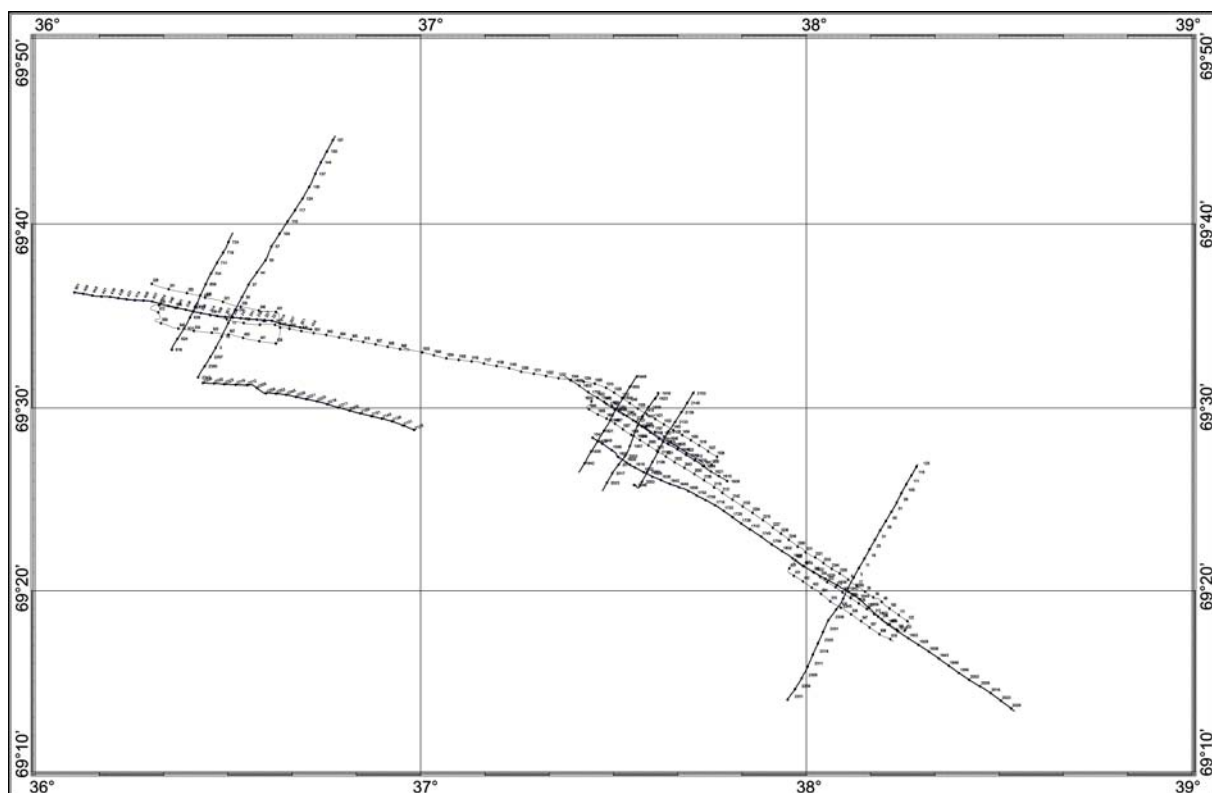


Рис. 8. Схема расположения профилей сейсмоакустического профилирования.

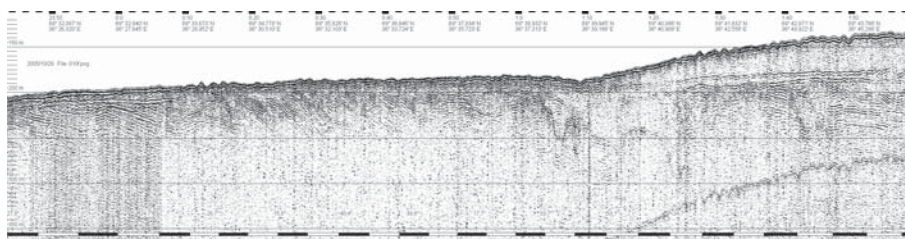


Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустического разреза на структуре 9, полученный по результатам сейсмоакустического профилирования.

Профили сейсмоакустического профилирования закладывались на трех полигонах, сообразуясь простираем перспективных структур.

Всего было выполнено девять сейсмоакустических профилей общей протяженностью 202,5 пог. км (рис. 8).

Пример сейсмоакустического разреза в пределах структуры 9, полученного по результатам сейсмоакустического профилирования, приведен на рис. 9.

Геологическое опробование донных отложений

Геологическое опробование донных отложений проводилось в двух направлениях: первое — опробование донных отложений с целью

выделения газовой компоненты в донных осадках и второе — инженерно-экологическая характеристика донных отложений.

В связи с сильным волнением (как правило при 3—4 баллах) опробование проводилось с использованием дночерпателя «Ван-Вин» (рис. 10) с площадью захвата 0,1 м² и проникновением в грунт на 40 см и 3-метровой гравитационной трубкой (рис. 11).

Схема точек опробования по профилям в пределах структур 1, 9 и 12 приведены на рис. 12—14.

Основное требование при отборе проб дночерпателем «Ван-Вин» — ненарушенное сложение осадка, т.е. дночерпатель приходил полностью заполненный осадочным материалом.



Рис. 10. Пробоотборник «Ван-Вин».



Рис. 11. Гравитационная трубка.

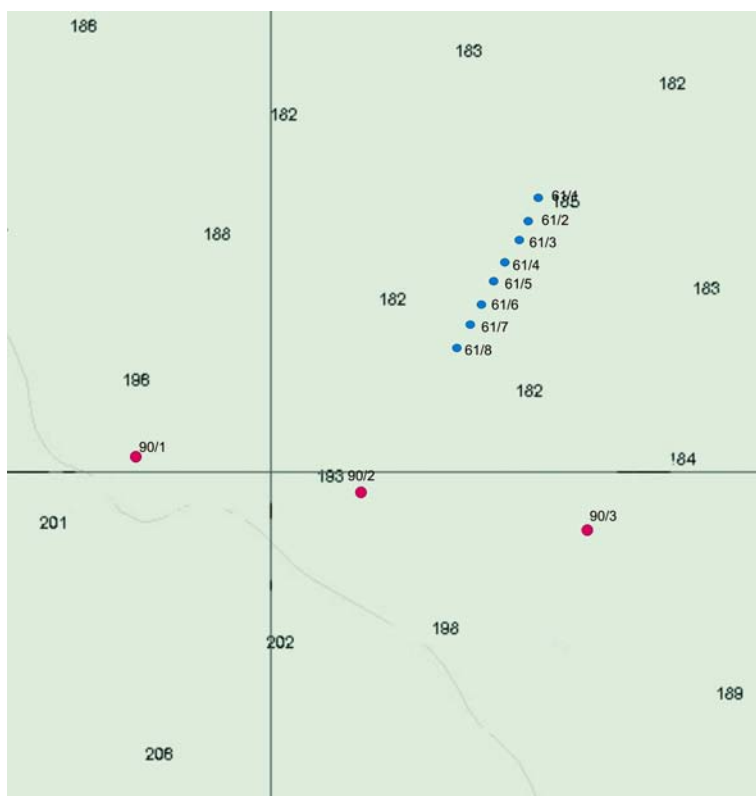


Рис. 12. Схема станций газогеохимического опробования на структуре 1.

При опробовании донных осадков для выделения газовой компоненты из дночерпателя снимался верхний окисленный слой мощностью 1 см и отбирались пробы осадков объемом 1 литр. Далее проба герметически закрывалась и выстаивалась до комнатной температуры. Непосредственно в монолите осадка замерялась температура. Из этого же дночерпателя отбирались пробы для люминесцентно-битумологического анализа, для определения жидких (ароматических) углеводородов на «Панораме» и для

определения содержаний $C_{орг}$. На отдельных станциях отбирались пробы на гранулометрический и минералогический анализы.

При опробовании на инженерно-экологические изыскания из дночерпателя отбирались пробы на гранулометрический и минералогический анализы, на содержание тяжелых металлов, на радиоактивность.

Опробование гравитационной трубкой проводилось на трех структурах в местах предполагаемого заложения скважин. Максимальная мощность донных осадков, отобранных гравитационной трубкой, составляла 2 м 10 см. Отбор проб из гравитационной трубки проводился по схеме, описанной для отбора проб на газовую геохимию. Дополнительно отбирались пробы для исследования биомаркеров. При этом в случае однородного разреза опробовались верхний, средний и нижний (забой) слои осадка. Если в разрезе отмечалось два и более слоев (рис. 15), то опробовался каждый слой.

Опробование придонной воды

Опробование придонной воды при комплексных гидрохимических исследованиях проводилось на каждой геологической станции 5-литровым батометром, выполненным из инертного материала (рис. 16). Из батометра отбирались пробы воды для дегазации, объем которой составлял 1 литр. Проба воды герметически закрывалась и выдерживалась до комнатной температуры, после чего проводилась ее дегазация. Дополнительно из батометра отбирались пробы

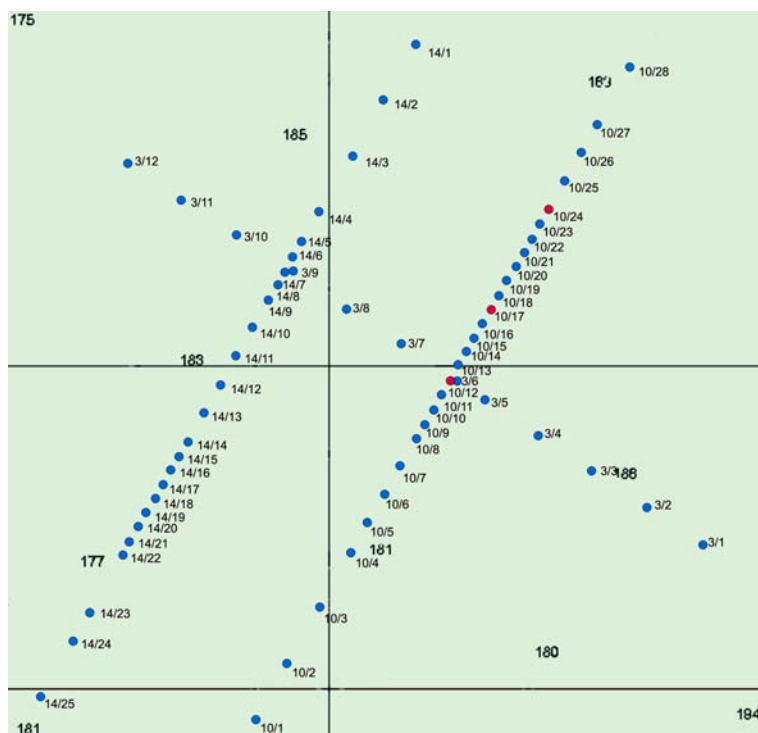
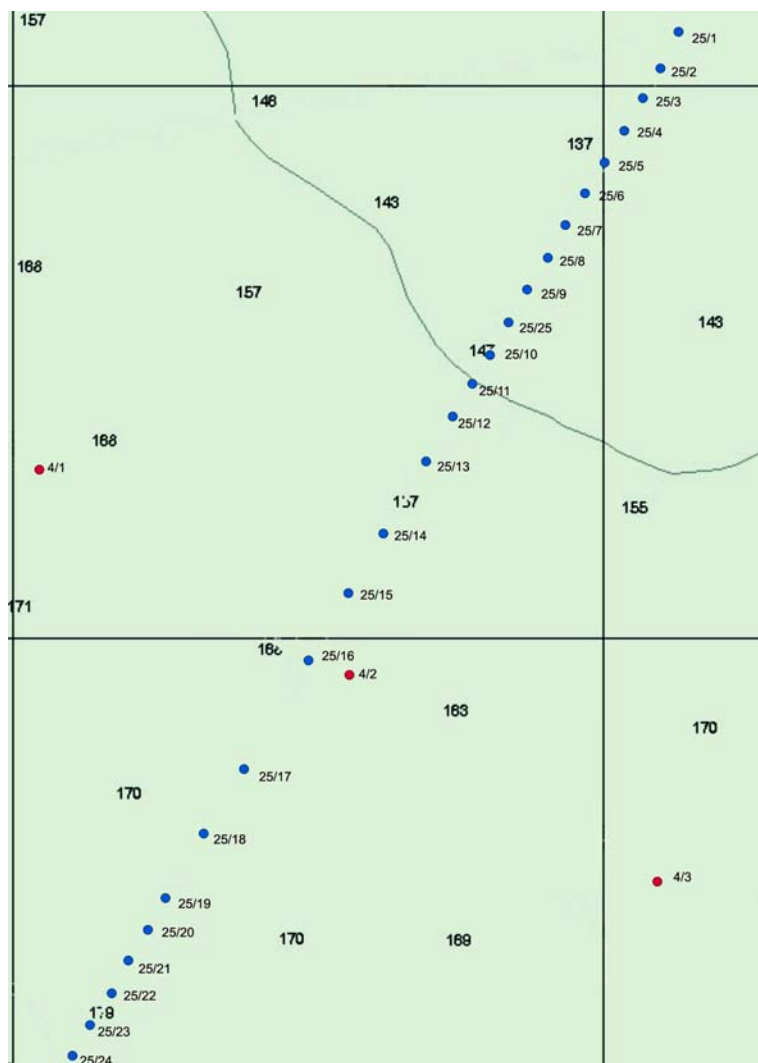


Рис. 13. Схема станций газогеохимического опробования на структуре 9.



воды на определение содержаний жидких (ароматических) углеводородов на «Панораме», определения значений pH и для определения Hg в стационарной лаборатории.

Для оценки содержаний в придонной воде тяжелых металлов во взвешенной и растворенной формах и определения концентраций биогенных компонентов при опробовании придонной воды использовался 10-литровый батометр (рис. 17), выполненный из инертного материала. В этом случае отбиралось пять литров воды для исследования содержаний тяжелых металлов, один литр для определения концентраций биогенных компонентов, 100 мл для анализа концентраций ртути и 200 мл для определения содержаний нефтяных углеводородов. В пробах воды измерялись значения pH.

Аналитические исследования на борту судна

Непосредственно на борту выполнялись следующие виды аналитических исследований.

Дегазация донных осадков и проб воды проводилась на дегазационной установке (рис. 18). Отобранные пробы газа консервировались солевым затвором для дальнейшего анализа в стационарной лаборатории. Все отобранные пробы донных осадков и морской воды были дегазированы непосредственно в рейсе.

Определение содержаний жидких (ароматических) углеводородов в придонной воде по специально разработанной методике с применением спектрофлуоресцентного анализатора «Панорама» (рис. 19).

Определение концентраций биогенных компонентов — нитраты, нитриты, фосфаты, раство-

Рис. 14. Схема станций газогеохимического опробования на структуре 12.



Рис. 15. Разрез донных отложений, отобранных гравитационной трубкой.



Рис. 16. 5-литровый батометр для взятия проб придонной воды.



Рис. 19. Спектрофлуоресцентный анализатор «Панорама».



Рис. 17. 10-литровый батометр для опробования придонной воды.



Рис. 18. Дегазационная установка для дегазации проб воды и донных осадков.

ренный кремний (моно- и дисиликатов) в придонной воде.

Фильтрация проб придонной воды через ядерные фильтры для осаждения взвешенной формы с последующим определением тяжелых металлов во взвесах.

Выделение растворенных форм тяжелых металлов.

Гидробиологические работы

В ходе экспедиции на НИС «Иван Петров» сотрудниками Зоологического института РАН Денисенко С.Г., Джуриным В.Л. и Гребельным Д.С. был выполнен отбор количественных проб фито-, зоопланктона, зообентоса и мейобентоса на трех полигонах в восточной части Мурманского желоба. Всего было взято 55 проб фитопланктона, 22 пробы зоопланктона, 52 пробы зообентоса и 30 проб мейобентоса (рис. 20).

Пробы фитопланктона отбирали 5-литровым пластиковым батометром с горизонтов 0, 3, 7, 15, 30 м и фиксировали нейтрализованным 40% формалином в количестве 50 мл на литр пробы.

Пробы зоопланктона отбирали сетью Джеди с верхним диаметром 40 см и размером ячеей сет-

ки 100 мк методом тотального лова на глубинных интервалах 0–60 м и 0–дно со скоростью подъема 0,5 м/с. Глубина 60 м соответствовала горизонту залегания термоклина при фактическом отсутствии галоклина, что предварительно регистрировалось гидрологическим зондом. Пробы фиксировались 40% нейтрализованным формалином в расчете на 2–3% концентрацию в конечном объеме жидкости.

Пробы зообентоса отбирали дночерпателем «Ван-Вина» в пятикратной повторности на каждой станции. Пробы, взятые на алевропелитовых осадках с небольшим содержанием песка, при наполнении дночерпателя менее чем на 50%, выбраковывались. Извлеченный из дночерпателя грунт в два-три приема промывался наружной струей воды через коническое капроновое сито с

размерами ячеей 0,75 мм. Каждая фракция животных вместе с остатками грунта отдельно фиксировалась в одном или нескольких общих сосудах 4% нейтрализованным формалином в расчете на 3% концентрацию в конечном объеме жидкости.

Пробы мейобентоса отбирались из дночерпателя. При этом опробовался верхний 20 см слой осадка. Извлеченный осадок фиксировался 70% раствором спирта.

Предварительные визуальные оценки позволяют заключить, что практически весь фаунистический материал был собран в зоне развития донных сообществ с доминированием *Spiochaetopterus typicus*, и лишь малая часть — в зоне развития сообществ с доминированием *Spongia-Brachiopoda*.

Сообщества зоопланктона в период исследований находились на стадии осенней депрессии, по-видимому, вследствие сезонного отсутствия необходимых пищевых ресурсов. Наличие обильного фитопланктона визуально отмечено не было.

Окончательное описание планктонных и донных бикомплексов, оценка их состояния и количественного развития будут даны после камеральной обработки и таксономической идентификации всего собранного материала.

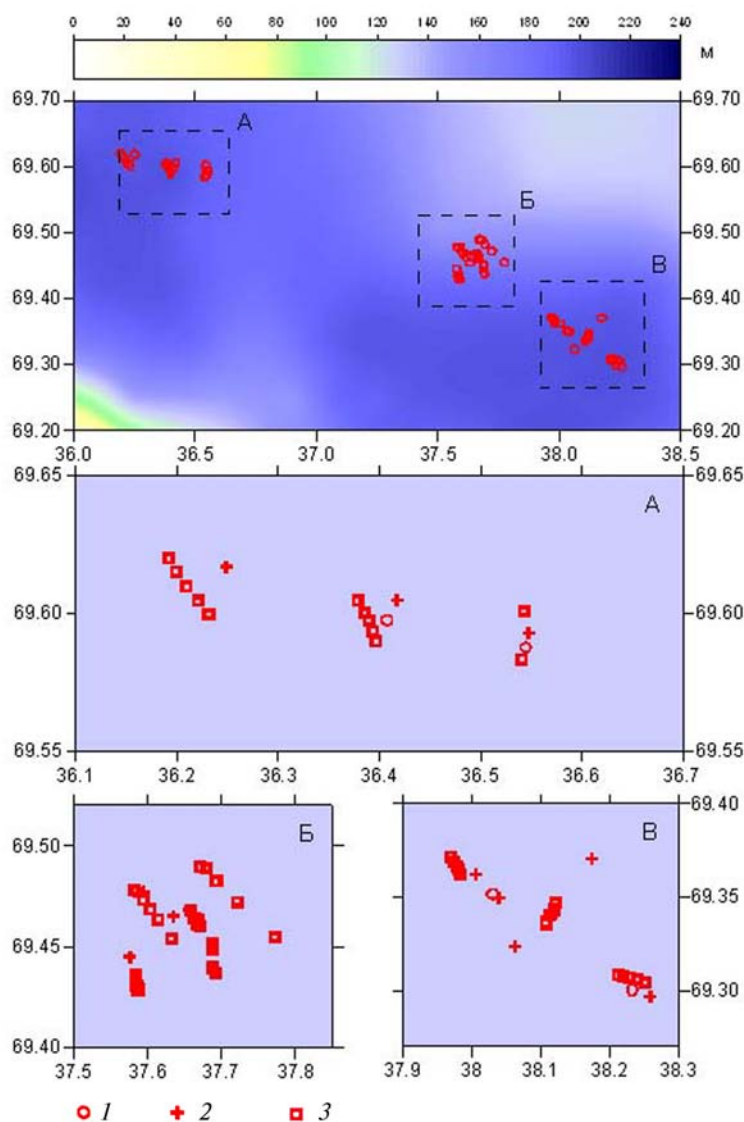


Рис. 20. Схема района исследований и фактическое местоположение отбора проб:

1 — фитопланктон, 2 — зоопланктон, 3 — зообентос.

Экспедиционные работы на шельфе Баренцева моря и северной оконечности арх. Новая Земля

Экспедиционные работы проводились в рамках подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» федеральной целевой программы «Мировой океан» по теме 3 «Состав и строение земной коры Мирового океана; прогноз и оценка минеральных ресурсов», а также тематических исследований ВНИИОкеангеология.

Состав экспедиционных исследований включал два направления: мониторинговые наблюдения на акватории и геологические наблюдения на западном и восточном побережьях северной оконечности Новой Земли.

Работы выполнялись в период с 11 по 27 августа 2005 г. на ГС «Гидролог» (рис. 1), принадлежащего Гидрографической Службе СФ и арендованного ВНИИОкеангеология для проведения комплексного научно-исследовательского рейса. Финансирование рейса осуществлялось на совместной основе ВНИИОкеангеология и зарубежными партнерами. Схема полигонов работ и места высадки на арх. Новая Земля приведены на рис. 2.

Организация и проведение экспедиционных работ осуществлялись Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология). В экспедиционном составе принимали участие сотрудники Санкт-Петербур-



Рис. 1. ГС «Гидролог».



Рис. 2. Схема района работ ГС «Гидролог».

бургского государственного горного института, геологического факультета МГУ, Кембриджского университета, Стокгольмского университета, Университета г. Уппсала, компании «Статойл», геологической службы Дании и Гренландии, Университета штата Айдахо (США).

Полевые научно-исследовательские работы на севере Северного о-ва Новой Земли

Полевые исследования проводились на двух участках: районе от Русской Гавани до бухты Мака на северо-западе и от р. Неблужной до р. Спокойной на северо-востоке о. Северного. Высадка береговых отрядов с ГС «Гидролог» на берег осуществлялась с использованием малого промерного катера (рис. 3).

Сотрудники ВНИИОкеангеологии осуществляли комплекс геологических изысканий с необходимой документацией и отбором образцов. Было организовано три береговых отряда: «протерозойский», который занимался магматическими образованиями позднего протерозоя, «палеозойский» — основное внимание уделялось изучению осадочных образований среднего палеозоя и «четвертичный» — занимался изучением четвертичных и современных отложений.

Основные задачи исследований включали сбор дополнительных материалов по: 1) стратиграфии, тектонике и особенностям внутреннего строения терригенных (аспидных, флишеидных и моласоидных) образований возрастного диапазона от верхов протерозоя(?) по силур включительно, а также — изучению магматических образований, дискордантно рассекающих раннекеммерийские

складчатые структуры региона; 2) литологии и особенностям седиментогенеза палеозойских преимущественно карбонатных формаций возрастного диапазона от силура—низов девона до карбона—перми с отбором проб на определение физических свойств и битуминозности пород; 3) уточнения распространения различных типов и разреза четвертичных пород на Северном острове Новой Земли. Соответственно работы велись тремя отрядами с условными названиями «раннепалеозойский» (I отряд), «позднепалеозойский» (II отряд) и «четвертичный» (III отряд). Всего было проведено каждым из отрядов 9 пеших маршрутов (пять на северо-западе и четыре на северо-востоке). К базовым лагерям участники экспедиции доставлялись катером с гидрографического судна, а к началу ряда маршрутов — маломерными судами типа «Зодиак» либо шлюпки с моторами «Mercury» и «Вихрь».

I («раннепалеозойский») отряд (руководители Девид Джи и Е. Кораго) проводил пешие маршруты в районе мыса Сахарова—бухты Мака и бассейна р. Неблужной — залива Екс с двух базовых лагерей на северо-западе и северо-востоке о. Северный соответственно. Изучались разрезы и их отдельные фрагменты (кембрия—ордовика и силура преимущественно в уступе плато залива Легздина и верхнего протерозоя в береговых обрывах бухты Мака на северо-западе о. Северный и верхнего кембрия—силура, а также нижнего девона—перми в районе р. Неблужной и залива Екс) с обязательным наблюдением типов переслаивания песчано-сланцевых толщ и выделением ритмов разного порядка; степени регионального и динамотермального метаморфизма;

характера и особенностей пликативных и дизъюнктивных дислокаций (складчатые структуры разных рангов, погружение шарниров и ориентировка осей отдельных складок. Особое внимание обращалось на структурно-текстурные особенности пород, состав, размерность и окатанность обломочного материала. Из главных стратиграфических таксонов отбирались наиболее характерные образцы и шлифы. Наблюдались как тектонические, «сорванные» (взбросы, крутые надвиги), так и нормальные взаимоотношения между отложениями различных подразделений палеозоя. Иностранные исследователи отбирали большое количество образцов из песчаников и гравелитов с точной их координатной



Рис. 3. Высадка на берег с использованием малого промерного катера.

привязкой с помощью спутниковой системы GPS. Из этих образцов будут выделены детритовые цирконы для определения их U-Pb изотопного возраста, на основании чего можно проводить реконструкции по возрасту источников сноса блоков зрелой континентальной коры.

Из даек желанинского магматического комплекса в районе мыса Сахарова были отобраны дополнительные образцы, шлифы и пробы для изучения их минерального и петрохимического состава, а также определения изотопного возраста K-Ar, Ar-Ar и, возможно, U-Pb (если удастся выделить достаточные количества циркона) методами.

В результате работ I отряда собран дополнительный материал по геологии, стратиграфии и тектонике протерозойско-силурийских отложений севера Новой Земли; в куту залива Легздина около ледника Велькена наблюдался известный и ранее контакт нижне-среднекембрийской менделеевской и верхнекембрийско-нижнеордовикской оленинской свитами. Отмечен достаточно резкий, но все же постепенный переход между свитами с переслаиванием песчаников, широко развитых в менделеевской свите, с известковистыми алевропелитами, свойственными оленинской свите.

В районе бухты Мака собран дополнительный материал для характеристики нижней толщи верхов протерозоя севера Новой Земли; отобраны образцы для определения акритархов и других микрофоссилий.

На северо-востоке архипелага в береговых обрывах залива Екс дополнительно (с отбором представительного каменного материала) исследовано скрытое стратиграфическое несогласие между нижнедевонскими существенно карбонатными и позднепалеозойскими (средне-верхнекаменноугольными — пермскими) карбонатными и карбонатно-терригенными толщами.

В районе мыса Сахарова собран каменный материал для всесторонней петрогеохимической характеристики и определения радиологического возраста развитых здесь базитовых (габбро-долеритовых) даек желанинского комплекса. На основании их резко секущих контактов по отношению к складчатым раннекембрийским структурам предполагался их молодой (поздне-мезозойский?) возраст, возможно, близкий таковому позднеюрско-раннемеловых базитов Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена. Вместе с тем наши полевые наблюдения (Кораго, Столбов) свидетельствуют о сильной тектонизации этих образований преимущественно сдвиговыми

расколами субмеридиональной — северо-восточной ориентировки, что скорее свидетельствует об их более древнем (средне-позднедевонском ?, «костиншарском» возрасте). К сожалению более свежих даек того же простираения, развитых в районе мыса Желания, по организационным и погодным условиям нам посетить не удалось.

По мнению Д. Джи и Х. Лоренца, абсолютное большинство ранне-среднепалеозойских (псефито)-псаммито-сланцевых толщ севера Новой Земли представляют собой турбидиты, а распространенные на отдельных стратиграфических уровнях конгломераты — конглобрекции являются свидетельствами широкого развития здесь преимущественно в раннем палеозое подводных каналов. Вместе с тем, это не океанические осадки, а осадки относительно глубокого шельфа. Здесь заметим, что если исходить из структурно-формационной зональности на Новой Земле для раннего палеозоя — силура, которая ориентирована диагонально (если не поперечно) по отношению к более поздней, начиная с конца раннего — начала среднего девона, структурно-формационной зональности, а также современной структуре и конфигурации архипелага, то в раннем палеозое — силуре на юге Новой Земли осадконакопление происходило в условиях мелководного терригенно-карбонатного и карбонатного шельфа, на севере отлагались преимущественно относительно глубоководные аспидно-флишевые, флишеоидные и молассоидные толщи, тогда как в центральных районах господствовали какие-то промежуточные обстановки седиментации с достаточно широким развитием кое-где молассоидных образований. Если действительно эти построения верны, то к северу от архипелага в раннем палеозое — силуре казалось бы можно предполагать существование континентального склона, подножия и океана каледонского возраста. Однако, отсутствие следов активного каледонского тектогенеза (за исключением обломочных молассоидных толщ на этом возрастном интервале) и широкое развитие в обломочной части пород кварца и другого материала, свойственного областям со зрелой континентальной корой, свидетельствуют против подобных построений.

II («палеозойский») отряд (руководители Р. Щеколдин, О. Крылов) проводил пешие и частично морские (с помощью двух моторных лодок типа «Зодиак» с моторами в 40 л.с) маршрутные наблюдения с двух базовых лагерей (на северо-западе — от восточного побережья п-ова Литке до заливов Русская Гавань и Чаева — с базовым лагерем на бывшей метеостанции Русская

Гавань, на северо-востоке Новой Земли — от залива Екс до нижнего течения р. Быстрой и до Спорого Наволока и бассейна р. Спокойной — с базовым лагерем в устье р. Быстрой).

Наблюдались разрезы карбонатных, терригенно-карбонатных, реже карбонатно-терригенных и терригенных толщ возрастного диапазона от силура по пермь включительно. Основные интересы исследователей охватывали вопросы седиментологии, литологии и битуминозности средне-верхнепалеозойских существенно карбонатных отложений. Наибольший интерес вызывал возрастной интервал от верхов девона по карбон (частично пермь), поскольку именно к этому временному уровню в Тимано-Печорской нефтегазоносной области приурочены продуктивные горизонты. В то же время пробуренные в Баренцевом море скважины не выходят из триаса, соответственно для прогнозов по нефти и газу на более низкие уровни разреза следовало провести опробование с определением физических свойств пород (пористости, проницаемости), битуминозности и т. д. этих толщ на севере архипелага, продолжив тем самым подобные исследования, начатые в прошлом году на юге Новой Земли, с последующей интерпретацией полученных результатов на шельфовые области.

К большому сожалению из-за плохих погодных условий и нехватки времени не удалось посетить мыс Балашова (северо-запад Новой Земли вблизи залива Иностранцева), где с 30-х годов прошлого века в толще нижнедевонских терригенно-карбонатных пород известна точка с проявлением капельно-жидкой нефти, вероятно имеющей миграционную природу.

В результате полевых работ II отряда собран богатый каменный материал из существенно карбонатных толщ возрастного диапазона от конца силура—девона по поздний палеозой включительно, аналитическая обработка которого позволит получить существенно новые данные для последующих прогнозов по нефтегазоносности осадочных образований этой слабо изученной части Арктики.

III («четвертичный») отряд (руководитель В.М. Анохин). В процессе геокартировочных работ фактически было отработано 6 маршрутных дней. За это время пройдено 51 км маршрутов, на протяжении которых отработано 29 геологических станций. Отобрано 38 проб, в том числе 23 комплексных, 5 микрофаунистических, 10 макрофаунистических (на радиоуглеродный анализ).

При существующей минимальной обнаженности четвертичных отложений в районе ра-

бот (естественные обнажения были обнаружены лишь на двух точках), работа на большинстве точек наблюдения сопровождалась созданием искусственных выработок — закопуш и расчисток глубиной 0,2 — 0,8 м.

В процессе маршрута велся полевой дневник. После маршрута точки наблюдения наносились на карту фактического материала, данные о пробах заносились в каталог проб. На большинстве точек наблюдения велось фотографирование как обнажений и выработок, так и общей геоморфологической ситуации, в том числе панорам.

Таким образом, полученный фактический материал представлен следующим списком:

- полевой дневник — 1 шт;
- каталог проб — 1 шт;
- карта фактического материала М 1:100 000 — 2 шт;
- фотографический материал — не менее 50 снимков;
- пробы в полиэтиленовых мешочках — 38 шт.

Четвертичные отложения района Русская Гавань. Характеристика четвертичных отложений дается по результатам работ 2003 и 2005 гг.

По пробам, отобраным в 2003 г., в течение 2004 г. были проведены анализы, в том числе радиоуглеродный анализ на абсолютный возраст. Результаты анализов заставляют пересмотреть некоторые представления о возрасте морских отложений на различных уровнях террас. Так, возраст отложений на уровне 50—60 м, считавшийся ранее голоценовым, радиоуглеродным методом определяется в 40 000 лет, что относит его к плейстоцену. Соответственно сдвигается высотная граница плейстоцена—голоцена, предполагаемая на уровне 20—30 м. Это влечет за собой существенную корректировку скорости поднятия данной территории в голоценовое — позднеплейстоценовое время. По оценкам, данным в соответствии с новыми данными, воздымание полуострова Шмидта за время голоцена не превысило 20—30 м, что резко противоречит оценкам предыдущих исследователей (около 100 м).

Район полуострова Шмидта сложен коренными породами силура, девона и карбона с преобладанием по площади девонских пород (рис. 4). Четвертичные отложения в основном смыты и сохранились лишь в отдельных местах.

В районе исследований существует два основных высотных уровня, отличающихся друг от друга комплексами современных процессов, определяющих тот или иной тип отложений. Рассмотрим эти уровни и существующие на них комплексы процессов (рис. 5).

Верхний уровень в пределах района ограничен высотами 80—260 м. Сюда входят гора Ермолаева, Веселые горы, гора Верблюд. Это высокие крутые, иногда вертикальные и отрицательные склоны, сложенные коренными породами, интенсивно разрушаемые денудационными процессами.

На коренных выходах развивается элювий, под коренниками накапливаются коллювиальные отложения с уклонами 40—60°, далее от коллювия развиты конусы разноса делювиальных отложений с углами уклона 20—30°. С тыльной пологой стороны гор имеются морские террасы на уровнях 190—200 м, 220—230 м. С остатками морских отложений по-видимому крест-яхинской толщи (Q_{III} kia) позднего плейстоцена, размываемой солифлюкционными процессами.

Нижний уровень ограничен высотами 0—100 м, и за исключением горы Верблюд, господствует на всем полуострове Шмидта. Здесь мы, с одной стороны, имеем существенно абразионные поверхности, где на водоразделах и склонах широко распространены по площади точечные выходы и останцы коренных пород с развитыми элювиально-коллювиально-делювиально-пролювиальными шлейфами. С другой стороны, на этих же высотах развиты существенно аккумулятивные слабонаклонные (первые градусы и доли градуса) поверхности морских равнин, довольно интенсивно террасированные, обычно с развитой солифлюкцией.

Здесь же на водораздельных поверхностях встречаются интенсивно разрушаемые остатки древних ледниковых построек (?), происхождение которых, по-видимому, восходит к плейстоценовому покровному оледенению, центр которого находился в районе жёлоба Святой Анны.

Нижний уровень пересечен системой рек, ручьев и озер, хоть и в незначительном объеме, но откладывающих свои осадки.

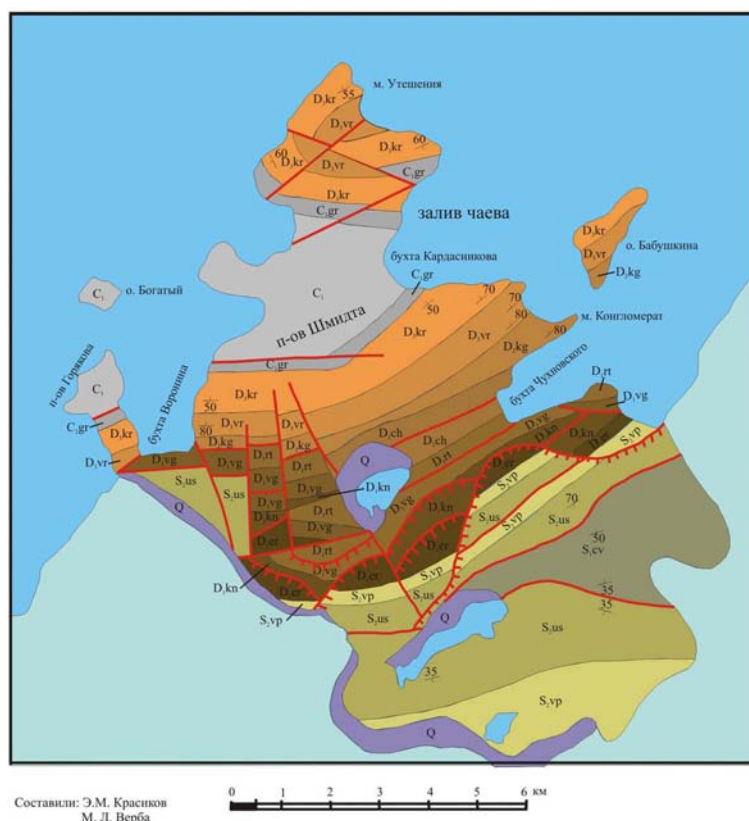


Рис. 4. Обзорная геологическая карта района Русская Гавань.

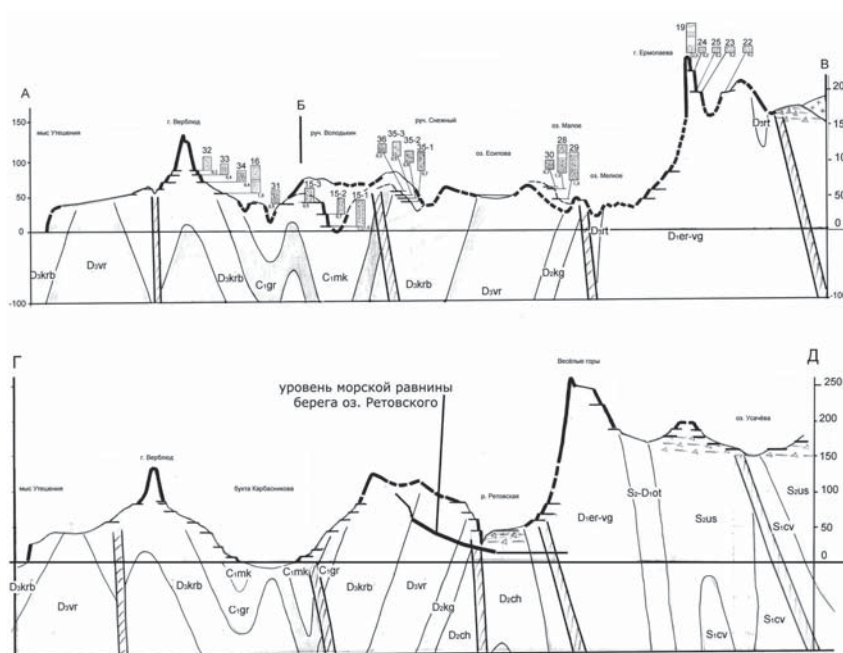


Рис. 5. Профили террасовых комплексов в районе Русская Гавань.

Морской террасовый комплекс нижнего уровня, по-видимому, распадается на 3 подкомплекса:

— нижний, голоценовый, включающий формирующуюся террасу 0—4 м, террасы на уровнях 6—10 и 10—20 м;

— средний, плейстоценовый — террасы 20—40, 40—60 м, причем последний уровень осложнен подтеррасами через 5 м;

— верхний плейстоценовый подкомплекс включает террасы морской равнины на уровнях 50 м, 70 м, 80 м, 90 м.

Нижний и средний подкомплексы отличаются выраженным преобладанием аккумуляции. Как в нетеррасированной части морской равнины, так и в ее террасированной части морские отложения в своем большинстве смыты, имея существенные мощности только в нижней части равнины.

С верхнего на нижний уровень насквозь проходит современный ледник, отлагающий современную морену и обрамленный каймой более древней морены шириной до 1—1,5 км, относящейся, скорее всего, к ледниковой стадии Адмиралтейства (300—500 лет назад).

Самые поздние морские отложения в районе работ слагают современный пляж и находящуюся в стадии формирования террасу уровня 0—4 м.

Нижний голоценовый подкомплекс современного террасового комплекса начинается террасами уровня 6—10 м. В устье Володькиного ручья, в обрыве высотой примерно 1 м обнажается толща галечно-щебнисто-песчаной смеси со слоистостью по крупности обломков: через примерно 20 см чередуются слои с повышенным содержанием наиболее крупных обломков. В верхнем слое наблюдается косое расположение галек.

Выше по разрезу около 20 м находится уступ следующей террасы (уровень 0—20 м). Здесь вскрывается суглинок серо-коричневый щебнисто-галечный, со средне и плохо окатанной галькой, мощностью до 70 см.

Выше по разрезу (средний подкомплекс, поздний плейстоцен) вскрывается супесь щебнисто-галечная, серая, с неявной слоистостью (по крупности обломков). Слои наклонены примерно на 30° к горизонту. Окатанность галек средняя и плохая.

Таким образом, разрез нижнего (голоценового) подкомплекса представлен слоистой толщей галечно-щебнисто-песчаной смеси, а среднего (позднеплейстоценового) — супесями и суглинками щебнисто-галечными серыми и серо-коричневыми, иногда — с неявной слоистостью.

На полуострове Горякова опробованы отложения уровней 5, 25, 30, 35, 40 м (рис. 6).

Нижний голоценовый подкомплекс современного террасового комплекса сложен здесь суглинками и глинами серо-коричневыми с 10—

20% дресвы и щебня. Присутствует редкая галька и редкий мелкий детрит (ТН GEO-50).

Средний позднеплейстоценовый подкомплекс на уровнях 25, 30, 35 и 40 м сложен супесями серо- и зеленовато-коричневыми, содержащими до 50% дресвы и щебня, а также суглинками коричнево-серыми с содержанием дресвы и щебня 10-50% (ТН GEO-49, GEO-51—GEO-53).

Верхний (плейстоценовый) подкомплекс включает террасы морской равнины на уровнях 50, 70, 80, 90 м.

Разрез верхнего подкомплекса морских террас исследован в пределах морской равнины, расположенной южнее г. Верблюд. Здесь под почвой до глубины 0,5 м вскрыта супесь темно-коричнево-серая, довольно однородная, с редкими включениями средне- и хорошо окатанной гальки размером до 2 см. Под супесью до глубины 1 м залегает глина темно-серая плотная ломкая сланцеватая, разбитая на плитки размером до 2—3 см, залегание горизонтальное.

Выше по равнине, на уровне 70 м, на глубину 40 см вскрыты: до 20 см — глина зеленовато-серая галечно-щебнистая, с гравием и дресвой. Под глиной до 40 см лежит щебень с примесью суглинка до 10% (по-видимому, элювий коренного цоколя).

Далее вверх, на уровне 80 м до глубины 40 см залегает глина зеленовато-серая с галькой, гравием, щебнем (30%), глубже до 50 см — почти чистый щебень (цоколь).

На самой верхней подтеррасе, на уровне 90 м до 20 см — глина (суглинок?) зеленовато-серая с щебнем, галькой, гравием (30—40%), глубже до 40 см — почти чистый щебень (цоколь).

С более высоких уровней морские отложения практически смыты, мощность глин (суглинков), лежащих на цоколе, не превышает 20—30 см.

В северном обрыве р. Есипова вскрыты 4 подтеррасы верхнего (возможно, переходного) подкомплекса на уровнях 40, 45, 50, 55 м. Этот разрез довольно схож с разрезом морской равнины у г. Верблюд. В нижней части обнажается темно-серая плотная плитчатая глина, аналогичная плитчатой глине в основании морской равнины, но залегающая под углом 70° к горизонту (возможно, гляциодислокации). На более высоких уровнях на цоколе лежит слой серой, зеленовато-серой пластичной глины с 20—30% щебня и плохо окатанной гальки, причем мощность этой глины сокращается при движении снизу вверх с 40 см до 10 см.

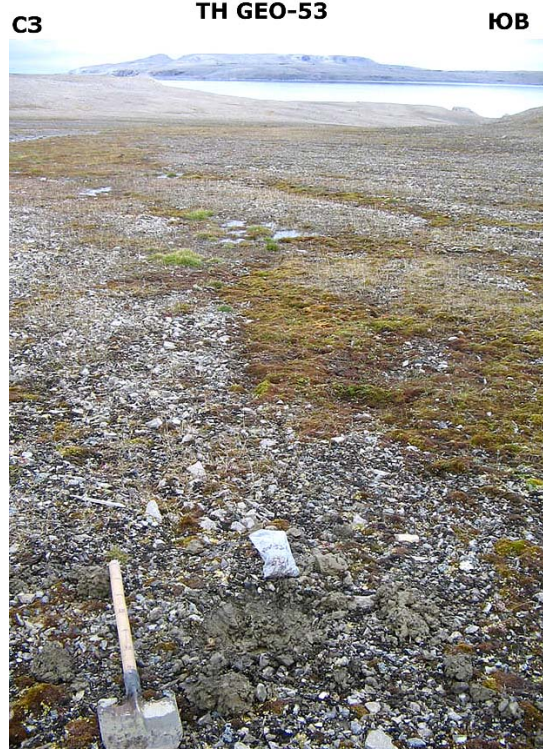
Разрез морской равнины севернее оз. Ретовского (рис. 7) вскрывает в общем похожие отло-



TH GEO-50



TH GEO-53



TH GEO-52 ЮВ



жения на уровнях 45, 55, 60 м — зеленовато-серые глины (суглинки) с содержанием щебня, гальки, дресвы, гравия до 30—40%, с неявной слоистостью и мощностями до 20—30 см. Здесь интересно присутствие в отложениях довольно большого количества крупного детрита и целых раковин пеллеципод (в том числе *Pecten*), располагающихся в слоях по 1 см через 5 см. На современном пляже никаких раковин не наблюдается, что позволяет предположить некоторое изменение морских условий в сторону похолодания (рис. 8).

Ракуша из отложений именно этой равнины, будучи подвергнута радиоуглеродному анализу показала возраст около 40 тыс. лет. Данная равнина подверглась детальному опробованию (TH GEO-38—GEO-46), здесь отобрано 4 новые пробы на радиоуглеродный анализ.

Морской террасовый комплекс верхнего уровня вскрыт в верхней части южного склона г. Ермолаева и на берегах оз. Усачева (рис. 5, 9).

Возвышенности по берегам оз. Усачева террасированы примерно через 5 м в диапазоне

Рис. 6. Рыхлые отложения в районе полуострова Горякова.



Рис. 7. Панорама морской равнины северной вершины оз. Ретовского (район Русская Гавань) с точками наблюдения 2003—2005 гг.

уровней 200—240 м. Поверхности террас (не более 10 см) сложены здесь супесями коричневыми с 20—30% дресвы и щебня, под которыми лежит крупный щебень. По-видимому, морские отложения здесь смыты полностью (ТН GEO-47).

Небольшая возвышенность уровня, близкого 200 м, расположенная у истока ручья Каньонного в 200 м от его левого берега, напротив, содержит и морскую гальку, и довольно большое количество ракуши, иногда в хорошем состоянии (ТН GEO-48). Морфологически эта возвышенность может быть связана с современными ледниковыми отложениями, однако хорошая сохранность ракуши говорит о недалеком переносе в случае переотложения.

Две небольшие горизонтальные площадки находятся с южной стороны вершины г. Ермолаева на уровнях 190—200 м и 220—230 м. Терраса 190—200 м имеется также на северном склоне плосковершинной горы южнее г. Ермолаева.

На нижней террасе (уровень 190—200 м) вскрыто не более 20 см серо-коричневого щебнистого суглинка с содержанием твердых частиц 10—30%. По-видимому, здесь практически все морские отложения смыты.

Верхняя терраса (уровень 220—230 м) на своей внешней бровке имеет в разрезе 20 см супеси (суглинка) светло-серо-коричневой с содержанием твердых частиц около 10% и отдельными обломками ракуши. В ее тыловой части сохранилось нечто вроде полуразмытых остатков верхней подтеррасы высотой 3—4 м, выше которых — только коренные утесы вершинной части г. Ермолаева. Разрез этой подтеррасы вскрыт на 2 м. По всему разрезу залегает суглинок коричнево-серый галечно-щебнистый с единичными гальками хорошей окатанности, неявной слоистостью через 10 см (слои с повышенной концентрацией крупных обломков) и единичными обломками ракуши.

На обеих террасах, по-видимому, накапливались отложения крест-яхинской толщи ($Q_{III\ kia}$) позднего плейстоцена, когда уровень моря соответствовал данным террасовым уровням. В более позднее время террасы испытали поднятие с последующим почти полным размывом морских отложений.

Главным результатом маршрутных работ в районе Русская Гавань в 2005 г. можно считать довольно детальное опробование морской равнины северного берега оз. Ретовского. 4 пробы с обломками морской ракуши, количество которой должно быть достаточно для радиоуглеродного анализа, должны дать окончательный ответ на вопрос о возрасте отложений данной равнины (уровни 30—60 м).

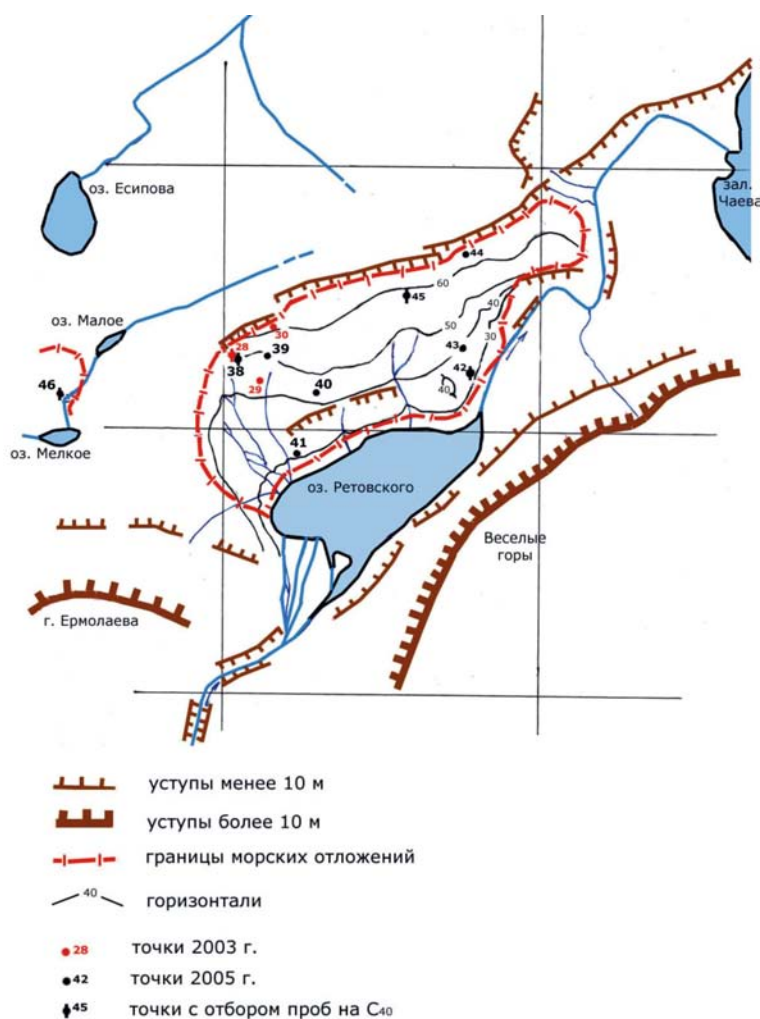


Рис. 8. Схема пробоотбора на морской равнине берега оз. Ретовского.

Восточное побережье Северного острова Новая Земля.

Район реки Быстрой сложен коренными породами девонского, каменноугольного и пермского возраста, четвертичные отложения занимают резко подчиненное положение (рис. 10).

В данном районе восточного побережья Северного острова Новой Земли довольно хорошо развит четвертичный морской террасовый комплекс, особенно на уровнях 20 и 40 м. Морские отложения на этих террасах сохранились значительно лучше, чем на Баренцевоморском берегу (рис. 11).

В прибрежной полосе обращают на себя внимание хорошо развитые «ступени» приподнятых пляжей, завершающиеся прекрасно выраженной плоской поверхностью шириной до 100 м, на уровне 5–10 м, ограниченной со стороны моря четким уступом высотой 3–5 м (п-ов Спорый Наволок, ТН GEO-63). Все эти уступы сложены крупными обломками — 5–20 см, сре-



Рис. 9. Панорама побережья оз. Усачева (район Русской Гавани).

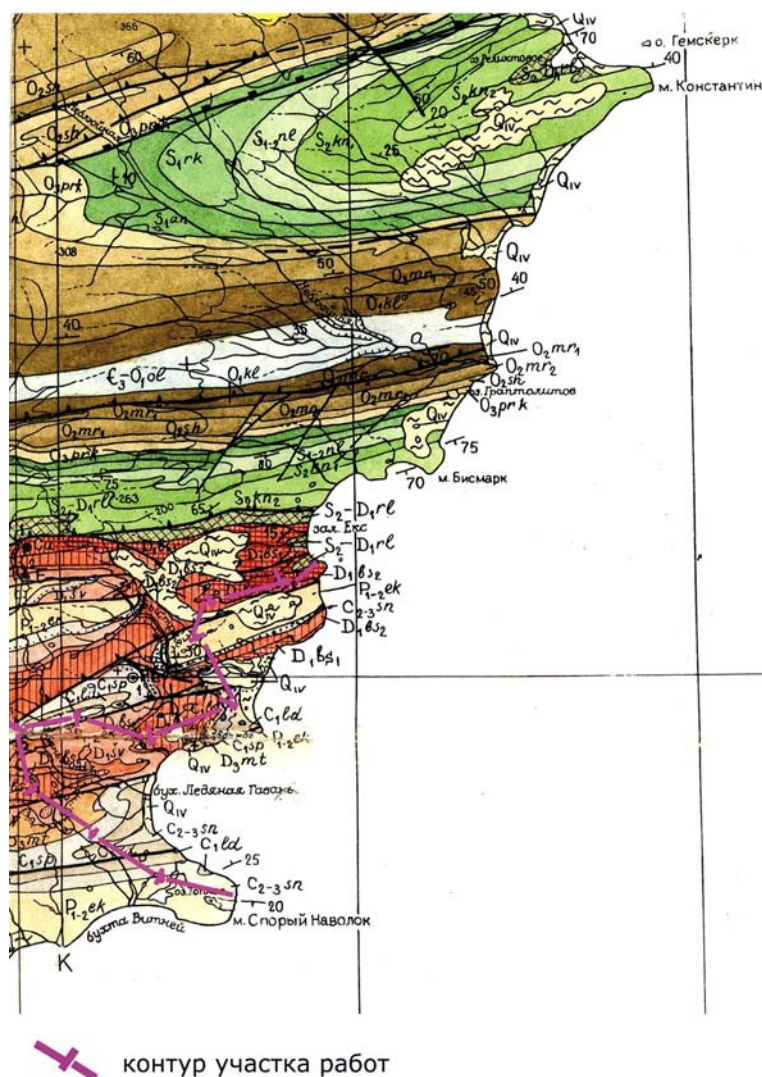


Рис. 10. Фрагмент геологической карты района устья р. Быстрой.

ди которых в равной пропорции присутствуют как хорошо окатанные, так и вовсе не окатанные.

О продолжающемся воздымании этого берега говорят и довольно часто встречающиеся современные пляжевые перемычки, отделяющие небольшие лагуны от моря. Некоторые из них сформировались буквально в последние годы, и море во время прилива еще перехлестывает через них в лагуну.

Отложения современного пляжа прослеживаются вплоть до уровня высот 15—20 м.

Выше, на высоте 20—25 м, в глубь побережья на сотни метров и километры уходит относительно плоская поверхность морской террасы, сложенная супесями зеленовато-коричневыми, содержащими до 30% дресвы, щебня, редкой гальки (ТН GEO-59, 63, 64, 65, рис. 12). Иногда в этих отложениях присутствуют обломки ракушки, которые изредка встречаются и в по-

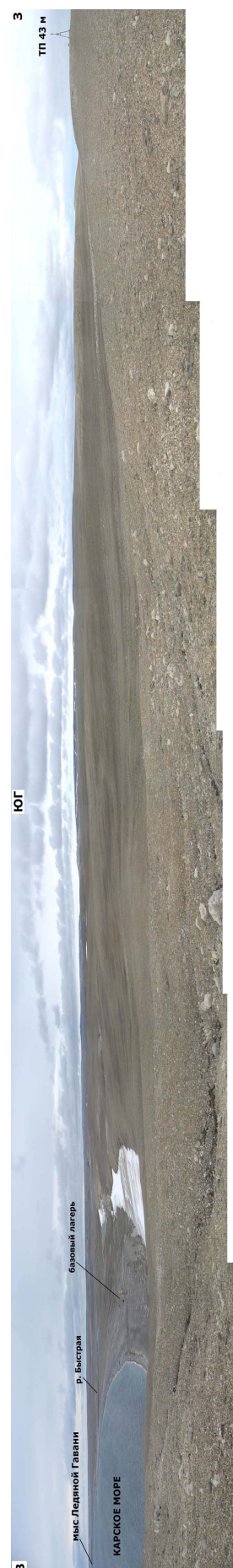




Рис. 12. Морские отложения в районе мыса Спорный Наволок.



Рис. 13. Рыхлые отложения в районе мыса Скалистый.



Рис. 14. Морские отложения западнее мыса Шевченко.

верхностных высыпках. Дальше от берега моря (1—2 км) отложения этого уровня террас представлены глинами серо-коричневыми, с 20% дресвы, щебня, гальки и детритом (ТН GEO-61, 66).

В 1—2 км от морского берега на уровне 40—50 м встречаются довольно обширные (до 6 км по длинной оси) относительно плоские плато, сложенные морскими отложениями. Эти отложения представлены серо-коричневыми супесями, содержащими 20—50% дресвы, щебня, гальки и редкие обломки ракуши; изредка встречаются довольно обильные высыпки этих обломков (ТН GEO-54 - GEO-58, рис. 13, 14).

Обильные высыпки морской ракуши, причем крупные (до 5 см) хорошей сохранности, встречены и на более высоком уровне — 50—60 м (ТН GEO-62).

Все описанные поверхности террас, начиная с 5 м и выше, опробованы на радиоуглеродное определение возраста, что может по осуществлении аналитических исследований привести к более точному определению возраста морских отложений на этих уровнях и уточнению скорости воздымания Северного острова Новой Земли.

Основным результатом работ в районе р. Быстрой является выполненная рекогносцировка района в части распространения четвертичных отложений, а также опробование раз-

личных уровней морских террас на различные виды анализов, в частности, радиоуглеродный анализ, что по выполнению аналитических исследований может привести к более верному определению природы и возраста четвертичных отложений в данном районе, а также характера и интенсивности неотектонических движений.

Экспедиционные работы на акватории баренцевоморского шельфа

Экспедиционные работы по оценке параметров окружающей среды Пахтусовского и Адмиралтейского участков проводились в период между высадками береговых отрядов.

Схемы геологического опробования донных осадков и водной толщи на участках приведены на рис. 15.

В период экспедиции выполнялись следующие виды работ:

1) океанографические исследования, включающие:

— зондирование водной толщи;

2) геологическое опробование, включающее:

— описание донных осадков,

— отбор проб донных осадков на гранулометрический и минералогический анализы,

— отбор проб донных осадков на определение $C_{орг}$,

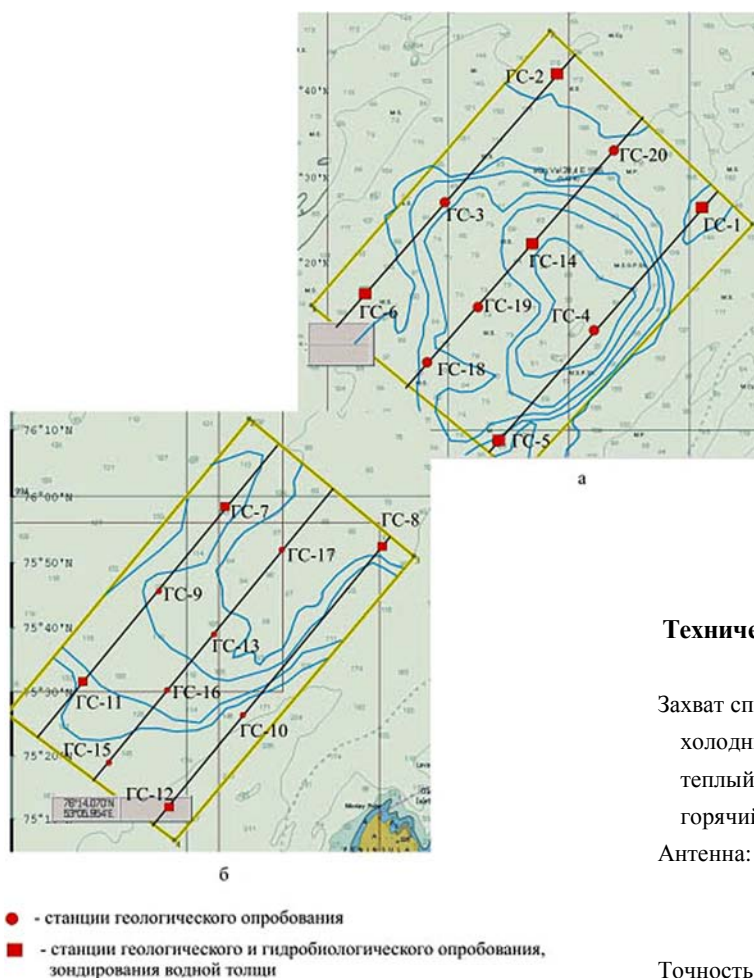


Рис. 15. Схема расположения станций наблюдений на лицензионных участках Пахтусовский (а) и Адмиралтейский (б).

- отбор проб донных осадков на определение тяжелых металлов,
- отбор проб донных осадков на измерение радиоактивности;

3) опробование придонной воды, включающее:

- отбор проб воды для анализа суммарного состава концентраций жидких (ароматических) углеводородов в воде на «Панораме»,

- отбор проб воды на выделение взвешенной и растворенной форм для определения тяжелых металлов,

- отбор проб воды для определения значений pH,

- отбор проб воды для определения Hg;

4) гидробиологическое опробование, включающее:

- отбор количественных проб фитопланктона,

- отбор количественных проб зоопланктона,

- отбор количественных проб зообентоса;

5) натурные наблюдения за млекопитающими и птицами.

Навигационное обеспечение работ

Навигационное обеспечение работ осуществлялось при помощи приемника DGPS Mobile Mapper (производство фирмы Thales Navigation, Франция). Основные технические характеристики приемника приведены в таблице 1.

Данные позиционирования с GPS передавались на компьютер с программным обеспечением Dkart Navigator, позволяющим представлять информацию в картографическом виде, отслеживать и фиксировать перемещение судна, планировать и оценивать время движения по маршруту и т. д.

Таблица 1

Технические характеристики дифференциального GPS-приемника Mobile Mapper

Захват спутников:	
холодный старт, мин, не более	2
теплый старт, мин, не более	1
горячий старт, с, не более	15
Антенна:	высокочувствительная, четырехлепестковая, спиралевидная
Точность плановая, м	
в реальном времени с приемом поправок WAAS и EGNOS	3
с использованием процедуры постобработки	0,5
Захват и удержание спутников	от 10° над горизонтом
Рабочая температура	–10 ... +60°C

Океанографические наблюдения

В целях определения термохалинной структуры вод и гидрохимических параметров вдоль профилей на гидрологических станциях выполнялось вертикальное зондирование водной толщи и пробоотбор воды с поверхностного и придонного горизонтов.

При определении термохалинных характеристик вод и вертикального распределения растворенного кислорода в качестве основного инструмента служил профилограф Seacat SBE 19 plus (рис. 16). Приборы подобного типа официально утверждены Международной океанографической комиссией при Юнеско (ИОС) в качестве приборов, соответствующих современным требованиям к точности океанографических данных. Ниже приведены технические характеристики инструмента.



Рис. 16. Профилограф Seacat SBE 19 plus.

Профилограф Seacat SBE 19 plus (s/n 4769) предназначен для измерений температуры, давления и электропроводности соленой и пресной воды в автономном или on-line режимах.

Датчик электропроводности:

диапазон измерений	0—9 См/м
начальная точность	0,0005 См/м
типичная стабильность (за месяц)	0,0003 См/м
разрешающая способность	0,00001 См/м (разрешение по солености 0,1 ppm)

Датчик температуры:

диапазон измерений	от -5 до +35°C
начальная точность	0,005°C
типичная стабильность (за месяц)	0,0002°C
разрешающая способность	0,001°C

Манометрический датчик давления:

диапазон измерений	0-7000 м
начальная точность	0,1% от полного диапазона
типичная стабильность (за месяц)	0,1% от полного диапазона
разрешающая способность	0,002% от полного диапазона

Память

8 Мбайт энерго-
независимой
Flash памяти

Рабочая глубина

7000 м

Материал корпуса

титан

Вес на воздухе

13,7 кг

Зондирование выполнялось после того, как судно ложилось в дрейф, скорость спуска составляла 0,4—0,7 м/с (по инструкции — до 1 м/с), частота опроса датчиков — 4 Гц, период осреднения — 1 с.

Геологическое опробование донных отложений

Геологическое опробование донных отложений проводилось в двух направлениях: первое — опробование донных отложений для определения содержаний тяжелых металлов и литолого-минералогической характеристики донных осадках и второе — экологическая характеристика донных отложений.

Опробование проводилось с использованием дночерпателя «Ван-Вин» (рис. 17) с площадью захвата 0,1 м² и проникновением в грунт на 40 см.

Схемы точек опробования в пределах участков показаны на рис. 15.

Основное требование при отборе проб дночерпателем «Ван-Вин» — ненарушенное сложение осадка, т.е. дночерпатель приходил полностью заполненный осадочным материалом.

При опробовании донных осадков из дночерпателя отбирались пробы осадков объемом 1 литр для выполнения гранулометрического и минералогического анализа, на определение тяжелых металлов, а также для органогеохимических исследований и определения радиоактивности.



Рис. 17. Пробоотборник «Ван-Вин».

Опробование поверхностной и придонной воды

Опробование поверхностной воды проводилось с использованием пластикового ведра, когда судно находилось в дрейфе.

Отбор проб придонной воды проводилось 5-литровым батометром выполненным из инертного материала (рис. 18). Из батометра отбирались пробы воды на определение содержаний жидких (ароматических) углеводородов на «Панораме», определения значений pH, определения биогенных компонентов, тяжелых металлов в стационарной лаборатории.

Гидробиологические работы

В ходе экспедиции был выполнен отбор количественных проб фито-, зоопланктона, зоо-



Рис. 18. Пятилитровый батометр для взятия проб придонной воды.

бентоса. Всего было взято 25 проб фитопланктона, 25 проб зоопланктона, 25 проб зообентоса.

Пробы фитопланктона отбирали 5-литровым пластиковым батометром с горизонтов 0, 3, 7, 15, 30 м и фиксировали нейтрализованным 40% формалином в количестве 50 мл на литр пробы.

Пробы зоопланктона отбирали сетью Джели с верхним диаметром 40 см и размером ячеей сет-

ки 100 мк методом тотального лова на глубинных интервалах 0—60 м и 0—дно со скоростью подъема 0,5 м/с. Глубина 60 м соответствовала горизонту залегания термоклина при фактическом отсутствии галоклина, что предварительно регистрировалось гидрологическим зондом. Пробы фиксировались 40% нейтрализованным формалином в расчете на 2—3% концентрацию в конечном объеме жидкости.

Пробы зообентоса отбирали дночерпателем «Ван-Вин» в пятикратной повторности на каждой станции. Пробы, взятые на алевропелитовых осадках с небольшим содержанием песка, при наполнении дночерпателя менее чем на 50% выбраковывались. Извлеченный из дночерпателя грунт в два-три приема промывался наружной струей воды через коническое капроновое сито с размерами ячеей 0,75 мм. Каждая фракция животных вместе с остатками грунта отдельно фиксировалась в одном или нескольких общих сосудах 4% нейтрализованным формалином в расчете на 3% концентрацию в конечном объеме жидкости.

Предварительные визуальные оценки позволяют заключить, что практически весь фаунистический материал был собран в зоне развития донных сообществ с доминированием *Spiochaetopterus typicus*, и лишь малая часть — в зоне развития сообществ с доминированием *Spongia-Brachiopoda*.

Сообщества зоопланктона в период исследований находились на стадии осенней депрессии, по-видимому, вследствие сезонного отсутствия необходимых пищевых ресурсов. Наличие обильного фитопланктона визуально отмечено не было.

Экспедиционные работы в Усть-Енисейском районе

В 2004—2005 гг. отрядом ФГУП «ВНИИОкеангеология» совместно с московскими коллегами из Института криосферы Земли были проведены полевые экспедиционные наблюдения в Усть-Енисейском районе. Район полевых исследований включает в себя нижнее течение реки Енисей от Дудинки до места впадения в Енисейский залив, а также берега южной части Енисейского залива. Работы были сосредоточены на правобережных береговых обрывах реки Енисей и восточном побережье Енисейского залива соответственно (рис. 1).

Рекогносцировочный осмотр берегов выполнялся с борта теплохода «Прёвен» в 2004 г. (порт приписки Дудинка) водоизмещением 200 т. Производилось фотографирование берегов Енисея и Енисейского залива цифровой фотокамерой. В местах хорошей обнаженности производились высадки с маршрутами и детальным описанием и опробованием четвертичных разрезов. Береговые обрывы вскрывались расчистками и канавами глубиной 0,5—1 м, после чего производилось фотографирование, зарисовка, описание и опробование разреза. Отбор

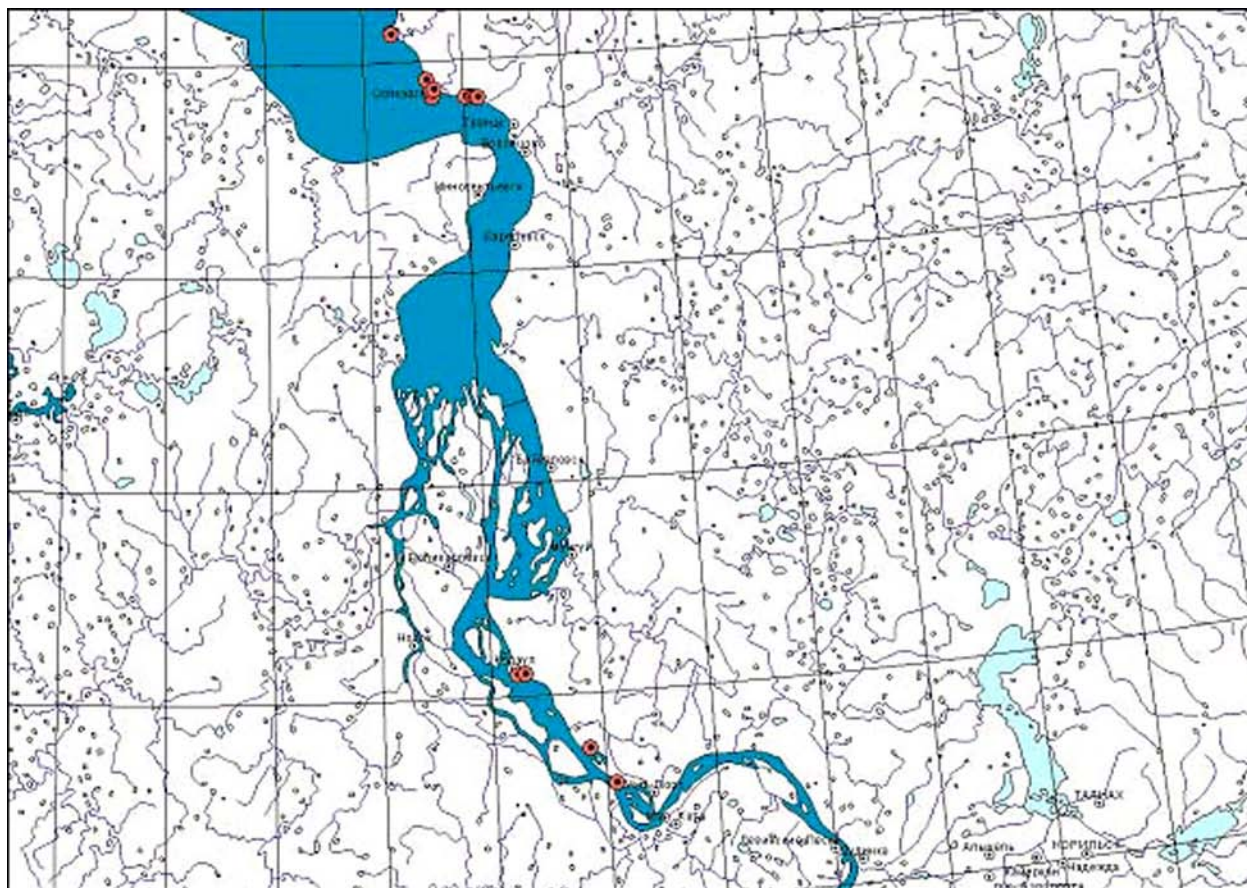


Рис. 1. Схема района работ экспедиций «Енисей-2004» и «Енисей-2005». Расположение точек наблюдения (показаны красным цветом).



Рис. 2. Общая панорама метеостанции Соп-Карга.

проб на абсолютное датирование (термолюминесцентный анализ) производился по методике, разработанной иностранными коллегами.

Более детальные исследования стратиграфии четвертичных отложений Усть-Енисейского района проводились в 2005 году в районах полярной станции Соп-Карга и окрестностях Дудинки. Общая панорама полярной станции Соп-Карга представлена на рис. 2.

В районе полярной станции Соп-Карга было отработано четыре разреза казанцевских отложений, в которых была собрана представительная коллекция морской четвертичной фауны. В настоящее время коллекция разобрана, сфотографирована и частично обработана А.В. Цыганковой (МГУ, кафедра палеонтологии). Разрезы четвертичных отложений были опробованы методами абсолютного датирования (термолюминесцентный метод, С-14). Кроме того, один из разрезов (река Косая, вблизи Дудинки) опробован на палеомагнитные исследования.

Усть-Енисейский район является средоточием стратотипических разрезов четвертичных отложений, к которым привязываются и с которыми коррелируются одновозрастные отложения Арктики. Стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода этого района посвящена обширная литература. Тем интереснее было провести ревизию имеющихся данных с использованием новых методов датирования отложений.

Отложения **санчуговской свиты** вскрываются в основании береговых обрывов почти по всему правобережью Енисея (рис. 3, 4). Кровля их испытывает сильные колебания. Так, на некоторых участках в береговых обрывах Енисея она,

постепенно испытывая мелкие колебания, поднимается от уреза воды до 25—40 м. Максимально высокое залегание кровли санчуговских отложений наблюдалось на водоразделе Енисея и р. Яковлевой — 166,6 м над уровнем моря. Столь высокое положение кровли санчуговских отложений на этом участке может быть связано либо с неотектоническими поднятиями, либо с наличием крупных неровностей досанчуговского рельефа, облежавшихся осадками санчуговского моря. Подошва отложений санчуговской свиты в пределах исследованной территории не вскрывается. По данным бурения в ближайших районах глубина ее залегания достигает 30—40 м ниже уровня моря.

Общая мощность санчуговских осадков, по данным бурения в районе Усть-Порта, составляет 80—100 м, видимая мощность их на изученной территории достигает 55 м.

Вскрывающиеся верхние части разреза отложений санчуговской свиты представлены в основном слабо слоистыми суглинками и супесями с небольшими линзами и прослоями песков. Вся толща осадков содержит довольно равномерно рассеянный валунно-галечный материал, преимущественно траппового состава. Судя по публикациям, отложения охарактеризованы морской арктической и бореально-арктической фауной. Встречаются единичные обломки раковин переотложенных верхнемеловых моллюсков. Однако, в разрезах, посещенных нами в 2004—2005 гг., редкие обломки раковин моллюсков обнаружены были только в обнажении мыса Шайтанский (т.н. 0412).

По литологическим признакам намечается двучленное строение видимой части разреза свиты. В нижних частях ее вскрываются преимущественно суглинистые осадки, в верхней — супесчаные. Суглинки в отложениях санчуговской свиты обладают характерной оскольчатой текстурой. Форма отдельных пластинок пластинчатая, напоминающая щебенку. Размеры их колеблются от 2 до 10 см. Цвет суглинков чаще всего серый темно-серый, во влажном состоянии — буровато-серый или коричневый. Иногда в суглинках наблюдается едва заметная, тонкая (1—5 мм), горизонтальная слоистость, выраженная чередованием более светлых песчанистых слоев с более темными алевритистыми. Наблюдаются прослои супесей и тонкозернистых серых песков.

В толще суглинков и супесей содержатся очень мелкие растительные остатки, значительное количество рассеянного галечно-валунного материала и лепешковидные конкреции. Галька и валуны преимущественно траппового состава с подчиненным содержанием песчаников, аргиллитов, известняков. Размеры валунов в редких случаях достигают 0,5 м в поперечнике, наиболее часто встречаются валуны размером 0,1–0,2 м в диаметре. Конкреции имеют плоскую лепешковидную форму, иногда округлую, близкую к шарообразной. Величина их до 30 см в поперечнике, состав известковый, мергелистый. Образование подобных конкреций происходит в процессе диагенеза при перераспределении вещества вокруг наиболее крупных зерен минералов. Наблюдаются они в единичных обнажениях и рассеяны в небольшом количестве по всему разрезу этих обнажений. Особенно много конкреций встречено в обнажении вблизи пос. Караул.

Фауна морских моллюсков, содержащаяся в отложениях санчуговской свиты, встречается единично и обычно в обломках. По заключению С.Л. Троицкого, определенных санчуговских комплексов фауны не выявлено, что в какой-то мере, по-видимому, обусловлено малым количеством фаунистических находок.

С.Л. Троицким, проводившим тематические работы на участке от пос. Караул до пос. Казанцево, в санчуговских осадках найдены единичные *Portlandia sp.*, *Nucula tenuis* (Mont.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Astarte borealis* (Chemn.). В 2004 г. сотрудником горно-геологического предприятия МИРЕКО (г. Сыктывкар) Л.Г. Деревянко были изучены спорово-пыльцевые спектры отложений санчуговской свиты, вскрывающихся на правом берегу Енисея около пос. Караул (в 3 км выше по течению от Караула). В обнажении, описанном под номером 0415, в нижней части на видимую мощность 12 м вскрываются санчуговские светло-серые и светло-бурые тяжелые супеси с мергелистыми конкрециями. Из обнажения были подвергнуты исследованию 5 образцов, содержащих достаточное количество спор и пыльцы для построения спорово-пыльцевых диаграмм.

Палинокомплекс этого интервала характеризует очередной этап похолодания климата. Северотаежная растительность сменяется лесотундрой, хотя лесные пространства еще значительные. Для палинологических комплексов характерным является преобладание пыльцы деревьев: *Betula ex. sect. Albae* — 0–4%, *Salix sp.* — 0–6%, *Alnaster* — 0–4%, *Picea obovata*, *Picea sp.* — 17–23%, *Pinus sibirica* — 8–10%, *P. silvestris* — 0–

2%; кустарниковые — *Betula sect. Nanae* — 1–2%; травянистые и споровые растения — разнотравье — 6–8%, сем. *Chenopodiaceae* — 2–8%, сем. *Cyperaceae* — 2–10%, *Ranunculaceae* — 0–7%, сем. *Polypodiaceae* — 0–9%, *Sphagnum sp.* — 2–7%, *Lycopodium sp.* — 0–3%. Переотложенных форм МЗ и N-P возраста 18–34%. Присутствуют растительные остатки, угольная крошка.

В другом обнажении, на мысе Шайтанский, в нижней части береговых обрывов, обнажаются санчуговские отложения. Из обнажения проанализированы 4 пробы на споро-пыльцу.

Спектры проб с гл. 6,0, 4,5, 3,0, 1,0 м похожие и характеризуют лесотундровый тип растительности доказанцевского (санчуговского) периода. Из древесных форм определены *Betula ex. sect. Albae* — 5–8%, *Alnus sp.*, *Alnaster* — 4–8%, *Salix sp.* — 2–4%, *Picea obovata*, *Picea sp.* — 2–7%, *Pinus sibirica* — 2–3%, *P. silvestris* — 2–3%. Травянистые и кустарниковые растения — *Betula sect. Nanae* — 5–7%, разнотравье — 4–8%, сем. *Chenopodiaceae* — 2–4%, сем. *Cyperaceae* — 2–3%, *Ranunculaceae* — 0–2%, *Caryophyllaceae* — 0–2%, единично *Compositae*. Споровые представлены сем. *Polypodiaceae* — 5–10%, *Sphagnum sp.* — 6–8%, единично *Lycopodium sp.* В пробах 37–41% переотложенных спор и пыльцы (преимущественно мезозойского возраста, меньше — палеогенового и единично палеозойского).

Отложения **казанцевской свиты** вскрываются преимущественно в береговых обрывах Енисея, а также по долинам некоторых его притоков, где они залегают с размывом на отложениях санчуговской свиты (рис. 5–8). Высота кровли казанцевских осадков колеблется от 20 до 40 м на побережье Енисея (Сакс, Егорова, 1957), подошва их испытывает довольно большие колебания, а в районе мыса Каргинского погружается даже под урез воды. Максимальная мощность осадков казанцевской свиты, вскрытая в изученном районе, достигает 50 м, в среднем мощность их колеблется от 20 до 30 м. Представлены они морскими песками и дельтовыми грубослоистыми песками с галькой и обломками древесины.

По литологическим признакам осадки казанцевской свиты можно разделить на две пачки — нижнюю песчано-галечную и верхнюю — супесчаную. Последние в литологическом отношении очень сходны с санчуговскими отложениями, но характеризуются специфическим комплексом фауны.

Нижняя пачка представлена дельтовыми образованиями — косослоистыми песками, галечниками, супесями с прослоями аллохтонного торфа, обломками угля и древесины, фиксирующими трансгрессивную серию свиты.

Точка наблюдений № 0501. 3 августа 2005
Координаты: 69°25'23,9" N 86°33'31,3" E.

ЄНИСЕЙ - 2005

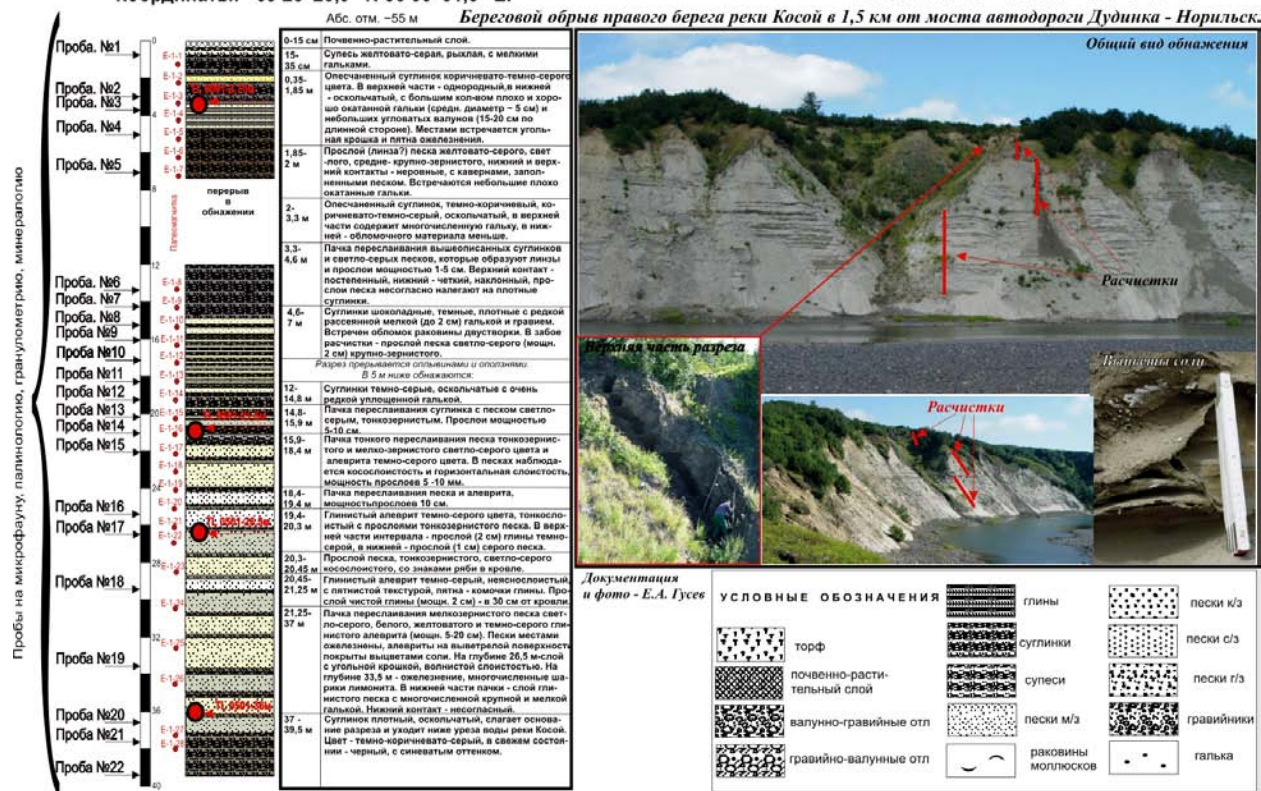


Рис. 5. Обнажение казанцевских отложений в береговом обрыве реки Косой (т.н. 0501).

Точка наблюдений № 0502. 9 августа 2005
Координаты: 71°53,194' N 82°41,085' E.

ЄНИСЕЙ - 2005

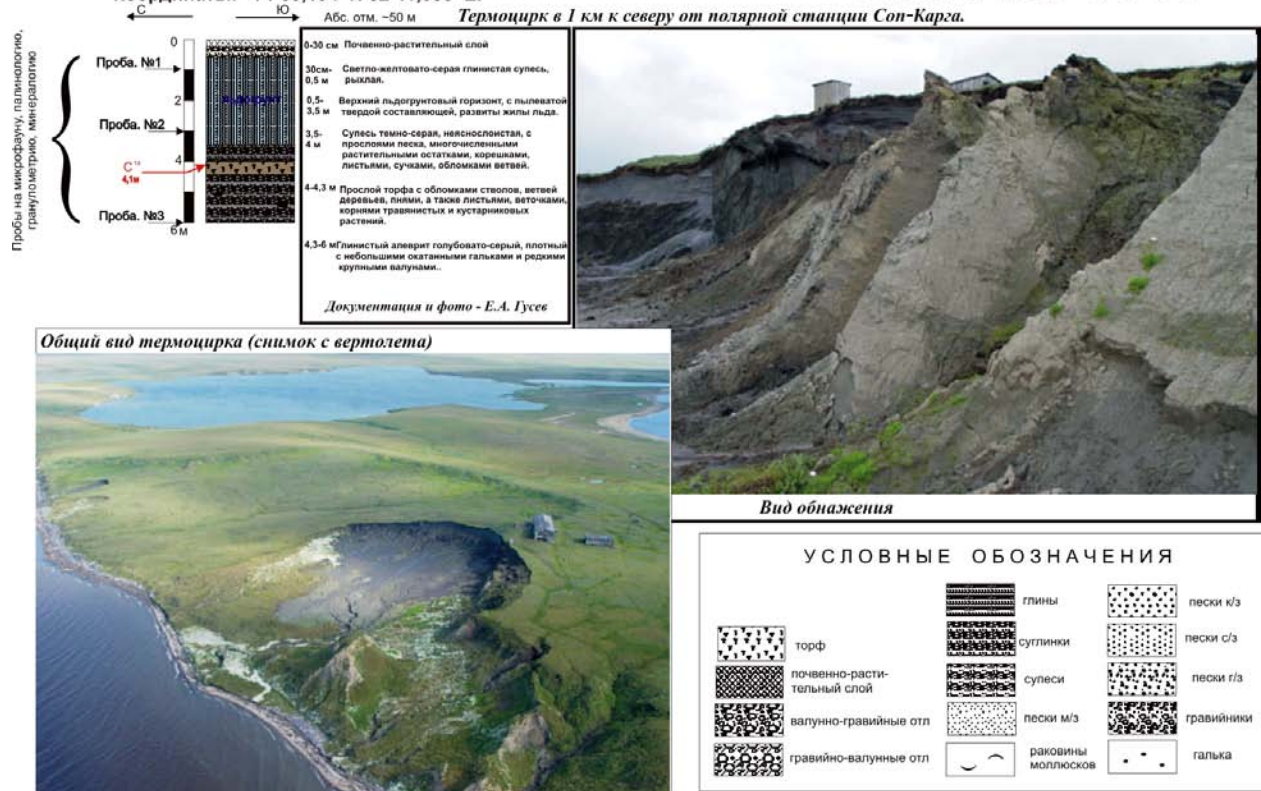


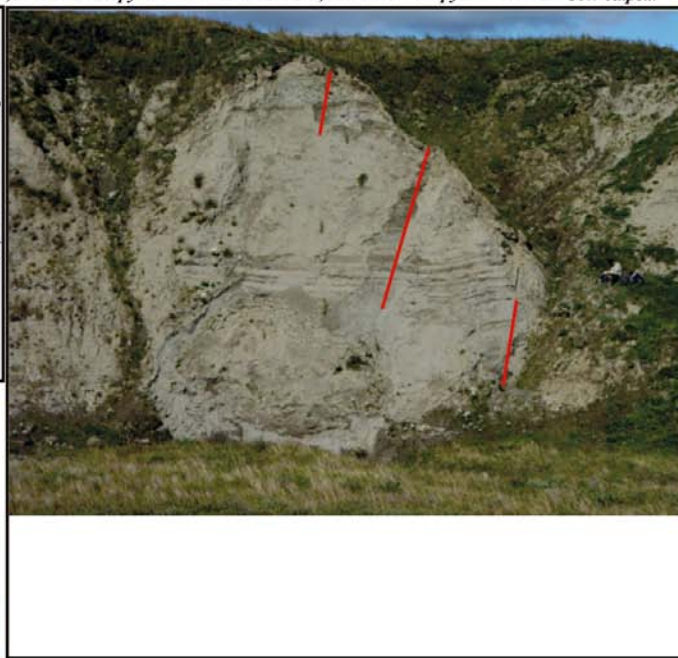
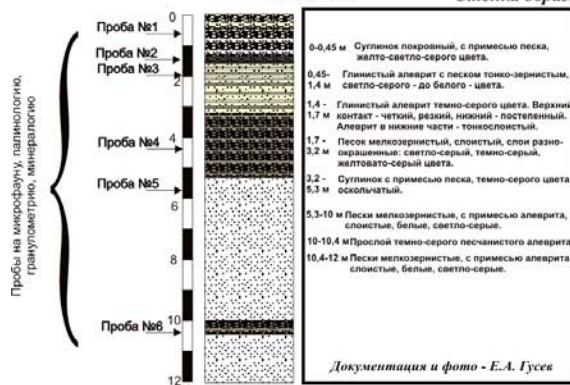
Рис. 6. Обнажение казанцевских отложений в районе полярной станции Соп-Карга (т.н. 0502).

Точка наблюдений № 0504. 10 августа 2005
Координаты: 71°59' 29,9" N 82°35' 34,0" E.

Абс. отм. -25 м

Стенка оврага, в 1 км к северу от избы Ксеньевская, в 10 км к северу от пол. ст. Сон-Карга.

ЕНИСЕЙ - 2005



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	торф		глины		супеси		пески с/з		пески г/з		валуно-гравийные отл		раковины моллюсков
	почвенно-растительный слой		суглинки		пески м/з		пески к/з		гравийники		гравийно-валунные отл		галька

Рис. 7. Обнажение казанцевских отложений в т.н. 0504.

Точка наблюдений № 0506. 11 августа 2005

Координаты: 71°56' 08,1" N 82°38' 31,3" E.

Абс. отм. -10 м

Стенка берегового обрыва Енисейского залива в 7 км к северу от пол. станции Сон-Карга.

ЕНИСЕЙ - 2005



Положение раковин в разрезе:



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	торф		глины		супеси		пески с/з		пески г/з		валуно-гравийные отл		раковины моллюсков
	почвенно-растительный слой		суглинки		пески м/з		пески к/з		гравийники		гравийно-валунные отл		галька

Рис. 8. Обнажение казанцевских отложений в т.н. 0506.



Рис. 9. Коллекция гастропод из точки наблюдения 0506.

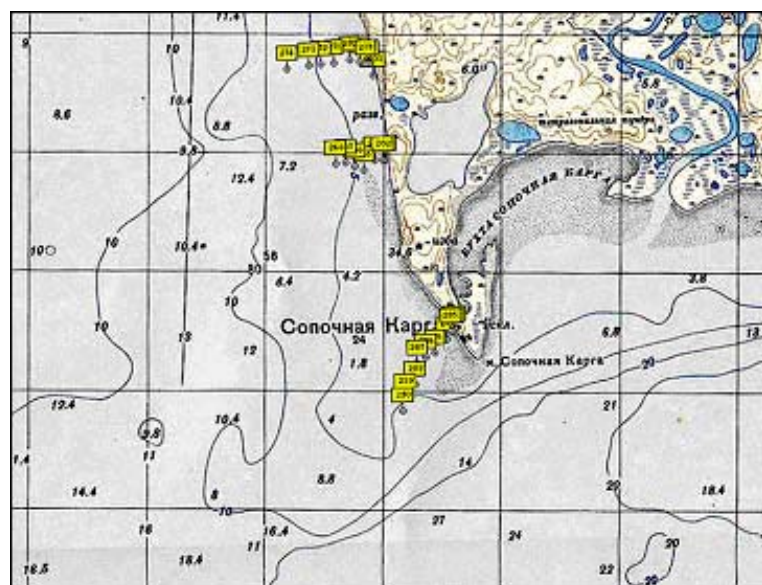
В большинстве береговых разрезов Енисея наиболее хорошо представлена верхняя супесчаная пачка казанцевской свиты. Она представлена морскими песками и супесями с прослоями суглинков. Местами в ней содержится обильная фауна морских моллюсков с типичным видом *Cyprina islandica* Linne (рис. 9).

Кроме изучения стратиграфии и палеогеографических особенностей четвертичных отложений Усть-Енисейского района, выполнялись морские геологические наблюдения в Енисейском заливе. Работы выполнялись с моторной лодки «Казанка» с использованием дночерпателя объемом 0,1 м³.

Таблица 1

Станции опробования в Енисейском заливе
у полярной станции Соп-Карга

№ обр.	№ GPS	Широта	Долгота	Глубина моря, м	Расстояние от берега, м	Лито-логия
1 профиль						
1-00	280	71.900420	82.672210	0	0	песок
1-01	281	71.900400	82.671480	0,5	25	»
1-02	282	71.900440	82.670580	0,8	57	»
1-1	264	71.900370	82.667270	2	172	»
1-2	265	71.898880	82.661580	5,5	407	»
1-3	266	71.899470	82.656840	5	544	»
1-4	267	71.900030	82.652580	6	683	галька
1-5	268	71.899980	82.647880	6,5	846	»
2 профиль						
2-00	277	71.914910	82.665730	0	0	песок
2-01	278	71.914910	82.664990	0,5	26	»
2-02	279	71.914860	82.663910	0,8	63	»
2-1	269	71.915210	82.660630	1,2	180	»
2-2	270	71.915490	82.655980	3,2	345	»
2-3	271	71.915110	82.648080	4,5	613	галька
2-4	272	71.915000	82.641760	6	832	»
2-5	273	71.914730	82.635850	6,2	1037	»
2-6	274	71.914320	82.625240	6,5	1407	»
3 профиль						
3-00	283	71.874570	82.704050	0	0	песок
3-01	284	71.874370	82.702950	0,5	44	»
3-02	285	71.874200	82.701800	0,8	88	»
3-1	275	71.873170	82.699830	1,5	214	»
3-2	276	71.871140	82.693630	2	527	»
3-3	286	71.870490	82.689170	2,5	690	»
3-4	287	71.869700	82.685200	3	852	»
3-5	288	71.866390	82.684110	3,5	1147	»
3-6	289	71.864650	82.678960	5	1411	галька
3-7	290	71.862460	82.677690	5,5	1634	»



Всего было отработано 27 станций донного опробования. Результаты изучения гранулометрического состава донных осадков Енисейского залива позволяют судить об очень активных гидродинамических процессах. Отобранные осадки представлены крупными разностями: галька, гравий, песок. Пески — крупнозернистые, хорошо промыты. Полученная информация крайне важна с точки зрения изучения динамики береговых процессов данного региона. Перечень станций донного опробования представлен в табл. 1. Карта расположения точек опробования — на рис. 10.

Рис. 10. Станции донного опробования в Енисейском заливе.

Морские геофизические исследования в море Моусона выполнялись силами Полярной морской геологоразведочной экспедиции в рамках 50 РАЭ на НИС «Академик Александр Карпинский» (начальник рейса — В.В. Гандюхин; научный руководитель рейса — Г.Л. Лейченко; капитан судна — С.Н. Темерев). Работы проводились в соответствии с Государственным контрактом № 01/06/32-1 от 7 октября 2004 года,

заключенным между ФГУНПП ПМГРЭ и Региональным агентством по недропользованию на континентальном шельфе и Мировом океане, в рамках объекта «Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей (западная часть моря Моусона, горные районы Земли Мак-Робертсона и Земли Принцессы Елизаветы) в составе 50-й РАЭ». Исследования

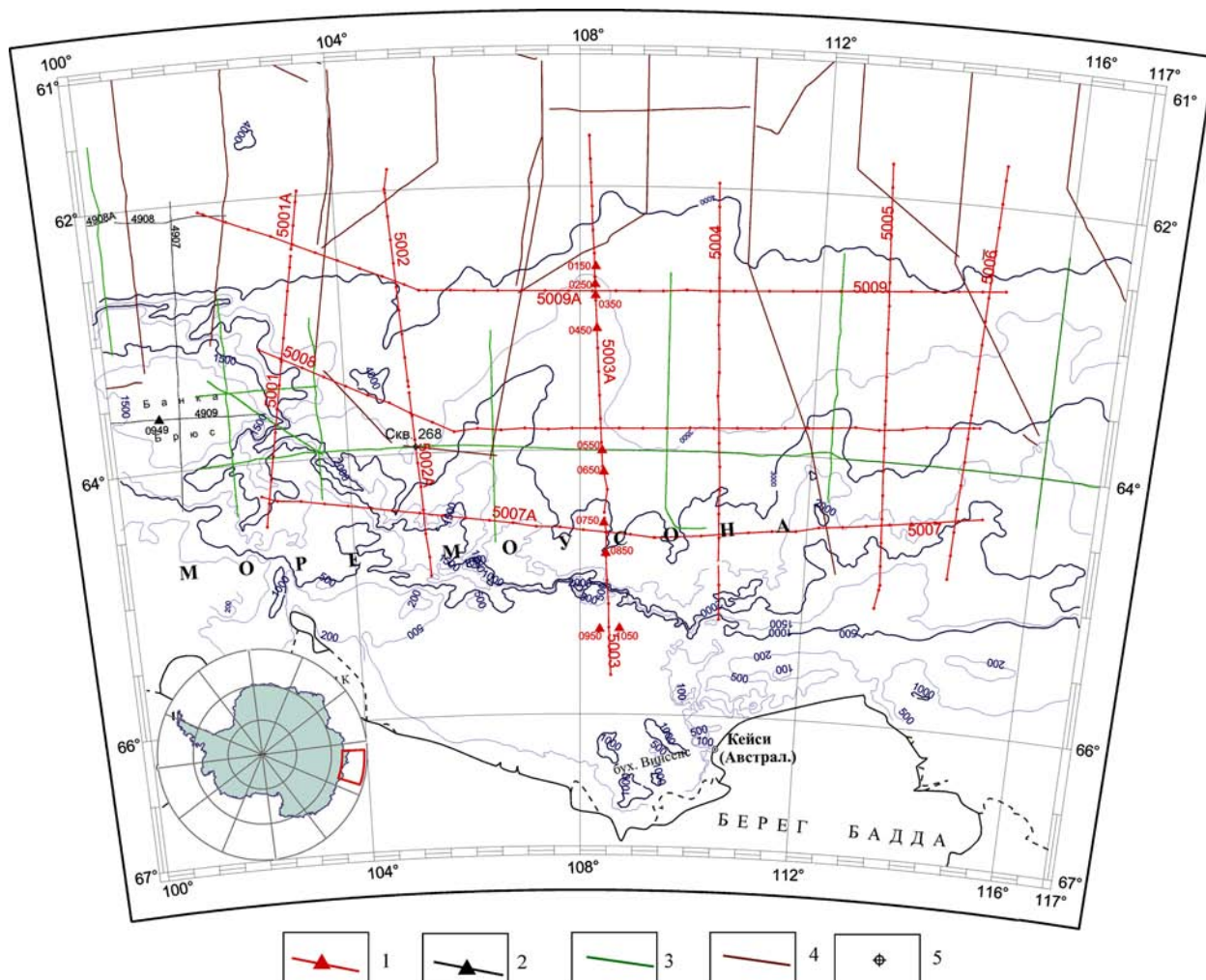


Рис. 1. Схема расположения геофизических профилей в море Моусона.

1 — профили и зондирования МПВ (треугольники), выполненные в 50 РАЭ; 2 — профили и зондирования МПВ (треугольники), выполненные в 49 РАЭ; 3 — профили, выполненные Японской нефтяной корпорацией (JNOC) в 1994 г.; 4 — профили, выполненные Геологической службой Австралии (Geoscience Australia) в 2001 г.; 5 — скважина глубоководного бурения (DSDP).

выполнялись в летне-осенний антарктический сезон с 02 февраля по 12 марта 2005 года и включили в себя сейсмопрофилирование МОГТ (с 352-канальной приемной расстановкой длиной 4400 м), в комплексе с гравиметрическими и магнитометрическими (дифференциальными) наблюдениями, и сейсмозондирования МПВ с радиобуями. Основными геологическими задачами исследований являлось выявление региональной структуры, мощности и распространения осадочного чехла; определение основных параметров геологического строения осадочного бассейна западной части моря Моусона, оценка углеводородного потенциала изученной части бассейна. Общая длина геофизических профилей составила 4100 км. Профили были ориентированы с севера на юг (пересекая континентальную окраину от края шельфа до абиссальной котловины) и с запада на восток (вдоль подножия континентального склона; рис. 1).

Море Моусона включает в себя континентальную окраину западной части Земли Уилкса и примыкающую к ней часть Австрало-Антарктической абиссальной котловины. Побережье моря Моусона представляет собой барьер ледового купола Восточной Антарктиды, который поднимается на высоту до 500 м над уровнем моря и залегает на коренных породах Антарктического кристаллического щита. В западной части района исследований расположен небольшой шельфовый ледник Шеклтона, выступающий в море на 30—50 км. Шельф моря Моусона залегает на глубинах от 100 до 1000 м и характеризуется общим наклоном поверхности морского дна от бровки в сторону суши, типичным для гляциальных окраин. Ширина шельфа в основном составляет 180—200 км, уменьшаясь до 50 км на окраине Берега Бадда. Континентальный склон расположен на глубинах 500—2500 м, имеет ширину 15—20 км и характеризуется обычными для пассивных окраин углами падения 3—5°, хотя в отдельных случаях его крутизна достигает 10°. Подножие континентального склона протягивается на 400 км до глубины около 4500 м, сопрягаясь на севере с Австрало-Антарктической котловиной. Здесь в изобилии развиты подводные каньоны шириной до 30 км, которые имеют преимущественно северо-восточное простирание.

Строение и природа акустического фундамента бассейна моря Моусона. Бассейн моря Моусона расположен на западном окончании крупного (длиной почти 2500 км и площадью около 900 000 км²) осадочного бассейна континентальной окраины Земли Уилкса, образованного

в результате длительного позднемезозойского рифтогенеза и последовавшего за ним (в верхнемеловое время) ультрамедленного спрединга морского дна между Австралией и Восточной Антарктидой. Представление о строении акустического фундамента бассейна моря Моусона основывается на данных, полученных в результате исследований 50 РАЭ, так как материалы японской и австралийской экспедиций пока остаются недоступными. Поверхность фундамента надежно определяется на сейсмических профилях в виде последней (вниз по разрезу), рельефной, часто дифрагирующей границы, представленной когерентными высокоамплитудными отражениями, которая подстилает пологозалегающую стратифицированную толщу.

На внешнем шельфе, где выполнено 2 зондирования МПВ (рис. 1), поверхность фундамента располагается на глубинах 10—11 км. Информация о его положении в разрезе на остальной части шельфа отсутствует, но приблизительная оценка глубины залегания магнитоактивного источника на профиле 5003 позволяет предположить, что даже на средней части шельфа фундамент погружен более чем на 5 км ниже уровня моря, хотя в 125—150 км к югу, в районе австралийской станции Кейси и бухты Винсенс, он уже обнажается на дневной поверхности, где представлен глубоко метаморфизованными комплексами пород протерозойского подвижного пояса Восточной Антарктиды, прорванными неопротерозойскими чарнокитами.

По опыту исследований других континентальных окраин Антарктиды, можно предположить, что погружение фундамента маркируется глубокими (до 1000 м) впадинами в рельефе морского дна, протягивающимися вдоль внутреннего шельфа (в 20—50 км севернее береговой линии), которые выпахиваются ледником на границе устойчивых к экзарации пород кристаллического основания и рыхлых осадочных пород (рис. 1 и 2). Борт периконтинентального рифтового грабена, определяемый нами в других окраинных бассейнах Антарктики как зона резкого погружения кристаллического фундамента и утонения мощности коры, в море Моусона практически не картируется из-за кратных волн, но его подножие (переход к пологозалегающему фундаменту), расположенное на глубине 8,0—8,5 с (8,5—10 км), с той или иной степенью достоверности выявлено на всех выполненных профилях. Далее в сторону океана поверхность фундамента отчетливо идентифицируется на разрезах ОГТ и по характеру сейсмической записи подразделяется на 4 типа.

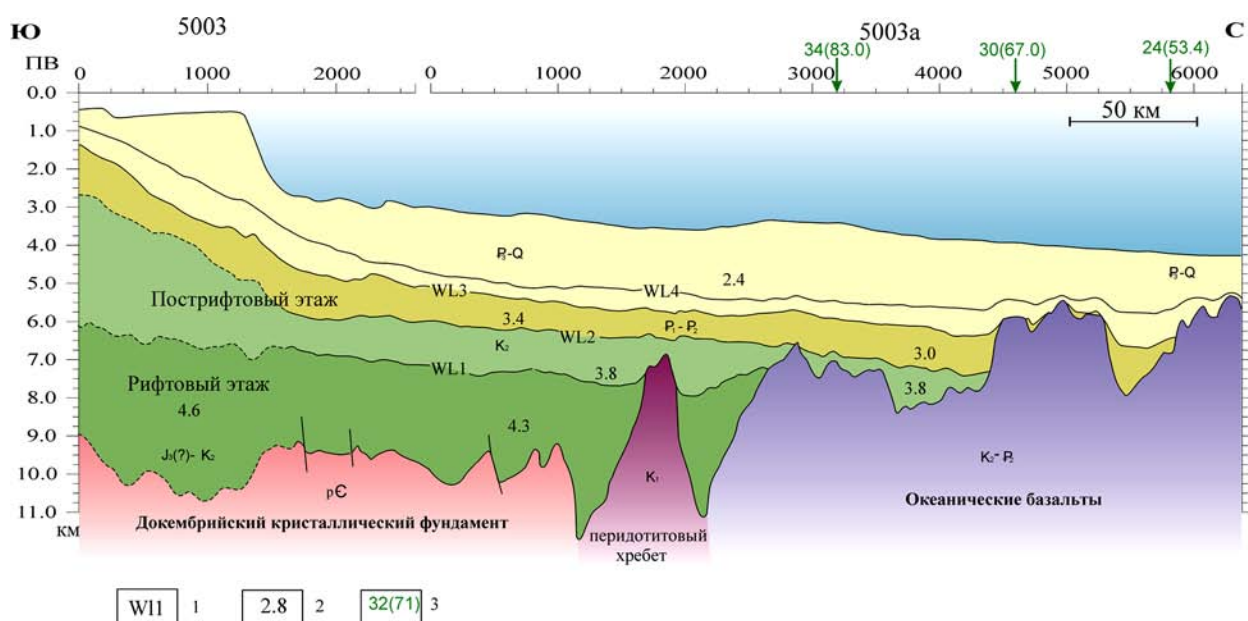


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез осадочного бассейна моря Моусона по профилю 5003—5003а.

1 — границы региональных несогласий; 2 — пластовые скорости в км/с; 3 — номера спрединговых магнитных аномалий и возраст океанической коры (в млн лет).

Первый тип фундамента прослежен на профилях 5001, 5003, 5004 и 5005 и отличается нерегулярной высокоамплитудной поверхностью, практически не осложненной дифракциями. На профиле 5003 фундамент этого типа имеет форму асимметричных поднятий (полуграбен) амплитудой до 1 км, свойственных структурам растяжения земной коры. Скорость в его поверхности, согласно данным МПВ (зондирования 0750 и 0850), составляет 6,0 км/с и является характерной для фельзических пород континентальной коры. В поле (ΔT)а фундамент этого типа отличается длинноволновыми аномалиями амплитудой до 200 нТл, выделяемыми на фоне спокойного магнитного поля (рис. 3).

Второй тип фундамента распространен к востоку от банки Брюс в полосе шириной около 100 км и выделяется практически на всех разрезах ОГТ (на профиле 5006 большая его часть скрыта в кратном поле), располагаясь на глубине 8,0—8,5 с (8—10 км). Он отличается поверхностью, осложненной совокупностью многочисленных сближенных и перекрывающих друг друга гиперболических дифрагированных волн и имеет локальный рельеф высотой от первых сотен метров до 1,2 км. Явные структуры растяжения в фундаменте второго типа не обнаружены. Большая часть зоны распространения этого фундамента фактически не имеет выражения в магнитном поле и лишь в южной ее части наблюдается линейная аномалия амплитудой до 80 нТл (рис. 3).

Третий тип фундамента прослежен на небольшом участке района работ и лучше всего проявлен на профиле 5003 между ПВ 1400—2200, представляя собой слегка асимметричное куполообразное поднятие с крутыми (15—20°) склонами шириной 40 км и высотой около 4 км (рис. 2). Судя по данным магнитометрических наблюдений, хребет сложен как немагнитными, так и магнитными разностями пород (рис. 3). В поле силы тяжести он проявляется локальными положительными аномалиями амплитудой 10—15 мГл.

Фундамент четвертого типа в целом распространен к северу от 63° ю.ш. и характеризуется преимущественно расчлененным (бугристым) рельефом с чередованием поднятий и понижений шириной от 5 до 35 км, имеющих превышение от 0,8—1,5 до 2,5 км (рис. 2). Он залегает на глубине 7,0—8,5 с (6,0—8,0 км) и часто осложнен гиперболами дифрагированных волн, огибающая которых позволяет надежно определить его положение на сейсмических разрезах. Область развития фундамента четвертого типа характеризуется наличием знакопеременных линейных магнитных аномалий, океаническая (спрединговая) природа которых была установлена предшествующими исследованиями с учетом данных по всей континентальной окраине Земли Уилкса и сопряженной окраине южной Австралии (Tikku and Cande, 1999; рис. 3). В одной из последних работ на эту тему (Tikku and Cande, 1999) было показано, что кора выделен-

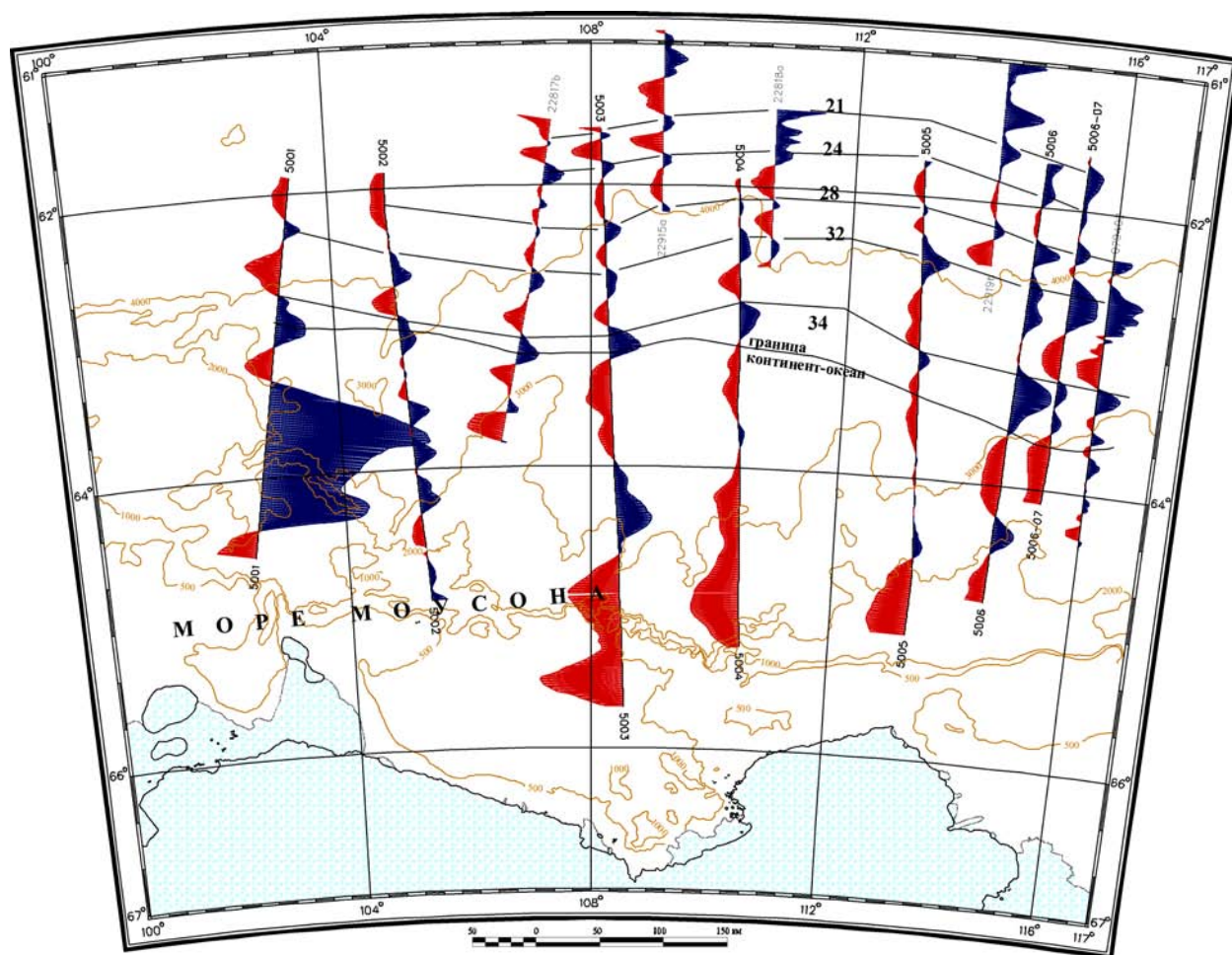


Рис. 3. Схема корреляции спрединговых магнитных аномалий в океанической коре моря Моусона (цифрами показаны номера хронов полярности магнитного поля).

ной нами области формировалась после 34-го хроно полярности (83 млн лет) в режиме ультрамедленного спрединга морского дна (со скоростями от 1,5 до 10 мм/год; Tikku and Cande, 1999), т.е. в обстановке, обуславливающей образование сильнорасчлененного рельефа фундамента (второго океанического слоя).

В западной части района работ поднятия фундамента проявляются в поле силы тяжести в виде положительных локальных аномалий амплитудой 30—40 мГл. Они отчетливо опознаются на карте Δg , построенной по данным спутниковой альтиметрии, в виде зоны, состоящей из отдельных (изолированных) структур (хребтов) длиной 100—125 км и шириной от 25 до 50 км. В районе 104° в.д. эта зона, имеющая на востоке широтное простираие, делает изгиб со смещением на север примерно на 200 км, откуда следует вдоль южного края Австрало-Антарктической котловины до северо-восточной границы котловины Лабуан.

В региональном отношении поверхность фундамента бассейна моря Моусона образует крупный линейный прогиб, ограниченный на западе банкой Брюс, с максимальным погружением в подножии континентального склона до 8—11 км.

Бассейн моря Моусона относится к категории «невулканических пассивных окраин» («non-volcanic passive margins»), т.е. таких окраин, которые не обнаруживают в составе своей коры явных признаков проявления магматической активности. Большая часть невулканических окраин развивается в условиях длительного экстремального растяжения, когда в осевой части межконтинентальной рифтовой зоны земная кора разъединяется и породы верхней мантии выходят на земную поверхность, образуя перидотитовые хребты (в зарубежной литературе этот процесс называется «mantle unroofing» или «mantle exhumation», а возникшая структура — «мантийным окном». Растяжение коры закан-

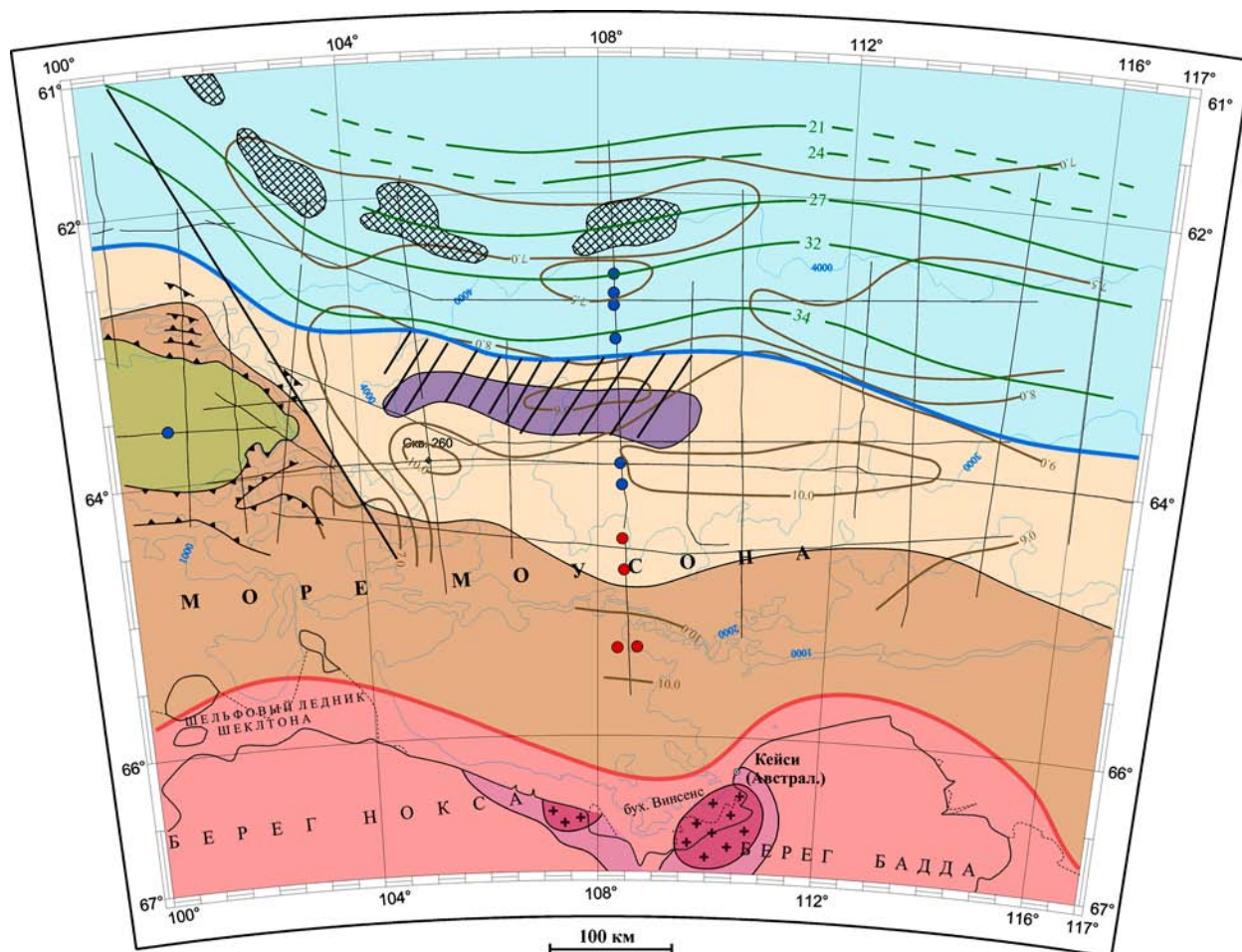


Рис. 4. Структурно-тектоническая схема бассейна моря Моусона.

чивается разрывом литосферы и спредингом морского дна (обычно в ультрамедленном режиме) с образованием обычной магматической коры океана (рис. 4).

По строению и составу кора, замещенная мантийными породами, строго говоря, не является ни континентальной (растянутой), ни океанической (хотя литосфера в целом, безусловно, имеет континентальную природу) и поэтому ее часто называют корой переходного типа (continent-ocean transition). Невулканические окраины с корой переходного типа установлены в северной Атлантике (материковые окраины Ньюфаундленда, Лабрадора, юго-западной Гренландии, юго-западной Европы, чаще называемой Иберийской окраиной) и в западной части Индийского океана (центральная часть Южной Австралии), где их ширина изменяется от 75 до 110 км. Согласно результатам детальных геофизических исследований и бурения, выполненных на Иберийской окраине (а также на других невулканических окраинах), большая часть коры переходного типа сложена в разной степени серпентинизированными породами ультраосновного состава, наиболее явно представленными в перидотитовых хребтах, которые отражают кульминацию процесса растяжения, разрыва земной коры и подъема верхней мантии на поверхность (Dean et al., 2000, Boillot and Froitzheim, 2001).

Коровая структура бассейна моря Моусона демонстрирует черты, которые во многом определяют его сходство с окраинами крайней степени растяжения, подстилаемыми ультраосновными породами. Основным доказательством в пользу того, что континентальная (рифтогенная) земная кора изучаемой окраины испытала полный разрыв с выходом верхней мантии на поверхность, является наличие широтно-ориентированного хребта в поверхности фундамента высотой от 1,5 до 4 км на внешней части периконтинентального прогиба (фундамент третьего типа; рис. 2 и 4). Такое контрастное поднятие не характерно для структур растяжения в днище рифтового грабена, которые обычно обуславливают рельеф амплитудой сотни метров. Вулканические постройки, похожие по форме и высоте на выявленное нами поднятие, обычно (если не всегда) развиты в пределах вулканических окраин и чаще всего уже на океанической коре и поэтому их существование здесь трудно объяснить. Наиболее подходящим аналогом обнаруженной структуры являются перидотитовые хребты, хорошо изученные на иберийской окраине и на сопряженной окраине северной Атлантике. Этот вывод подтверждается моделированием

гравиметрических данных, которое показывает, что средняя плотность хребта на профиле 5003 составляет $2,85 \text{ г/см}^3$, при условии, что он не компенсируется в поверхности Мохо ($H_m = 13,5 \text{ км}$) и $2,90 \text{ г/см}^3$, если мощность коры увеличивается на 0,5 км ($H_m = 14,0 \text{ км}$), т.е. соответствует интегральной плотности серпентинизированных перидотитов (Whitmarsh et al., 1996).

Фундамент бассейна моря Моусона, который распространен к югу и востоку от хребта (фундамент второго типа) и выражен в сейсмической записи совокупностью многочисленных сближенных и перекрывающих друг друга гиперболических дифрагированных волн, вероятнее всего, представлен метаморфическими комплексами верхней части континентальной коры в днище периконтинентального рифтового грабена, подвергшейся значительным хрупким деформациям в результате сильного (экстремального) растяжения (рис. 4). Существенного развития вулканических и интрузивных пород в составе фундамента, как уже было сказано, не предполагается, хотя локальные проявления вполне вероятны. Скорость $5,2 \text{ км/с}$ в фундаменте второго типа к югу от перидотитового хребта (рис. 4), не типичная для фельзических пород континентального генезиса, возможно, как раз связана с породами, излившимися на ранней стадии рифтогенеза или с докембрийскими породами низкой степени метаморфизма, широкое развитие которых предполагается на сопряженной континентальной окраине юго-западной Австралии (Goncharov et al., 2005).

Граница между корой континентального и океанического типов в районе исследований определяется комбинацией геофизических признаков, рассматриваемых в контексте тектонической истории развития бассейна. В целом она совпадает с южным ограничением области развития фундамента, характеризующегося рельефной бугристой поверхностью (фундамент четвертого типа), и границей выклинивания нижнего комплекса осадочного чехла, который, судя по его положению в разрезе, накапливался на рифтовой стадии развития бассейна. Предполагаемая смена типов коры маркируется градиентом линейной положительной магнитной аномалии амплитудой до 200 нТл (рис. 3). Наличие магнитной аномалии лучше всего объясняется контактом магнитной магматической коры океана (возникшей в условиях длительной нормальной полярности магнитного поля верхнего мела) с практически немагнитной интенсивно растянутой континентальной (ультраосновной) корой пассивной окраины.

В пределах абиссальной котловины с корой океанического типа по результатам магнитометрических исследований выявлена последовательность линейных магнитных аномалий, которая коррелируется с мезозойско-кайнозойской шкалой инверсий магнитного поля в интервале от 34 до 20 хронов полярности (рис. 3). В районе выполненных исследований спрединговые аномалии в целом простираются параллельно друг другу и границе континент—океан. По результатам моделирования, скорость спрединга составляет 4,2 мм/год для западной части и 6,3 мм/год для восточной части района исследований между аномалиями 34 и 32; 3,5 мм/год между аномалиями 32 и 27; 5,0 мм/год между аномалиями 27 и 24 и около 3,5 мм/год между аномалиями 24 и 21. Расстояние от 34-ой аномалии до границы континент—океан плавно меняется с запада на восток от 15 км до 50 км и, если скорость океанического раскрытия в этой зоне (которая формировалась в эпоху нормальной полярности магнитного поля позднего мезозоя и поэтому не идентифицируется по возрасту) была такой же, как между 34-ой и 32-ой аномалиями, то раскол литосферы между Австралией и Антарктидой произошел около 87—89 млн лет назад. Таким образом, ранний этап океанического раскрытия между Австралией и Антарктикой характеризуется ультрамедленным спредингом, сопоставимым в современной дивергентной геодинамической системе Мирового океана со скоростями спрединга на хребте Гаккеля и Индоокеанском юго-западном хребте.

Сведения о мощности земной коры в море Моусона получены по результатам 10 зондирова-

ний МПВ, выполненных на профиле 5003, и моделирования аномалий поля силы тяжести на профиле 5003—5003а. Согласно этим данным, мощность земной коры составляет 25—20 км в шельфовой части бассейна, 13—11 км — в подножии континентального склона, около 10 км — в части окраины, включающей перидотитовый хребет, и 9—10 км — в абиссальной котловине.

Строение осадочного чехла бассейна моря Моусона. В осадочном чехле глубоководной области бассейна моря Моусона по сейсмическим данным идентифицировано 3 региональных несогласия (снизу вверх): WL1, WL2 и WL3, разделяющие индивидуальные сейсмические комплексы (рис. 2 и 5; буквенное обозначение несогласий заимствовано из последних публикаций по континентальной окраине Земли Уилкса, посвященных сейсмостратиграфии осадочного чехла; De Santis et al., 2003).

Несогласие WL1 прослежено только в пределах периконтинентального рифтогенного прогиба, в подножии континентального склона, и представляет собой пологозалегающую, акустически контрастную отражающую границу, с незначительным длиннопериодным рельефом, отвечающим рельефу подстилающего фундамента. Оно ограничивает нижний комплекс осадочного чехла («WL1-фундамент»), который заполняет депрессии кристаллического основания бассейна и выравнивает рельеф его поверхности, выклиниваясь на границе континент—океан (рис. 2 и 5). Скорость упругих волн в комплексе «WL1—фундамент» по данным МПВ составляет 4,1—4,3 км/с, а его мощность меняется от 0 до 4,0 км. Этот комплекс, как правило, хорошо

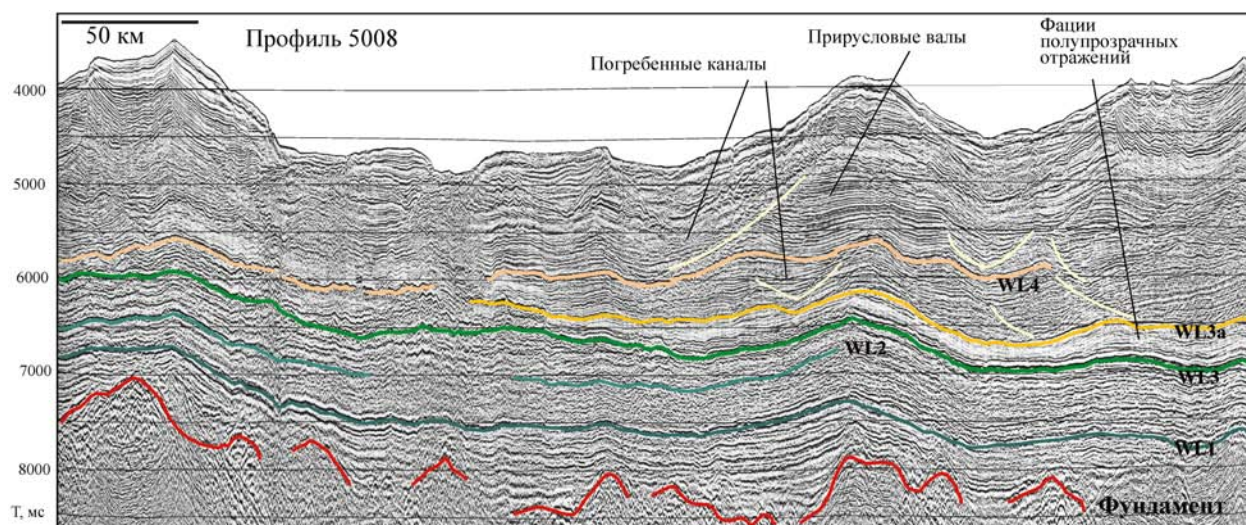


Рис. 5. Интерпретированный сейсмический разрез вдоль подножия континентального склона моря Моусона, показывающий сейсмостратиграфию осадочного чехла.

стратифицирован и насыщен непрерывными, согласно залегающими (субпараллельными) внутренними отражениями, которые обычно облекают подстилающие структуры фундамента и местами незначительно нарушаются вертикальными разломами. По характеру распространения, стратиграфическому положению в разрезе и тектонической природе рассматриваемый комплекс интерпретируется в качестве рифтового этажа бассейна. Образование несогласия WL1, в свою очередь, связывается с завершением рифтовой стадии развития окраины и началом океанического раскрытия. Рифтовая история развития бассейна моря Моусона, согласно полученным нами данным, завершилась на рубеже 90—87 млн лет, который и определяет верхнюю границу возрастного диапазона комплекса «WL1—фундамент». На материковой окраине южной Австралии, сопряженной с центральной частью окраины Земли Уилкса, верхние горизонты рифтового этажа были пробурены морскими скважинами на континентальном склоне, которые вскрыли стратиграфическую последовательность осадков континентального генезиса от берриаса до сеномана. Предполагается, что в низах этой последовательности присутствуют осадки позднеюрского возраста (Stagg and Willcox, 1991).

Пострифтовая часть осадочного чехла состоит из 3 основных комплексов, разделенных региональными несогласиями WL2 и WL3 (рис. 2 и 5). Несогласие WL2 в целом менее выразительно, чем несогласие WL1, но обычно хорошо распознается на разрезах ОГТ в качестве почти непрерывной (очень редко плохо коррелируемой) пологозалегающей границы (рис. 2 и 5). Подстилающий ее сейсмический комплекс «WL1—WL2» (нижний комплекс пострифтового этажа) распространен в пределах периконтинентального рифтового прогиба и южной части абиссальной котловины, выклиниваясь на поднятиях фундамента океанической коры в районе 30-ой аномалии (67—65 млн лет; рис. 2). Он характеризуется скоростью 3,5 — 4,1 км/с и мощностью до 2,0 км (в среднем 1,3—1,5 км) и по своему строению похож на верхнюю часть рифтового этажа, хотя расслоенность здесь менее отчетливая, а внутренние отражения обычно образуют прерывистые (редко протяженные непрерывные), иногда изогнутые границы.

Следующий вверх по разрезу комплекс «WL2—WL3» имеет скорость 3,2—3,7 км/с и относительно небольшую мощность, от первых сотен метров до 1,0 км. Он предположительно выклинивается на океаническом фундаменте в районе 21-ой магнитной аномалии с возрастом

46,2 млн лет и характеризуется непрерывными и прерывистыми некогерентными, иногда изогнутыми отражениями, а местами полупрозрачной структурой волнового поля. Отличительной особенностью комплекса является асимметричная в разрезе, линзовидная структура с выпуклой кровлей (граница несогласия WL3) и пологозалегающей подошвой (граница несогласия WL2), примыкающая к восточному и северо-восточному склону банки Брюс (рис. 6). В пространственном отношении она имеет форму овала ССЗ-ЮЮВ простирания, шириной 75—100 км и длиной не менее 150 км. Мощность линзы составляет 2,0 км в ее осевой части и уменьшается до 0,6—0,8 км к востоку на ее краях. Внутренняя структура линзы характеризуется фациями заполнения канала, развитого вдоль крутого борта и подножия банки Брюс, представленными хаотическими прерывистыми отражениями, и фациями протяженных и прерывистых выпуклых по форме отражающих границ с несколько более крутыми западными склонами. Выявленная осадочная структура по своей внешней морфологии и внутреннему строению представляет собой типичный осадочный нанос (вал) или, иначе, контуритовый дрейф, образование которого связано с действием донных (контурных) течений. Подобные структуры имеют название «отделенные дрейфы» («separated drift»; Faugeres et al., 1999).

Кроме локально развитых контуритовых наносов западной части моря Моусона, сложенных преимущественно глинистыми отложениями (аргиллитами), большая часть комплекса «WL2—WL3», вероятнее всего, представлена гемипелагическими осадками. Возраст комплекса, в общем случае соответствующий возрасту подстилающей его океанической коры, в данном случае трудно определим из-за сложного рельефа фундамента. В зависимости от длительности перерыва в осадконакоплении, определившим границу несогласия WL2, он может лежать в диапазоне от нижнего палеоцена до среднего эоцена.

Верхний комплекс осадочного чехла бассейна моря Моусона «WL3—дно» отличается от подстилающей толщи многообразием сейсмических фаций и значительными вариациями своей мощности (здесь развиты фации полупрозрачных отложений, фации заполнения каналов и прирусловых валов со сложными взаимными соотношениями, фации волнистых и хаотических отражений, локальные бугристые структуры, фации без внутренних отражений, представленные некогерентным «серым фоном»; рис. 5). Он надежно распознается на разрезах ОГТ выше сейсми-

чески контрастного несогласия WL3, которое и является границей принципиального изменения в строении чехла. Внутри комплекса удается выделить, по крайней мере, еще два несогласия (WL3a и WL4), разделяющих слои с собственной характерной структурой волнового поля.

Особенности строения верхнего комплекса характерны для всей континентальной окраины Антарктиды и надежно определяют его ледниково-морской (синледниковый) генезис, связанный с резким похолоданием и развитием оледенения в позднем кайнозое, сначала в Восточной Антарктиде (в позднем эоцене), а затем на всем южном материке (со среднего миоцена) (Cooper et al., 1991; Barker et al., 1998; De Santis et al., 2003). Фациальная изменчивость ледниково-морских отложений разреза, в свою очередь, обусловлена флуктуациями (периодами разрастания и сокращения) ледникового покрова и периодическими изменениями палеоокеанографических условий. Согласно современным представлениям, выдвигание ледника к краю шельфа во время гляциальных максимумов сопровождалось выносом большого количества обломочного материала на континентальный склон, где за счет гравитационных процессов и под действием донных течений происходила его дальнейшая транспортировка и перераспределение, при этом главным средством осадкопереноса являлись турбидитные потоки различной плотности, которые способствовали образованию мощных склоновых шлейфов и глубоководных конусов выноса (Kuvaas and Leitchenkov, 1992; Rebesco et al., 1997 и др.).

Важной особенностью строения истории развития синледникового комплекса бассейна моря Моусона является стратиграфическое положение его подошвы и внутренних границ. Корреляция несогласий на сейсмических разрезах 50 и предыдущих РАЭ показывает, что в бассейне моря Моусона процессы седиментации, связанные с оледенением, начались раньше, чем на всей остальной антарктической окраине от моря Рисер-Ларсена до моря Дэйвиса (кроме, возможно, восточной части моря Содружества), где переход от морских к ледниково-морским осадкам маркируется несогласием RLS4/CS4, синхронным несогласию WL4.

Ранняя стадия формирования синледникового комплекса осадочного чехла моря Моусона (подкомплекс «WL3—WL3a») характеризуется развитием стратифицированных отложений в восточной части бассейна и преобладанием полупрозрачных отложений в его западной части (между 109° и 116° в.д.), которые распространены

под континентальным склоном с глубинами от 3000 до 4000 м (рис. 5). Стратифицированная толща представлена прерывистыми и непрерывными, чаще всего изогнутыми отражениями. К востоку от банки Брюс обнаружено почти изометричное в плане поле волнистых отражений (иловых волн) перекрывающих «отделенный дрейф» подстилающего комплекса. Они составляют непрерывные (иногда протяженные) границы, с длиной волн 2—3 км и амплитудой 50—80 м (рис. 6). Полупрозрачные отложения интерпретируются в качестве шлейфа (конуса выноса), образованного турбидитными потоками, которые накопились в результате первого, самого раннего, наступления ледника на восточный шельф моря Моусона. Волнистые отражения, наблюдаемые к востоку от банки Брюс, свидетельствуют о развитии (усилении) донных течений в подножие континентального склона, вероятно обусловленные зарождением холодных вод и началом термогалинной циркуляции на континентальной окраине Антарктиды. На остальной части бассейна в период формирования подкомплекса «WL3—WL3a», сложенного стратифицированными осадками, доминировало гемипелагическое осадконакопление с возможным очень незначительным влиянием контурных течений.

Синледниковое несогласие WL3a маркирует изменение в пространственном распределении сейсмических фаций и, следовательно, характере осадконакопления. Полупрозрачные отложения еще присутствуют в разрезе осадочного чехла, но область их развития локализуется в центральной части бассейна (между 107° и 109° в.д.). В подножии континентального склона появляются глубоководные каньоны и сопряженные с ними боковые наносы (прирусловые валы). Наиболее развитая система широких погребенных каньонов северо-северо-восточного простирания, с мигрирующим на восток руслом, выявлена в западной части бассейна моря Моусона (Профиль 5008, ПВ: 9600—12000; рис. 1). Эта система обеспечивалась регулярным и достаточно интенсивным привносом терригенного материала на протяжении всего периода синледниковой седиментации, что привело к формированию, вероятно, самой мощной (до 3,2 с или около 3,5 км) глубоководной толщи ледниково-морских осадков на континентальной окраине Антарктиды. В западной части моря Моусона продолжают накапливаться иловые волны, создаваемые устойчивым потоком донных вод в это районе.

В глубоководной области бассейна моря Моусона, выше границы несогласия WL4, начинается повсеместное развитие глубоководных

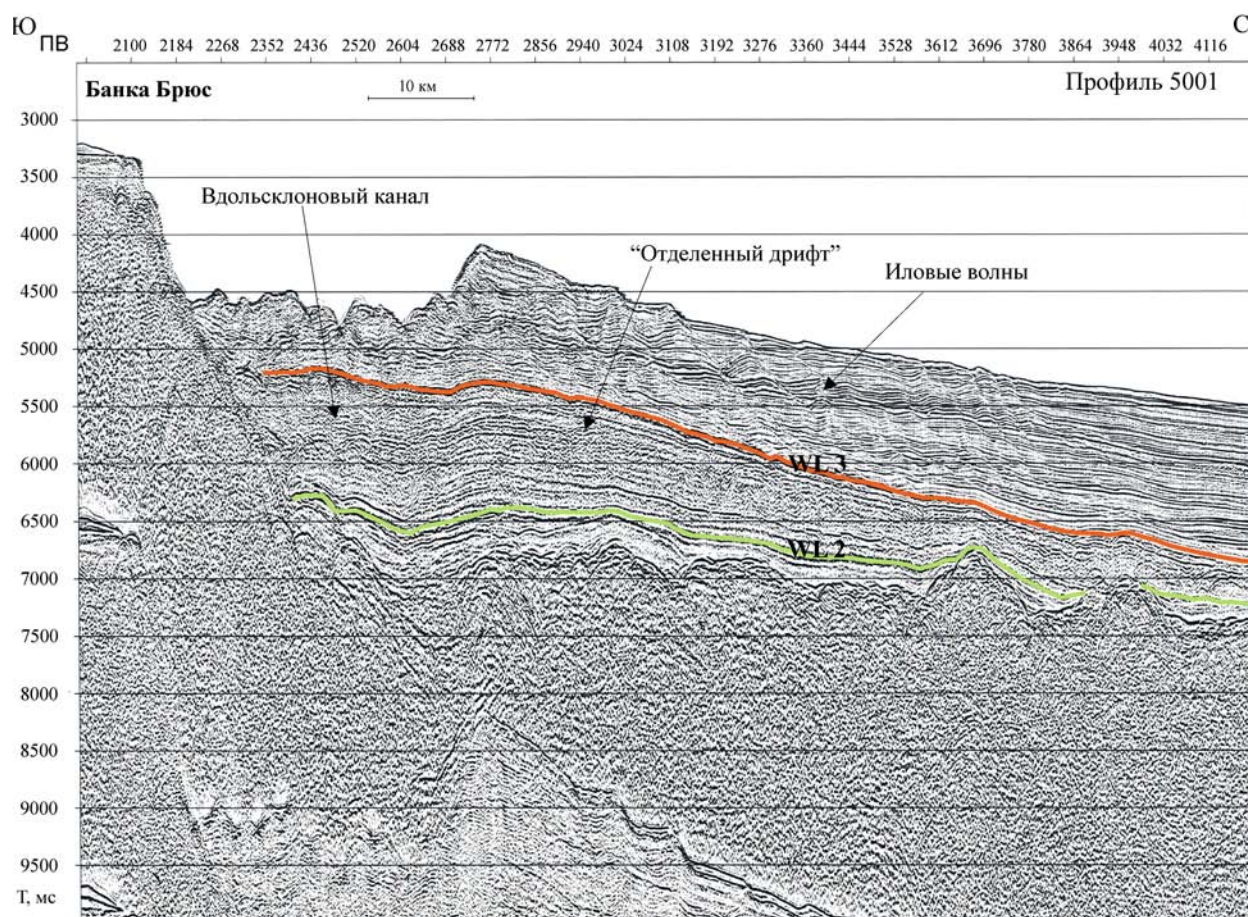


Рис. 6. Сейсмический разрез осадочного чехла бассейна, демонстрирующий строение контуритового наноса (дрифта) в подножии банки Брюс.

подводных каньонов и намывных прирусловых валов, характерное и, вероятно, изохронное для всей континентальной окраины Антарктиды. Таким образом, к моменту, когда началось синледниковое осадконакопление в бассейнах окраины от 0° до 100° в.д., в море Моусона уже накопилось до 1,0 км ледниково-морских осадков. Намывные валы, как правило, хорошо стратифицированы и характеризуются непрерывными, и, чаще всего, изогнутыми вверх параллельными отражениями, которые полого погружаются в сторону от бортов каньонов, сближаясь друг с другом и создавая все более контрастный рельеф по мере вертикального наращивания разреза. В некоторых каньонах отмечаются следы эрозии (чаще на их западных склонах). Система каньонов и валов имеет общее северо-восточное простирание. В абиссальной котловине (под морским дном с глубинами более 4 000 м) каньоны и валы исчезают, а разрез ледниково-морских осадков приобретает покровный облик. Образование намывных валов связано с отложением осадков из краевых частей суспензионных потоков (тур-

бидитных течений), стекающих по подводным каньонам (Faugeres et al., 1999).

В верхней части разреза синледниковых осадков широкое распространение приобретают волнообразные отражения (иловые волны) и структуры (фации), образованные в результате взаимодействия контурных и турбидитных течений. Стратиграфический уровень, определяющий начало развития этих фаций, отмечается только фрагментарными слабыми отражающими границами, которые плохо коррелируются на разрезах, но по общему характеру фациальных изменений может корреспондироваться с несогласием CS5, идентифицированным в морях Космонавтов, Содружества и Дэйвиса. Средняя скорость упругих волн в синледниковом комплексе бассейна моря Моусона составляет 2,2–2,5 км/с, а его мощность меняется от 1,0–2,25 с (1,1–2,5 км) в восточной части района исследований до 2,0–3,0 (2,4–3,5 км) в его западной части (возможно здесь обнаружен самый мощный и стратиграфически полный разрез синледниковых осадков в Антарктике; рис. 5).

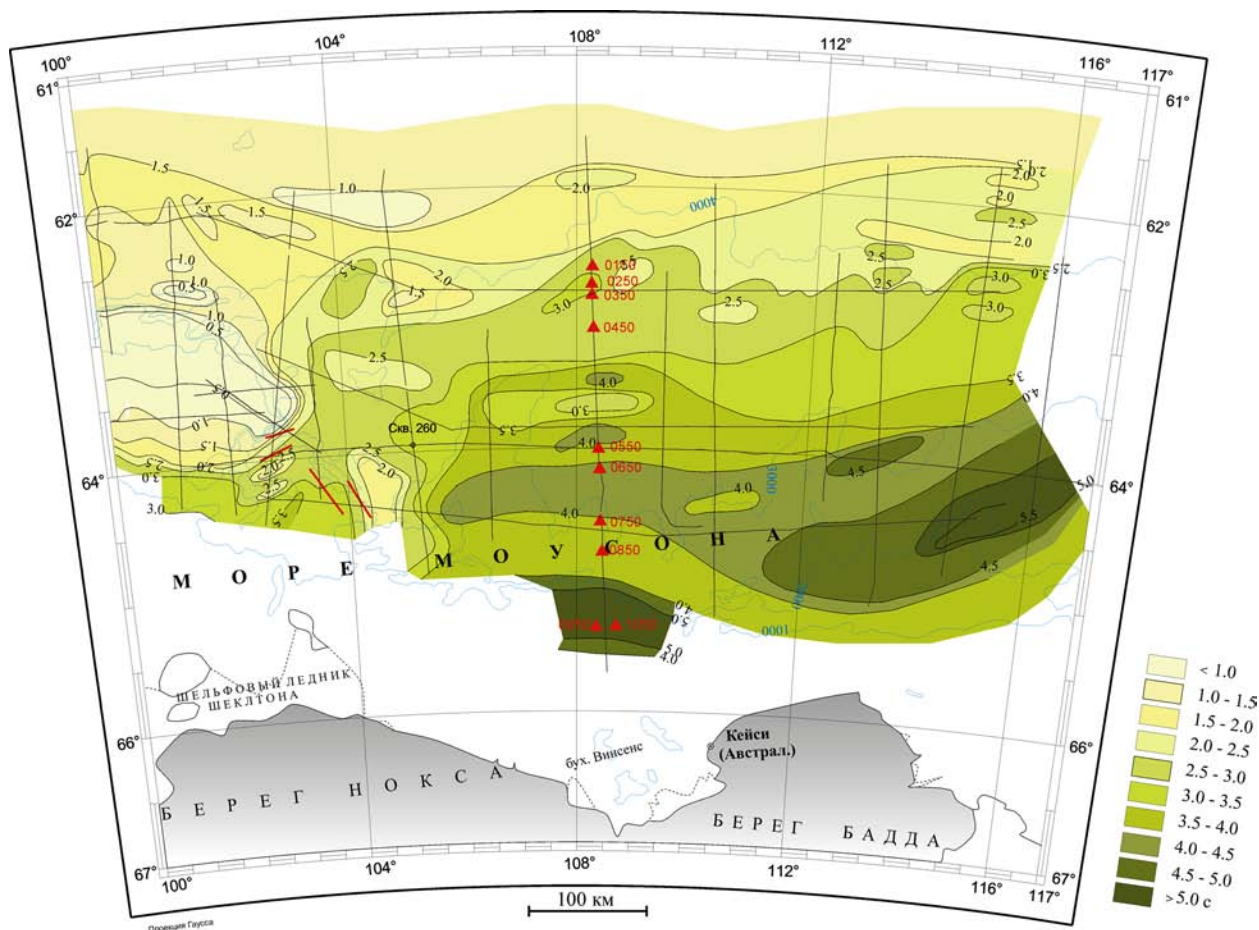


Рис. 7. Схема изохрон мощности осадочного чехла бассейна моря Моусона.

Суммарная мощность осадочного чехла бассейна моря Моусона составляет 2,5–5,5 с (5,0–9,0 км) на изученной части внешнего шельфа и подножии континентального склона, 1,5–2,5 с (2,0–6,0 км) в абиссальной котловине и 0,5–2,0 (0,7–2,2 км) в пределах банки Брюс (рис. 7).

Закключение

В результате проведенных исследований выявлены основные особенности строения фундамента континентальной окраины в бассейне моря Моусона. В региональном отношении поверхность фундамента образует крупный линейный периконтинентальный прогиб, ограниченный на западе банкой Брюс, с максимальным погружением в подножии континентального склона до 8–11 км. Установлено, что бассейн моря Моусона представляет собой невулканическую окраину с максимальной величиной растяжения земной коры и выходом ультраосновных серпентинизированных пород верхней мантии в основании осадочного чехла. В результате интерпретации геофизических данных определено положение границы между корой континентально-

го (рифтогенного) и океанического типов. Она совпадает с южным ограничением области развития фундамента, характеризующегося рельефной бугристой поверхностью, выклиниванием нижнего (рифтового) комплекса осадочного чехла и маркируется линейной магнитной аномалией. Мощность земной коры бассейна моря Моусона, согласно данным МПВ и результатам моделирования аномалий поля силы тяжести, составляет 25–20 км в шельфовой части бассейна, 10–13 км в подножии континентального склона и 9–10 км в абиссальной котловине.

В осадочном чехле глубоководной области бассейна по сейсмическим данным идентифицировано три основных главных региональных несогласия: WL1, WL2, WL3, разделяющие индивидуальные сейсмические комплексы. Нижний сейсмический комплекс имеет мощность до 4 км и представляет собой рифовый этаж бассейна, который образовался на этапе растяжения земной коры в позднеюрско-ранемеловое время. Несогласие WL1 связано с завершением рифтовой стадии развития окраины и раскрытием океана

между Австралией и Антарктидой. Пострифтовый этап осадочного чехла представлен комплексом «WL1—WL2» позднемелового возраста мощностью до 1,3—15, км, комплексом «WL2—WL3» палеоцен-позднееценового возраста мощностью не более 1 км и комплексом «WL3—дно» позднеэоцен-четвертичного возраста мощностью до 3,5 км. Два нижних комплекса пострифтового этажа имеют однородное строение и преимущественно сложены морскими гемипелагическими

отложениями. Верхний комплекс отличается многообразием сейсмических фаций, определяющих его ледниково-морской генезис. Внутри комплекса выделяется еще два несогласия (WL3a и WL4), разделяющих слои с собственной характерной структурой волнового поля. Предполагается, что синледниковое осадконакопление в море Моусона началось раньше, чем на всей остальной окраине южной части Индийского океана от моря Рисер-Ларсена до моря Дэйвиса.

Список литературы

- Barker P.F., Barrett P., Camerlenghi A., Cooper A.K., Davey F., Domack E., Escutia C., Jokar W., O'Brien P., 1998. Ice sheet history from Antarctic Continental margin sediments: the ANTOSTRAT approach. *Terra Antarctica*. № 5 (4), pp. 737—760.
- Boillot G. and Froitzheim N. 2001. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and onset of seafloor spreading: some outstanding questions. In: Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N (Eds.). *Non-Volcanic rifting of continental margins: a composition of evidence from land and sea*. Geological Society, London, Special Publication. № 187. pp. 9—30.
- Cooper A.K., Barret P., Hinz K., Trube V., Leitchenkov G., Stagg H.M.J. 1991. Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: a record of glacio-eustatic and tectonic events. *Marine Geology*. № 102, pp. 175—213.
- Dean S.M., Minshull T.A., Whitmarsh R.B., Louden K.E. 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from Seismic Refraction Profiles: The IAM-9 transect at 40°20' N. *Journ. Geoph. Res.* V. 105. pp. 5859—5885.
- De Santis L., Brancolini G., Donda F. 2003. Seismostratigraphic analysis of the Wilkes Land continental margin (East Antarctica): Influence of glacially-driven processes on the Cenozoic deposition. *Deep-Sea Research II*. V. 50, № 8—9, pp. 1563—1594.
- Dick H. J. B., Lin J., Schouten H. 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature* V. 426, № 27, pp. 405—412.
- Faugeres J.-C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A.R., Wynn R.B. 1999. Seismic features diagnostic contourite drifts. *Marine Geology*. V. 162, pp. 1—38.
- Goncharov A., Petkovic P., Leitchenkov G., Tassel H. 2005. Basement and crustal results from the Bremer subbasin, SW Australia and its Antarctic counterpart drive Australia-Russia cooperation. *Research Notes*, pp. 15—21.
- Kuvaas B., Leitchenkov G. 1992. Glaciomarine turbidite and current controlled deposits in Prydz Bay, Antarctica. *Marine Geology*. V. 108, pp. 365—381.
- Rebesco M., Larter R.D., Barker P.F., Camerlenghi A., Vanneste L. The history of sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula. 1997. In: Barker P.F., Cooper A.K. et al (eds.). *Geology and acoustic stratigraphy of the Antarctic Continental Margin — Records of Environmental Change*, AGU, Ant. Res. Ser. V. 71, pp. 29—49.
- Stagg H. M.J. and Willcox J. B. 1991. Structure and hydrocarbon potential of the Bremer Basin, southwest Australia. *BMR Journ. Aus Geol. and Geoph.* № 12, pp. 327—337.
- Tikku A.A. and Cande S.C. 1999. The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrones? *Journ. Geoph. Res.* V. 104, № B1, pp. 661—667.
- Whitmarsh R.B., White R.S., Horsefield S.J., Sibuet J.-C., Recq M., Louvel V. 1996. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank. *Journ. Geoph. Res.* V. 101, № B12, pp. 28291—28314.

Геологические исследования на массиве Шо, г. Принс-Чарльз, Восточная Антарктида (50 РАЭ, предварительные результаты)

В 2004—2005 гг. проводилась юбилейная 50-я Российская Антарктическая экспедиция (РАЭ). Научная программа экспедиции включала разнообразные геологические, геодезические и комплексные аэрогеофизические работы, биологические, метеорологические и другие исследования. Геолого-геофизические исследования в Антарктике выполнялись сотрудниками Федерального государственного унитарного научно-производственного предприятия «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ФГУНПП «ПМГРЭ») в составе РАЭ, осуществляемых ГУ АНИИ Росгидромета, в рамках программы — «Изучить геологическое строение и оценить минерагенические перспективы горных районов Земли Мак-Робертсона (массив Шо, г. Джонс, г. Изабель) и Земли Принцессы Елизаветы (в составе 50 РАЭ)». Автор данной работы как представитель ВНИИОкеангеология, на основе соглашения с ФГУНПП «ПМГРЭ», в качестве геолога 1 категории, принимал участие в 50 РАЭ в составе геологического отряда (начальник отряда Д.М. Воробьев). Согласно конкурсному геологическому заданию, геолого-геофизические работы 50 РАЭ проводились в одном из наиболее важных и перспективных регионов Восточной Антарктиды, Земле Мак-Робертсона — труднодоступной центральной части гор Принс-Чарльз. Таким образом, в ходе 50 РАЭ были проведены полевые геологические исследования на массиве Шо и авиадесантные геологические исследования на г. Джонс, г. Изабель, нунатаке Ели.

Географическое положение района исследований и организация полевых работ

Регион Земли Мак-Робертсона (горы Принс-Чарльз) относится к прибрежной части Восточной Антарктиды, условно принадлежит к сектору между южными широтами от 68° до 75° и восточными долготами от 60° до 70° (рис. 1). Главенствующее географическое положение в регионе занимает система ледников Ламберта—Эймери, которая простирается в юго-юго-западном направлении. К этой системе приурочены все ос-

новные географические элементы региона. Она делит описываемую часть суши на западную часть — Землю Мак-Робертсона и восточную — Землю Принцессы Елизаветы. Именно с запада от ледников расположены горы Принс-Чарльз (ГПЧ). ГПЧ представляют собой сочетание горных массивов, отдельных гор и нунатаков, вытянутых в меридиональном направлении более чем на 500 км. Горы подразделяются на три района — южную, центральную и северную горные области. К центральной части ГПЧ относят ряд массивов, которые тянутся вдоль ледника Ламберта узкой полосой. Это горные массивы Меридит, Фишер, Уиллинг, Коллинс, Шо и ряд мелких нунатаков. Массив Шо, а также горы Джонс, Изабель, нунатак Ели, относящиеся к объектам изучения, располагаются в центральной части ГПЧ, в пределах сектора с координатами 71°59'—72°31' ю.ш., 66°35'—67°10' в.д.

В описываемом регионе расположено несколько зимовочных станций и полевых баз, принадлежащих как России, так и другим государствам. Российская зимовочная станция Прогресс (холмы Ларсеманн), полевые базы Союз (озеро Бивер) и Дружная-4 (бухта Саннефьорд) составляют необходимую логистическую инфраструктуру для проведения различных отечественных исследований в данном регионе. Также в прибрежном оазисе Вестфолль расположена австралийская зимовочная станция Дейвис, на холмах Ларсеманн размещены китайская зимовочная станция Зонг-Шанг и австралийская сезонная база Лоу.

Массив Шо расположен в 360 км к югу от побережья залива Прюдс (наиболее удаленный объект — г. Джонс, в 400 км.). Площадь горного массива составляет 72 км². Максимальная длина массива с запада на восток составляет около 15 км, максимальная высота — 1333 м. (г. Пляска). Шо представляет собой единый, плосковершинный, пенепленизированный горный комплекс с крутыми, часто обрывистыми склонами (рис. 2). Относительное превышение массива над ледовой поверхностью в среднем составляет около 500 м.

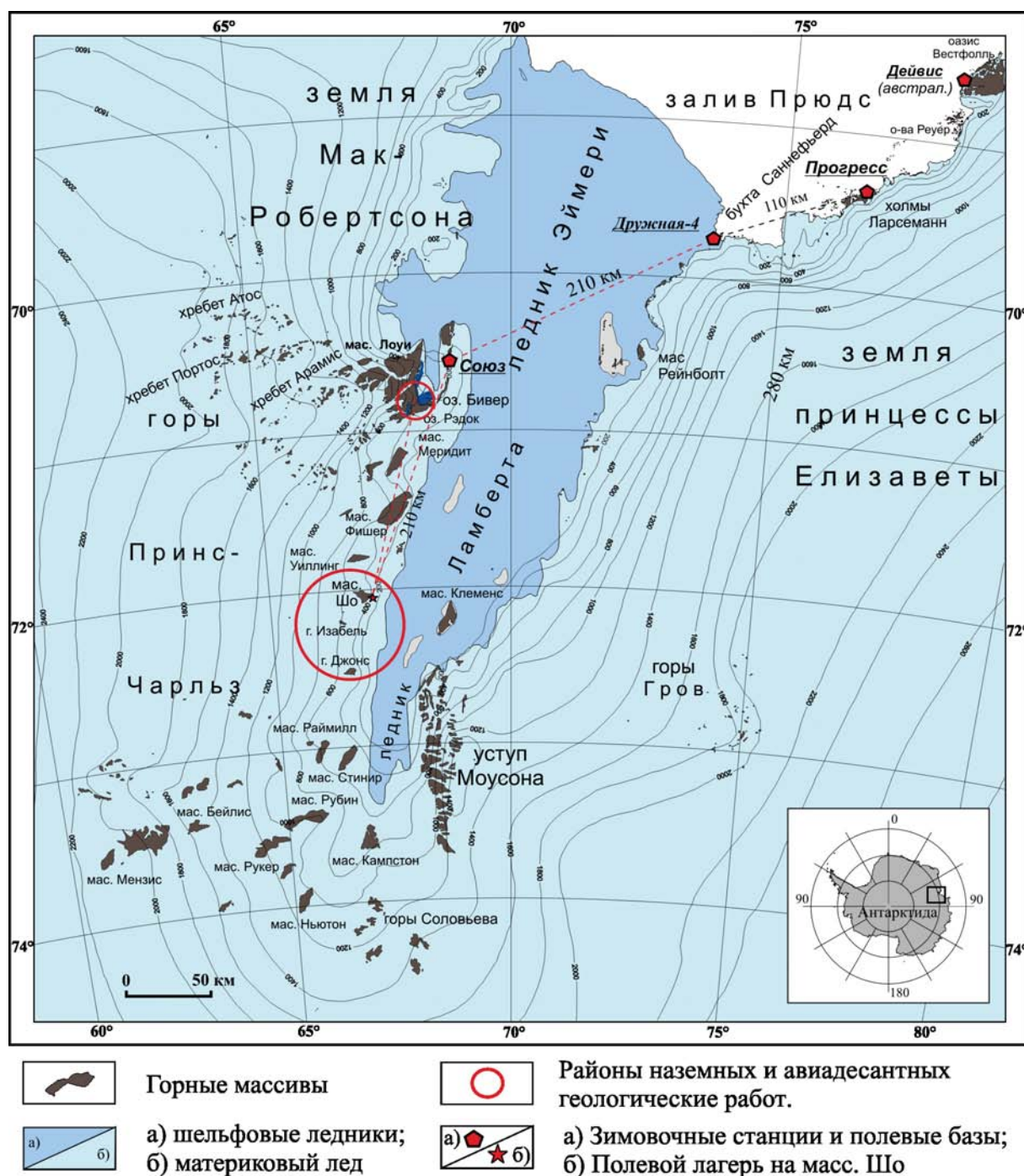


Рис. 1. Схема выполненных геологических работ в районе гор Принс-Чарльз в 50 РАЭ.

В период с 4 по 11 января 2005 г., после доставки сотрудников геологического отряда на полевую базу Дружная-4 с НЭС «Академик Федоров», были проведены подготовительные работы по переброске геологов на массив Шо. 12 января с помощью вертолета Ми-8, двумя рейсами, была осуществлена заброска геологического отряда на массив Шо, где непосредственно у горного подножия, был создан полевой лагерь. Геологические исследования на массиве Шо, г. Джонс,

г. Изабель, нунатаке Ели, проводились с 12 января по 4 февраля 2005 г. Привязка на местности осуществлялась по картам и аэрофотоснимкам масштабов 1:70 000—1:200 000, а также с помощью портативных спутниковых приборов JPS. В ходе работ первоочередными задачами являлись: выделение и картирование метаморфических толщ; структурно-геологические и петрологические исследования; поиски потенциально рудоносных тел; аэровизуальные наблюдения.



Рис. 2. Вид на массив Шо с севера. К тектонике: в обрывистой стенке наблюдается складчатая структура — изоклиная, асимметричная складка деформации D_3 . В данном сечении складка кажется веерообразной.

Геоструктурная позиция района Шо

С геологических позиций регион расположен в пределах докембрийской Восточно-Антарктической платформы. В пределах рассматриваемого района, на платформе выделяются три тектонические провинции: 1 — архейский Вестфольский протократон; 2 — архейская Рукерская гранит-зеленокаменная область; 3 — протерозойский Вегенер-Моусонский подвижный пояс. Массив Шо относится к обособленному Ламбертскому комплексу (Иванов В.Л., Каменев Е.Н. Геология и минеральные ресурсы Антарктики, 1990), относящемуся к краевой части протерозойского Вегенер-Моусоновского подвижного пояса. Являясь переходной областью между собственно подвижным поясом (Биверский метаморфический комплекс) и архейской Рукерской гранит-зеленокаменной областью, Ламбертский комплекс состоит преимущественно из высокометаморфизованных (от высокой ступени амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма) пород, образовавшихся в поздне-мезопротерозойское — ранне-неопротерозойское время (около 1200—950 млн лет).

Породы, обнажающиеся на территории массива Шо (г. Джонс), были включены в Ламбертский комплекс Каменевым Е.Н. на основании степени метаморфизма, распространения характерных разновидностей гнейсов и кристаллических сланцев, известковых пород, мигматитов и раннепалеозойских гранитов и пегматитов. Было предположено, что породы Ламбертского комплекса имеют полиметаморфический гене-

зис, и образовались как за счет прогрессивного метаморфизма пород Рукерского комплекса, так и за счет регрессивного метаморфизма Биверского комплекса с возможным добавлением нового вещества (Каменев Е.Н., 1990).

Массив Шо, как и горы Джонс, Изабель, нун. Ели, являются малоизученными объектами. Единственные рекогносцировочные исследования массива Шо были проведены советскими геологами в ходе авиадесантных работ 34 САЭ (1988—89 гг.). Также отрывочные сведения о геологическом строении района Шо представлены в зарубежной литературе (Mikhalsky E.V. et al., 2001; Tingey R.J. et al., 1973, 1981). В результате преды-

дущих исследований было установлено, что массив состоит из двух структурных блоков, разделенных разломом северо-восточного направления, и сложен в основном мигматизированными плагиогнейсами. В восточной части массива мигматизированные биотитовые гнейсы, плагиогнейсы прорываются пегматоидными жилами гранитного состава.

Геологическое строение массива Шо

На наш взгляд, геологическая позиция, тектоническое строение и метаморфизм являются едиными для всего района — от массива Шо до г. Джонс. Поэтому при описании массива приведены результаты исследований, включая и район авиадесантных работ (г. Изабель, Джонс, нунатак Ели).

Массив Шо представляет собой структурно-вещественный блок, сложенный породами единой метаморфической толщи (рис. 3). В ее состав входят в различной степени мигматизированные, биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые (\pm пироксен) гнейсы и плагиогнейсы до лейкократовых мигматитов, линзовидно-полосчатые биотитовые (\pm амфибол) гнейсы, гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, реже кристаллические сланцы (рис. 4). Имеющиеся разновидности были разделены на группы пород, относительно близкие по вещественному составу, текстурно-структурным признакам.

Строение массива Шо определяется чередованием пластовых тел лейкократовых биотитовых (\pm гранат) гнейсов до мигматитов и пачек меланократовых биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов. К главным

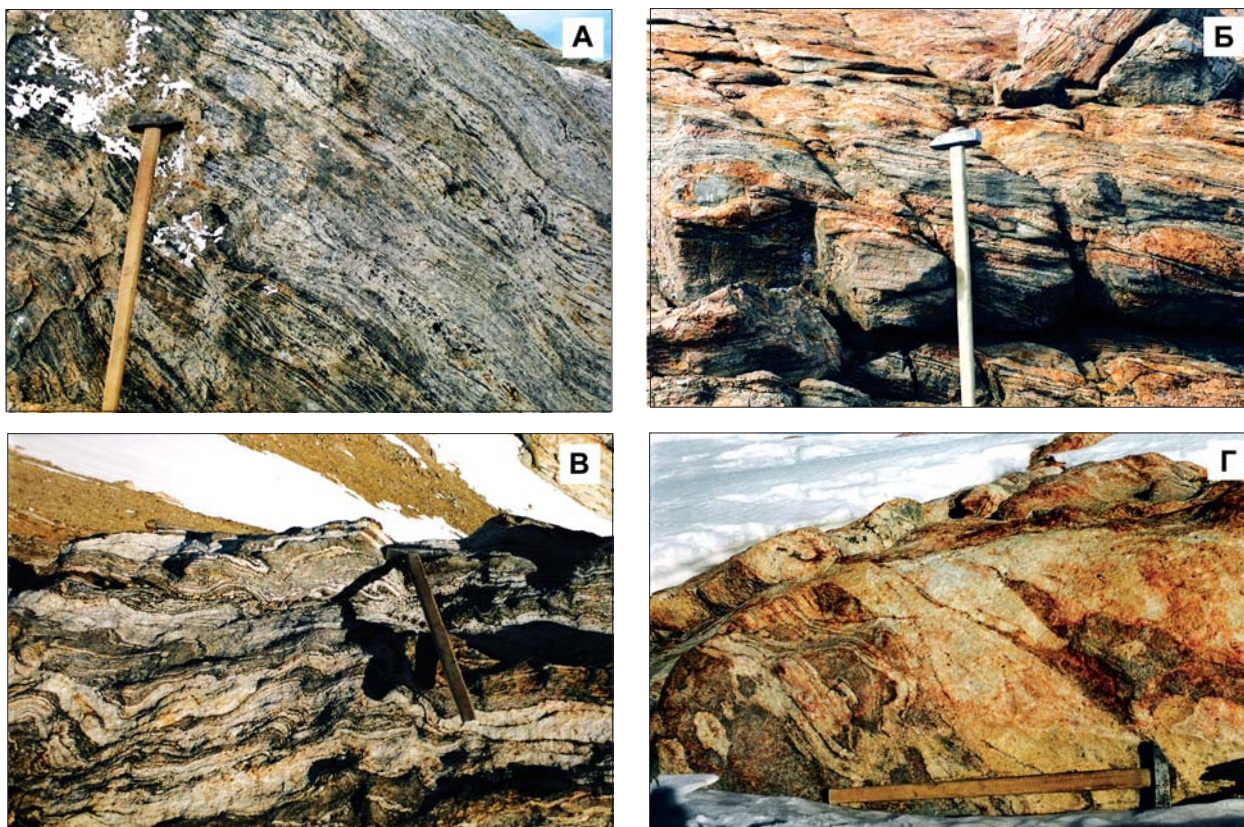


Рис. 4. Морфологические разновидности мигматизированных гнейсов массива Шо.

А — тонкополосчатые биотитовые гнейсы, Б — послойно мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы, В — волнисто-полосчатые биотитовые гнейсы, с участками плейчатого строения, Г — агматиты, элементы птитиматитовой текстуры (в левом нижнем углу).

особенностям в чередовании горных пород геологического разреза можно отнести наличие разнообразных сочетаний пород по составу, постепенные переходы из одной разновидности в другую, нивелирование контактов между слоями, свойственное метаморфическим толщам. Геологические тела, обнажающиеся в районе работ, как правило, выдержаны по простиранию и нередко прослеживаются в пределах всего массива. Вопрос возрастных взаимоотношений между пачками гнейсов на данном этапе остается нерешенными.

Также определяющим фактором в формировании структуры массива Шо явились тектонические процессы. Массив представляет собой сложную структуру, где главными являются две изоклинальные лежащие складки с ундулирующими шарнирами. Синклинальная структура, вскрытая в обнажениях массива Шо, занимает более двух третей площади массива (рис. 5, 6). Породы, слагающие массив Шо, образуют нижнее крыло этой лежащей складки. Данная структура зафиксирована при аэровизуальных наблюдениях и установлена геологическим картированием массива.

Кроме метаморфических пород в строении массива принимает участие комплекс метаинтрузивных и жильных пород, представленный (от древних к молодым) пластовыми и секущими телами группы метагабброидов, биотитовыми или двуслюдяными пегматитами, дайками аплитов, кварцевыми, гранат-кварцевыми жилами, жильными гидротермальными метасоматитами.

Кайнозойские ледниковые образования в районе массива Шо представляют позднеплейстоценовые-голоценовые (*gl Q_{III-IV}*) и голоценовые (*gl Q_{IV}*) отложения. Первые относятся к абляционной морене и покрывают выровненное вершинное плато массива Шо. Кроме того, они формируют боковые морены, локально развитые на склонах массива. Среди голоценовых отложений развиты современные боковые морены, узкими (50—70 м) полосами окаймляющие массив с юга и севера.

Метаморфический комплекс

Биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, плагиогнейсы, мигматиты

Слагают пластовые тела, обнажающиеся в центральной и южной частях массива Шо. Их

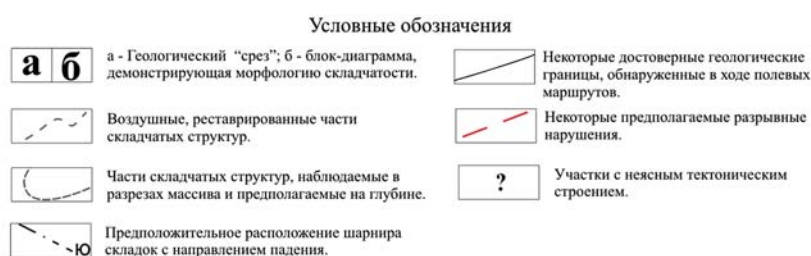
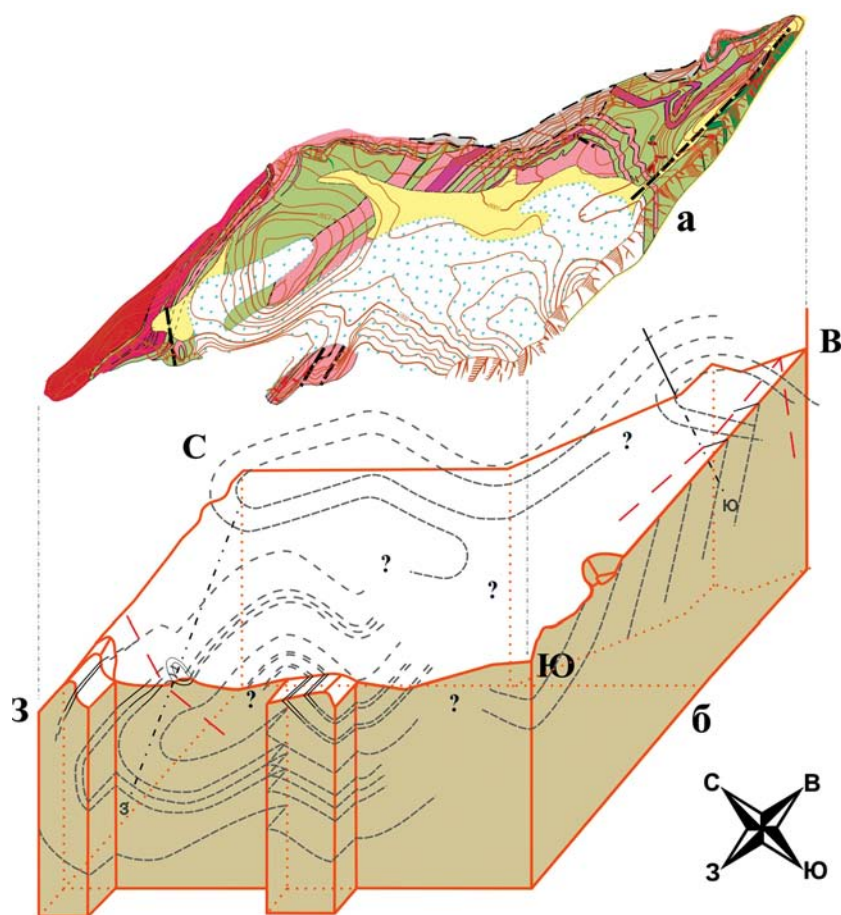


Рис. 5. Реконструкция складчатого строения метаморфических толщ массива Шо.



Рис. 6. Реконструкция лежачей изоклиальной структуры этапа деформаций D_2 .

мощность составляет первые десятки метров, а ширина выходов, в силу пологого падения пород, может достигать 500 м. Гнейсы представляют собой среднезернистые породы светло-бурой, бурой окраски. Мафический индекс (М) колеблется от 10 до 25. В количестве 1—5% может встречаться гранат, равномерно рассеянный по породе и образующий выделения размером до 5 мм. Гнейсы мигматизированы в различной степени. Мигматизация пород неравномерна, местами породы приобретают птигматитовый облик, представляя собой уже мигматиты. Большей частью гнейсы имеют послойную, волнистую или пльчатую мигматизацию. В основном, лейкосома кварц-плагиоклазового состава образует слои мощностью 1—3 см и составляет 10—25% объема пород. Иногда лейкосома и меланосома образуют мощные прослои (до 2—3 м). Редко лейкосома составляет до 80% объема породы. Характерной особенностью пород является наличие среди них крупно-среднезернистых кварц-полевошпатовых зон (от 1—2 до 6—7 м), в которых исходно лейкократовые, биотитовые гнейсы почти нацело «изменены» под действием, вероятно, флюидного силикатного метасоматоза. Наблюдаются участки гнейсов с отчетливой полосчатостью, которые плавно исчезают в кварц-полевошпатовом «субстрате».

Контакты пластовых тел с вмещающими меланократовыми гнейсами (см. ниже) согласные, часто постепенные. Нередко они осуществляются через переслаивание пластами

мощностью до 1 м на интервале 3—5 м. Относительно крупные пластовые тела биотитовых гнейсов нередко содержат пропластки меланократовых гнейсов мощностью до 1,5 м. Помимо крупных пластовых тел, биотитовые гнейсы входят в состав пачек переслаивания с меланократовыми гнейсами различного состава. Наиболее крупная из них обнажается в юго-восточной части массива Шо, к северо-востоку от полевого лагеря. Биотитовые гнейсы здесь образуют пласты мощностью первые метры. Их общее количество составляет около 30% всего объема пачки.

Минеральный состав биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов: кварц (20–45%), калиевый полевой шпат (20–40%), плагиоклаз (15–40%), биотит (15–20%), гранат — 0–5%, акцессорные — циркон, рудный минерал. Минеральный состав биотитовых плагиогнейсов: кварц (20–35%), плагиоклаз (15–20%), биотит (2–10%), гранат — до 2%, акцессорные — циркон, рудный минерал. Калиевый полевой шпат встречается в интерстициях в виде единичных изометричных зерен, иногда до 2–3%. Лейкосомы мигматитов представлена крупно-среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми (биотита до 5–6%) гранитами (\pm гранат). Меланосома — биотит-кварц-полевошпатовая порода: биотита (25–45%) с гранатом (1–5%).

Линзовидно-полосчатые биотитовые (\pm амфибол) гнейсы

Распространены в юго-восточной и центральной частях массива Шо. Линзовидно-полосчатые гнейсы формируют пластовые тела мощностью от первых метров до первых десятков метров. Наиболее крупное тело обнажается в юго-восточной части массива и прослеживается на расстоянии 4 км.

Линзовидно-полосчатые гнейсы представляют собой светло-бурые, биотитовые гнейсы с линзовидно-полосчатой текстурой. Текстура пород обусловлена наличием линзовидных выделений калиевого полевого шпата размером до 2 \times 3 см. Индекс М колеблется от 15 до 30. Породы подверглись слабой послонной мигматизации. Как видно из описания, единственным существенным отличием данных пород от биотитовых гнейсов является наличие линзовидных выделений калиевого полевого шпата. Не исключено, что линзовидно-полосчатые гнейсы являются разновидностью биотитовых гнейсов, сформировавшихся в ходе неравномерно проявленных в породах процессах калиевого метасоматоза. Так, нами отмечено пластовое тело (мощностью 2–3 м) биотитовых гнейсов, толь-

ко в нижней части которого проявлена линзовидно-полосчатая текстура. Минеральный состав биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов: кварц (20–45%), калиевый полевой шпат (20–40%), плагиоклаз (15–40%), биотит (15–20%), амфибол (0–5%), акцессорные — сфен, рудный минерал.

Группа меланократовых гнейсов

Встречаются в пределах всего массива Шо, но наиболее крупные их выходы расположены в северной и юго-восточной частях массива. Группа меланократовых гнейсов неоднородна и характеризуется широкими вариациями вещественного состава, общей чертой которых является темная окраска породы (обусловлена высоким содержанием цветных минералов, мафический индекс выше 35), что и определило создание единой группы, в первую очередь для геокартирования. Часто породы связаны постепенными переходами от одного типа к другому и совместно слагают картируемые гнейсовые пачки.

К группе меланократовых гнейсов отнесены следующие разновидности пород (по степени распространенности):

- ♦ биотитовые, амфибол-биотитовые (\pm пироксен) гнейсы до мигматитов;
- ♦ гранат-биотитовые гнейсы;
- ♦ биотитовые, амфибол-биотитовые (\pm гранат) кристаллосланцы;
- ♦ биотитовые амфиболиты;
- ♦ амфибол-биотитовые плагиогнейсы

Наиболее мощная пачка меланократовых гнейсов обнажается в северной части массива Шо, к северо-востоку от вершины горы Плошадка. Она залегает в ядре сжатой лежащей складки, дешифрируемой по фотоснимкам северо-восточного борта массива Шо. Выходы данной пачки протягиваются на 4,5 км с запада на восток при максимальной ширине выходов до 2 км. В целом породы данной пачки падают в северо-восточном направлении под углом около 10–20°, но их залегание осложняется пологой складчатостью второго порядка. Пачка сложена биотитовыми гнейсами различной степени меланократовости (М от 35 до 60), с постепенными переходами от одной разновидности к другой, местами представляя собой уже биотитовые кристаллосланцы. Строение одной из пачек меланократовых гнейсов мощностью 85 м подробно изучено при составлении детального разреза в юго-восточной части массива. Описание ведется снизу вверх в современном залегании:

— амфибол-биотитовые кристаллосланцы, среднезернистые, (М=60), мощность 3 м;

— амфибол-гранат-биотитовые гнейсы, мелко-среднезернистые, количество граната 2—3%, (M=40—45), мощность 5 м;

— биотитовые кристаллосланцы (M=60) и биотитовые гнейсы (M=40); породы связаны постепенными переходами, в них спорадически встречается гранат в количестве первых процентов; мощность 25 м;

— преимущественно биотитовые гнейсы; в подчиненном количестве встречаются амфибол-биотитовые кристаллосланцы; мощность 15 м;

— гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, (M от 35 до 45); мощность 15 м;

— биотитовые гнейсы, прорванные многочисленными нерегулярными пегматитовыми жилами субвертикального залегания; мощность 12 м;

— биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, связанные постепенными переходами; содержание граната достигает 5—7%, (M колеблется от 30 до 40); мощность 10 м.

Как видно из описания разреза, отдельные разновидности этой группы имеют небольшие мощности и наблюдаются в постоянном чередовании (переслаивании) между собой. Такое сложное строение пачек меланократовых гнейсов встречается в большинстве изученных геологических обнажений. Необходимо отметить и тот факт, что именно в этой части массива, где развиты описываемые породы, залегают и метаминтрузивные тела (см. далее), в первую очередь группы метагабброидов. Внутри этих двух групп наблюдаются весьма схожие разновидности амфиболитов.

Минеральный состав пород представлен для основных петрографических разновидностей внутри подгрупп.

♦ Биотитовые, амфибол-биотитовые (\pm пироксен) гнейсы до мигматитов.

Биотитовый гнейс: плагиоклаз — 25—40%, биотит — 20—30%, КПШ — 15—20%, кварц — 5—20%, гиперстен — 10%, роговая обманка около 1%. Акцессорные — апатит, циркон, единичные зерна граната, рудный минерал.

Амфибол-биотитовый гнейс: плагиоклаз — 40—45%, КПШ — 10—15%, биотит — 20%, кварц — 15—20%, роговая обманка — 10—15%, гранат — 0—2%.

Биотит-пироксеновый гнейс: плагиоклаз — 40—45%, КПШ — 10—15%, кварц — 5, биотит — 12—14, гиперстен — около 5, клинопироксен — 15—18%, роговая обманка около 1%.

Гиперстен-биотитовый гнейс (чарнокитовид ?): плагиоклаз — 35%, КПШ — 15%, кварц — 15—20%, биотит — 15—20%, гиперстен — 10%.

Ортопироксен в породах этой подгруппы представлен отдельными изометричными, идиоморфными зернами гиперстена, иногда в сростаниях с клинопироксеном. Почти всегда пироксены амфиболизированы и хлоритизированы, в отдельных случаях отмечается развитие бастиита по гиперстену.

♦ Гранат-биотитовые гнейсы.

Плагиоклаз — 40—45%, КПШ — 10—15%, биотит — 20%, кварц — 15—20%, гранат — 5—10%. Акцессорные — циркон, апатит.

♦ Биотитовые, амфибол-биотитовые (\pm гранат) кристаллосланцы.

Формируют небольшие пласты и линзы мощностью от первых десятков сантиметров до десяти метров. Их протяженность достигает 100—120 м. Минеральный состав: плагиоклаз — 25—40%, биотит — 25—50%, роговая обманка — 5—30%, кварц — 0—10%, гранат — 0—10%, единичные зерна КПШ. Акцессорные — хлориты, карбонаты.

♦ Биотитовые амфиболиты.

Роговая обманка — 35—40%, плагиоклаз — 40—45%, биотит — 1—20%, кварц — 0—10%.

♦ Амфибол-биотитовые плагиогнейсы.

Плагиоклаз — 40—45%, биотит — 20%, кварц — 15—20%, роговая обманка — 10—15%.

Гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы

Изучены в нескольких точках наблюдения. Породы локализованы в биотитовых ортогнейсах пачки 3 и распространены только в северной части массива Шо. Они слагают ксенолиты размером первые метры и ксеногенные пластовые тела мощностью до 4—5 м (рис. 7). Данные гнейсы варьируют по минеральному составу и мафическому индексу от M=30 до M=60—65. Помимо силлиманита, содержание которого меняется от первых процентов до 20—25%, в их состав входят биотит и гранат. Породы имеют темно-бурую окраску, с поверхности обохрены. Представляется вероятным, что описываемые гнейсы являются наиболее древними породами, обнажающимися в пределах массива Шо. Они представляют собой фрагменты парагнейсовой толщи, прорванной ортопородами гранитного состава. Минеральный состав гнейсов: КПШ — 20—30%, кварц — 15—25%, плагиоклаз — 10—15%, биотит — 5—20%, силлиманит — 5—10%, гранат 4—8%. Иногда в составе встречается мусковит, рудный минерал. Минеральный состав сланцев: биотит — 35—45%, силлиманит — 15—20%, гранат 5—10%, кварц — до 10%, КПШ — 7—10%, плагиоклаз — 5—10%. В сланцах наблюдается оригинальная ассоциация акцессорных

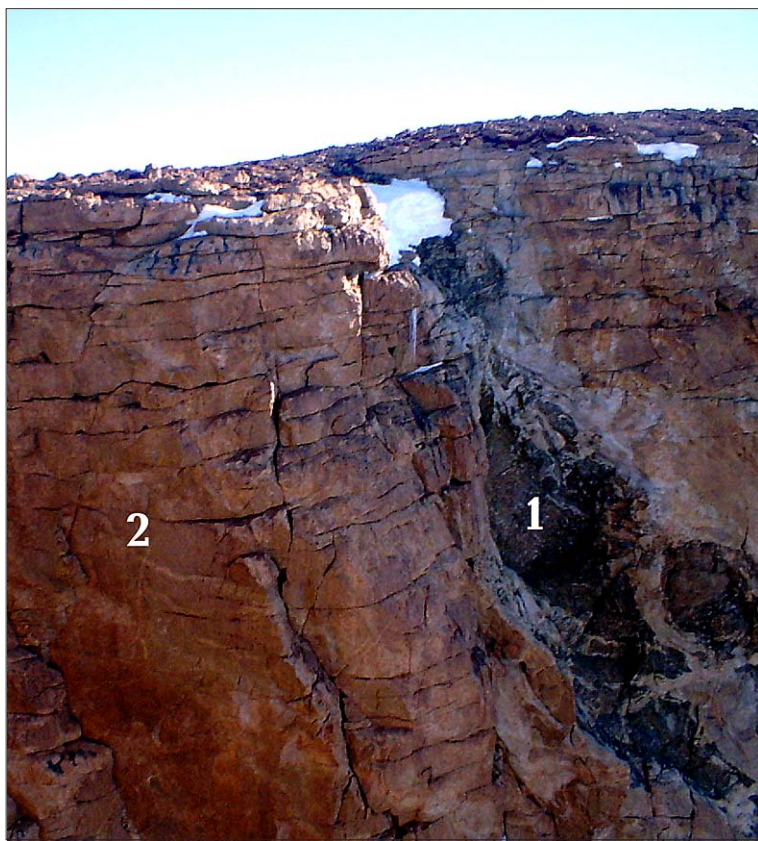


Рис. 7. Ксенолиты биотит-силлиманитовых гнейсов (1) в биотитовых ортогнейсах (2).

минералов — черно-зеленая шпинель, циркон, апатит, рудный минерал. При наличии общей сланцеватости в гнейсах и сланцах между плоскостями спайности слюды и силлиманита наблюдается угол до 30° , что говорит о смене вектора тектонических движений и, вероятно, метаморфических процессов.

Северная толща

Наиболее крупным геологическим телом, сложенным мигматизированными биотитовыми гнейсами, является толща Северная. Ее выходы прослеживаются на 6 км вдоль северного борта массива при максимальной ширине вкрест простирания 2 км (от СЗ до 3 оконечности массива). В составе толщи Северной можно выделить три пачки (снизу вверх в современном залегании) (рис. 8).

Биотитовые гнейсы (Пачка 1)

Обнажается в северо-западной оконечности массива Шо и прослеживается к востоку-северо-востоку в обрывистом склоне. В целом протяженность ее выходов составляет 3,4—3,5 км при мощности 100—120 м. Породы описываемой пачки падают в северном направлении под углом 40° — 60° , бронируя склон северо-западной оконечности массива Шо. Пачка 1 отличается однородным строением и сложена светло-буры-

ми среднезернистыми, биотитовыми гнейсами (мафический индекс $M=15$). Породы подверглись интенсивной послойной мигматизации; количество лейкосомы достигает 20—25% всего объема породы. Предположительно, породы пачки являются интрузивными. На данном этапе исследований магматическую природу пород подтверждают только полевые наблюдения зоны контакта со следующей пачкой. Минеральный состав: плагиоклаз (30—40%), кварц (20—30%), калиевый полевой шпат (15—30%), биотит (5—15%), акцессорные — единичные зерна граната и циркона, рудный минерал. Структура — гранобластовая, гетерогранобластовая.

Биотитовые гнейсы (Пачка 2)

Обнажается на интервале протяженностью 1,5 км. Общая протяженность ее выходов составляет 4,3 км при максимальной истинной мощности 360 м в западной оконечности массива. На этом участке азимут простирания пород пачки 2 составляет 50° — 55° , падение северо-западное под углом от 50° до 60° . Далее на ВСВ простирание пачки 2 близко к широтному, угол падения достигает 80° . Гнейсы представляют собой розово-серые, среднезернистые породы с полосчатыми, редко пльчатными текстурами, индекс M порядка 15—20. Объем лейкосомы достигает 15%. Верхний и нижний контакты пачки 2 маркируются пластовыми телами биотитовых, меланократовых, амфибол-биотитовых гнейсов мощностью 10—12 м. Они же в виде многочисленных пластовых и линзовидных тел входят и в состав самой пачки 2. Их мощность составляет первые метры, количество достигает 5—10% всего объема пачки. Пачка 2 по составу слагающих ее пород близка пачке 1. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (40—50%), кварц (25—30%), плагиоклаз (15—20%), биотит (8—10%), акцессорные — единичные зерна граната и циркона, рудный минерал до 1%. Калиевый полевой шпат представлен в основной микроклином, редко ортоклазом. Биотит встречается в виде характерных удлиненных кристаллов и лейст зеленого, темно-зеленого цвета. Преимущественное количество микроклина в гнейсах отличает их от пород первой пачки, где главным минералом является кислый плагиоклаз. Структура — гранобластовая, гетерогранобластовая.

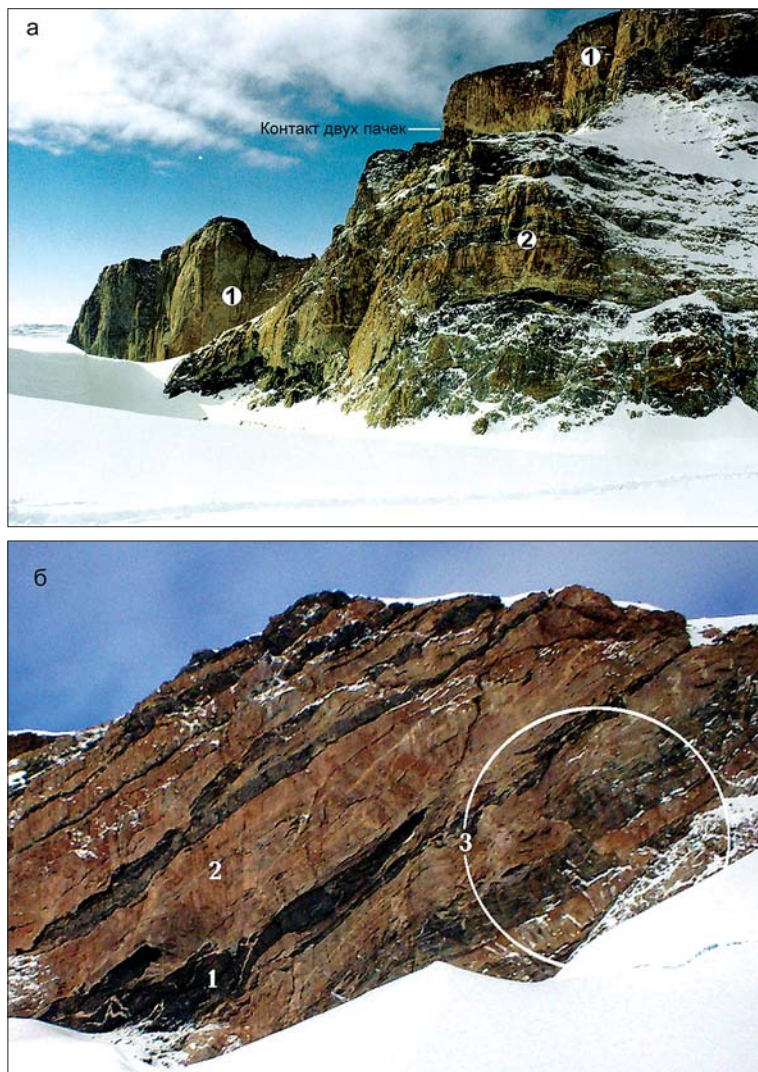


Рис. 8. Северная толща.

а — геологическое положение пачек 1 и 2; б — пачка 2, линзообразные, пластовые тела темно-серых меланократовых гнейсов (1) среди буро-красных биотит-калишпатовых гнейсов (2); 3 — сброс малой амплитуды с пологим сместителем, этап деформации D_6 .

Биотитовые ортогнейсы (Пачка 3)

Аналогично предыдущим, пачка 3 протягивается в северо-западной части массива на 4,5 км при максимальной ширине выходов до 300 м в районе восточной оконечности массива. В направлении с северо-востока на юго-запад мощность пачки 3 уменьшается от 150—170 м до 20—30 м на востоке. Пачка 3, как и вся толща в целом, падает в северо-восточном направлении под углом 30—50°. Среди ортогнейсов отмечаются ксенолиты и линзообразные прослои гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов (см. далее) неправильной формы размером от 1—2 до 15—20 м. Это наблюдение однозначно указывает на интрузивное происхождение описываемых пород, а также является отличительным признаком опи-

сываемой пачки (прослои гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов выступают в роли маркирующего горизонта). Пачка 3 сложена красно-серыми, среднезернистыми (до крупнозернистыми) биотитовыми ортогнейсами ($M=7-20$). Текстуры гнейсов полосчатые, мигматизация носит послойный, реже плейчатый характер. Также, отличительной особенностью пачки 3 является интенсивно проявленная гранитизация. Породы приобретают крупнокристаллический, гранитный облик, демонстрируя неяснополосчатые и массивные текстуры. Минеральный состав: кварц (20—35%), калиевый полевой шпат (30—40%), плагиоклаз (15—20%), биотит (2—10%), гранат — до 2%, акцессорные — циркон, рудный минерал. Калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом и представлен в основной микроклином, редко ортоклазом. Биотит представлен таблитчатыми зернами с темно-зеленой до буро-зеленой окраской. Структура — гетерогранобластовая.

Комплекс метаинтрузивных и жильных пород

На массиве Шо выделено четыре группы интрузивных пород — группа метагабброидов, биотитовые и двуслюдяные (\pm гранат) пегматиты, кварцевые (\pm гранат) жилы, жильные гидротермальные метасоматиты.

Группа метагабброидов

Первые петрографические исследования этих пород показали, что группа делится на следующие разновидности: метагаббро, метагаббро-нориты, метанориты, пироксеносодержащие амфиболиты. Эта геологическая ассоциация приобрела отличительные особенности, в первую очередь, благодаря метаморфическим процессам. Длительное, многократное внедрение синтетектонических, основных интрузий происходило на фоне метаморфизма высоких ступеней. Таким образом, интрузивные тела начальных фаз магматического цикла несут в себе самые значительные следы и свидетельства метаморфических изменений.

В пределах массива Шо метагабброиды локализованы преимущественно в его юго-восточной части. Они образуют субсогласные, пласто-



Рис. 9. Контакт метагабброидов (справа) с пегматитовой жилой (слева).

вые, силлоподобные тела мощностью от 1—2 до первых десятков метров, залегающие среди пород метаморфического комплекса (рис. 9). Протяженность их колеблется от первых десятков метров до полукилометра, в редких случаях до 1 км и более (восточная оконечность массива). Контакты пластовых тел субсогласные, нечеткие, нивелированные последующими метаморфическими процессами. Наблюдаются постепенные переходы к вмещающим меланократовым гнейсам на интервале 20—50 см. Встречаются также изометричные штокообразные тела диаметром до 80 м и дайкообразные тела мощностью первые метры. Резко несогласные контакты прорывающих тел метагабброидов с вмещающими гнейсами не наблюдались. Как и у пластовых тел, отмечается постепенное уменьшение меланократовых компонентов при переходе во вмещающие породы. Часто зоны контактов используются для внедрения пегматитовыми жилами. Можно уверенно говорить, что большинство исследованных тел метагабброидов (в особенности пластовые) совместно с вмещающими породами, подверглись метаморфизму в условиях мигматитовой ступени амфиболитовой фации и участвовали в главной складчатости, определяющей структурный план массива Шо. Метагабброиды прорваны пегматитовыми жилами и дайками аплитов.

Метагабброиды представляют собой темно-серые, зеленоватые мелко-среднезернистые породы сланцеватой, иногда неяснополосчатой текстуры. В наименее измененных разностях, текстура пятнисто-слабополосчатая, структура близка к габбровой, гипидиморфнозернистой. Иногда порода носит следы наложенного ок-

варцевания в виде тонких прожилков кварц-полевошпатового состава, линзообразных скоплений или отдельных зерен кварца. Темноцветные минералы, нередко составляя до 90% объема породы, представлены роговой обманкой, пироксенами, реже биотитом ($M=60-90$). Часто по клинопироксену развивается актинолит и роговая обманка. Вообще для этой группы очень характерны процессы амфиболизации, хлоритизации пироксенов. В некоторых разностях группы сохранились первичные, магматические габбровые структуры.

Метагаббро, метагаббро-нориты.

Плагиоклаз — 25—30%, клинопироксен — 15—30%, гиперстен (бронзит) — 10—25%, амфибол — 5—20%.

Акцессорные — сфен (1—3%), рудный минерал (до 2%), карбонаты.

Метанориты.

Плагиоклаз — 45—50%, гиперстен — 18—20%, амфибол — 15—20%, кальцит — 3—4%. Акцессорные — хлорит, рудный минерал. Кальцит встречается в виде изометричных зерен, развивается по амфиболу.

Пироксеносодержащие амфиболиты.

Амфибол (роговая обманка) — 50—55%, плагиоклаз — 30—40%, биотит — 0—10%, клинопироксен — 1—8%, ортопироксен — 0—5%, КППШ — 0—3%. Акцессорные — хлорит, карбонаты, рудный минерал. Ортопироксен представлен отдельными изометричными, идиоморфными зернами гиперстена. Бурая, зелено-бурая роговая обманка (также хлорит) часто развивается по клинопироксену. Эта разновидность близка по составу к подобным породам в группе меланократовых гнейсов метаморфического комплекса. В отличие от амфиболитов метаморфических толщ, интрузивные тела хорошо диагностируются по своему геоструктурному положению — резким контактам, форме тел и т.п.

Биотитовые, двуслюдяные пегматиты

Распространены в пределах всего массива Шо, наиболее широко развиты в его юго-восточной части. Пегматиты прорывают породы метаморфического комплекса и пластовые тела метагабброидов, очень часто ассоциируя с ними. Тела пегматитов обладают характерными для них текстурно-структурными признаками, следов метаморфических изменений в них не отмечено.

Они образуют жилы переменной мощности от 10—15 см до 2—3 м сложной, извилистой формы, редко с выдержанной мощностью. Име-

ют раздувы до 8 м, ответвления, содержат ксенолиты вмещающих пород. Наблюдаются как согласные, так и секущие пегматоидные тела. Нередко субсогласно залегающие мощные жилы, имеют апофизы, резко секущие первичную мигматитовую полосчатость в гнейсах.

В ориентировке залегания пегматитовых жил общей для массива регулярности не отмечается. Однако, на некоторых участках наблюдаются, предположительно, близкие по валовому составу жилы двух генераций. Это — субсогласные, невыдержанные по мощности (от 0,1—0,2 до 1,5 м) жилы, часто ветвистые, внедренные по контактам пачек гнейсов; и — резко секущие, часто вкрест простирания, крутопадающие (40—50°), малой мощности (до 0,5 м). Строение контактов пегматитовых жил с вмещающими породами разнообразно. Преимущественно наблюдаются резкие, четкие извилистые контакты без приконтактных изменений. Значительно реже встречаются постепенные переходы к вмещающим породам от сильно обохренных пегматоидных пород, через темные граниты, к неизменным метабазитам (зоны мощностью до 1,5 м). Отмечаются также и протяженные (до 100 м) изометричные зоны пегматоидов сложного генезиса. Эти зоны либо представляют собой густую сеть различно ориентированных прожилков, мелких жил сложных форм, напоминающую штокверковые тела, либо образуют зоны, где, при постепенном переходе, различные вмещающие гнейсы плавно исчезают (на протяжении 5—10 м) в кварц-полевошпатовом субстрате. Последний тип пегматоидных образований, вероятно, имеет исключительно метасоматический генезис. Наиболее вероятно, что наблюдаемые пегматоиды представлены двумя типами — жильным и флюидно-метасоматическим, где, в первом случае имеет место первичная кристаллизация магмы, а во втором — собирательная перекристаллизация пород под действием флюида. Возможно и совмещение этих процессов, а также наложение на них гидротермального метасоматоза региональной гранитизации и метаморфизма.

Пегматитовые жилы имеют гранитный состав. Обычно это белый или дымчатый кварц, крупно-гигантозернистый полевой шпат, крупнозернистый биотит, реже мусковит (иногда радиально-лучистый). Вариации содержания плагиоклаза и калиевого полевого шпата большей частью относительно невелики. В единственном случае отмечены две разновидности жил пегматитов, где в одних микроклина 25—30%, а в других до 70%.

Иногда наблюдается характерное для жильных пегматитов зональное строение, без изменений минерального состава. В краевой (зальбандовой) части жил наблюдается среднекристаллическая, редко мелкокристаллическая, зона, сложенная кварцем и полевыми шпатами (20—30 см). Через узкую зону (первые см), резко обогащенную биотитом, краевая зона сменяется в центральной части крупно-гигантокристаллическими срастаниями кварца, зонального плагиоклаза (до 10—15 см.), реже микроклина (до 7—8 см), биотита. Размер кристаллов микроклина и плагиоклаза иногда достигает до 15—25, 30—35 см, соответственно, пластины биотита до 10 см. Темноцветные минералы представлены биотитом, мусковитом. Часто наблюдается гранат. Также встречен предположительно берилл, также апатит, возможно флюорит. Регулярно во всех разновидностях пегматоидных тел встречаются выделения титаномagnetита размером до 3 см.

Аплиты

В пределах массива Шо, в его восточной части, встречены две дайки аплитов. Дайки характеризуются выдержанной мощностью, составляющей 25—30 см, и прослежены на 15—20 м. Вмещающими породами в первом случае являются метагabbроиды, во втором — биотитовые меланогнейсы. В обоих случаях аплиты занимают секущее положение к плоскостным текстурам вмещающих пород. Залегание даек различно: азимут падения 290°, угол 50° и азимут падения 40°, угол 80°. Одна аплитовая дайка внедрена в центральную часть пегматитовой жилы мощностью 60 см.

Аплиты представляют собой мелкозернистые породы светло-серой, розовато-серой окраски. Наблюдаются мелкокристаллический биотит (2—3%) и единичные скопления мелкокристаллических (до 1 мм) зерен граната размером до 3—4 см. Минеральный состав: КПШ — 40—50%, плагиоклаз — 15—25%, кварц — 15—25%, биотит — 5—10%, акцессорный минерал — циркон.

Кварцевые, гранат-кварцевые жилы

Располагаются среди меланократовых гнейсов. Большей частью, изучены в элювиальных развалах, близких к коренному залеганию. Представляют субсогласные или секущие кварцевые жилы невыдержанной мощности субвертикального падения (простирание — в северных, северо-восточных румбах). Кварц молочно-белый, иногда розоватый, полупрозрачный. Иногда за счет тонкодисперсной вкрапленности рудного минерала приобретает серовато-голубоватый оттенок. Другая, предположительно более древ-

няя, разновидность гранат-кварцевых жил, неясного генезиса встречается в двух точках наблюдения. В первом случае представляет, вероятно, метасоматическую зону с раздувами и апофизами во вмещающих их биотитовых гнейсах. Представлена крупнозернистым кварцем, биотитом (до 10%), гранатом (до 7%). Во втором случае это — согласное, гранат-кварцевое, жильное тело, с постепенным, «нивелированным» контактом с гранат-биотит-силлиманитовыми гнейсами. Граната около 15%.

Жильные гидротермальные метасоматиты

Встречены в единственной точке наблюдения, в юго-западной части массива. Представляют собой систему мелких жил, прожилков, площадью до 30 м, в которой определяющей является мощная жильная зона (3—4 м) сложного асимметричного минералого-петрографического строения. С этой зоной связана точка рудной минерализации. Непосредственно на контакте с гранат-биотитовыми гнейсами наблюдается линзовидное тело пегматитов биотит-кварц-полевошпатового состава с магнетитом (мощностью 0,5—1 м). Далее (к центру) следует кварц-карбонатная зона, с оригинальной ассоциацией минералов. В крупно-среднезернистой кварц-кальцитовой основной массе наблюдаются скопления и отдельные кристаллы — берилла, монацита, сфена, эпидота, сподумена (?), рутила, актинолита и ряда других, визуальнo неопределенных минералов. Мощность кварц-карбонатной зоны достигает 1,5 м. Ближе к восточному контакту наблюдается прерывистая, линзовидно-блокового строения, полоса кварц-хлорит-пироксен-амфиболовых метасоматитов с пятнистой текстурой, обусловленной крупными кристаллами пироксенов. Мощность зоны составляет в среднем 0,7—0,8 м. Завершает зональность краевая экзоконтактовая зона прожилкования слюди-кварцевого состава мощностью 0,2—0,4 м.

Тектоника

В пределах массива Шо наблюдаются как пликтивные, так и дизъюктивные дислокации. Наиболее широко представлены пластические, складчатые деформации. На основе структурных наблюдений отмечены шесть этапов деформаций и сопутствующие им тектонические элементы. Таковыми являются метаморфическая сланцеватость и линейность, мигматитовая полосчатость пород. Сланцеватость выражается в закономерном ориентированном темноцветном биотите, реже амфиболе. Полосчатость обусловлена, соответственно, закономерным расположением лейкосомы и меланосомы в мигматизированных гнейсах.

Этап деформаций D_1 связан с начальной стадией регионального метаморфизма M_1 , достигающего на пике, очевидно, условий низов гранулитовой фации (или амфиболитовой фации мигматитовой ступени), или, более вероятно, с завершением предыдущей метаморфической стадии. На фоне завершения главных фаз складчатости F_1 , происходило внедрение основной массы синорогенных кислых интрузий, которые в настоящее время представлены биотитовыми гнейсами, задокументированными во многих точках наблюдения.

Следы деформаций D_1 , возможно, проявляются во фрагментах светлых биотитовых гнейсов с сохранившейся параллельно-волнистой, гнейсовой сланцеватостью S_1 , которые постепенно «растворяются» среди вмещающих их биотитовых гранито-гнейсов со сланцеватостью S_2 . Редко отмечается небольшой угол ($5-7^\circ$) между S_1 и S_2 . Вполне возможно, что в данном случае наблюдается последовательное изменение одной породы. Исходно, биотитовый гнейс с метаморфической полосчатостью S_1 подвергся гранитизации или флюидно-метасоматическому воздействию, а затем испытал подошедший к максимуму развития метаморфизм M_1 , приобретя, таким образом, структурный элемент S_2 . Так или иначе, отмеченный структурно-тектонический элемент сохранился в описанных фрагментах, и, очень возможно, он относится к первому этапу деформации D_1 .

Этап деформаций D_2 проявляется главным в формировании основной геологической структуры массива Шо. Вероятно, он соответствует главному этапу метаморфизма M_1 . В ходе этого этапа происходила самая мощная перестройка гнейсовых толщ, с формированием метаморфической сланцеватости и полосчатости S_2 . Максимально проявила себя складчатость F_2 , которая выразилась в формировании многокилометровых изоклиналильных структур (рис. 5, 6). Они представлены двумя изоклиналильными лежащими складками с ундулирующими шарнирами. Длина складок превышает 9 км, ширина более 4 км. Синклиналильная структура, вскрытая в обнажениях массива Шо, занимает более двух третей площади массива. Ядро синклиналильной структуры располагается в северном борту массива, где волнистая осевая поверхность постепенно погружается под углом $7-10^\circ$ на северо-запад. Надо отметить, что осевая плоскость складки, осложненная последующими этапами деформаций, лишь условно может считаться единой плоскостью. В самой западной и юго-западной части массива ундуляция осевой плоскости происходит со значитель-

но более крутыми углами, чем в ее северо-восточной и восточной части. Осложняя главную изоклинали, в метаморфических породах массива Шо наблюдается изоклиналиная складчатость высоких порядков с размером структур до 20 м в длину и мелкая, нерегулярная, нередко изоклиналиная, дисгармоничная складчатость с амплитудой первые сантиметры. Эти внутрипластовые складки близки по направлению осей складок с общей структурой S_2 и являются, вероятно, складками волочения в результате продольного смятия толщ.

Висячее (или опрокинутое?) крыло денудировано и является воздушным, «срезано» в непосредственной близости от осевой плоскости. Соответственно, погружающееся лежащее крыло, предположительно, является в свою очередь висячим крылом предполагаемой антиклинальной структуры. Подобная лежащая складчатая структура обнаружена и на массиве Изабель. Направление сланцеватости пород S_2 в целом параллельно осевой поверхности изоклиналиной структуры. В складчатости F_2 принимали участие все породы, включая тела метагабброидов. Предваряя, или попутно с формированием метаморфической полосчатости S_2 произошло внедрение пластовых субсогласных тел основного состава. Внедрение этих пород, вероятно, происходило в течение этапа D_2 и продолжалось и в следующем этапе D_3 , представляя уже дайковый комплекс относительно более молодых метагабброидов. Такой вывод делается на основании того, что в восточной части массива встречены субсогласные, силлоподобные тела метагабброидов (мощностью 1—1,5 м), участвующее в строении главной изоклиналиной складки, а также в метагабброидах отмечается относительно низкая степень метаморфических изменений. Визуально сланцеватость проявлена очень слабо, породы массивные, структура близка к габбровой и гипидиоморфнозернистой. Вмещающие их биотитовые гнейсы обладают заметной сланцеватостью и мигматитовой полосчатостью S_2 (S_3 -?).

Этап деформаций D_3 предположительно связан с началом регрессивного метаморфизма M_2 . В это время, вероятно, произошло изменение вектора тектонических движений. На этом этапе сформировались новые, относительно крупные складчатые формы F_3 , но лишь усложняющие главную структуру района Шо. Они

развиты исключительно в восточной части массива. Главной пликативной деформацией является асимметричная складка, расположенная в юго-восточной части массива Шо. Она представляет собой структуру сложного строения длиной — более 1 км, шириной — более 500 м. Это уплощенная, вплоть до изоклиналиного положения крыльев, складка с сильно наклоненной осевой плоскостью, с пережатым основанием ядра (рис. 10). В сечении, что наблюдается в обрывах широтного простирания, складка кажется веерообразной (рис. 2). Простирание осевой поверхности структуры отличается от изоклиналией главной складчатости F_2 . Оно широтное, с общим погружением осевой плоскости на юг (меняется от ЮЮЗ до ЮЮВ). Слабо проявленная общая сланцеватость S_3 формировалась, видимо, параллельно осевым поверхностям складок данного этапа. Предположительно, она наблюдается в телах метагабброидов. В метагабброидах, деформированных внутрипластовой изоклиналиной складчатостью более высокого порядка, отмечено направление падения сланцеватости 140° под углом 50° .

Осложняющие изоклиналиные структуры 2-го и 3-го порядков имеют направления падения и азимуты простирания осевых поверхностей, подобные главной структуре F_3 (рис. 11). Обычно, это изоклиналиные складки шириной около 100—250 м. Иногда в замке складки наблюдается веерообразный кливаж, секущий сланцеватость S_2 .

Этап деформаций D_4 , вероятно, связан с ретроградным метаморфизмом M_2 , предположи-



Рис. 10. Вид на асимметричную складку этапа деформаций D_3 с севера. Продольный срез в склоне показывает параллельность залегания крыльев, замок расположен в склоне значительно западнее, в отличие от его кажущегося положения на рис. 2.



Рис. 11. Изоклиальная складка высокого порядка, этап деформаций D_3 .

тельно амфиболитовой фации и связывается с рубежом 500 млн лет. Этап D_4 проявился в формировании складчатых структур F_4 , которые осложняют структуры предыдущих этапов деформации, в первую очередь главные изоклиальные деформации (D_2) массива Шо. Это простая вторичная складчатость, представленная брахиформными, низкоамплитудными складками, длиной порядка 2,5—2,7 км, шириной более двух километров. В центральной части массива наблюдаются (с ЮВ на СЗ) пологие антиформная синклиналь и синформная антиклиналь. С этими структурами связана и более мелкая пологая складчатость.

Предположительно, в конце и после формирования пологой складчатости F_4 , происходило внедрение пегматоидных тел, наблюдаемых среди пород метаморфического комплекса в сочетании с различными интрузиями метагабброидов. Вероятно, большинство пегматитов внедрялось по появившимся, вследствие тектонических движений, ослабленным зонам, а также контактам пачек и слоев между различными породами. Тела пегматитов обладают характерными для них текстурно-структурными признаками, следов метаморфических изменений в них не отмечено.

Этап деформаций D_5 знаменует переход к отпликативных к дизъюктивным деформациям. Вероятно, во время этого этапа (D_5) заканчивается амфиболитовый метаморфизм M_2 .

Среди полосчато-мигматизированных биотитовых гнейсов встречена зона тектонического меланжа шириной 2 м. По кварц-полевошпатовой пегматоидной жиле субмеридионального простирания происходили дизъюктивные движения с неясным смещением. Вследствие чего образовалась тектоническая мелкощебенчатая

(1—3 см) розовато-серая брекчия с розовато-бурым цементом. В составе, приблизительно в равных количествах — кварц, плагиоклаз, микроклин, также единичные зерна биотита и хлорит. Эта порода не несет никаких признаков наложенного метаморфизма. В контакте с брекчией располагается маломощный прослой (1—1,5 м) биотитовых амфиболитов со сланцеватой текстурой. Образование этих пород также связано с тектонической проработкой, т.к. здесь же, только в элювиальных развалах, наблюдаются обломки метагабброидов. Вероятно, вследствие брекчирования, исходно метагабброиды были рассланцованы и приобрели динамическую (катакластическую) сланцеватость S_5 .

Главным итогом этого этапа явилось формирование разрывных нарушений, предположительно с малыми амплитудами, секущих все породы геологического разреза массива Шо. Этап D_5 характеризуется хрупкими деформациями, которые связываются с мезо-кайнозойскими (150—50 млн лет) рифтогенными процессами регионального характера. Главным разломом по протяженности и, вероятно, по амплитуде является предполагаемый сдвиг в восточной части массива Шо. Его формирование может связываться и с тектоническими деформациями D_3 , поскольку его субширотное положение хорошо увязывается с общим направлением движений на этапе D_3 . Вполне возможно, что в дальнейшем его развитие было прекращено, а его положение нивелировано последующими деформациями. Выделение этого нарушения основано на явном несоответствии обнаруженных разновидностей пачек и слоев на юго-восточном борту массива Шо (непосредственно в краевой, обрывистой стенке) и центральной части восточной оконечности массива. Остальные разломы можно отнести к единой группе субмеридиональных (северо-восточных) сбросовых (возможно, сдвиго-сбросовых) разрывов с амплитудой до первых десятков метров, с наклонными сместителями. Нередко с ними связаны оперяющие субширотные сбросы со смещением до 5—7 м. Эти хрупкие деформации контролировали формирование зон гидротермально-метасоматического типа, сопровождались образованием кварцевых жил. Так, в западной оконечности массива зафиксирована зона дробления длиной около 200 м, шириной от 10 до 30 м, приуроченная к разлому субмеридионального простирания. Зона сложена крупнообломочными кварцевыми брекчиями с опаловидным цементом, включающими обломки халцедона различных цветов.

Этап деформаций D_6 соответствует неотектонической активизации региона, в ходе которого произошло активное воздымание территории массива Шо до нынешнего гипсометрического уровня и формирование современного рельефа.

Метаморфизм

К настоящему моменту имеющиеся геологические и петрографические данные позволяют с большой вероятностью предполагать наличие двух этапов метаморфизма (M_1 и M_2). Мощный региональный метаморфизм M_1 гранулитовой фации охватил весь описываемый район. Метаморфизм M_2 соответствует условиям амфиболитовой фации мигматитовой ступени и также затронул все породы геологического разреза, местами полностью стирая следы предыдущего этапа M_1 . Помимо регионального метаморфизма проявлен также флюидный силикатный метасоматоз, калиевый метасоматоз, выраженный в образовании порфиروبластов калиевого полевого шпата в линзовидно-полосчатых гнейсах. Кроме того, район был подвержен гранитизации, которая на описываемой территории развита неравномерно и, возможно, имела несколько разновозрастных этапов.

Этап M_1 соответствует тектоническим этапам деформаций D_{1-2} (возможно, частично D_3). Выделение этапа M_1 связано, в первую очередь, с наличием в различных породах района минеральных парагенезисов с ромбическим пироксеном — гиперстеном — минералом, являющимся критическим для гранулитовой фации. Характерными для пород гранулитовой фации являются и реликтовые ассоциации минералов, сохранившиеся в биотитовых, амфибол-биотитовых (\pm пироксен) гнейсах и мигматитах.

Этап M_2 соотносится с тектоническими этапами деформаций D_3 и D_4 . Все породы метаморфического и метаинтрузивного комплекса массива Шо испытали метаморфические преобразования этого этапа. Представляется вероятным, что первоначально гранулитовые парагенезисы были распространены в породах метаморфического комплекса всего массива. В дальнейшем на них наложились парагенезисы метаморфизма M_2 . При этом интенсивность события M_2 снижалась в направлении с северо-запада к юго-востоку (в современной ориентировке). Кроме того, метаморфизм, по всей видимости, имел регрессивный характер, с общим понижением температурного режима. С этим положением связывается и наличие относительно более низкотемпературных минеральных ассоциаций, развитие во

всех разновидностях метаморфических пород амфибола по пироксенам, хлоритизации клинопироксена и самого амфибола.

Заключение

В результате проведенных исследований в районе массив Шо — г. Джонс составлены геологические карты масштабов 1:25 000 и 1:200 000. Выявлены основные геологические структуры и породы их слагающие, основные геологические особенности объектов, их границ, взаимоотношения метаморфических и интрузивных комплексов. Нам представляется, что наиболее древними породами в районе являются ксеногенные пластовые тела и ксенолиты гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов среди биотитовых ортогнейсов (пачка 3). Вероятно, эти породы являются фрагментами древней рамы, испытавшей внедрение протолитов современных фельзитических гнейсов и меланократовых гнейсов. Горные породы изученного массива относятся к единой метаморфической толще и представляют собой один из ключевых районов с характерным строением, свойственным Ламбертскому комплексу.

Как указывалось ранее, в восточной части массива, где развиты породы группы меланократовых гнейсов, залегают и метаинтрузивные тела, в первую очередь группы метагабброидов. Это обстоятельство можно считать вполне закономерным, если предположить, что породы группы меланократовых гнейсов и группы метагабброидов исходно относятся к одной серии гипабиссальных интрузий, имеющей длительный, многофазный период формирования. Возможно, на фоне мощных метаморфических процессов продолжалось внедрение синтетектонических интрузий основного (и ультраосновного ?) состава. Базитовые тела начальных фаз магматического цикла могли окончательно потерять признаки интрузивного генезиса в результате двух этапов метаморфизма (M_1 и M_2), проявленных в регионе. Почти полная амфиболитизация пироксенов, различные стадии которой мы наблюдаем в метаморфических и метаинтрузивных породах, как раз является одним из таких процессов метаморфических изменений.

Главным итогом изучения этапов деформаций и, соответствующих им, геологических и морфологических особенностей пликтивных и дизъюктивных структур на массиве Шо, явилось, в первую очередь, выделение двух основных этапов — D_2 и D_3 . Формирование складчатостей в эти этапы было определяющим не только для массива Шо, но и для всего изучаемого района, включая горы Изабель, Джонс и нунатак

Ели. На основе проделанных полевых исследований в дальнейшем будет возможно провести детальное сравнение тектонических обстановок с другими районами гор Принс-Чарльз и другими самостоятельными геологическими едини-

цами Восточной Антарктиды. Это необходимо для понимания общей, региональной, геологической позиции изучаемого района, как части Ламбертского структурно-вещественного комплекса.

Список литературы

Иванов В.Л., Каменев Е.Н. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М., Недра, 1990.

Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеоиздат, 1972.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W. et al. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica// AGSO — Geoscience Australia Bulletin 247. 2001. P. 210.

Tingey, R.J.; & England, R.N. Geological work in Antarctica — 1972. Bureau of Mineral Resources, Australia, Record 1973/161.

Tingey, R.J., England, R.N. & Sheraton, J.W., Geological investigations in Antarctica 1973 — the southern Prince Charles Mountains. Bureau of Mineral Resources, Australia, Record 1981/43.

Экспедиционные работы в Охотском море по изучению скоплений газовых гидратов (проект ХАОС-2)

В рамках международного проекта CHAOS-II, являющегося продолжением работ по проекту CHAOS, в мае—июне 2005 г. были продолжены экспедиционные исследования в СВ побережье острова Сахалин (Охотское море) — 36 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев» ДВО РАН (Владивосток). Инициаторами продолжения работ в 2005 г. являлись ВНИИОкеангеология (Санкт-Петербург), ТОИ ДВО РАН (Владивосток), КОПРИ (Ансан, Корея) и КИТ (Китаи, Япония).

Как и в 2003 г., работы были направлены на изучение процессов газогидратообразования в очагах разгрузки газа в этом районе. В результате проведенных исследований были обнаружены, закартированы и опробованы новые поля разгрузки флюидов на дне. Выполнен комплекс работ, включавший высокочастотное эхолотирование (20 кГц), сейсмоакустическое профилирование (комплекс ВНИИОкеангеология «СОНИК-4», спаркер 2200 Дж, диапазон рабочих частот 150—1500 Гц), грунтовый проботбор (гидравлическая и ударная трубки длиной 6,5 и 7 м) и набортные гидрогеохимические исследования. Работы проводились в двух районах: в побережье острова Сахалин на северо-западном участке впадины Дерюгина на глубинах воды 300—1100 м и в районе разлома Лаврентьева.

СЗ часть впадины Дерюгина. Этот район, в котором широко известны признаки фокусированной разгрузки флюидов на дне, неоднократно исследовался в нескольких экспедициях по изучению процессов газогидратообразования на континентальном склоне северо-западного сектора Охотского моря (рис. 1). Наиболее впечатляющие газогидратопоявления в этом районе были выявлены в 31 и 32 экспедициях НИС «Академик Лаврентьев» в 2003 г. и НИС «ZONNE» в 2004 г. Три новых скопления газовых гидратов в очагах разгрузки флюидов, названные Хаос, Ки-

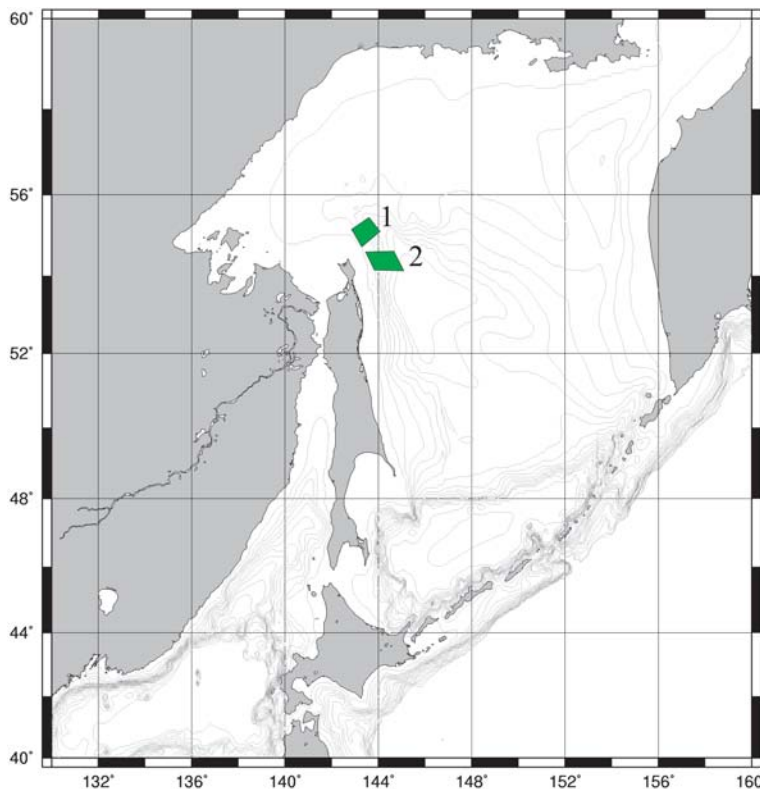


Рис. 1. Район исследований в Охотском море.

тами и Иероглиф были обнаружены в ходе экспедиции 2003 г. Интересная структура была обнаружена в северной части этого района в ходе экспедиции НИС «ZONNE»: каньон с глубинами более 100 м, простирающийся с востока на запад. Глубина воды в районе исследований достигает отметки 920 м (в восточной части каньона) и уменьшается по направлению к западной границе исследованной области. В ходе экспедиции LV36 в 2005 г. в этом каньоне также был обнаружен очаг разгрузки газа, названный «ВНИИ-Океангеология».

Профили сейсмоакустического профилирования на полигоне №1 прокладывались через структуры разгрузки флюидов, обнаруженные при площадной съемке гидролокатора бокового обзора, выполненной в течение рейса №31 НИС «М.А. Лаврентьев» в 2003 г.

На сейсмоакустической записи отчетливо видна сетка разрывных нарушений, являющихся, по всей видимости, флюидопроводниками.

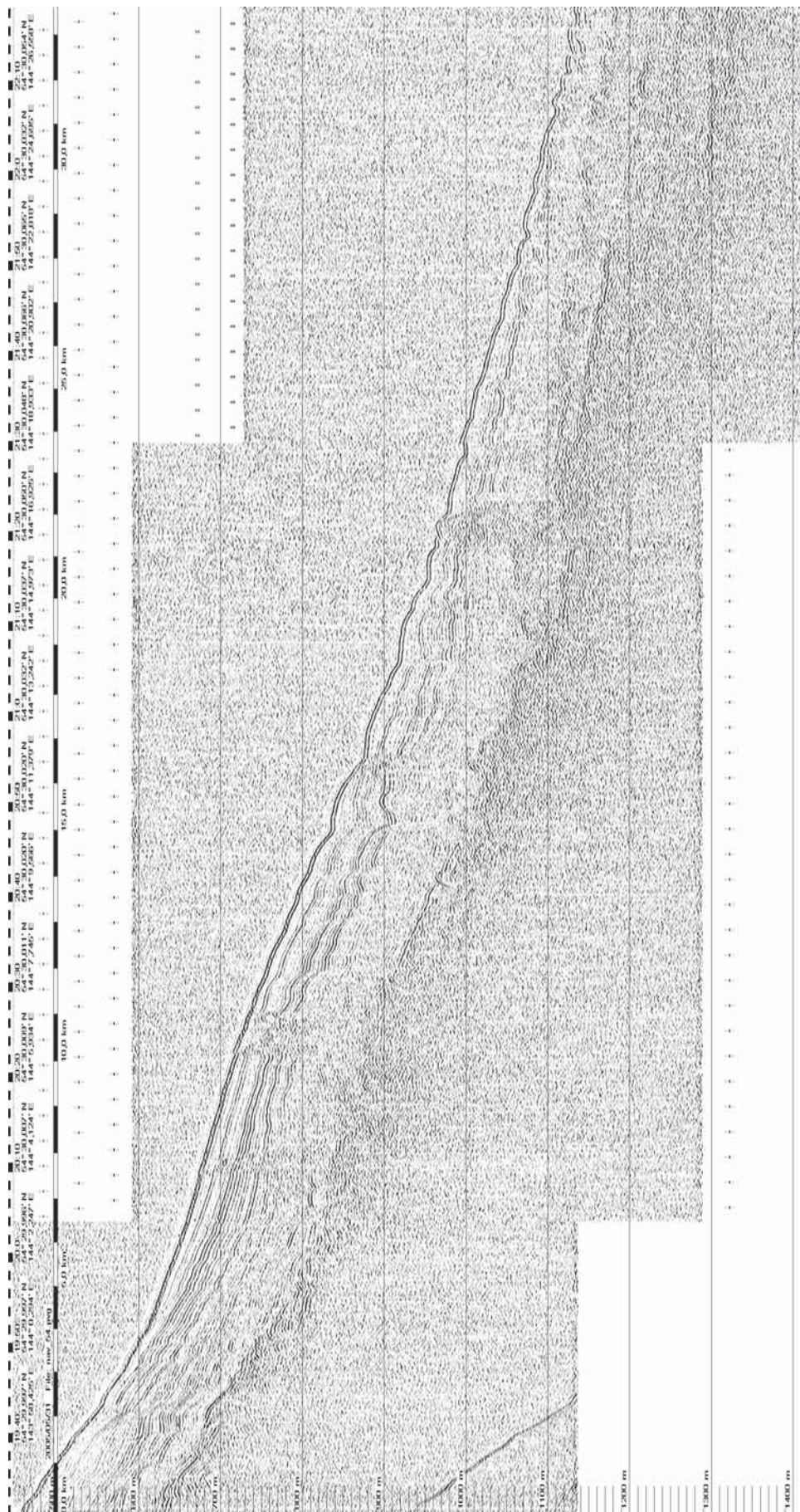


Рис. 2. Фрагмент сейсмоакустического профиля LV36-54 на полигоне №1 через структуры «ПОИ», «КОПРИ», «Китами» и «Хаос».

На рис. 2 показан фрагмент сейсмоакустического профиля LV36-54 через газогидратоносные структуры «ПОИ», «КОПРИ», «Китами» и «Хаос». На участках профиля, соответствующих расположению этих структур, отчетливо видны следы миграции флюидов через осадочную толщу по ослабленным зонам. Они выражены в виде амплитудных аномалий: тусклыми пятнами и вертикальными зонами хаотических отражений. Интерпретационная схема этого разреза показана на рис. 3. На схеме видно, что наиболее интенсивная сетка разрывных нарушений наблюдается в пределах очага разгрузки флюидов Хаос, по всей видимости, приуроченного к более крупной флекуре. Следует также отметить, что ослабленные зоны характерны для всего изученного района, но в меньшей степени интенсивности распространены на участках между очагами разгрузки. По всей вероятности, очаги разгрузки флюидов соответствуют узловым зонам пересечения более крупных нарушений. Несмотря на то, что изученные отложения в этом районе в целом характеризуются присутствием значительного количества газа, образование гидратов идет именно в областях концентрированной разгрузки флюидов. Этот факт объясняется недонасыщенностью газом поровых вод, в условиях которой газогидратообразования не происходит.

Присутствие на записи акустических аномалий типа «яркое пятно», по всей вероятности,

свидетельствует о наличии свободного газа в поровом пространстве отложений. Наличие большого количества разрывных нарушений не позволяет проследить акустическую аномалию типа «BSR» (горизонт, имитирующий дно), в то же время, отдельные участки характеризуются аномалиями, параллельными дну и находящимися на поддонной глубине, близкой к подошве стабильности газовых гидратов. Эти сейсмоакустические отражения требуют дополнительной интерпретации.

В ходе экспедиции LV36 в прибрежье о. Сахалин выявлено четыре новых скопления газовых гидратов, приуроченных к очагам разгрузки флюидов (рис. 4).

Три из них были выявлены впервые и названы КОПРИ (KOPRI), ТОИ (TOI) и ВНИИОкеангеология (VNIIOkeangeologia) в честь институтов-участников проекта (рис. 5).

Структура КОПРИ была изучена наиболее подробно. В пределах этого очага разгрузки флюидов (KOPRI, глубина воды около 720 м) было выполнено шесть грунтовых станций LV36-10Н, LV36-15Н, LV36-39Н, LV36-41Н, LV36-44Н и LV36-58Н; в кернах трех из них (LV36-15Н, LV36-39Н и LV36-41Н) были обнаружены газовые гидраты.

Наиболее мощный слой газовых гидратов (мощностью до 35 см) был вскрыт грунтовой станцией LV36-39Н в интервале поддонных глу-

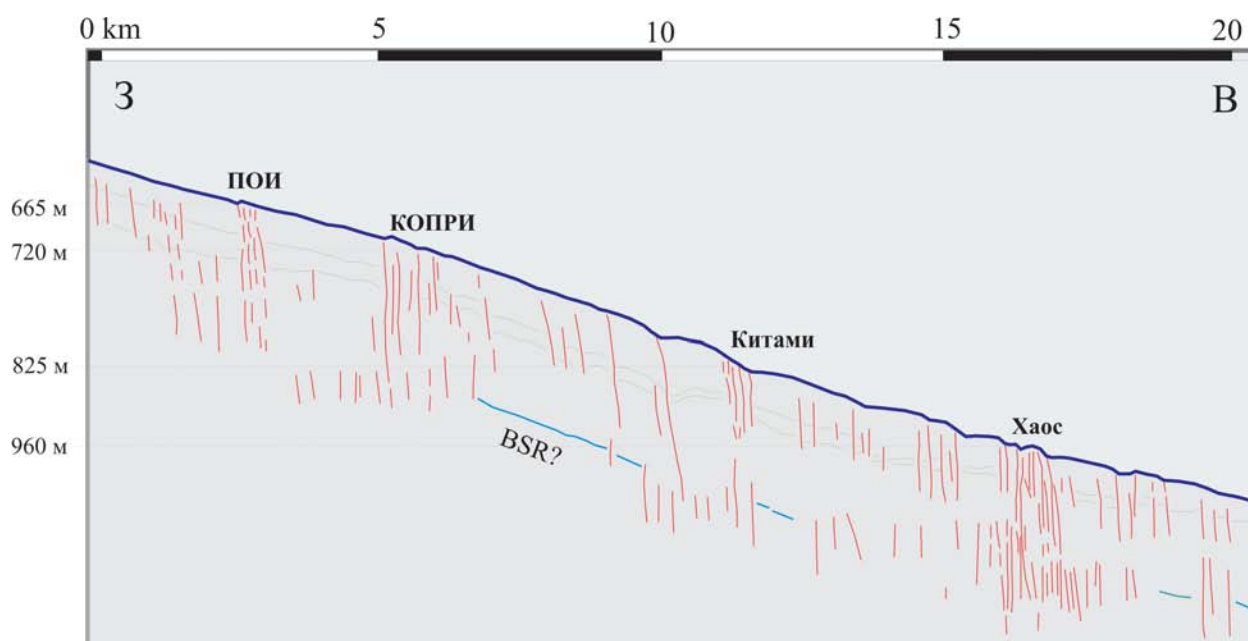


Рис. 3. Схематическая интерпретация фрагмента сейсмоакустического профиля LV36-54 через структуры «ПОИ», «КОПРИ», «Китами» и «Хаос».

Красным цветом показаны основные разрывные нарушения, зеленым — некоторые направления осадочной слоистости, синим — возможный BSR («Горизонт, имитирующий дно»).

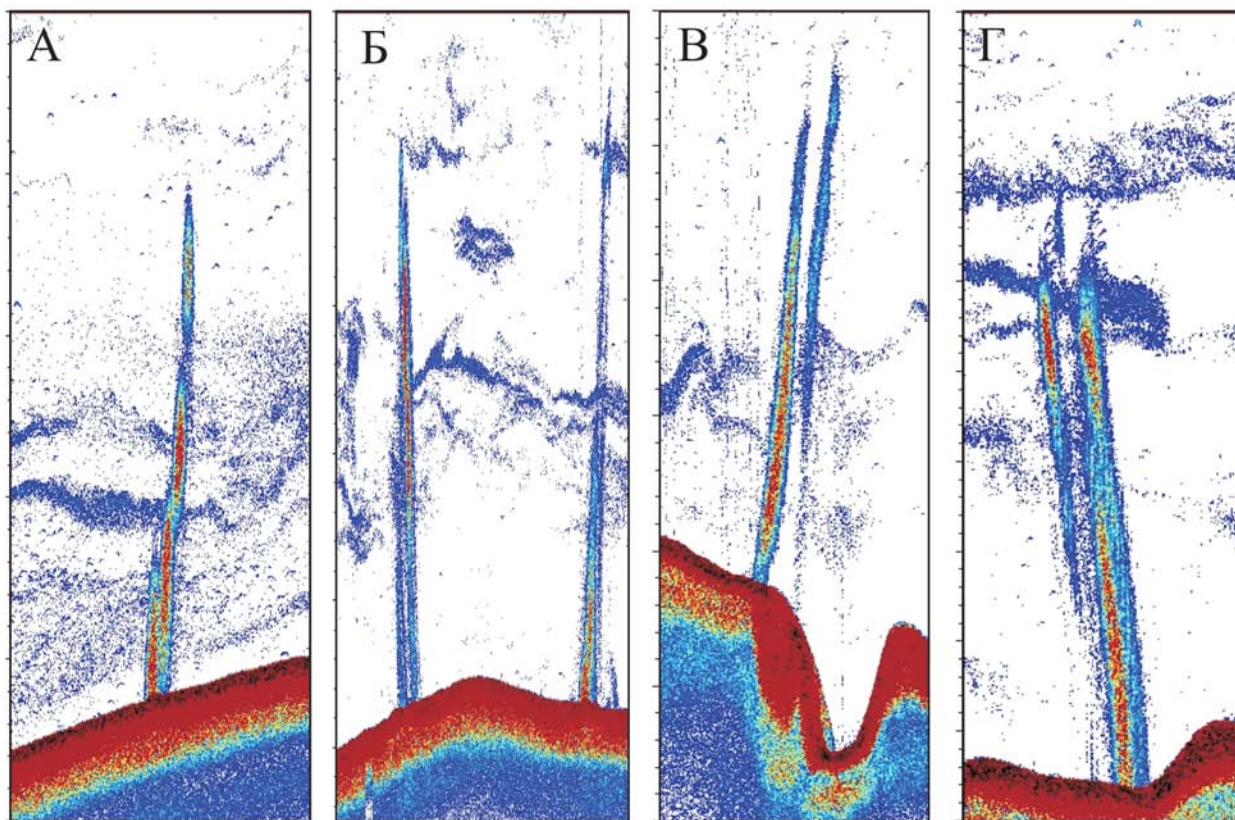


Рис. 4. Газовые факелы в водной толще на записи эхолота, структуры КОПРИ (А), ПОИ (Б), ВНИИОкеангеология (В) и КИТ (Г).



Рис. 5. Скопления газовых гидратов в очагах разгрузки флюидов в прибрежье СВ части о. Сахалин (Охотское море).

бин 48—82 см, при общей длине керна 120 см (рис. 6). Газогидратоносный интервал 48—74 см представлял собой снежно-белый мономинеральный агрегат газовых гидратов, очень плотный, хрупкий на излом (содержание газовых гидратов 100%). Нижележащий интервал 74—82 см представлял собой смерзшийся осадок, тонко переслаивающийся с агрегатами газовых гидратов (визуальное содержание гидратов в интервале 60—70%). Ниже по разрезу керна отмечены отдельные субгоризонтальные прослойки газовых гидратов мощностью 0,2—1 см, в забойной части переходящие в линзы и включения газовых гидратов до 0,5 см толщиной.

Газовые гидраты были также обнаружены в кернах грунтовой станции LV36-15Н, начиная с поддонных глубин 40 см вплоть до забоя (общая мощность вскрытых отложений 175 см). Газогидратопроявления в этом кернах представлены как отдельными слоями мощностью от 0,7 до



Рис. 6. Мощный слой газовых гидратов в интервале керна 48—82 см, станция LV36-39Н (очаг разгрузки газа КОПРИ).

15 см, субгоризонтальными, реже секущими наклонными (мощностью до 1 см), линзами толщиной 1—2 см и отдельными включениями 0,2—0,7 см в диаметре. В интервале керна 95—110 см наблюдался наиболее мощный из вскрытых газогидратных слоев, представленный, также как и в керне LV36-39Н, мономинеральным агрегатом газовых гидратов с объемным содержанием гидрата до 100%. В целом, текстуру вскрытых газогидратоносных отложений можно охарактеризовать как линзовидно-слоистую.

Газовые гидраты в керне LV36-41Н (выход керна 294 см) обнаружены, начиная с поддонных глубин менее полуметра (46 см) и до глубины 195 см. По всему газогидратосодержащему интервалу отмечаются как изогнутые наклонные прослои газовых гидратов мощностью 0,5—2 см, так и линзы газовых гидратов необычной формы (0,5—4 см толщиной).

Структура ПОИ (глубина воды около 665 м). На расстоянии около пяти километров к западу от очага разгрузки КОПРИ было обнаружено скопление газовых гидратов, приуроченное к другому очагу разгрузки газа, названное ПОИ (РОИ). В пределах структуры ПОИ было выполнено две станции грунтового пробоотбора, LV36-55Н и LV36-57Н. Отложения обоих кернов содержали газовые гидраты.

В отложениях, вскрытых на станции LV36-55Н (выход керна 310 см), газогидратоносным являлся интервал

поддонных глубин 185—310 см. Гидраты представлены тонкими субгоризонтальными, изогнутыми и секущими осадочную слоистость прослоями мощностью до 1 см.

Газовые гидраты в керне LV36-57Н также отмечены в нижней части вскрытого разреза, начиная с поддонной глубины 230 см вплоть до забоя (332 см). Гидраты наблюдались в виде относительно маломощных (до 1,5 см) слоев. Выявлена прямая, косая и перевернутая гидратообусловленная слоистость.

Структура ВНИИОкеангеология (глубина воды около 720 м) была выявлена к северо-западу от большинства обнаруженных ранее в этом районе очагов разгрузки флюидов. В плане ВНИИОкеангеология представляет собой уступ на северном

склоне каньона с глубинами бортов более 100 м, простирающегося с запада на восток. Газовые гидраты в отложениях структуры ВНИИОкеангеология были вскрыты грунтовой станцией LV36-59Н. Мощность вскрытых отложений составляла 110 см, гидраты наблюдались, начиная с поддонной глубины 70 см вплоть до забоя. В отличие от большинства описанных в этом районе газогидратопоявлений, возраст вмещающих гидраты отложений здесь, по всей видимости, древнее голоценового. Отложения отличаются большим количеством грубозернистого материала, что подтверждает осадочную природу кань-



Рис. 7. Волнисто-субвертикальная гидратообусловленная текстура отложений, станция LV36-59Н (очаг разгрузки газа ВНИИОкеангеология).

она. Спецификой вмещающих гидраты отложений, судя по всему, и объясняется их необычная гидратообусловленная текстура — волнисто-субвертикальная (рис. 7).

Структура Гизелла. Из двух кернов грунтовых станций, LV36-61Н и LV36-64Н, отобранных в пределах уже известного очага разгрузки газа Гизелла (Gisella, Biebow et al., 1999), один (LV36-61Н) оказался газогидратоносным. Особенностью этого гидратопроявления является его мелководность, глубина воды в месте пробоотбора не превышала 390 м. Гидраты наблюдались в виде тонких (менее 0,7 см) слоев, в призабойном участке керна (в интервале поддонных глубин 50—66 см), субгоризонтальных и секущих, наклонных.

Район разлома Лаврентьева. Второй район, изученный в ходе экспедиции, был описан ранее в рейсах по программе КОМЕХ. Этот район характеризуется сложным тектоническим строением, наиболее крупный из эскарпов, простирающийся в направлении СЗ—ЮВ приурочен к так называемому разлому Лаврентьева. Район носит название этого разрывного нарушения (район разлома Лаврентьева).

Профили сейсмоакустического профилирования на полигоне №2 прокладывались с учетом широкого развития в этом районе крупных разрывных нарушений, крупнейший из которых

носит название разлом Лаврентьева, обнаруженный в результате геолого-геофизических исследований по программе КОМЕХ. Большинство сейсмоакустических профилей располагалось вкрест распространения разломных зон. Обнаруженные разрывные нарушения, в большинстве своем являются разломами сбросового типа, к участкам их выхода на дно приурочены очаги разгрузки флюидов, отмеченные аномалиями типа «факел» на записи эхолота.

На рис. 8 показан фрагмент сейсмоакустического профиля LV36-81, а на рис. 9 его схематическая интерпретация. На сейсмоакустическом профиле (в правой части) наблюдается ряд ступенчатых сбросовых нарушений, в то время как в правой части выявлена крупная структура, характеризующаяся двумя поднятиями в рельефе с превышением над дном более 80 м. Диаметр этой структуры составляет около 5 км. Особенностью сейсмоакустического разреза через эту структуру является наличие в толще вертикальной зоны хаотических отражений. Все это позволяет сделать предположение о том, что это грязевой вулкан или глиняный диапир.

В данном районе было выполнено восемь станций грунтового пробоотбора. Керны двух грунтовых станций, LV36-72Н и LV36-74Н, содержали газовые гидраты.

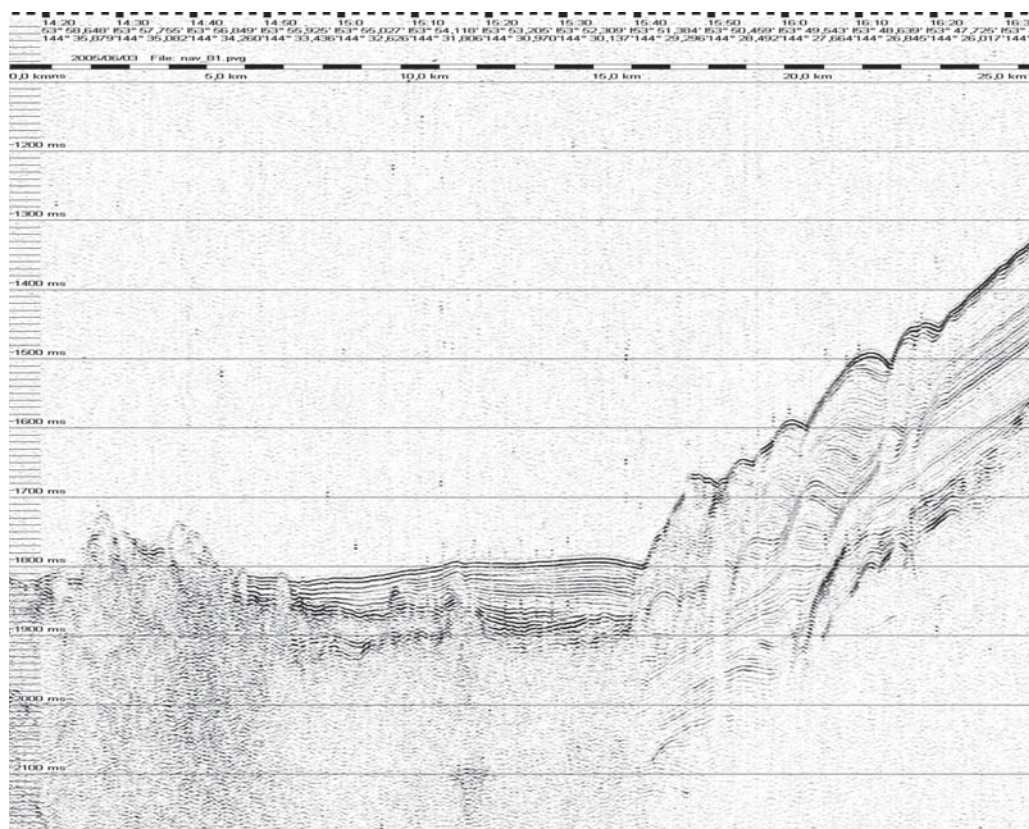


Рис. 8. Фрагмент сейсмоакустического профиля LV36-81 на полигоне №2.

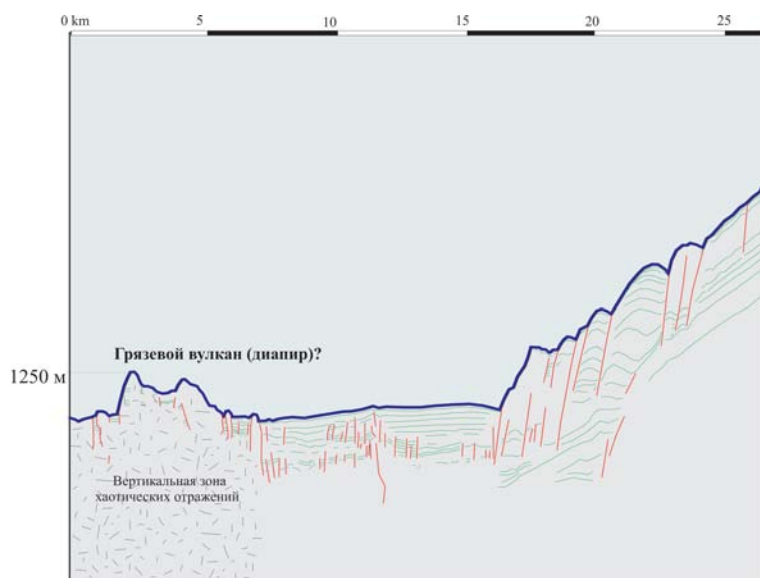


Рис. 9. Схематическая интерпретация фрагмента сейсмоакустического профиля LV36-81.

Красным цветом показаны основные разрывные нарушения, зеленым — некоторые направления осадочной слоистости.

Структура КИТ. Станция LV36-72Н была выполнена в пределах структуры КИТ (КИТ), находящейся на глубине воды около 630 м. Газогидратопроявления в керне LV36-72Н отмечены, начиная с поддонной глубины 140 см, и представлены слоями и линзами мощностью до 1 см. В нижней части керна, в интервале поддонных глубин 190—306 см, газовых гидратов обнаружено не было.

Структура Данжен. Очаг разгрузки газа Данжен (Dungeon, название было дано в честь лаборатории геологии газовых гидратов, ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург) был обнаружен в районе разлома Лаврентьева на глубине воды 385 м. Грунтовая станция LV36-74Н вскрыла газовые гидраты. Мощность вскрытых отложений составляла 100 см; газовые гидраты наблюдались, начиная с поддонной глубины 38 см вплоть до забоя.

Интервал керна 40—68 см представлял собой массивный плотный слой газовых гидратов (рис. 10), который при разрезании оказался переслаиванием тонких изогнутых, субпараллельных и реже секущих слоев газовых гидратов 0,5—10 мм толщиной, цементирующих смерзшуюся осадочную массу (рис. 11). Содержание газовых гидратов в интервале составило 50—60%. На горизонте 38 см наблюдался субгоризонтальный слой

газовых гидратов мощностью более 1 см. Интервал керна 68—100 см представлен тонким переслаиванием линз, включений и слоев газовых гидратов с вмещающим осадком, содержание газовых гидратов в интервале составило 30—35%.

Результаты экспедиционных исследований 2005 г., проходивших в рамках проекта ХАОС-2 в Охотском море, показали наличие значительного количества новых скоплений газовых гидратов, связанных с фокусированной разгрузкой флюидов в этом районе. В частности, обнаружены новые скопления газовых гидратов на участке, расположенном в 35 км к северу от полигона, изученного в рейсах LV31 и LV32, а также в 45 км к югу, в районе разлома Лаврентьева. Скопления газовых гидратов выявлены не только в осадках голоценового возраста, но впервые также и в более древ-

них отложениях, предположительно плейстоценовых. Обнаружены мощные газогидратоносные горизонты (до 35 см) с объемным содержанием газовых гидратов в них до 100%. Такие мощные газогидратопроявления в этом районе Мирового океана описаны впервые. Наименьшими глубинами океана, на которых были ранее обнаружены газовые гидраты в придонных отложениях, считались 480 м (Каспийское море) и 530 м (Мексиканский залив). Область распространения скоплений газовых гидратов в долгоживущих очагах Охотского моря значительно рас-



Рис. 10. Газогидратоносный интервал керна 40-68 см, станция LV36-74Н (очаг разгрузки газа Данжен).



Рис. 11. Газогидратоносный интервал
керна 40—68 см, станция LV36-74Н,
после разрезания.

ширена (по сравнению с данными 2003 г.) не только в географическом плане, но и по глубине воды, на которой были выявлены такие скопления (385 и 390 м). Обнаружение самых мелко-

водных скоплений газовых гидратов позволит существенно снизить затраты на разработку и эксплуатацию залежей углеводородных газов, находящихся в газогидратной форме.

Результаты 26 рейса НИС «Профессор Логачев» в район 13°с.ш. Северо-Атлантического хребта

В I и II квартале 2005 г. группа сотрудников отдела геологии и минеральных ресурсов океана ВНИИОкеангеология участвовала в экспедиционных работах (26 рейс) НИС «Профессор Логачев» (ПМГРЭ) (рис. 1). В состав группы входили пять специалистов: зав. сектором, к.т.н. *С.И. Петухов* — геодинамический анализ рельефа дна; ст. научный сотрудник, к.г.-м.н. *Е.А. Попова* — литолог-геохимик; ст. научный сотрудник, к.г.-м.н. *И.В. Егоров* — линейный анализ рельефа дна, геоморфология и интерпретация результатов лоатора бокового обзора; научный сотрудник *Т.А. Семкова* — минералог-геохимик; инженер I категории *Д.В. Каминский* —

гидрохимические и гидрофизические исследования водной толщи. С группой тесно контактировал сотрудник отдела стратиграфии, старший научный сотрудник, к.г.-м.н. *В.В. Шилов* — литостратиграфические исследования.

Район работ 26 рейса НИС «Профессор Логачев» (ПМГРЭ) — полигон 13°с.ш. в осевой зоне Северо-Атлантического хребта (САХ), где в 2003 г. совместными усилиями геологов Полярной экспедиции (г. Ломоносов) и геологов ВНИИОкеангеология был открыт новый объект ГПС, впервые в западном борту осевой рифтовой долины, на 12°58'с.ш., получивший позднее название «Ашадзе-1».

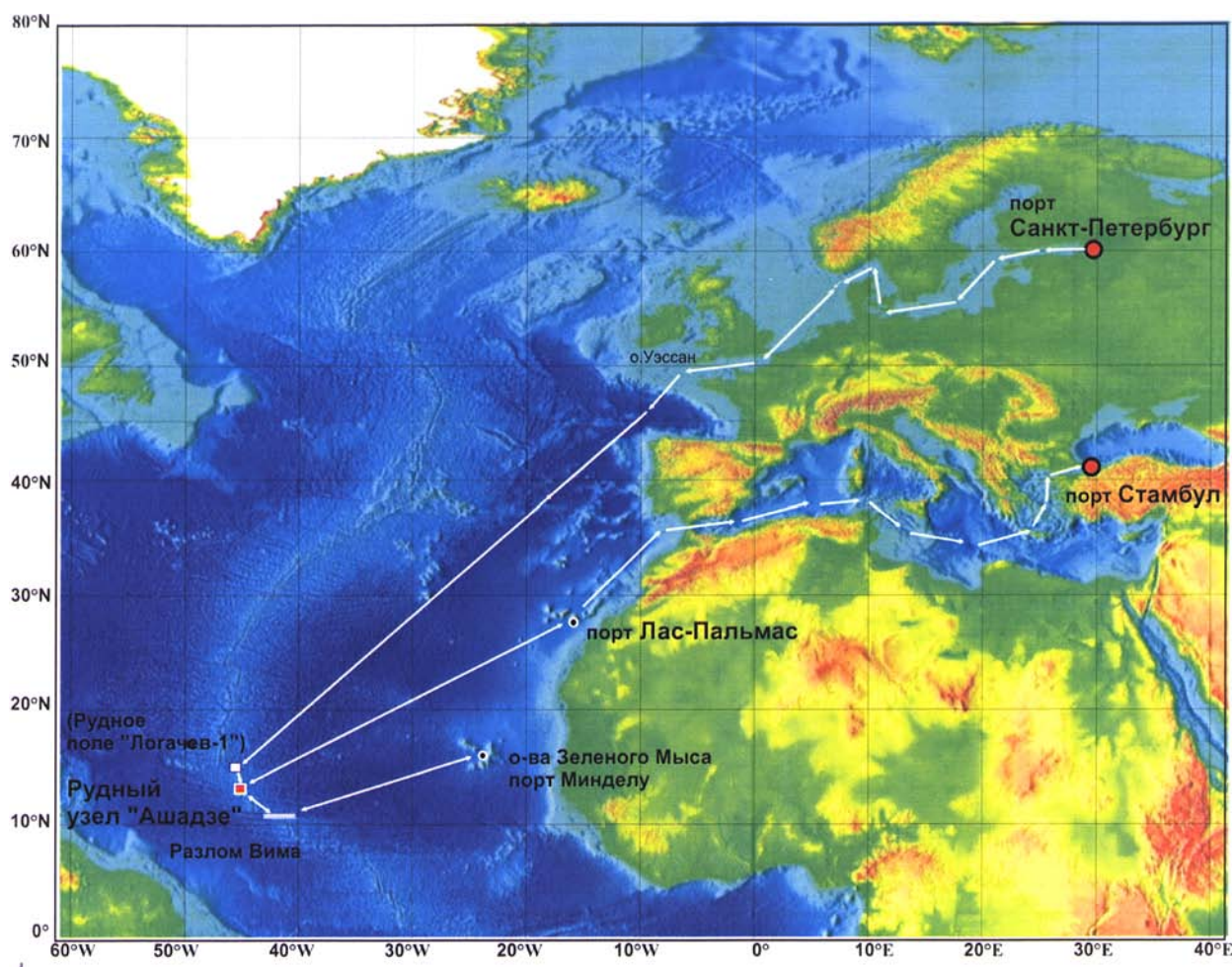
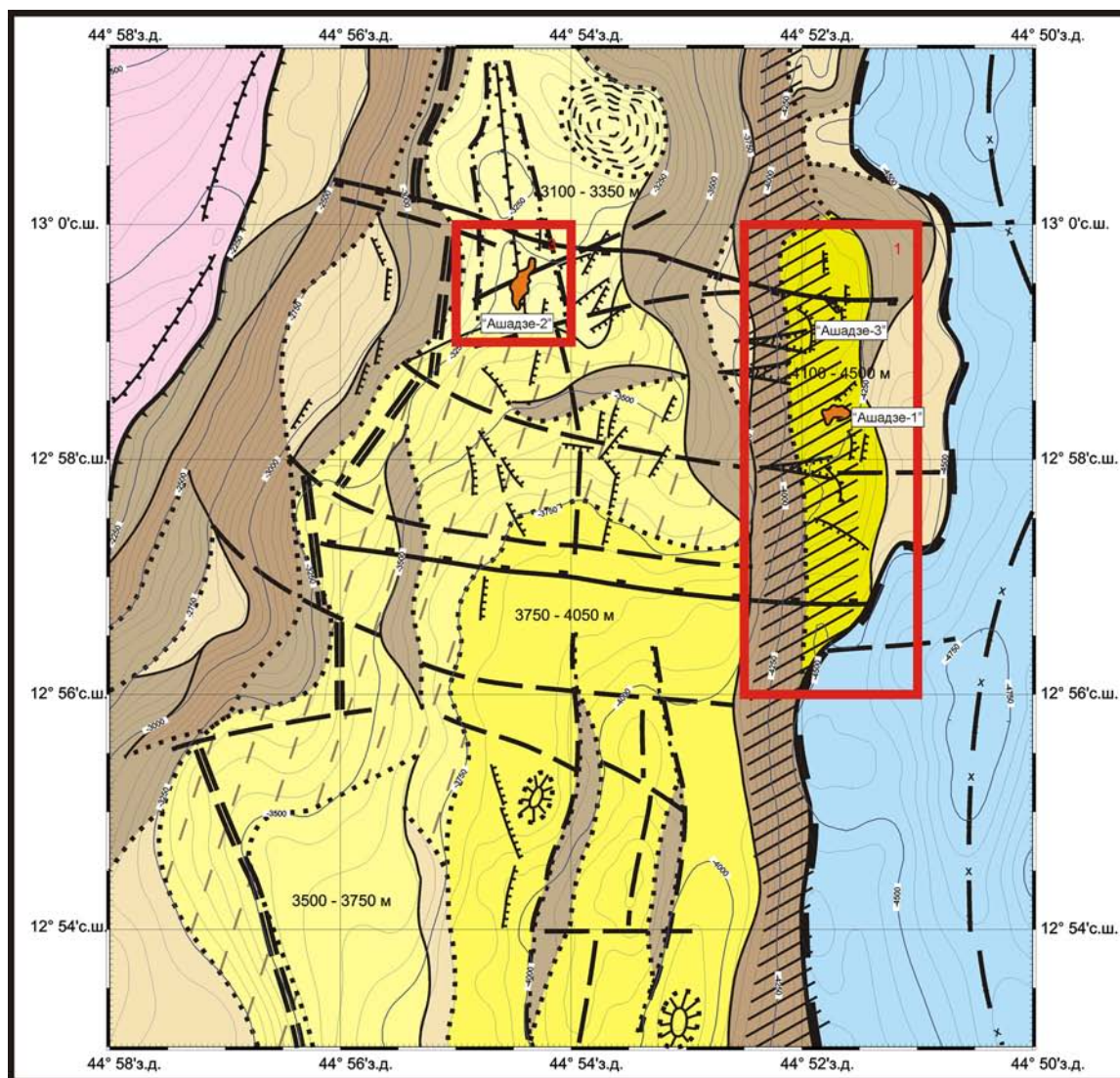


Рис. 1. Схема рейса № 26 НИС «Профессор Логачев» по программе ГПС (январь—июнь 2005 г.).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Рифтовые горы	Линейно ориентированные формы рельефа установленные по данным батиметрии и ГБО МАК	Граница рифтовой долины (бровка склона)
Днище рифтовой долины	Гряды	Граница дна рифтовой долины
Борт рифтовой долины	Крупные ложбины - грабены	Зона активных тектонических деформаций (дробления, трещиноватости)
Тектонические ступени - террасы	Узкие ложбины и трог склонов по данным профилеграфа ГБО МАК	Бровки поверхностей (выпуклые перегибы)
Геоморфологические уровни в метрах	Ось дна долины	Тыловые швы террас, подножия склонов (вогнутые перегибы)
3100 - 3350	Пологие вулканические холмы	Границы участков работ и их номера
3500 - 3750	Локальное поднятие неясного генезиса	Выявленные рудные поля и рудопроявления
3750 - 4050	Тектонические нарушения установленные по данным батиметрии, ГБО МАК и донного опробования	Изобаты (сечение 50 м)
4100 - 4500	Зона краевого разлома (вертикальные перемещения)	
Наклонные поверхности: 3350 - 3800 м	Крупноамплитудные разломы (преимущественно сбросы)	
Склоны (крутизна в °)	Малоамплитудные тектонические нарушения (сдвиги, сбросы)	
10 - 15		
15 - 20		
20 - 35		

Рис.2. Рудный узел 13°с.ш.

Предварительная схематическая геоморфологическая карта (ПМГРЭ, 2005).

В 2005 г. в районе этого рудного образования проводились поисковые работы (I этап) на глауководные сульфиды с целью выявления новых крупных скоплений ГПС в интервале $12^{\circ}53' - 13^{\circ}02' \text{с.ш.}$ (рис. 2). Итогом этих исследований стало открытие двух новых рудопоявлений ГПС: «Ашадзе-2» и «Ашадзе-3», объединенных вместе с рудопоявлением «Ашадзе-1» в единый одноименный рудный узел (ПМГРЭ, 2005 г.).

Комплекс геолого-геофизических методов, используемых в 26 рейсе НИС «Профессор Логачев» (2005 г.) включал *донный пробоотбор* скальными драгами, пробоотборниками типа КП (коробчатыми) и телегрейфером ТВГ; гидрофизическое зондирование с отбором гидрохимических проб; геоакустическое профилирование ГБО «МАК»; телевизионное профилирование комплексом «Абиссаль»; опытные работы виброустановкой ДИП «ОКЕАН» и ГБУ ДИП «ОКЕАН»; отбор и обработку геологических проб (шлиховых, геохимических, рядовых и технологических проб ГПС). Проводился набортный шлихо-минералогический анализ и атомно-абсорбционный анализ гидрохимических проб воды.

Группа геофизиков СЕВМОРГЕО проводила опытно-методические работы с АПК «Рифт-3» в модификации ЕП и ВЭЗ-диполь.

Сотрудники ВНИИОкеангеология несли в рейсе две нагрузки: во первых, принимали участие в текущих геолого-геофизических работах на борту НИС «Профессор Логачев» наравне с геологами Океанской партии ПМГРЭ; решали конкретные задачи, связанные с научными исследованиями по тематическому плану ВНИИОкеангеология, в первую очередь по объекту 136 «Разработка новых поисковых критериев выявления промышленно значимых сульфидных объектов в пределах САХ ($0^{\circ} - 40^{\circ} \text{с.ш.}$)». Вторая нагрузка включала разработку методики и технологии использования геодинамических, линеаментных и минералого-геохимических критериев выявления перспективных рудоносных площадей. В их задачу входил отбор дубликатов проб воды, донных осадков, гидротермальных корок, плутонических пород, различных типов руд ГПС с целью последующего изучения по тематическим программам; построение схем и карт на основе результатов геологического отбора, гидрохимического изучения водной толщи, наблюдений с ГБО и телепрофилографом; сопоставление результатов электроразведочных работ АПК «Рифт-3» с геологическими данными.

Ниже приводятся краткие результаты участия сотрудников ВНИИОкеангеология в экспедиционных работах в 26 рейсе НИС «Профессор Логачев».

Блоковая структура района 13°с.ш. САХ

Блочное строение выявляется на основе анализа батиметрических карт океанического дна.

Методика основана на представлении о различной интенсивности вертикальных движений блоков по системе разновозрастных разломов различной глубины заложения. Считается, что любые горизонтальные перемещения блоков находят отражение в его вертикальном перемещении. По некоторым из них происходят современные движения земной коры.

Главным элементом блочной структуры является блок, обособляемый по унифицированному комплексу признаков. За блок принимается участок земной коры, имеющий относительно одинаковые поля гипсометрических (батиметрических) отметок. Границами блока являются линейные дислокации, выявленные по набору индикационных признаков. Положение разломов фиксируется не сплошной линией, а отдельными их индикаторами, которые иногда находятся на значительном расстоянии друг от друга. Участок разлома, расположенный между индикаторами рельефа может оказаться наиболее активным. Вдоль этих линий предполагается наличие тектонически напряженных зон, на отдельных участках которых частично произошла разгрузка (на фрагментарных участках, выделяемых по рельефу). Индикационными признаками разломов, ограничивающих блоки, служат: участки линейно вытянутых изобат, характеризующих уступы; цепочки локальных погружений, подножия хребтов; цепи подводных гор, днища впадин, участки океанических плато; характерные особенности конфигурации изобат.

Наиболее достоверными считаются те блоки, которые разграничены линиями разломов, проведенных по различным признакам. Всей поверхности блока приписывают условную отметку наиболее глубинного в его пределах участка. Тем самым, как бы отражается первичная форма рельефа, наиболее близко соответствующая строению фундамента

Основные результаты

Для построения схем блокового строения района $12^{\circ}48' - 13^{\circ}03' \text{с.ш.}$ САХ и поля «Ашадзе-1» были использованы данные промеров НИС «Профессор Логачев», рейс 26, 2005 г.

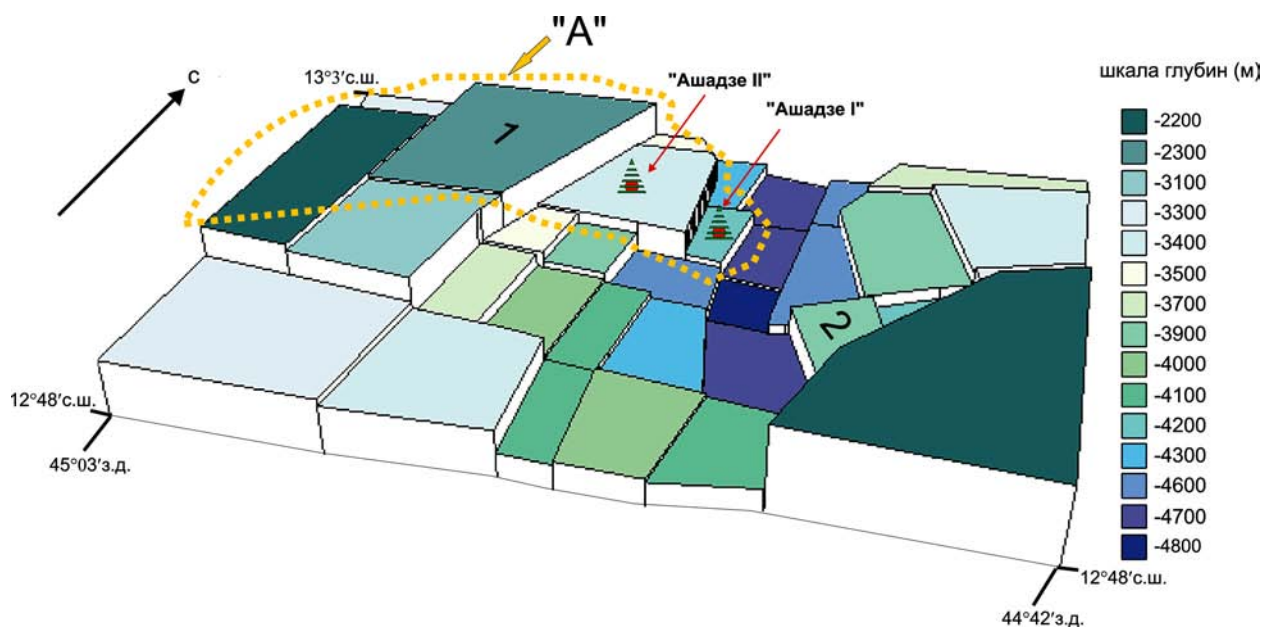


Рис.3. 3D схема блокового строения участка САХ (район 13° с.ш.).

Несмотря на некоторую неоднозначность данных промера, эти данные все же отражают, на наш взгляд, общую картину строения рельефа.

На рис. 3 представлена генерализованная схема блокового строения участка 13° с.ш. САХ. Выделяется протяженная, возвышающаяся на общем плане, ступенчатая структура «А». В ней располагаются оба обнаруженных на данный момент рудных поля: «Ашадзе-1» и «Ашадзе-2». Возможно, что кроме этих полей в границах этой

структуры будут найдены и другие рудопоявления, например, в блоке «1». Но это пока в области предположений и требует дальнейшего изучения. Во всяком случае, определенные аналогии рассматриваемой структуры со структурой «эталонного» рудного узла «Логачев» прослеживаются. Что касается восточного борта, то представляет интерес блок «2» в районе горы Ферсмана.

На рис. 4 приведена более детальная схема блокового строения ранее выделенной струк-

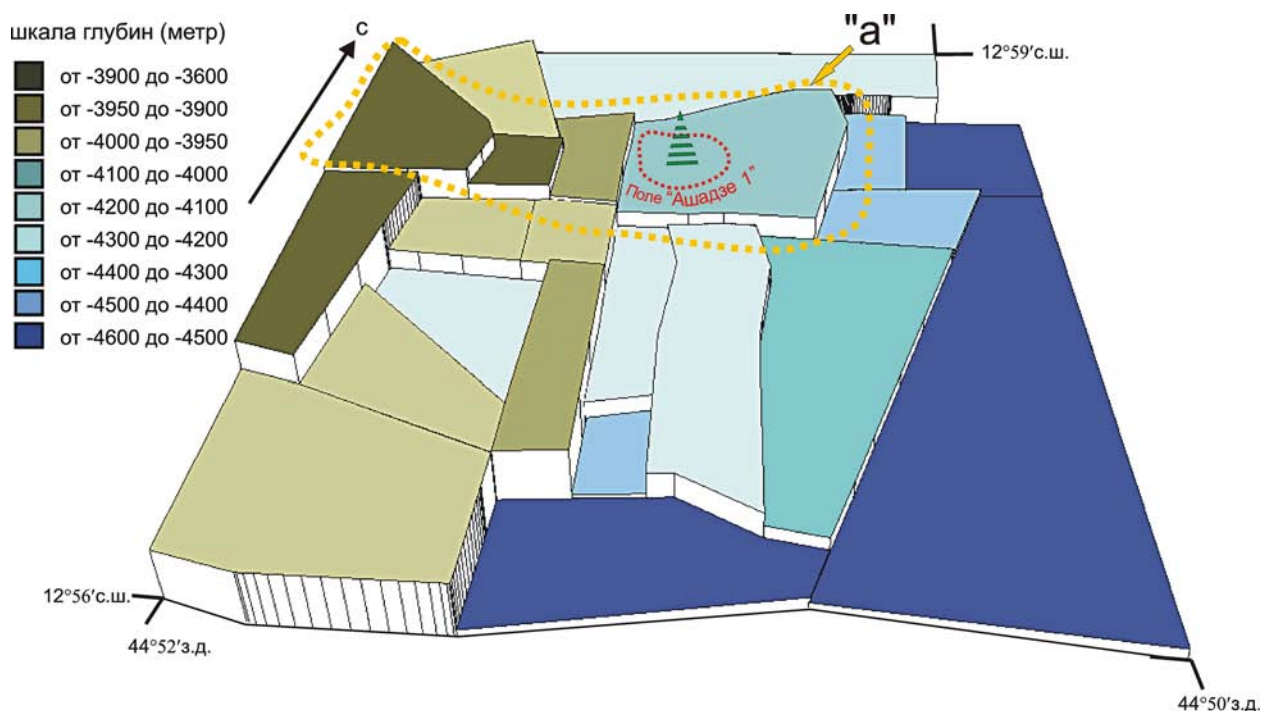


Рис.4. 3D схема блокового строения участка САХ (район 13° с.ш., поле «Ашадзе I»).

ры для района поля «Ашадзе-1». Являясь частью глобальной структуры, она, в свою очередь, создает блоковый ансамбль, который в уменьшенном виде повторяет ее очертания. Выделяемая при этом структура «а» также имеет ступенчатое строение и возвышается в плане, что, возможно, говорит о продолжении действия геодинамического режима, создавшего структуру «А» и на современном этапе развития региона.

Анализ общей схемы блокового строения региона показывает, что участки к северу и югу от структуры «А» сформировались при иных геодинамических условиях, и находки крупных рудопоявлений здесь проблематичны, но это только самые предварительные выводы.

В заключение следует отметить, что геометризация рельефа с построением блоковых структур напрямую зависит от батиметрических данных и поэтому только при качественной батиметрии можно делать окончательные выводы и рекомендации.

Структурно-тектонические особенности рудного узла «Ашадзе»

При изучении структурно-тектонических условий размещения объектов гидротермальной деятельности и ГПС в районе 12°—13°с.ш. применялся новый подход. Проводилась совместная интерпретация результатов сонарной съемки (выделялись микроформы рельефа дна, участки выходов коренных пород и поля распространения осадков, элементы линейности и геоблокового строения) и батиметрической карты, на основе эхолотных данных, полученных непосредственно в рейсе. Это новое направление позволяет увязать морфоструктурные элементы и рельеф прямо в ходе работ с повышенной точностью. Само направление таких исследований имеет перспективы быть еще одним новым поисковым методом.

Поиск дополнительных возможностей работы с результатами съемки ГБО, представляющими собой достаточно специфичный материал, привел к следующим результатам.

В первую очередь следует отметить, что при точной привязке схем по координатной сети существует возможность дополнительной корректуры монтажа по элементам рельефа. В процессе съемки ГБО присутствует значительное количество факторов, приводящее к масштабным искажениям получаемого изображения: непостоянная высота аппарата над исследуемой поверхностью, нестабильность буксировки аппарата, «рыскание» аппарата, общий наклон дна (в дан-

ном случае — характер «мезорельефа») и др. Поскольку привязка полос происходит по центральному треку, а интерполяция всей полосы приводится к горизонтальной поверхности, то выявляются некоторые несовпадения конкретных элементов рельефа в периферийных областях совмещаемых полос сонограмм. В данном случае ситуация сходна с монтажом, например, аэроснимков, у которых неискаженная область находится в центральной части и составляет около 60% от всей площади изображения. Не искажая общей картины, данная проблема влияет на изучение особенностей микрорельефа. Корректного совмещения не всегда можно достичь простым сдвигом, растяжением или сжатием схем. Пути решения данной проблемы в настоящее время несложны. Трансформацию изображений по реперным точкам (в случае с сонограммами — это координаты центрального трека и однозначно идентифицированные объекты рельефа) можно проводить аналогично аэро- и космическим снимкам с помощью программ ER MAPPER, ERDAS и т.п.

Дешифрирование результатов съемки, насколько можно судить по существующим схемам, в большей степени основано на литологическом подходе — выделении полей осадков, выходов коренных пород. Кроме того, дешифрируются отдельные мелкие формы рельефа — уступы, гряды и т.п. Изучение сонограмм в комплексе с батиметрией (в том числе и ручного варианта) позволяет предположить более широкие возможности их толкования именно в геоморфологическом плане. Во-первых, следует отметить удовлетворительные структурные совпадения элементов изображения на сонограммах и изобат. Сказанное относится к площади западнее 44°53'з.д. Кроме того, что восточнее этой долготы проведение изобат носит условный характер, о чем говорилось выше, качество изображения (частота 100 кГц) здесь также неудовлетворительное, значительно более качественное изображение представлено по данным съемки с частотой 30 кГц.

Можно привести пример дешифрирования сонограмм, направленного на выявление геоморфологического строения. Отчетливо видны совпадения полутонов со структурой изобат. Учитывая направленность луча локатора от трека влево, можно говорить о том, что темным фоном отображается поверхность склона, которая, в свою очередь, делится на несколько типов поверхностей, отражающих закономерную склоновую структуру. Границы между типами склоновой поверхности отбиваются достаточно уве-

ренно. Четко прослеживается бровка и горизонтальная площадка террасы. В нижней левой части схемы можно выделить положительный перегиб склона, за которым отмечается «радиотень» (светлый участок). По границе с монотонным серым фоном (в данном случае — поле распространения осадков) определяется подножие (тыловой шов) склона. Таким образом, имея сведения о вещественном составе и хотя бы относительном возрасте морфоструктур, дешифрирование результатов ГБО МАК приближается к созданию кондиционной структурно-геоморфологической карты.

Одним из перспективных направлений работы с результатами съемки ГБО МАК, на наш взгляд, может считаться совмещение изображений с 3Д моделями поверхности дна, которое поможет более ясно представить и дешифровать изображенные на сонограммах объекты. Следует сказать, что такая работа требует достоверных материалов хорошего качества и здесь как раз представляется более предпочтительным использование максимально детально изученной поверхности.

Располагая сонограммами хорошего качества с достаточным перекрытием полос, «отрисованных» встречными лучами ГБО, предположительно можно получать стереоизображение. Это помогло бы не только простому дешифрированию, но и вычислению параметров объектов, в том числе, что важно, высоты.

Подытоживая сказанное, можно отметить, что развитие работы с результатами съемки ГБО МАК имеет определенные перспективы. Но самым главным и необходимым здесь представляется *создание базы критериев дешифрирования сонограмм и унифицированной легенды для схем дешифрирования сонограмм.*

Кроме сопоставления с результатами сонара, по данным батиметрии был проведен линейный экспресс-анализ мезоструктуры района. Один из важнейших аспектов, которому уделялось наибольшее внимание — определение относительных возрастных взаимоотношений элементов структуры. В общем виде последовательность формирования структурного плана анализировалась с помощью структурных нарушений, фиксирующих этапы спрединга. Характерна их связь с протяженными меридиональными уступами различной сохранности, выраженными в рельефе, а также приуроченность к ним локальных изометричных морфоструктур, предположительно вулканического генезиса. Следующим этапом структурной перестройки стало формирование диагональных структур. Их

временное соотношение сложно определить, исходя только из данных о строении поверхности дна на мезоуровне. Можно предположить, что активизация северо-западных разломных структур происходила ранее северо-восточных, но впоследствии эти структуры пережили этап подновления. Видимая монолитность структуры геоблока с участком «Ашадзе-1» может свидетельствовать об относительно позднем времени его образования, т. е. о нескольких этапах активизации разрывных структур северо-западной ориентировки. Нарушение, с которым непосредственно связано рудное поле «Ашадзе-1», фиксирует последнюю стадию структурного формирования. Привлечение вещественного состава позволило бы определить такой важный аспект в понимании структуры, как временные промежутки этапов активизации. Естественно, что формирование структур на всех этапах происходило с определенным согласованием с общим структурным планом. Достаточно хорошо на составленной схеме изобат выделяются блоки и структурные нарушения микроуровня. Для полного понимания процессов, приведших к формированию существующего структурного плана, необходимо также изучение структур более высоких уровней. Роль широтно-ориентированных структур, выраженных, в основном, на нижнем уровне мезорельефа и особенностях микро-рельефа пока неясна.

Новые данные о гидрохимических аномалиях в придонных водах района 12°58' с.ш. САХ

В 26 рейсе НИС «Профессор Логачев» ВНИИ-Океангеология и ПМГРЭ проводили поисковые работы по выявлению сульфидных рудных тел в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. По итогам работ было открыто рудное поле «Ашадзе-2». Одним из основных поисковых методов являлся метод СТД-зондирования. Производилось определение ряда гидрофизических параметров (температура, соленость, мутность и др.), а также отбор проб воды батометрами для последующего анализа методами атомной абсорбции и ИСП. Было выполнено определение тяжелых металлов в 150 пробах морской воды методом атомной абсорбции и в 48 пробах — ИСП-MS. Методом атомной абсорбции определены концентрации марганца, меди, цинка и железа над рудными полями «Ашадзе-1» и «Ашадзе-2» (САХ, 12°58'с.ш.). Рудное поле «Ашадзе-1» является активным с ярко выраженными гидрофизическими аномалиями в отличие от «Ашадзе-2», где подобных аномалий практически не наблюдалось. В нижнем придонном

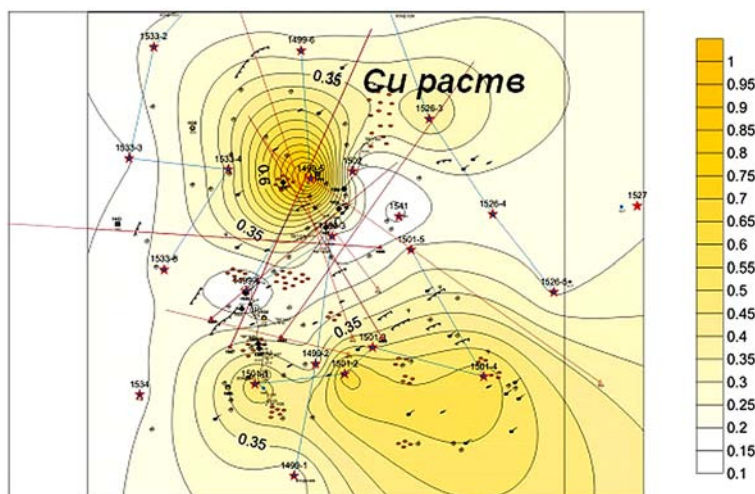


Рис.5. Придонные геохимические аномалии меди.

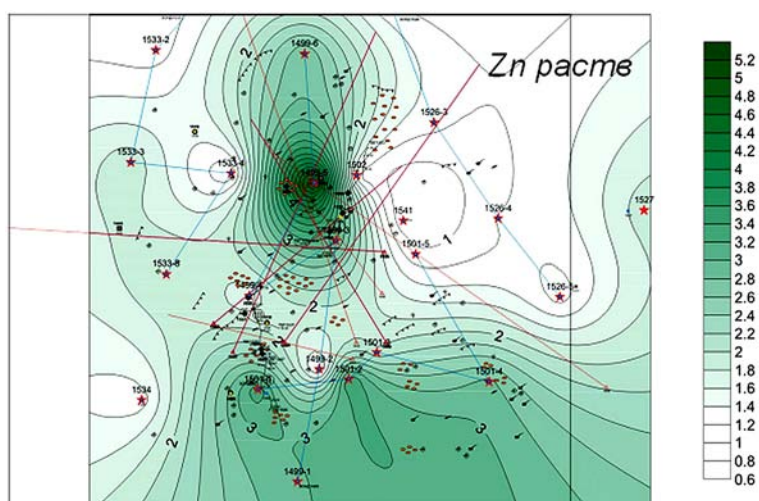


Рис. 6. Придонные геохимические аномалии цинка.

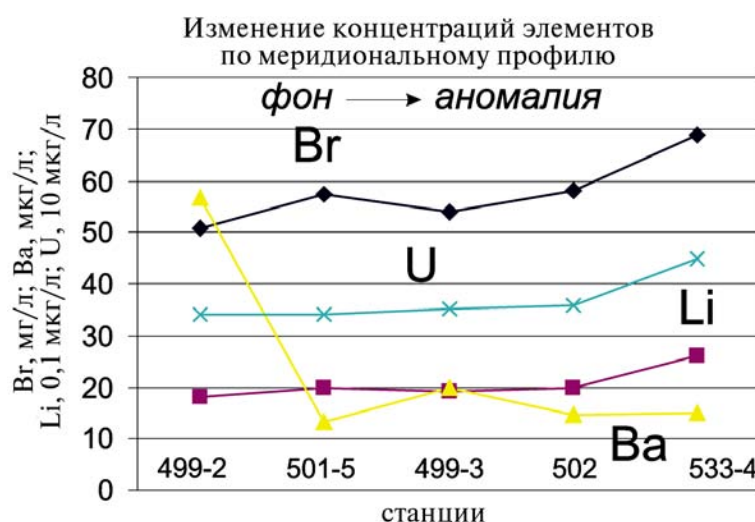


Рис.7. Данные анализа водных проб методом ICP-MS.

слое (~ 100 м над дном) на поле «Ашадзе-1» концентрации Mn, Cu, Zn и Fe не превышают фоновых значений. Аномальные значения Mn и Fe (до 4,5 стандартных отклонений) прослеживаются в гидротермальном плюме в 150—200 м от дна и хорошо согласуются с аномалиями мутности. Пространственное распространение аномальных концентраций элементов в придонном слое поля «Ашадзе-2» достаточно точно соответствует выявленным рудным телам. Оценивая полученные результаты, можно предположить наличие нового рудного тела к юго-юго-востоку от поля «Ашадзе-2». В придонных водах поля «Ашадзе-2» наблюдаются повышенные значения меди и цинка, что свидетельствует о температурной разгрузке, приуроченной к зонам сульфидной минерализации (рис. 5, 6). При этом, несмотря на отсутствие ярко выраженной гидротермальной активности, гидрохимические аномалии прослеживаются на горизонте 100—150 м от дна. Таким образом, можно говорить о возможности применения гидрохимического метода для обнаружения на дне неактивных или слабоактивных рудных тел. Применение метода ICP-MS для анализа водных проб из гидрофизических аномалий позволило выявить дополнительные поисковые признаки, в частности, повышение концентрации лития, бария, брома, урана (рис. 7).

Минералогические характеристики сульфидных руд, 13° с.ш. САХ

Общий вес поднятого рудного материала около 200 кг. По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руды можно разделить на 4 типа, которые связаны между собой постепенными переходами.

Массивные халькопиритовые руды (примерно 40% материала) представлены обломками разной размерности: от 3—4 см до 20—25 см. Кроме того, поднят штуф сульфидов весом 62 кг (рис. 8).

Порода имеет брекчевидную структуру: угловатые фрагменты халькопиритовой руды сцементированы



Рис.8. Штуф сульфидов весом 62 кг.

тонкими (2—3 мм) прожилками пирита и марказита. Основная масса руды представлена мелкозернистым халькопиритом с участками радиально-лучистого и крупнозернистого, вплоть до агрегатов его идиоморфных кристаллов. Для данных руд характерно наличие мелких газовых пустот, стенки которых либо гладкие, либо, в наиболее крупных полостях, выстланы идиоморфными кристаллами халькопирита. Руды окислены, но не очень интенсивно. Содержат примазки вторичных сульфидов меди синевато-черного цвета.

Итого в рудах: халькопирит $\approx 80\%$, пирит-марказит $\approx 15\%$, пирротин $\approx 5\%$.

Массивные пирит-марказитовые руды составляют около 28% поднятого материала. Можно выделить две разновидности данных руд, отличающиеся по минеральному составу.

1) Пятнистые, кавернозно-пористые руды зеленовато-серой окраски. Наиболее плотные участки состоят из мелкозернистого пирита. Более пористые имеют «кружевную», фестончатую структуру (напоминают срез губки), полости в породе выстланы пентагондодекаэдрами пирита,

размер которых колеблется от 0,1 до 1—2 мм.

Руды подвержены гипергенным изменениям. Для них характерны изумрудно-синие вторичные сульфиды (Cu_{2-x}S , возможно есть и борнит), иногда в виде псевдоморфоз по пириту, чаще — как порошковатые массы.

Пирит $\approx 40\%$, марказит $\approx 35\%$, халькопирит $\approx 10\text{—}12\%$, пирротин $\approx 5\%$, $\text{Cu}_2\text{S} \approx 8\text{—}10\%$.

2) Мелкозернистые пирит-марказитовые руды. Участки фестончатых, «кружевных» структур встречаются реже, порода становится более плотной, с меньшим количеством пор, иногда наблюдаются микроканалы, аналогичные таковым в халькопиритовых рудах. Порода имеет темно-серый цвет.

Основная масса состоит из мелкозернистого пирит-марказита с примесью сфалерита. Есть также участки, обогащенные сфалеритом (светло-серый мелкочешуйчатый блестящий минерал). Для данной разновидности пород типичны пластинки пирротина.

Мелкозернистые пирит-марказитовые руды более окислены, чем первая разновидность. На всех образцах наблюдаются примазки лимонита рыжевато-коричневого, желтого цвета.

Пирит $\approx 35\text{—}40\%$, марказит $\approx 30\text{—}35\%$, пирротин $\approx 15\text{—}20\%$, сфалерит $\approx 10\%$, вюрцит $\approx 3\text{—}4\%$.

В итоге экспедиционных работ в 26-м рейсе НИС «Профессор Логачев» совместными усилиями сотрудников ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология и СЕВМОРГЕО проведен широкий комплекс исследований, который позволил выявить новый рудный узел «Ашадзе», изучить минералогию сульфидных руд, геодинамическую и структурно-тектоническую позицию объектов ГПС, наметить гидрохимические критерии обнаружения активных гидротермальных центров с оценкой их возможной рудоносности.

Комплексные геолого-геофизические исследования на базе уникальной мобильной установки «СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ»

С 1997 по 2005 г. во ФГУП «ВНИИ-Океангеология» при выполнении комплексных геолого-геофизических исследований в системе «берег—море» на северо-западе России, черноморском побережье и в сейсмоактивных районах юго-восточной Азии разрабатывается, модернизируется и используется комплексная мобильная геофизическая уникальная установка «СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ» (рис. 1). Разработанный комплекс геофизической аппаратуры позволяет выполнять инженерно-геологические, сейсмологические и научно-поисковые работы в системе «берег—море». Размещенный на автомобиле комплекс геофизической аппаратуры не имеет аналогов в мире, в том числе по количеству решаемых задач.

С помощью сейсмообсерватории могут быть выполнены автоэлектроразведочные работы методом изучения аномалий СДВ-радиостанций, разместив ее на автомобиле Газ-322132. Работы были выполнены в зоне активного Псковско-Палдисского разлома, подвижки по которому активизируют выявленные в осадочном чехле на акватории Финского залива тектонические нарушения северо-западного простирания.

СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ состоит из специально разработанных аппаратурных и методических комплексов, которые построены на основе физических и экспериментальных моделей геологических объектов на основе математически строгой и практически реализуемой постановки задачи изучения геодинамических процессов и строения верхней части разреза. В состав уникальной установки включены комплексы для проведения многоуровневых геолого-геофизических исследований, аппаратурный комплекс СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ позволяет выполнять наземные, надводные и



Рис. 1. Комплексная мобильная геофизическая уникальная установка «СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ».

аэронаблюдения. Многоканальные станции СДВР-АПУ и СДВР-8 позволяют изучать состояние ионосферы в зоне очагов землетрясений.

В 2005 г. мобильная установка СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ, разрабатываемая в лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП ВНИИОкеангеология, использовалась для выполнения работ по изучению опасных геологических процессов с целью их прогнозирования на объектах Ленинградской и Псковской областей, побережье Черного моря, в зоне активного глу-

бинного разлома на территории городов Бей Бей и Рон Чан (КНР, провинция г. Чунцина), при исследовании плотин в районе г. Харбина (КНР), при проведении инженерно-геологических изысканий прибрежной территории в районе будущего строительства крупнейшего в мире выставочного комплекса (Шанхай, 2010 г. — планируемая дата ввода его в эксплуатацию) с целью картирования «живущих» разломов и др. опасных геодинамических процессов. Кроме того, аэрогеофизический комплекс уникальной установки использовался в 2005 г. при проведении комплексных геолого-геофизических исследований в Северном Ледовитом океане на поднятии Менделеева для определения основных элементов структурно-тектонического строения осадочного чехла (см. статью в настоящем сборнике «Комплексные геолого-геофизические исследования в Северном Ледовитом океане на НЭС «Академик Федоров»; Каминский В.Д., Поселов В.А., Аветисов Г.П. и др.) в составе экспедиции «Арктика-2005». Таким образом, в 2005 г. аппаратный и методический комплексы уникальной установки лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология» СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ использовались более чем в 7 экспедициях в рамках выполнения целевого задания Федеральной целевой научно-технической программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники» на 2002—2006 гг., Федеральной целевой программы «Экология и природные ресурсы России (2002—2010)» и в рамках международных программ.

Комплексные геолого-геофизические исследования геодинамических процессов в Сосновоборском регионе

С 1997 г. силами лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология» выполняются исследования геодинамической обстановки в системе «берег— море» Сосновоборского региона на территориях и акватории в районе Ленинградской атомной электростанции (ЛАЭС). Работы 2005 г. явились логическим продолжением выполненных прежде исследований в рамках договоров о научно-техническом сотрудничестве между ФГУП «ВНИИОкеангеология» и мэрией г. Сосновый Бор (№ 38/9 от 16.07.97 г.) и между ФГУП «ВНИИ-

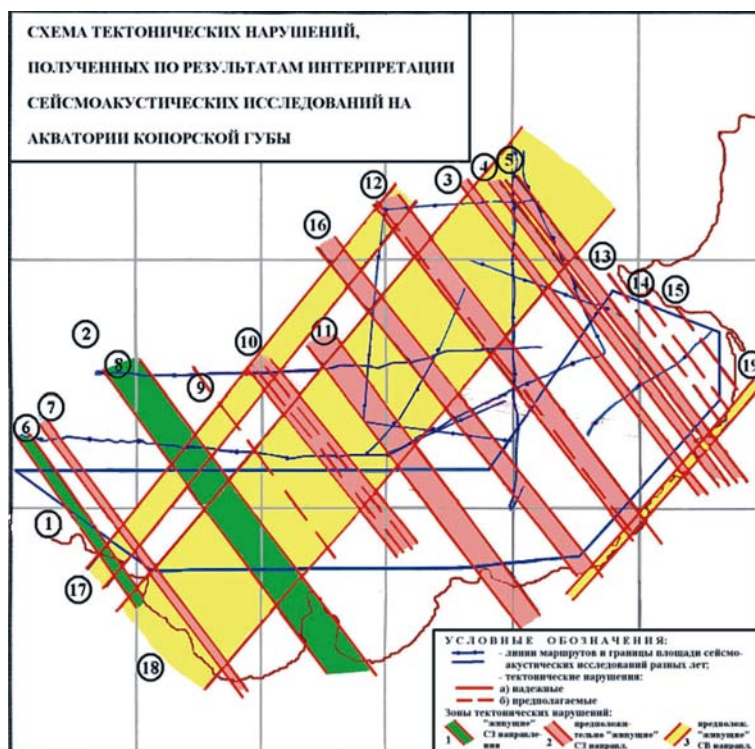


Рис. 2. Результаты сейсмологических исследований в районе ЛАЭС. Схема «живущих» тектонических нарушений на акватории, подтвержденные аномалиями МПЗ, радиолокационного и спектрально-сейсмического зондирования ВЧР на побережье вблизи ЛАЭС.

Океангеология» и Ленинградской АЭС (№ 279 от 01.07.98 г.). Работы выполнялись на базе аппаратного и методического комплексов уникальной установки СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ. Кроме наземного и аэрогеофизического комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ к выполнению работ в Сосновоборском регионе привлечен надводный сейсмоакустический комплекс типа «СОНИК-2» и профилограф типа Strata Vox (Криницкий П.И. и др.), разработанные и модернизированные во ФГУП «ВНИИОкеангеология». Сейсмоакустическое зондирование на акватории позволило трассировать выявленные на суше с помощью наземного комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ тектонических нарушений на акваторию Копорской губы.

В рамках указанных договоров о сотрудничестве выполнена комплексная геофизическая площадная съемка на территориях и акватории Копорской губы, прилегающих к Ленинградской АЭС, ЛСК «Радон» и в самом г. Сосновый Бор. Выполнено сейсмическое районирование, сейсмоакустический мониторинг, сейсмоакустическая съемка на акватории. С 2003 г. выбраны реперные маршруты и пункты на территории и прилегающей акватории Копорской губы. По данным многолетних исследований построены карты тектонических нарушений (рис. 2), объяс-



Рис. 3. Карта северо-запада России с нанесенной зоной Псковско-Палдиского глубинного разлома и землетрясения в районе г. Калининграда (21.09.2004).



Рис. 4. Навигационный комплекс ProMark2 СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ ФГУП «ВНИИОкеангеология».

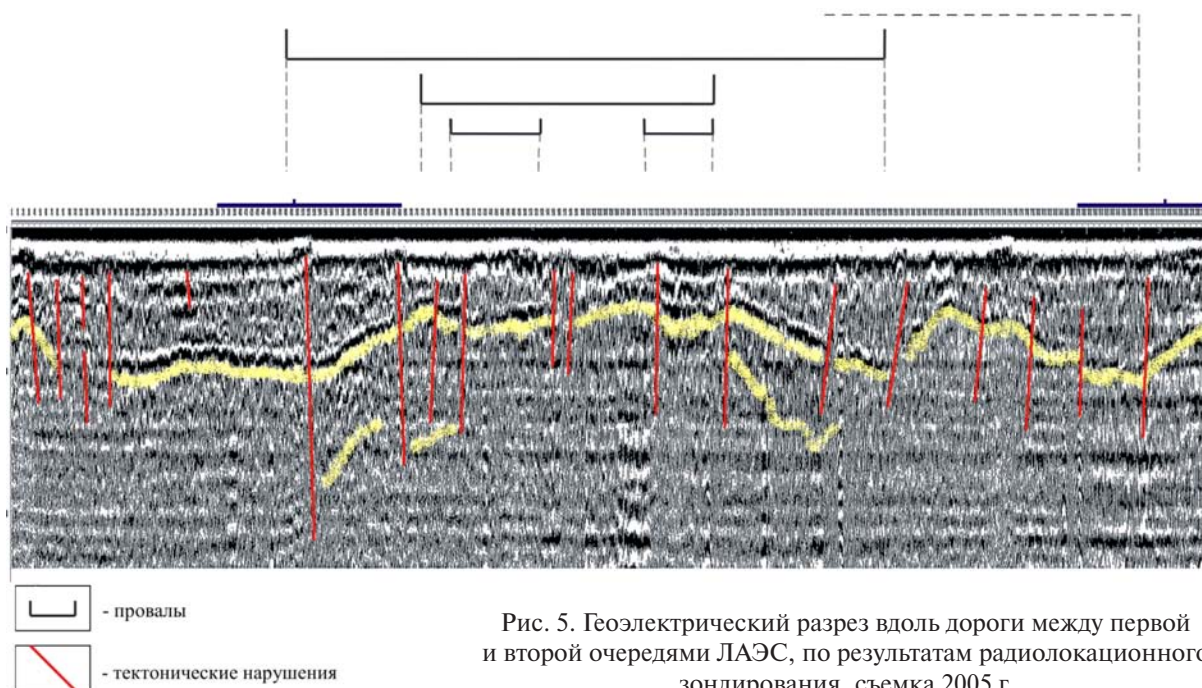


Рис. 5. Геоэлектрический разрез вдоль дороги между первой и второй очередями ЛАЭС, по результатам радиолокационного зондирования, съемка 2005 г.

нены структурно-тектонические причины образования «живущих» нарушений в районе Ленинградской АЭС.

Выявленная в ходе исследований связь активизации нарушений в районе Ленинградской АЭС с активной Псковско-Палдиской зоной глубинного разлома позволила составить Экспертное заключение о землетрясении 21 сентября 2004 г. в районе г. Калининграда (рис. 3), которое объясняет связь глубинного строения морского дна и его сейсмическую активность именно с Псковско-Палдиской зоной глубинного разлома, к которой также приурочено землетрясение в районе о. Осмуссаар (1976) (7 баллов по А.А. Никонову).

В 2005 г. также выполнены геодезические исследования для закрепления координат реперных маршрутов на суше с помощью входящего в аппаратный комплекс уникальной установки СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ навигационного комплекса Pro Mark (рис. 4). Съёмки проводились в г. Сосновый Бор на одном из реперных маршрутов на суше, который проходит вдоль дороги между первой и второй очередями ЛАЭС. Работы проводились в несколько этапов. Первый этап — рекогносцировка, так как маршрут проходил вдоль автотрассы. Поэтому было необходимо выбрать точки об-

сервации с учетом нескольких факторов: в сильно застроенной местности и под покровом деревьев точность резко снижается. Для наилучшего результата необходим чистый горизонт. В случае помех длительность пребывания на точках также возрастает. Время нахождения на точке зависит также от количества спутников, качества приемников и алгоритмов постобработки. Точки выбирались таким образом, чтобы при повторном прохождении маршрута их можно было как можно проще найти, и как можно ближе к обочине. Второй этап — непосредственно наблюдения. Два прибора, установленные на штативах, с подключенными внешними антеннами, включались одновременно. Третий этап — постобработка. Предварительная обработка производилась в поле с использованием программы обработки Ashtech Solutions и компьютера Notebook. Окончательный результат обработки — каталог координат и высот на эллипсоиде WGS-84, уравненных по методу наименьших квадратов.

По обеспеченному геодезической привязкой маршруту в 2005 г. было выполнено электромагнитное зондирование. На рис. 5 приведен геоэлектрический эталонный разрез на суше (вдоль дороги мимо первой и второй очередей ЛАЭС), полученный с помощью модернизированного в 2005 г. георадара, являющегося частью аппаратного комплекса уникальной установки СЕЙСМО-ЛАБОРАТОРИЯ. На этом разрезе видны элементы антиклинальной структуры. На этом же профиле разбиты геодезические пункты наблюдения высотных отметок с помощью GPS-приемников. Наблюдения на реперных маршрутах планируется выполнять регулярно, что позволит оценить геодинамику района ЛАЭС.

Геодезическая привязка маршрутов на акватории осуществляется с помощью комплекса типа «СОНИК-2» (Криницкий П.И. и др.). На рис. 6 приведена схема эталонных маршрутов на акватории Копорской губы, на которых выполнено сейсмоакустическое профилирование. Фраг-

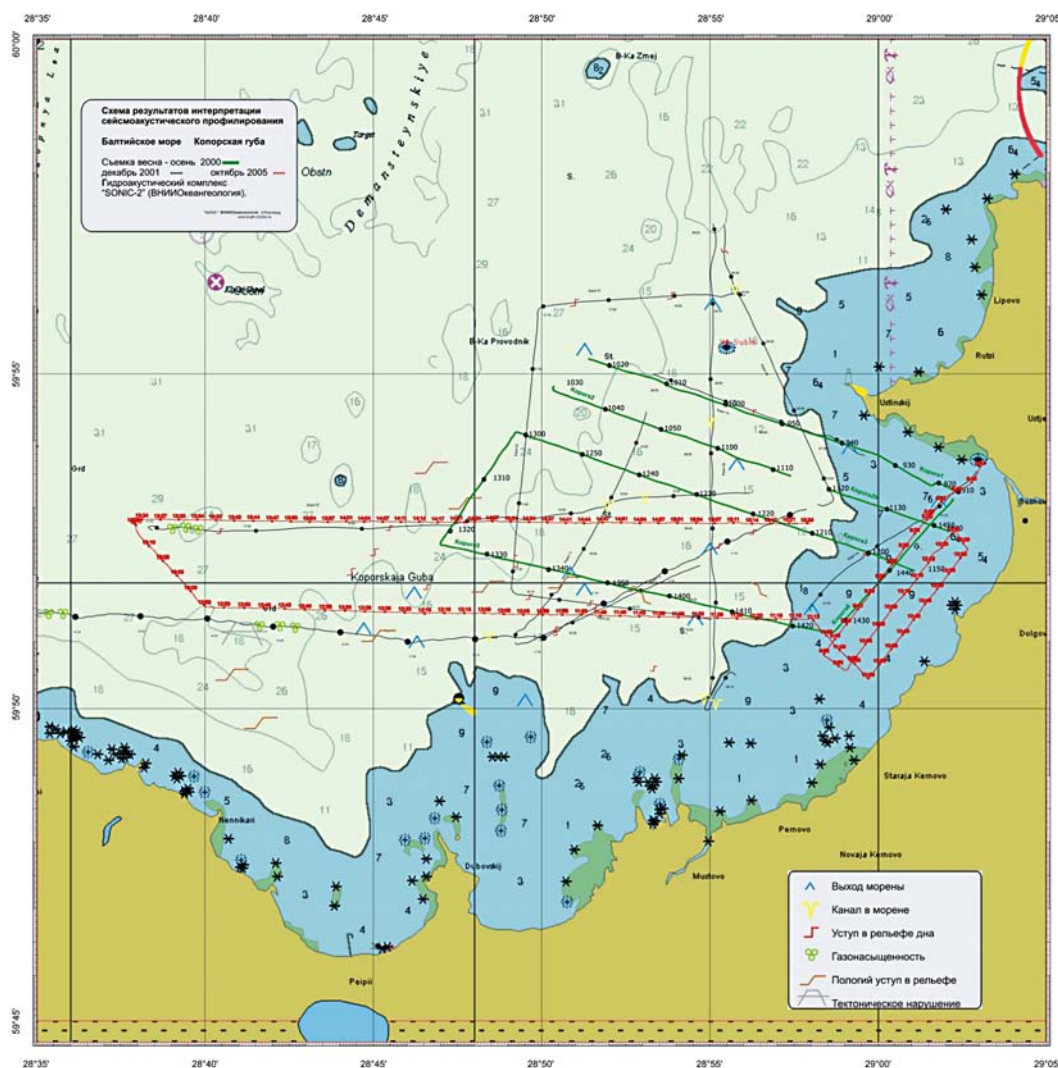


Рис. 6. Схема сейсмоакустических маршрутов на акватории Копорской губы.

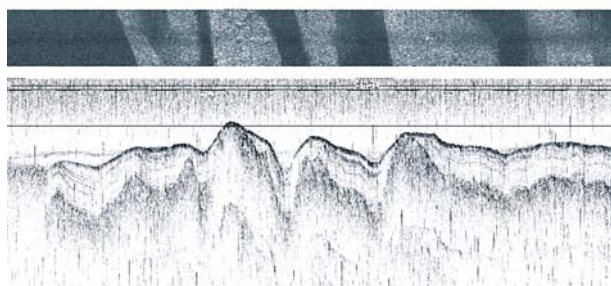


Рис. 7. Пример выделения провала в верхней части разреза акватории Копорской губы по данным сейсмоакустического профилирования (октябрь 2005 г.)

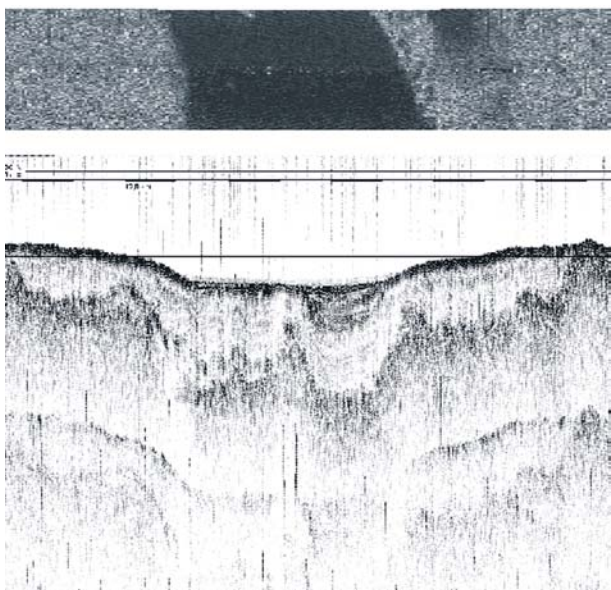


Рис. 8. Провал в районе зданий и сооружений ЛАЭС по данным сейсмоакустической съемки на акватории Копорской губы (октябрь 2005 г.).

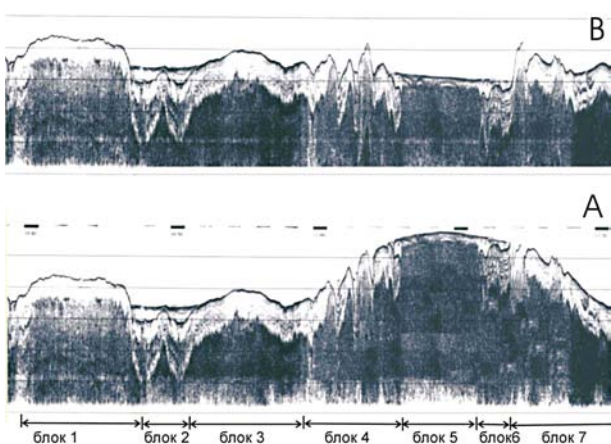


Рис. 9. Модель восстановления древней антиклинальной структуры (А) в разрезе осадочной толщи акватории Копорской губы по современному разрезу (В) с использованием данных сейсмоакустической съемки.

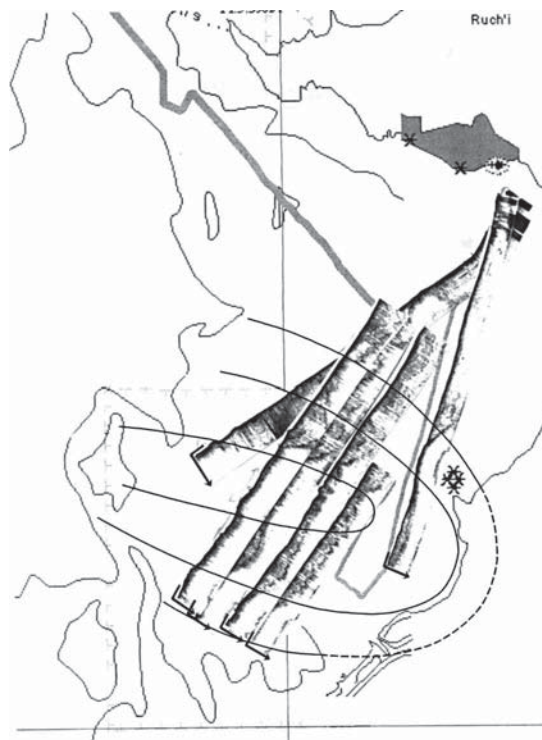


Рис. 10. Пример интерпретации-воссоздания структуры морского дна Копорской губы по данным сейсмоакустического профилирования в районе ЛАЭС.

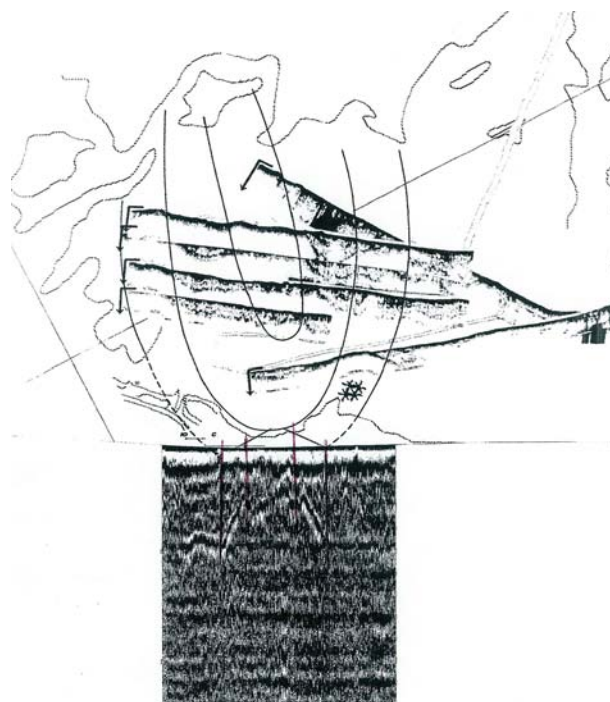


Рис. 11. Карта-схема сейсоакустических разрезов на мелководье акватории Копорской губы и наземных георадарных исследований на побережье в районе ЛАЭС (результат сопоставления 2005 г.).

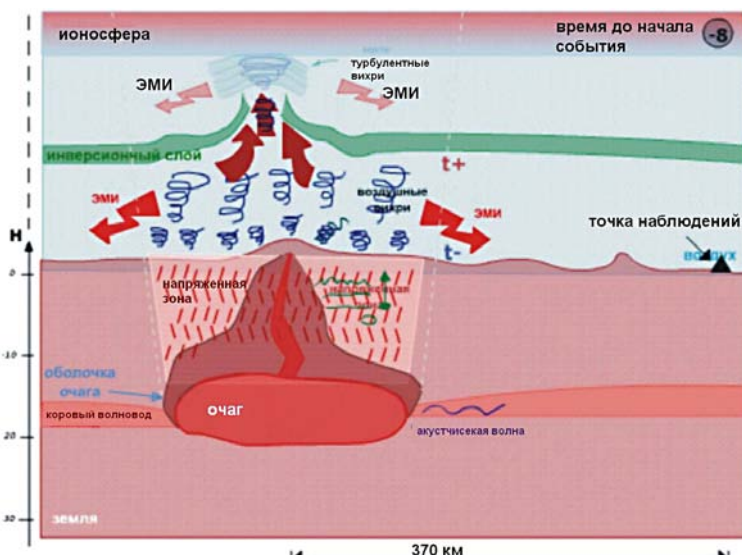
менты разрезов на этих маршрутах, где наблюдаются провалы, приведены на рис. 7 и 8.

Кроме мониторинга на полученных разрезах, результаты наблюдений позволили получить новые представления о структуре верхней части

разреза в районе ЛАЭС. Используя полученные ранее модели (рис. 9 и 10) структур верхней части разреза, удалось скоррелировать результаты выполненных с помощью сейсмоакустического комплекса съемок на акватории с результатами выполненных на базе наземного комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ съемок на суше (рис. 11). В результате получена карта-схема тектонических нарушений в районе ЛАЭС с элементами сейсмического районирования, которая объясняет основной характер геодинамических процессов данного района.

Комплексные геофизические исследования в зоне активного глубинного разлома с целью прогнозирования землетрясений

Изучение очагов землетрясения с целью прогноза в нашем понимании — это возможность осуществить краткосрочный прогноз наступления события, а все остальное относится к вопросам долгосрочных оценок для строительства и эксплуатации зданий, сооружений и других объектов. Действительно, прогноз землетрясения за большой срок не имеет особой ценности. Особенно, если это происходит в сейсмоактивных районах, где землетрясения с



Моделирование землетрясения Shiquan (ВНИИОкеангеология, лаборатория МГМ)

Рис. 12. Пример экспериментального подтверждения теоретической модели очаговой системы.

большой вероятностью точно произойдут в течение ближайшего времени, например за 3—6 месяцев.

Прогнозирование имеет смысл только за 2—5 суток, а затем — за сутки и даже часы. В этом случае можно делать предупреждения населения о надвигающемся событии. Некоторые успехи прогноза были достигнуты силами лаборатории МГМ ФГУП «ВНИИОкеангеология» в КНР как в предыдущие годы, так и в 2005 г.

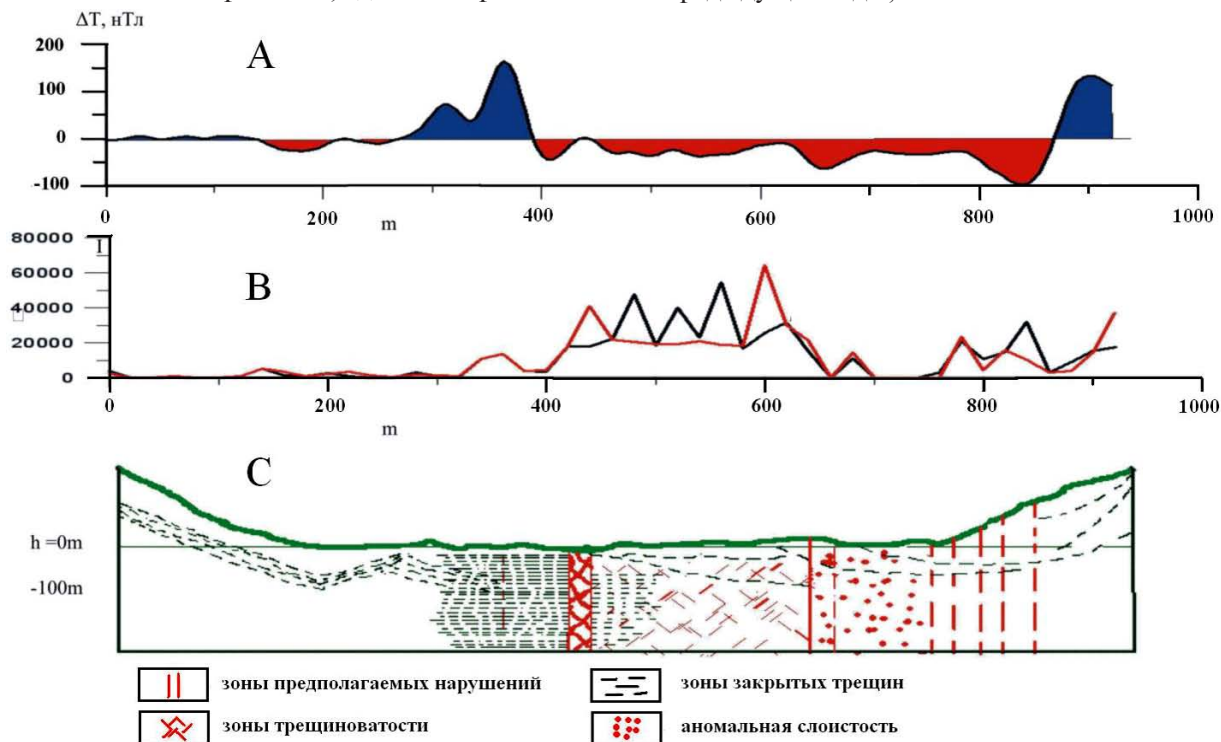


Рис. 13. Результаты наблюдений на профиле 1 по данным магнитной съемки (А), съемки ЕЭМИ (имп/10 сек) (В) и схематический разрез с вынесенными зонами разлома и зонами трещиноватости (С) (Бей Бей, провинция г. Чунцина, 2005 г.).

По результатам выполненных исследований с декабря 2002 г. в рамках выполнения задач Чунцинского сейсмического бюро был выполнен успешный прогноз землетрясений и на его основе экспериментально (рис. 12) подтверждена разработанная ранее в лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология» модель очаговой системы (Грамберг И.С., Паламарчук В.К., 2000—2001).

В 2005 году работы в КНР по прогнозу микроземлетрясений и связанных с ними разрушений зданий (новый 6-этажный дом, больница, школа и др.) проводились в г. Бей Бей Чунцинской провинции в рамках договора о сотрудничестве между лабораторией многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология» и Чунцинским сейсмическим бюро (№ 254 от 02.12.2002, срок окончания работ — 31 декабря 2007 г.).

Исследования выполнялись на четырех профилях, которые проходили мимо разрушенных зданий, где были установлены автономные мониторинговые акустические станции аппаратного комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ.

На профиле №1 выполнен весь комплекс работ. Магнитная съемка (рис. 13, А) позволила выделить разломную зону, съемка ЕЭМИ — зону трещиноватости (рис. 13, В), а по импульсам акустической эмиссии — оконтурить активную разломную зону с $x=350$ м до $x=600$ м (рис. 13), по акустической съемке (с учетом всего комплекса) построен разрез (рис. 13, С).

По импульсам акустической эмиссии выделена активная зона современного трещинообразования (с 420 м до 620 м) и менее активную зону в районе $x=600$ м, где активизация, по-видимому, происходит за счет центральной зоны (рис. 14). На разрезе слева от центральной зоны ($x=300—400$ м) выделяется зона аномальной слоистости, что свидетельствует о происшедшем в этом месте сжатии пород, которое происходит и в настоящее время (см. аномалию акустических импульсов на рис. 14 — $x=220—300$ м).

Намечена связь разлома с глубинными процессами, что может говорить о глубине зало-

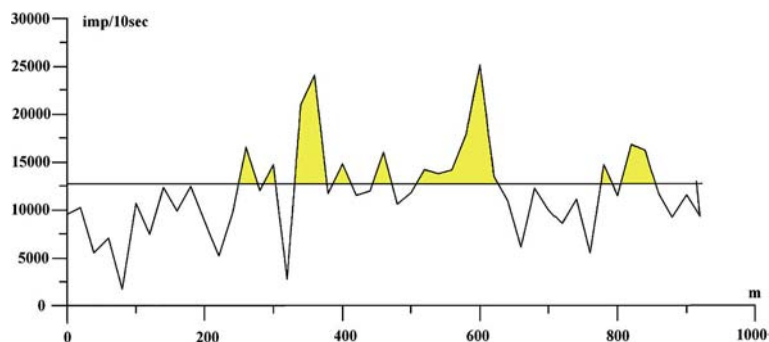


Рис. 14. График распределения импульсов акустической эмиссии на профиле 1 (г. Бей Бей, 2005 г.).

жения разлома в 300—500 м и даже более 1000 м; обнаружено, что активность зоны разлома на трех маршрутах просматривается на всех глубинах, а на четвертом — только на глубине 5—10 м, что указывает на роль локальной горы в активизации разломов на территории поселка; в разрезах, и по характеру колебаний трещины определена глубина ее заложения; мониторинговые исследования позволили обнаружить ряд микроземлетрясений.

По результатам исследований представлены рекомендации дальнейшего изучения геодинамики выделенных тектонических блоков вдоль зоны разлома.

Кроме того, в ноябре 2005 г. были выполнены исследования в зоне глубинного (8—40 км) «живущего» разлома г. Рон Чан (Чунцинская провинция). В результате выполненных на базе аппаратного и методического комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ работ создана модель живущего разлома (рис. 15). Научно-иссле-

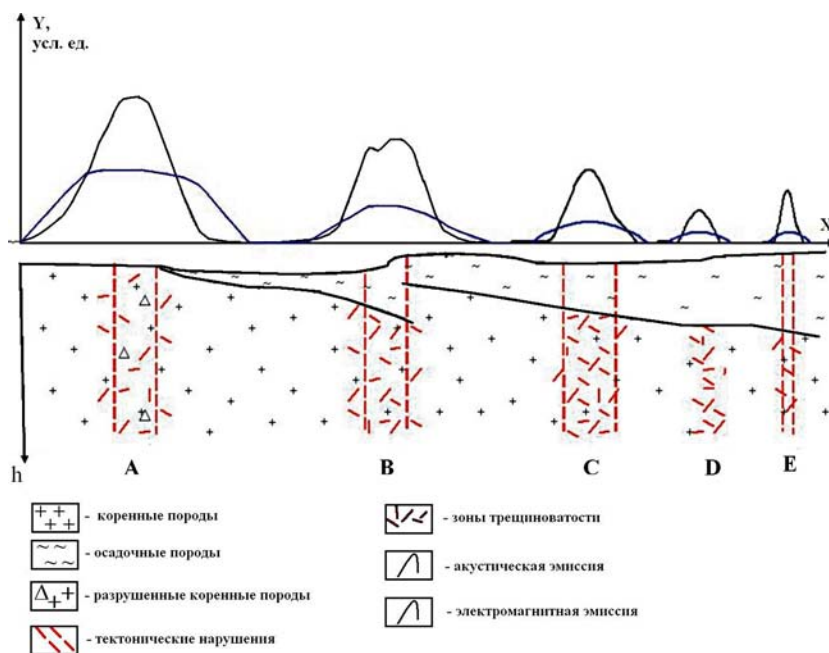


Рис. 15. Типы «живущих» разломов.

довательские работы выполнялись с целью оценки возможности выполнения краткосрочного прогноза землетрясений. Дальнейшие исследования, связанные с изучением предвестников землетрясений, их обнаружением и построением критериев прогноза, будут выполнены Чунцинским сейсмическим бюро и Лабораторией многоуровневого геофизического мониторинга ВНИИОкеангеология в течение 2006 г. Полученные в результате выполнения экспериментальных работ материалы свидетельствуют о возможности построения прогностической системы в исследуемом районе Рон Чан (Rong Chang) на базе аппаратного и методического комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ.

Для того, чтобы набрать статистику предвестников и самих событий была установлена сейсмическая станция на базе акустического и электромагнитного комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ.

Использование результатов, полученных с помощью установленной в активной зоне станции, позволит выбрать место для стационарной установки с целью внедрения разработанной на базе СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ технологии краткосрочного прогноза землетрясений по предвестникам, согласно полученным в результате анализа критериев прогностической системы.

При соблюдении определенных условий и рекомендаций можно говорить о возможности надежного краткосрочного прогноза землетрясений в указанном районе.

Комплексные мониторинговые исследования оползневого массива на побережье Черного моря

Работы 2005 г. являются продолжением работ, выполняемых до 2004 г. в рамках международного сотрудничества между ФГУП «ВНИИОкеангеология» и Крымским отделением Украинского государственного геологоразведочного института НАНУ (г. Симферополь). Работы выполнялись с 1999 г. на организованном гидрогеологическом оползневом полигоне «Приветное» (рис. 16). Опыт многолетних исследований силами Лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология» на базе применения аппаратного и методического комплекса уникальной установки СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ на полигоне позволил изучить тело оползня, выполнить сейсмическое районирование, выбрать места установки датчиков мониторинговой прогностической геофизической



Рис. 16. Оползневой полигон «Приветное».

системы. Результаты позволили разработать модель замкнутой геодинамической системы (рис. 17), разработать технологию прогнозирования опасных геологических процессов на акватории по данным наблюдений на прибрежных сейсмообсерваториях и др. методики и технологии, подробно описанные в отчетах по соответствующим тематикам, переданных в фонды Роснауки и ФГУП «ВНИИОкеангеология».

В 2005 г. были выполнены исследования с целью оценки собственных частот основания и тела оползня «Приветное», расположенного на побережье Черного моря.

По результатам исследования выявлено, что собственные частоты верхней части оползня значительно отличаются от собственных частот его основания (рис. 18 и 19). Это значит, что тело оползня не будет резонировать с его основанием



Рис. 17. Модель замкнутой геодинамической системы, созданная по результатам исследования оползневого полигона «Приветное».

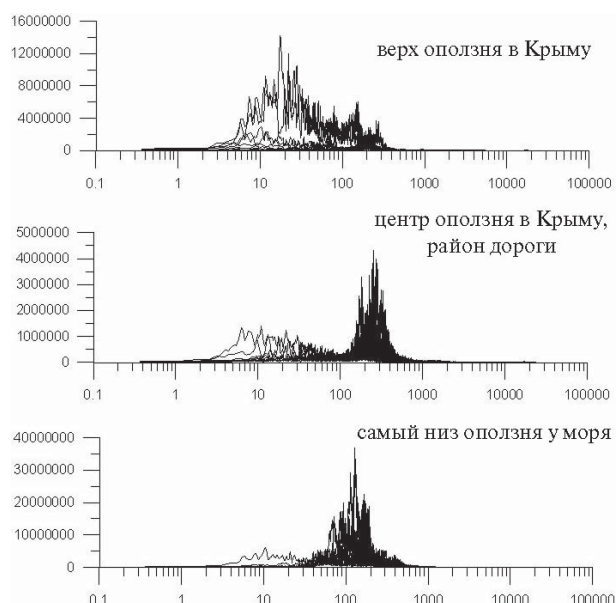


Рис. 18. Частотные характеристики основания и тела оползня, съемка 2005 г.

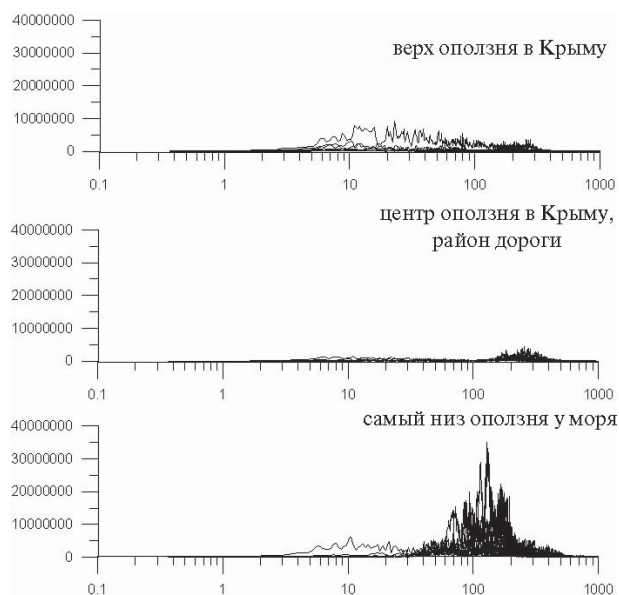


Рис. 19. Частотные характеристики основания и тела оползня. Масштабированные спектры, съемка 2005 г.

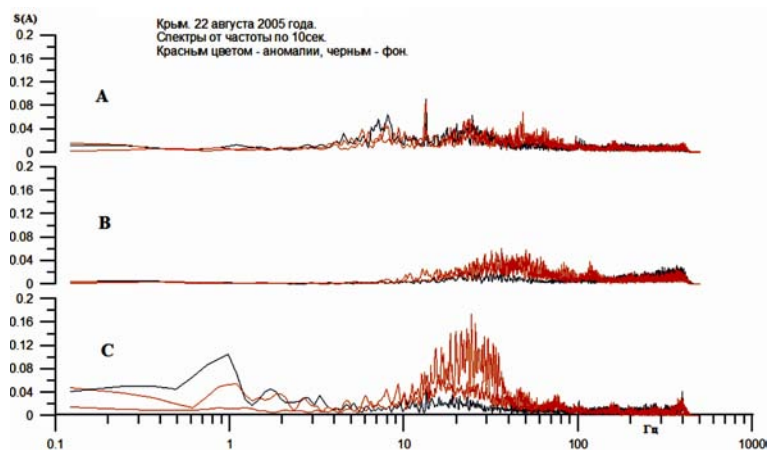


Рис. 20. Спектры механических колебаний оползня.

и оползень может быть активизирован сторонними силами: землетрясением, приливными явлениями и др.

На рис. 20 представлены спектры механических колебаний оползня: А — его основание, В и С — его тела. Как следует из рисунка, ближе всего собственные колебания основания и средней части оползня ($f=8—15$ Гц, спектр С). Это подтверждает активизацию средней части оползня в районе центрального профиля.

Детальное изучение нормированных спектров подтверждает все вышесказанное и свидетельствует о резонансе во всех частях основания и тела оползня.

Результаты исследований подготовлены в виде научного отчета и переданы в фонды Роснауки.

Комплексные исследования для решения задачи обеспечения безопасности строительства и функционирования зданий и сооружений

В период с 22 апреля по 2 мая 2005 г. сотрудники ФГУП «ВНИИОкеангеология» выполняли предварительные (оценочные) исследования по изучению верхней части разреза (от 0 до ~300 м) в районе будущего строительства Международной выставки (г. Шанхай). Целью работ являлась оценка возможности использования аппаратного и методического комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ в условиях города для картирования зоны разлома.

Для оценки возможностей акустической и электромагнитной съемок в условиях города (г. Шанхай, КНР) при обнаружении активных («живущих») разломов проводились маршрутные съемки. При этом учитывались данные бурения и скоростные характеристики разреза, по которому построена волноводная модель распространения акустических волн, в соответствии с рис. 21. Как следует из этой модели трудно выделить отражения от геологических границ, находя-

щихся на глубинах более 300 м. Стандартные методы сейсморазведки не дали желаемых результатов по картированию отражающих границ на глубины более 150—200 м. Методы бурения достаточно дорогостоящие. Именно поэтому, китайские коллеги обратились к нам с просьбой испытать наработки ФГУП «ВНИИОкеангеология» для получения информации о напряженно-деформационном состоянии геологической среды в районе будущего строительства значительного по масштабу выставочного комплекса мирового значения.

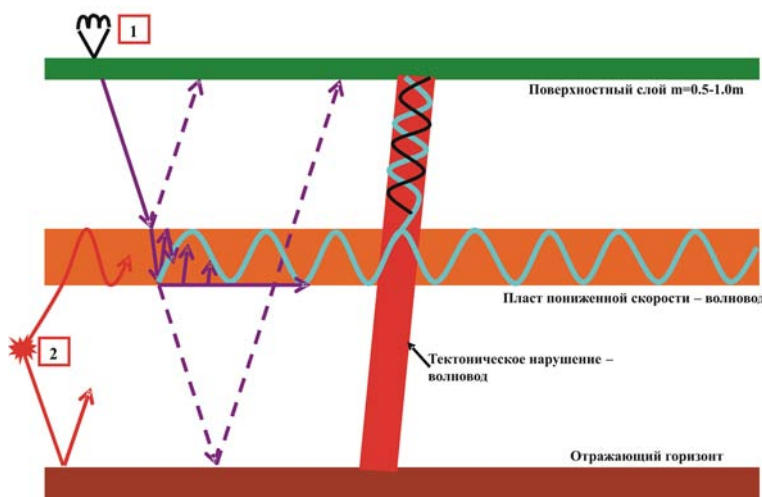


Рис. 21. Модель распространения упругих волн в разрезе исследуемого района (Шанхай, КНР, 2005).

Акустическая съемка выполнялась с помощью пьезодатчиков, интервал рабочих частот которых находится в пределах 1 Гц—17 кГц (в мониторинговой станции от 0,02 Гц). Акустические сигналы с пьезокерамических датчиков подавались через усилители на компьютер типа Notebook и записывались непосредственно в память компьютера. В мониторинговых станциях использовалась запись (через АЦП) на флеш-карты и/или в память компьютера.

Для измерения напряженности поля и импульсного излучения ЭМИ использовался приемник СДВР-Е с двумя антеннами (чувствительность $\pm 0,05$ рТл) и тремя антеннами (чувствительность $\pm 0,1$ рТл).

Исследования с СДВР-Е выполнялись с целью картирования по аномалиям импульсов ЕЭМИ напряженного состояния разреза.

Аномальное ЕЭМИ позволяет обнаружить зоны скольжения, где происходит интенсивное истирание пород, разрывы и участки максимальных скалывающих напряжений. Метод изучения аномалий СДВ-сигналов, созданных искусственным излучением радиостанций применяется для обнаружения в горных породах аномальной проводимости. Метод основан на измерении напряженности вертикальной и горизонтальной составляющих электромагнитного поля H_z и H_x , H_y , созданных радиостанциями на частотах: 15,1; 14; 17,42; 19,6 и 22,4 кГц и др.

Для измерения аномалий (H_z или H_x , H_y) СДВ-сигналов используется радиоприемник, который сравнивает (компарирование) измеряемый сигнал с эталонным.

При выполнении исследований применялся приемник СДВР-Е, совмещающий измере-

ния СДВ-сигналов на частотах радиостанций с частотами не радиостанций, предположительно связанных с естественным электромагнитным излучением (ЕЭМИ).

По результатам кратковременных наблюдений в отдельных точках и на профилях можно судить о возможности изучения представленных разрезов на глубинах более 300 м с помощью съемки и мониторинга акустической и электромагнитной эмиссии с контролем и истолкованием при помощи исследования магнитного поля Земли и электромагнитной эмиссии.

Обработка результатов производилась методом накопления сигналов во времени (по результатам мониторинговых исследований) и в про-

странстве (по корреляции разрезов). В результате детальной съемки с использованием мониторинговых исследований акустической и электромагнитной эмиссии в исследуемых районах могут быть построены геодинамические разрезы с выделением акустических границ и предполагаемых тектонических нарушений.

Так по результатам акустических наблюдений на профиле 1 построен разрез (рис. 22), из которого видно хорошее картирование зоны разлома.

Таким образом, результаты работ свидетельствуют о реальной возможности картирования волноводных зон и зоны разлома на базе использования аппаратного и методического комплекса уникальной установки Лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология». На основании этого заключения предполагается подписание контракта для выполнения более детальных исследований в 2006—2008 гг.

В 2005 г. были выполнены также исследования плотин в районе г. Харбина. При эксплуатации гидротехнических сооружений (ГТС) необходимо периодически оценивать их состояние в связи с действием на них постоянных и/или временных (суточных, сезонных и др.) эксплуатационных и природных (приливные явления, землетрясения и др.) нагрузок и воздействий, которые приводят к постепенному накоплению необратимых деформаций, старению конструкций, постепенному и/или резкому разрушению сооружений и, как следствие, преждевременному выводу их из эксплуатации.

В результате выполнения геофизических исследований нетрадиционными методами не-

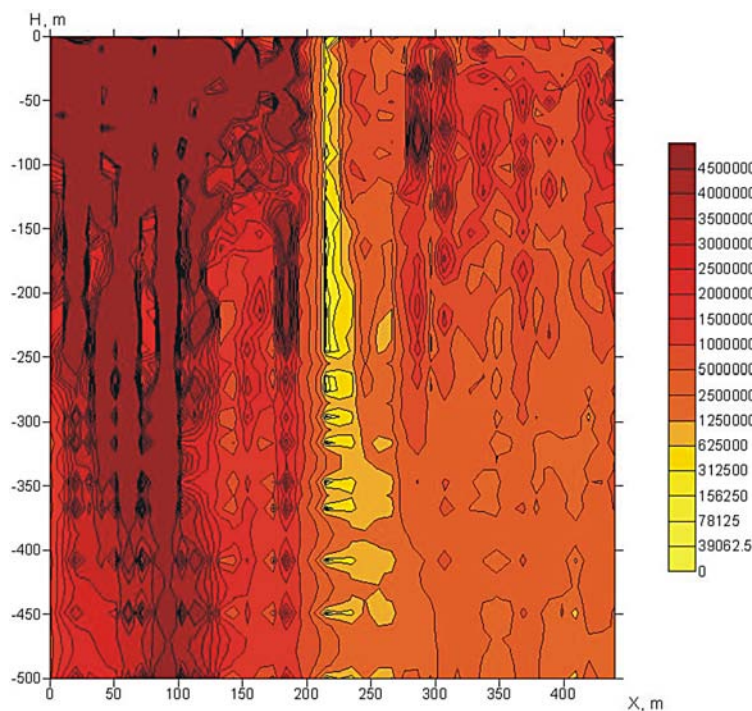


Рис. 22. Акустический разрез по профилю № 1, район № 3. (Шанхай, 25 апреля 2005 г.).

разрушающего контроля на двух плотинах получены материалы, позволяющие оценить состояние исследуемых объектов и выработать предварительные рекомендации, обеспечивающие безопасную эксплуатацию ГТС.

Исследования показали, что плотины испытывают вибрационные разрушительные воздействия, которые независимо от их силы и энергии постепенно разрушают тело плотины и ее основание и приводят к образованию зон трещиноватости и накоплению энергии упругой отдачи,

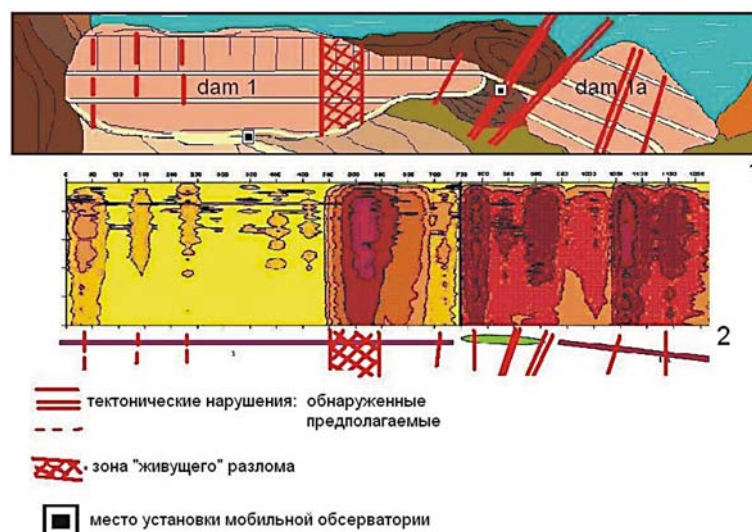


Рис. 23. Геолого-геофизический разрез вдоль плотины по данным акустического зондирования (Харбин, КНР).

которые немедленно откликнутся на землетрясение и другие источники воздействия.

Выполнение исследований позволило решить следующие основные задачи:

- оценено вибрационное состояние плотин;
- оценена реакция водохранилищ на вибрационные воздействия;
- определены изменения динамических характеристик сооружений;
- разработаны модели разрушающих плотину факторов;
- разработаны элементы технологии контроля состояния плотин, основанные на исследовании естественных и искусственных источников акустических и электромагнитных колебаний;
- выработаны рекомендации дальнейших исследований, направленных на обеспечение безопасной эксплуатации ГТС.

По результатам исследований подготовлен научно-производственный отчет и геолого-геофизические разрезы по данным акустической съемки, выполненной на базе аппаратного и методического комплексов СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ (рис. 23).

Экспедиционные аэрогеофизические работы в районе хребта Менделеева

В период с июля по сентябрь 2005 г. в рамках подпрограммы «Минерально-сырьевые ресурсы» Федеральной целевой программы «Экология и природные ресурсы России (2002—2010 гг.)» выполнялись комплексные геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева в Северном Ледовитом океане. Экспедиционные работы проводились тремя технологиями — морские, наледные авиадесантные и аэрогеофизические. Технология и результаты морских и наледных авиадесантных работ и результаты аэрогеофизических работ подробно описаны в статье настоящего сборника «Комплексные геолого-геофизические исследования в Северном Ледовитом океане на НЭС «Академик Федоров» (Каминский В.Д. и др.). Остановимся на аэрогеофизических исследованиях, вошедших в экспедицию «Арктика-2005».

Точнее, на аппаратурном аэрогеофизическом комплексе, входящим в состав уникальной установки СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ ФГУП «ВНИИ-Океангеология».

Аэрогеофизический комплекс установки был представлен в этих исследованиях магнитометрическим комплексом на базе четырех идентичных квантовых датчиков типа магнито-чувствительных блоков (МЧБ-1) и двух независимых двухканальных регистраторов АМ-2М и БИ-4. До 2005 г. уникальная установка состояла из двух частей: Аэрогеофизической лаборатории МАГНИТ и мобильной комплексной геофизической сейсмообсерватории наземного базирования СЕЙСМООБСЕРВАТОРИЯ. В 2005 г. было принято решение об объединении двух установок в одну, многоцелевую установку СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ, предназначенную для выполнения многоуровневых геолого-геофизических исследований.

К началу 2005 г. аэрогеофизический комплекс МАГНИТ состоял из квантовых модульных и векторных магнитометров-градиентометров. Приемников естественного и искусственного радиоизлучения и ряда вспомогательной аппаратуры и оборудования (рис. 24).

В 2000—2003 гг. производилась адаптация аэрогеофизического комплекса МАГНИТ для других носителей, а в 2004 г. аэрогеофизический аппаратурный комплекс был адаптирован на новом носителе типа ИЛ-18 общего пользования (рис. 25).

В составе установки находятся квантовые модульные магнитометры и градиентометр, обеспечивающие высокоточные измерения магнитного поля Земли (МПЗ), приемники электромагнитного излучения: естественного, искусственного — СДВР и смешанного — СДВР-Е.

Высокоточные измерения модуля МПЗ выполняются с помощью разработанного во ВНИИ-Океангеология контроллера точного измерения модуля МПЗ. В составе аэрогеофизической лаборатории МАГНИТ контроллер был модернизирован по размерам, улучшено соотношение сигнал/шум и точности измерения периода сигнала и дооборудован в состав аэролаборатории.



Рис. 24. Аэрогеофизический комплекс МАГНИТ, входящий в состав СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ ФГУП «ВНИИ-Океангеология».



Рис. 25. Аэрогеофизический комплекс МАГНИТ на борту самолета типа ИЛ-18.



Рис. 26. Двухканальный регистратор АМ-2М.



Рис. 27. Четырехканальный регистратор типа БИ-4 с датчиками МЧБ-1.

Контроллер предназначен для точного измерения периода сигнала в магнитометрии и гравиметрии. Контроллер применен также для повышения точности компонентных магнитных измерений и служит основой двухдатчикового векторного аэромагнитометра-градиентометра с переменным током в кольцах Гельмгольца, не имеющего аналогов в мировой практике, и модульного магнитометра-градиентометра, обладающего высокой чувствительностью ($\pm 0,001$ нТл). Контроллер включен в состав регистрационного комплекса АМ-2М.

В 2004 году были выполнены пробные работы по испытанию аппаратного магнитометрического комплекса АМ-2М (рис. 26) и БИ-4 (рис. 27), установленного на новом носителе. Работы были выполнены в Сосновом Бору на носителе ИЛ-18 № 75804. Съемка производилась над акваторией Копорской губы в районе Ленинградской АЭС. В качестве датчиков использовались МЧБ-1 — стандартные датчики от магнитометра ММ 60, доработанные на фирме-изготовителе таким образом, чтобы подогрев колбы датчика производился переменным током частотой 12 кГц. Указанные доработки обеспечили отсутствие смещений в получаемых измерениях

напряженности поля. В качестве систем колец использовались многослойные печатные платы, выполненные в виде колец. Точность их изготовления соответствует 4 классу точности.

Для выполнения экспедиционных аэрогеофизических работ над акваторией Северного Ледовитого океана в районе поднятия Менделеева потребовалось оборудовать носитель общего назначения типа ИЛ-18Д № 75713, принадлежащий ОАО НПП «Мир». С этой целью носитель был дооборудован хвостовым коком (рис. 28), принадлежащим лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология» и являвшимся неотъемлемой частью аэрогеофизической лаборатории МАГНИТ ФГУП «ВНИИОкеангеология». В хвостовом коке был размещен квантовый магнитометр АКМ (ПМГРЭ), двухдатчиковая магнитометрическая система АМ-2М (рис. 29) и БИ-4 (рис. 30) аппаратурного комплекса аэрогеофизической лаборатории МАГНИТ лаборатории многоуровневого геофизического мониторинга (ФГУП «ВНИИОкеангеология»).

Схема расположения датчиков аэрогеофизической магнитометрической системы ФГУП «ВНИИОкеангеология» представлена на рис. 31.



Рис. 28. Дооборудование самолета ИЛ-18 Д
ХВОСТОВЫМ КОКОМ.



Рис. 29. Расположение регистрационного комплекса АМ-2М на борту самолета ИЛ-18Д.



Рис. 30. Расположение регистратора БИ-4 на самолете ИЛ-18Д.

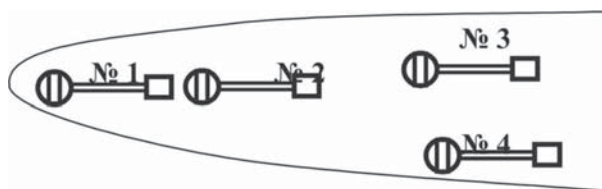


Рис. 31. Схема расположения датчиков МЧБ-1 в хвостовой кокке носителя ИЛ-18Д.

Каждая регистрационная система (АМ-2М и БИ-4) использовалась в качестве двухдатчикового магнитометра для получения синхронной записи от двух идентичных датчиков. Независимость каналов позволила точно оценить работу регистрационной системы, сравнивая показания двух датчиков, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга.

Аэромагнитная съемка на протяжении всего периода ее выполнения сопровождалась наземными магнитовариационными измерениями, выполняемыми магнитометрами типа ММП-203МС и ММ-303, входящих в состав наземного аппаратного комплекса СЕЙСМОЛАБОРАТОРИИ ФГУП «ВНИИОкеангеология».

Результаты выполненных аэромагнитных съемок и магнитовариационных измерений описаны в статье «Комплексные геолого-геофизические исследования в Северном Ледовитом океане на НЭС «Академик Федоров» (Каминский-В.Д., Поселов В.А. и др.) настоящего сборника.

Аэрогеофизические магнитометрические работы были выполнены в полном объеме, согласно геологическому заданию указанной ФЦП. Использование четырех идентичных датчиков и двух независимых регистрационных систем позволило повысить надежность аэромагнитной съемки и выполнить ее в полном объеме при минимальном количестве вылетов.

Научное издание

Коллектив авторов

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ
В АРКТИКЕ, АНТАРКТИКЕ И МИРОВОМ ОКЕАНЕ В 2005 ГОДУ

Ежегодный обзор

Редактор издательства ВНИИОкеангеология *А.И. Бурская*
Компьютерная верстка *Н.А. Леонтьева*

Подписано в печать 18.05.2006. Формат 60х90 1/8. Уч.-изд. л. 14,5.
Усл. печ. л. 15,25. Тираж 100 экз.

Издательство ВНИИОкеангеология. СПб, Английский пр., д. 1.

Отпечатано
Заказ №