

Санкт–Петербургский государственный университет

БЕЛОХВОСТИК Данил Михайлович

Выпускная квалификационная работа

**СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ЗАЛИВА ПРЮДС, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА.**

Основная образовательная программа магистратуры

«Геология»

Профиль «Геофизика»

Научный руководитель: д. геол.-мин. н.,
профессор ЛЕЙЧЕНКОВ Герман Леонидович

Рецензент: инженер II категории ОГМРА
ВНИИОкеангеология СЕРГЕЕВА Ванда
Михайловна

Санкт-Петербург

2018

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
1. Характеристика района исследований	4
1.1 <i>Физико-географические условия</i>	4
1.2 <i>История и основные результаты геолого-геофизических исследований</i>	6
1.3 <i>Тектоническое строение</i>	9
2. Методика исследования (57 РАЭ)	18
2.1 <i>Сейсмопрофилирование МОГТ</i>	18
2.2 <i>Сейсмозондирования МПВ</i>	21
2.3 <i>Гравитационные исследования</i>	23
2.4 <i>Гидромагнитные исследования</i>	23
3. Сейсмостратиграфия осадочного чехла	23
3.1 <i>Рифтовый структурный этаж</i>	24
3.2 <i>Пострифтовый структурный этаж</i>	30
4. История развития осадочного чехла	40
Заключение	43
Список литературы	45

ВВЕДЕНИЕ

Тема магистерской диссертации: «Строение и история геологического развития осадочного чехла залива Прюдс, Восточная Антарктида».

Работа основана на данных, полученных в 57 Российской Антарктической Экспедиции (РАЭ) в 2012 г. и ранних исследованиях (31 и 33 САЭ, Японской антарктической экспедиции 1999 г).

Актуальность работы. Исследованию Антарктиды всегда уделялось большое внимание. Повышенный интерес к данному региону вызван различными причинами, как научными, так и экономическими. В частности, детальные исследования осадочного чехла помогут сделать вывод об изменении климата данного региона за несколько миллионов лет. Несмотря на все работы, выполненные в восточной Антарктиде, залив Прюдс остается слабоизученным.

Цель работы. Изучение строения и истории геологического развития осадочного чехла залива Прюдс.

Задачи.

1. Интерпретация сейсмических данных (выделение основных сейсмических границ комплексов в осадочном чехле, корреляция сейсмических границ).
2. Построение карт мощности основных сейсмических комплексов.
3. Составление геологической карты шельфа залива Прюдс.
4. Реконструкция обстановок осадконакопления на шельфе залива Прюдс.

Личный вклад. В ходе написания работы автором были проведены корреляция горизонтов с помощью расширения представлений об обстановках осадконакопления и сеймостратиграфический анализ, составлены карты мощностей основных сейсмических комплексов и геологическая карта.

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю Лейченкову Г.Л., рецензенту Сергеевой В.М., коллективу кафедры геофизики СПбГУ, а также сотрудникам Полярной Морской Геологоразведочной Экспедиции.

1. Характеристика района исследований

1.1 Физико-географические условия

Залив Прюдс расположен в Восточной части Антарктики и приурочен к юго-восточной части моря Содружества (рис. 1). Юго-восточную границу залива формирует берег Ингрид Кристенсен (Земля Принцессы Елизаветы), а юго-западную – Земля Мак-Робертсона и шельфовый ледник Эймери. Береговая линия образует, так называемый ледовый барьер, который залегает на обнажениях коренных пород, образующих острова небольшого размера вдоль берегов залива. Примером, которых являются острова Рёуэр, расположенные вдоль берегов Земли Мак-Робертсона.

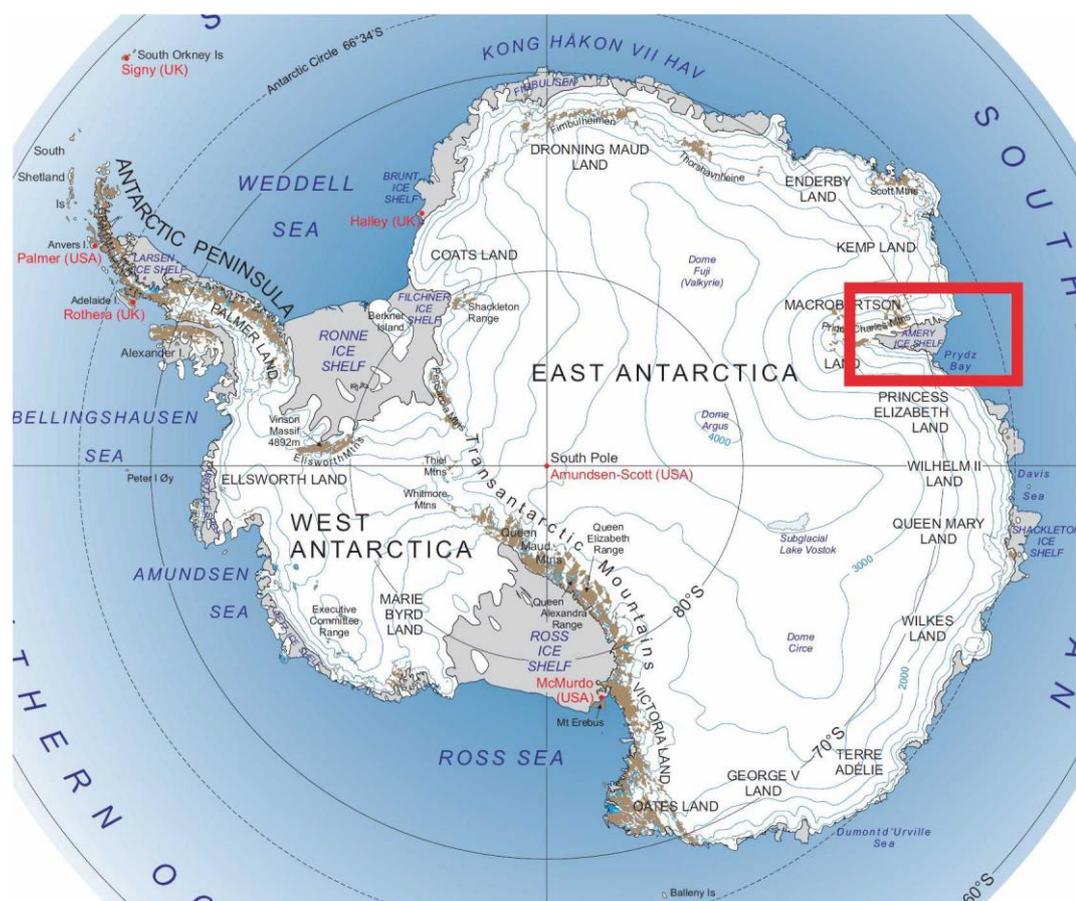


Рисунок 1. Карта Антарктиды (NASA:LIMA).

Серым цветом выделены области развития шельфовых ледников, белым – покровных ледников, коричневым – участки материка, не покрытые льдом. Красным контуром выделена область исследований 57 РАЭ (Гандюхин и Погорельский, 2013).

В ходе изучения данного района Антарктиды на берегах залива Прюдс было построено несколько научных станций, основные из них: Прогресс (РФ), Дейвис (Австралия) и Чжуншань (Китай). Российская антарктическая станция Прогресс была открыта 1 апреля 1988 года, как сезонная, позднее был построен зимовочный комплекс.

Геофизические исследования различных экспедиций в море Содружества проводились как в глубоководных областях, так и на шельфе залива Прюдс. Наблюдается увеличение ширины шельфовой области от 80—100 км в краевых частях залива до 300 км в его центре, также шельф протягивается еще на 250-300 км под ледниками Эймери и Ламберта. Для залива Прюдс характерно общее погружение дна в сторону суши и непостоянство глубин с чередующимися мелководными и глубинными областями. Колебания глубин наблюдаются в диапазоне от 100 до 1500 м, а в среднем составляют 400-600 м (рис. 2).

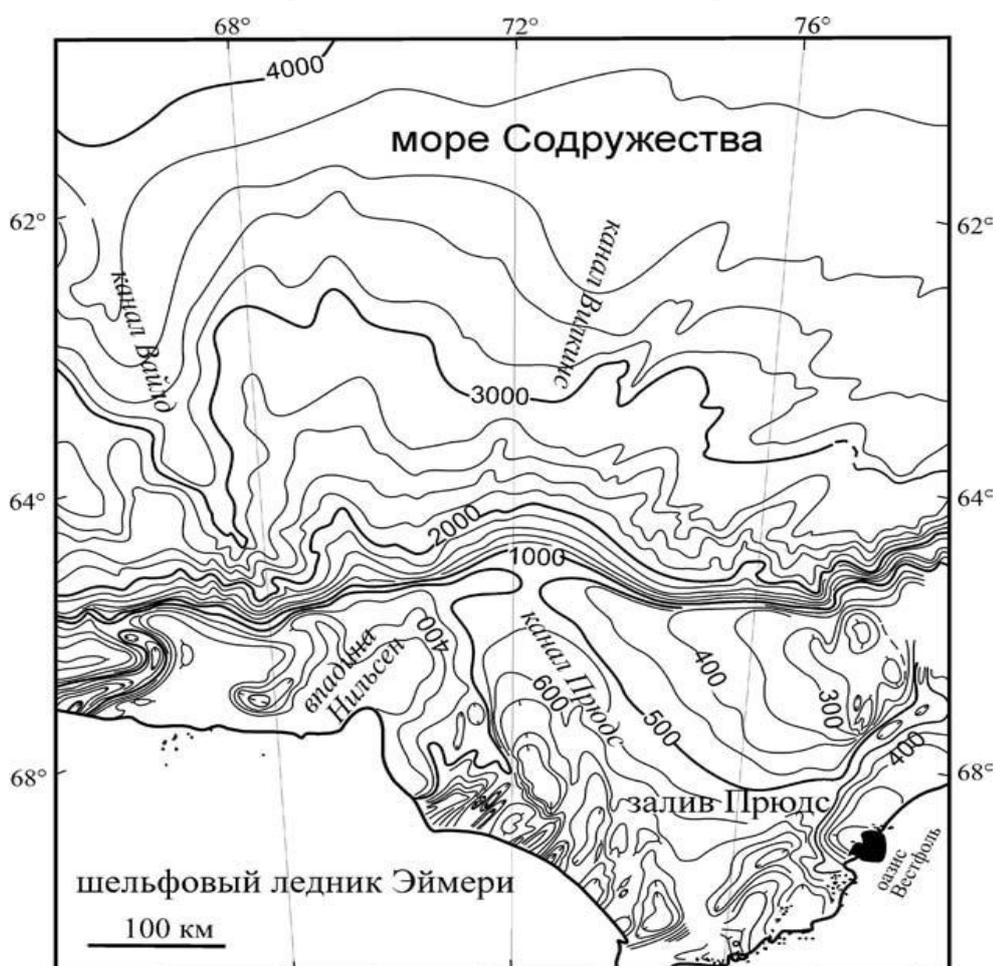


Рисунок 2. Батиметрическая карта залива Прюдс (Лейченко и др., 2015).

Граница (бровка) шельфа преимущественно линейная за исключением устья канала Прюдс, где она смещается на несколько километров в сторону океана. В целом, бровка шельфа имеет широтное простираие.

Среднегодовая температура воздуха на побережье залива Прюдс составляет -10°C , при средних значениях скорости ветра 6,7 м/с. Для данного региона можно ввести такое понятие, как «антарктическое весна и лето», длящееся с ноября по февраль. Именно на этот период приходится наибольший объем исследований, особенно в акватории, что связано с уменьшением поверхности льда. На ход работ также оказывают влияние айсберги. Их наличие на пути профилей намеченных при планировании работ, нередко, приводит к изменению курса научно-исследовательского судна. Восточнее холмов Ларсенманна располагается ледник Долк. Его разрушение приводит к образованию множества айсбергов и их осколков. Соответственно, при З и ЮЗ направлении ветра данные

образования перемещаются в сторону залива Прюдс (Федеральная целевая программа «Мировой океан» [Электронный ресурс]. URL: http://www.aari.aq/stations/progress/progress_ru.html).

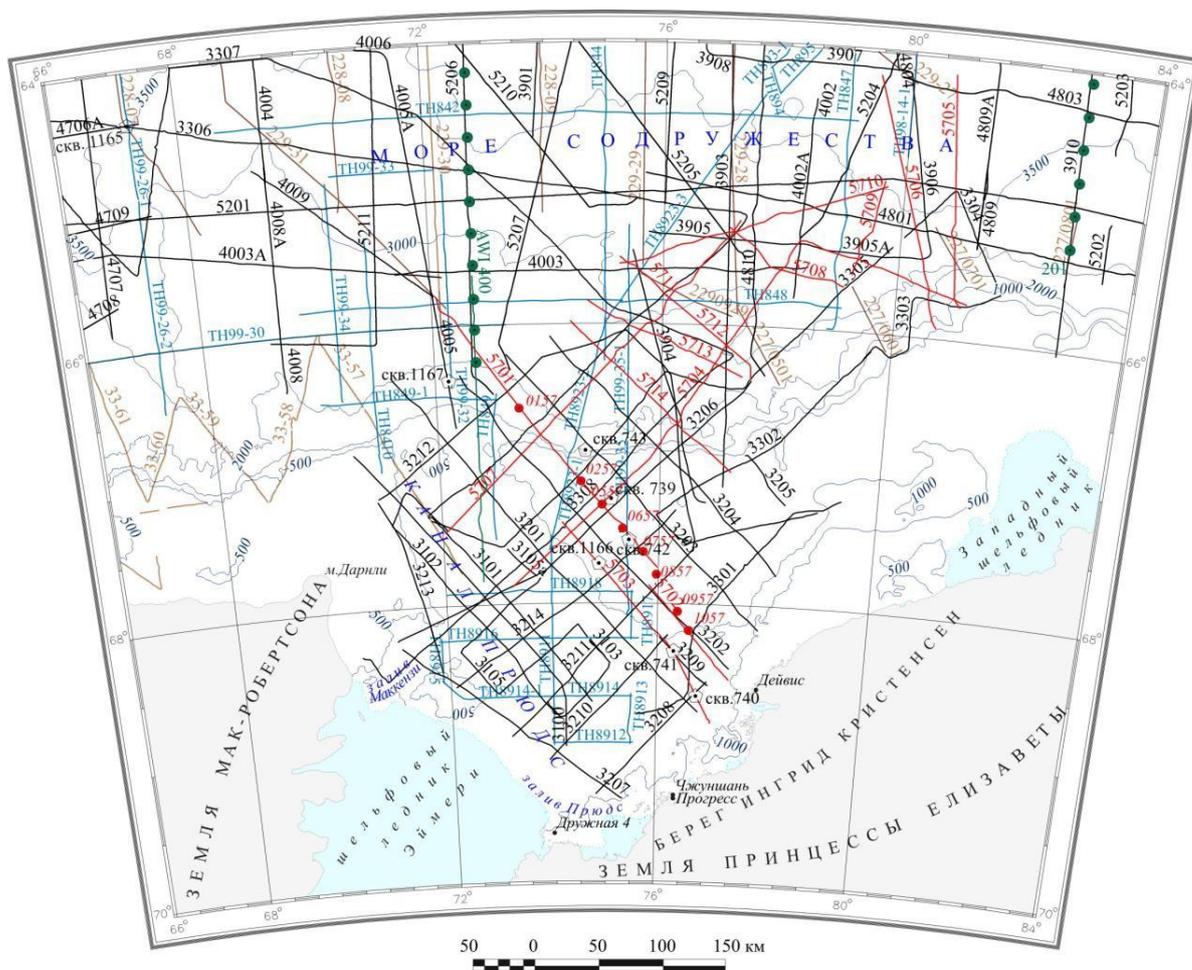
1.2. История и основные результаты геолого-геофизических исследований

Изучение геологического строения восточной Антарктиды началось относительно недавно. При этом уже сейчас проведено огромное количество исследований, которые позволяют понять геологию данного региона (рис. 3).

Берега Земли Принцессы Елизаветы так же, как и Земли Мак-Робертсона открыты в 1930 году благодаря усилиям международной экспедиции. В состав этой экспедиции, под руководством Д. Моусона, входили ученые из Великобритании, Австралии и Новой Зеландии.

Описание первых геофизических наблюдений в пределах залива Прюдс приводит в своей статье австралийский ученый Говард Стагг (Stagg, 1985). В 1982 году под руководством бюро минеральных ресурсов Австралии в море Содружества были выполнены исследования шельфа и континентального склона с помощью сейсмо- и магниторазведки, а также батиметрических наблюдений. В общей сложности, в ходе австралийской экспедиции, длившейся с середины января по начало марта 1982 года, было получено более 5 000 км сейсмических и около 8 000 км магнитных и батиметрических данных. Сейсморазведка выполнялась с помощью 6-канального профилирования методом общей глубинной точки (МОГТ). По результатам работ Говард Стагг в своей статье обозначил площадь бассейна залива Прюдс – 40 000 км², при средней мощности водного слоя 400-900 м и мощностью осадков до 5 км и более. Также автор для шельфа залива Прюдс предложил новую модель осадочного чехла, согласно которой выделяются 5 сейсмических комплексов. Четыре осадочных (PS.1, PS.2, PS.4, PS.5) и один комплекс пород акустического фундамента, обозначенный автором индексом PS.6 (Stagg, 1985).

В 1988 году в заливе Прюдс были выполнены работы по программе глубоководного бурения (ODP). Результатом этих работ стало выделение в PS.2 двух комплексов – PS.2A и PS.2B, характеризующихся различной структурой внутренних отражений.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

<p>Комплексные геофизические профили (МОГТ, гравиметрия, магнитометрия)</p> <p>5703 — ФГУНПП «ПМГРЭ» в составе 57 РАЭ (2012 г.)</p> <p>AWI 400 — ФГУНПП «ПМГРЭ» 57 РАЭ (совместно с институтом Альфреда Вегенера, AWI, Германия) (2012 г.)</p> <p>5203 — ФГУНПП «ПМГРЭ» в составе 31 САЭ - 33 САЭ (1986-1988 г.г.), 39 РАЭ - 40 РАЭ (1994-1995 г.г.), 47 РАЭ - 48 РАЭ (2002 - 2003 г.г.), 52 РАЭ (2007 г.)</p> <p>th 849, Th94-19-1SMG, Th98 29SMG, Th99-34smg — Японская нефтяная корпорация (JNOC), 1984, 1989, 1998, 1999 г.г.</p> <p>33-61, 227/0801, 228-08, 229-29 — Геологическая служба Австралии (GA), 1982 г., 2000-2001 г.г.</p>	<p>Сейсмозондирования МПВ и их номера</p> <p>Выполненные с использованием донных станций:</p> <p>0757 ● ФГУНПП «ПМГРЭ» 57 РАЭ (2012 г.)</p> <p>● ФГУНПП «ПМГРЭ» 52 РАЭ (совместно с институтом Альфреда Вегенера, AWI, Германия) (2007 г.)</p> <p>Выполненные с использованием радиобуев:</p> <p>▲ ФГУНПП «ПМГРЭ» в составе 31 - 33 САЭ (1986-1988 г.г.), 39 - 40 РАЭ (1994-1995 г.г.)</p> <p>▲ Японская нефтяная корпорация (JNOC), 1984 г.</p> <p>▲ Геологическая служба Австралии (GA), 2000-2001 г.г.</p> <p>○ скв. 740 Скважины, выполненные по программам глубоководного бурения</p> <p>— 3500 Изобаты, м</p> <p>— Береговая линия</p> <p>--- Граница шельфовых ледников</p>
--	---

Рисунок 3. Схема геофизической изученности залива Прюдс (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Серьезный вклад в изучение данного региона сделали японские ученые, организовав две антарктические экспедиции в 1985 и 1990 годах. В ходе экспедиции «ТН-84» 1985 года за 30 дней были выполнены исследования различными методами: сейсморазведка, магниторазведка, гравиразведка, отбор донных проб и измерения теплового потока (Mizukoshi et al., 1988; Nakao,

1990). Сейсморазведка выполнялась с помощью 24-канальной приемной линии методами сейсмопрофилирования МОГТ и сейсмозондирования МПВ. Сейсмозондирования выполнялись с использованием 10 радиоакустических буев. Длина сейсмических профилей составила порядка 2350 км. Совместное измерение магнитного и гравитационного полей позволило получить данные с более чем 17 000 км профилей. Было выполнено 8 точек измерений поверхностного теплового потока. Японскими учеными были сделаны следующие выводы (Mizukoshi et al., 1988):

1. Плотность теплового потока изменяется от 91.4 мВт/м² в шельфе залива Прюдс до 50 мВт/м² в море Содружества, при средних значениях по миру 60 мВт/м²;
2. На континентальном шельфе присутствуют проградационные структуры направленные в сторону моря. Кристаллический фундамент расположен на глубинах более 3,5 км от поверхности дна;
3. Толщина осадков в континентальном поднятии и абиссальной равнине более 6 км, и, возможно, увеличивается в сторону центра залива Прюдс. В осадочном чехле выделено 5 региональных несогласий (от А до Е);
4. Акустическое основание в ЮЗ части плато Кергелен плавно поднимается к центру плато и покрывается тонким слоем старых пелагических осадков.

Отечественные антарктические экспедиции начались ещё в 1955 году. Однако, изучение моря Содружества и залива Прюдс отечественными учеными началось в ходе 31 «Советской антарктической экспедиции» (САЭ), а затем в 32, 33, 36 САЭ (Гандюхин и Погорельский, 2013). В результате работ получено 6 000 км МОГТ и 23 точки зондирования методом преломленных волн (МПВ). В ходе 31-33 САЭ применялась донная постановка гидрофона, а в 36 – дрейфовая (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Стоит отметить, что, несмотря на все успехи выполненных работ, аппаратные возможности в восьмидесятых годах существенно уступали современным. Это отражается на качестве и информативности полученных данных (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Дальнейшее изучение данного региона проводилось, преимущественно в глубоководной части моря Содружества (Гандюхин и Погорельский, 2013). В ходе 39, 40 РАЭ было выполнено 3100 км профилирований МОГТ и 8 зондирований МПВ. Работы производились с борта научно-исследовательского судна «Академик Александр Карпинский». Судно было оснащено, 48-канальной приемной расстановкой длиной 2350 м и системой пневмоисточников объемом до 40 л.

Далее японские ученые в ходе экспедиции ТН-99 в 2000 г. вновь исследовали залив Прюдс и море Содружества. При этом примерно за 30 дней измерений было выполнено: более 2 000 км сеймопрофилирования с использованием 240-канальной приемной расстановки, порядка

20 000 км магнитных наблюдений, гравиразведка, а также 7 точек наблюдения поверхностного теплового потока. В результате этих исследований для залива Прюдс и моря Содружества была создана новая модель осадочного чехла и несогласий в нем. Индекс был присвоен каждому горизонту сверху вниз от А до G и несогласию от U2 до U6 (Joshima et al., 2001).

В ходе исследований 2000 и 2001 г.г. австралийские ученые провели 1500 км профильных измерений и 9 сейсмозондирований МПВ. При работах использовалась 288-канальная аппаратура, а результаты исследований позволили получить информацию о внутреннем строении земной коры вплоть до границы Мохо (Гандюхин и Погорельский, 2013).

В 2003 в ходе 48 РАЭ проводились измерения в восточной части моря Содружества и море Дейвиса. В 2007 г. были проведены российско-германские исследования моря Содружества с применением принципиально новой аппаратуры. При проведении работ использовались: 352-канальная коса и две системы пневмоисточников суммарным объемом 47 л. Помимо сейсмических наблюдений, проводились гравитационные и магнитные измерения. Последние выполнялись как с борта судна, так и в аэро варианте.

Советскими учеными в 17, 19, 32 и 35 САЭ выполнялись также и аэрогеофизические наблюдения магнитного поля. Система маршрутов располагалась, в основном, над континентом, но северные концы профилей частично перекрывали южную часть залива Прюдс.

По программе глубоководного бурения ODP в 1988 и в 2000 г. (рейсы 119 и 188) было пройдено 5 скважин на шельфе залива Прюдс, 2 в верхней части континентального склона и 1 в его подножии.

В 2012 году были проведены комплексные морские геофизические исследования 57 РАЭ под руководством В.В. Гандюхина. Работы выполнялись сейсмическими, магнитными и гравиметрическими методами в южном секторе Индийского океана у берегов Восточной Антарктиды в юго-восточной части моря Содружества, включая шельф залива Прюдс. Сейсмические наблюдения проводились методами МОГТ и МПВ с донной постановкой станции. При этом использовалась 352-х канальная сейсмическая длиной 4,5 км.

1.3 Тектоническое строение

Распад Гондваны стал причиной образования моря Содружества и приуроченного к нему залива Прюдс. Существуют различные оценки момента начала разделения Индийской и Австрало-Антарктической плит, но большинство авторов сходится на мнении о позднеюрское – раннемеловое времени распада (Powell et al., 1988; Lawver et al., 1992; Boger, 2011). Однако, некоторые ученые подчеркивают необходимость переоценки палеогеографических реконструкций (White et al., 2013). Последнее связано с существованием существенных изменений в положении плит для разных тектонических реконструкций.

В восточной части Антарктиды по результатам геолого-геофизических исследований

были обнаружены выходы кристаллического щита (рис. 4). Щит представлен архейско-палеопротерозойскими кратонами и орогеном мезопротерозойского-неопротерозойского возраста, сложенным орто- и парагнейсами, претерпевшими амфиболитовый и гранулитовый метаморфизм. Выходы гранулитогнейсовых кратонов обнаружены в северной части Земли Эндбери и в СВ части Земли Принцессы Елизаветы, а гранулит-зеленокаменная разновидность проявлена на юге гор Принц-Чарльз. Завершение стабилизации кристаллического щита Восточной Антарктиды связано с событиями тектоно-термальной активизацией, произошедшей более полумиллиарда лет назад. На этом этапе происходили интрузии кислого и щелочного состава. Данное событие могло быть связано с различными причинами, к которым относят либо внутриплитные процессы, либо с коллизией террейнов в ходе завершающей стадии образования Гондваны.

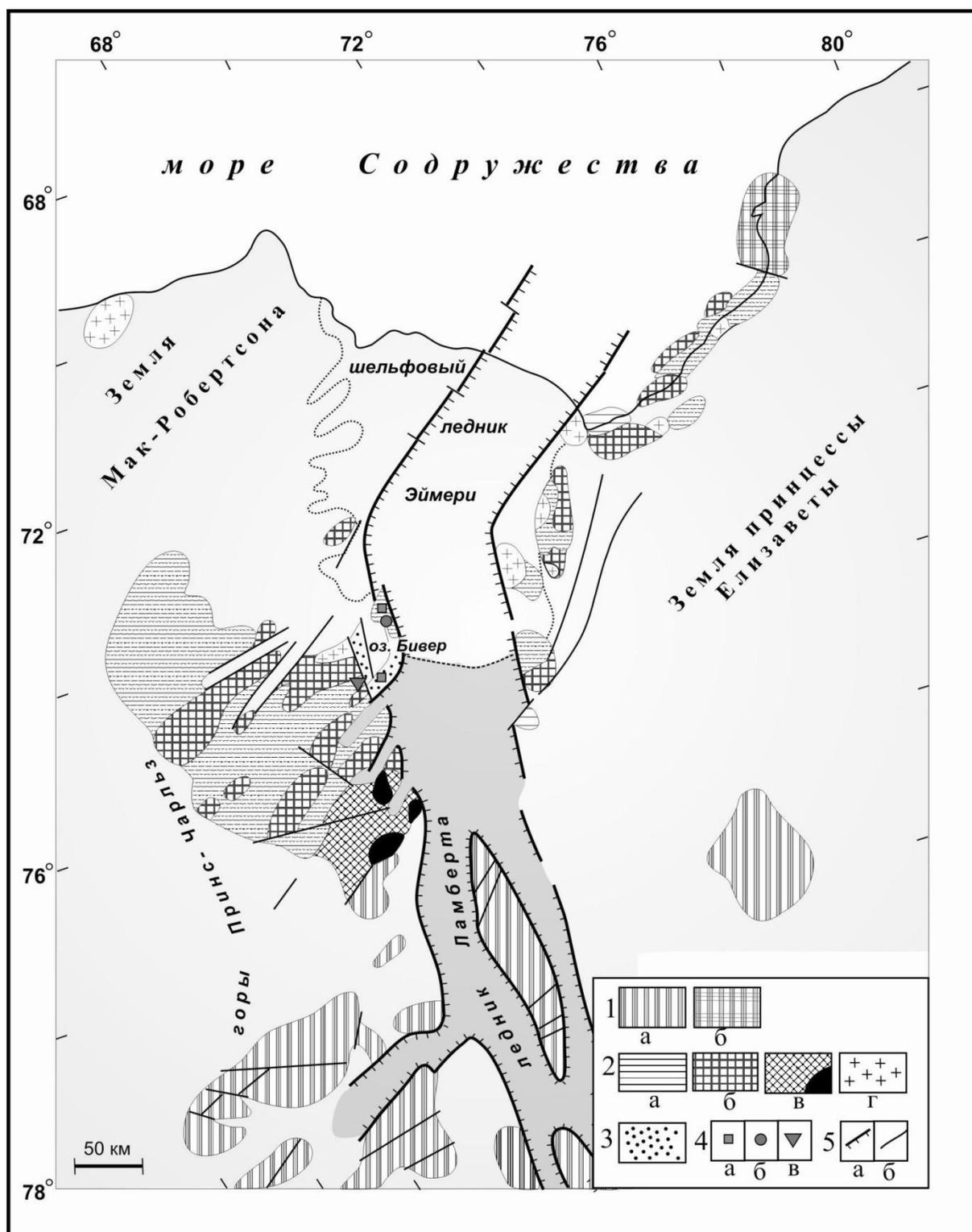


Рисунок 4. Схема тектонического строения района ледников Ламберта-Эймери (Лейченков, 1999).

1 – архейско-палеопротерозойские кратоны: а) архейско-палеопротерозойский гранулитогнейсовый блок оазиса Вестфолль; б) архейско-палеопротерозойская гранит-зеленокаменная область; 2 – мезопротерозойский-раннепалеозойский ороген: а) парagneйсы; б) ортоgneйсы; в) магматические комплексы (черным показаны габброидные интрузии); г)

неопротерозойские-раннепалеозойские интрузии (позднепротерозойские чарнокиты на З. Мак-Робертсона; раннепалеозойские граносиениты на З. Пр. Елизаветы); 3 – пермо-триасовые рифтогенные формации; 4 – фанерозойские интрузии и эффузивы: а) мафические дайки карбонового и раннетриасового возраста (320–310 и 245–240 млн лет); б) тела и дайки основных и щелочно-ультраосновных позднемезозойских пород (110–120 млн лет); в) щелочные базальтоиды (50 млн лет); 5 – разломы: а) сбросы - границы грабен ледников Ламберта-Эймери; б) другие.

Группой ученых сотрудников ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ, а также Института Альфреда Вегенера была создана карта магнитных аномалий на основе компиляции данных, полученных в ходе американских, австралийских, немецких, японских и российских экспедиций (Golynsky et al. 2002; Лейченков и др. 2010). Так, по результатам аэромагнитных наблюдений на высотах от 2 км до 2,5 км гранулитогнейсовые области характеризуются спокойным изометричным полем (рис. 5). При этом аномалии магнитного поля над выходами кристаллического щита в пределах Земли Эндбери составляют 200-600 нТл, а на Земле Принцессы Елизаветы – до 1000 нТл (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Как отмечалось ранее, раннепалеозойский пик тектоно-термальной активизации был завершающим в процессе становления кристаллического щита. Далее происходили лишь хрупкие деформации, горизонтальные и вертикальные смещения отдельных блоков, внедрение разновозрастных мафических даек, накопление осадочной толщи мощностью более 2 км. Растяжение земной коры, происходившее в карбоне-триасе, привело сначала к образованию депрессии рельефа, а затем к формированию субмеридианального грабена Ламберта (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Единственным существенным проявлением палеозойских пластов в Восточной Антарктиде является группа Эймери. Осадочные породы пермо-триасового возраста, относящиеся к данной группе, распространены в районе озера Бивер и в северной части гор Принц Чарльз (Webb and Fielding, 1993). В составе пермо-триасовых отложений выделяют конгломераты, песчаники и алевролиты с прослоями углей (Гандюхин и Погорельский, 2013).

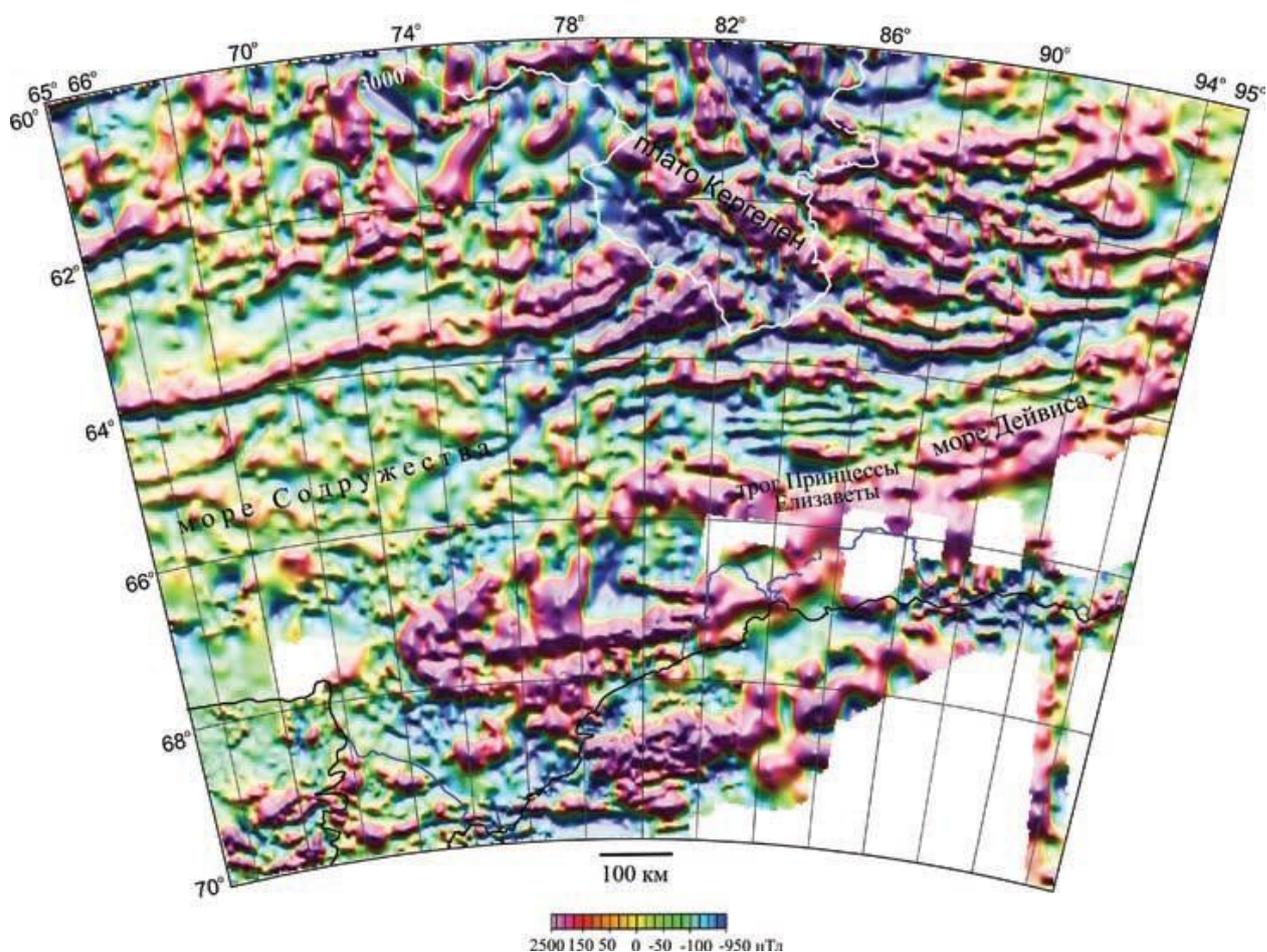


Рисунок 5. Карта аномального магнитного поля (ΔT_a) (Лейченко и др. 2010).

Как упоминалось ранее, распад Индийской и Австрало-Антарктической плит произошел на границе поздней юры и раннего мела (примерно 134 млн л.н.; Powell et al., 1988; Lawver et al., 1992; Voger, 2011). Процесс распада плит сопровождался образованием двух крупных рифтовых структур, имеющих, примерно, взаимно перпендикулярное направление. Так, рифт, распространяющийся вдоль берегов Антарктиды, классифицируется, как периконтинентальный (окраинный). В свою очередь, рифт, уходящий вглубь материка – интраконтинентальный (внутриконтинентальный) (Lawver et al., 1992). Интраконтинентальный рифт протягивается по рифтовым зонам ледников Ламберта и Эймери на 1 000 км (Лейченко и др., 2015). Его продолжение прослеживается и в шельфе залива Прюдс, где он протягивается с ЮЗ на СВ. Существует мнение (Лейченко и др., 2010) о том, что заложившийся позднепалеозойский рифт к концу мезозоя прекратил свое развитие, сформировав внутриконтинентальный грабен. В работе Стагга (Stagg, 1985) отмечено, что грабен Маханади, расположенный на полуострове Индостан, является продолжением внутриконтинентальной рифтовой зоны выявленной в восточной Антарктиде. Данное положение согласуется с точкой зрения о развитии литосферы континентальных плит в данном регионе (Лейченко и др., 2015) и подтверждается сходством составов осадочных отложений в грабене Маханади и в районе озера Бивер (Stagg, 1985; Гандюхин и Погорельский, 2013).

Определение границ грабена залива Прюдс возможно на основе интерпретации сейсмических данных, где на получаемых разрезах его структура обнаруживается по резкому погружению кристаллического фундамента. К сожалению, выделение структурных особенностей в пределах грабена по сейсмическим разрезам является сложной задачей из-за отрицательного влияния на полезную запись интенсивных кратных отражений от морского дна. Анализ данных МПВ и измерений поля силы тяжести позволил установить глубину расположения основания грабена (8-10 км) и мощность земной коры (25 км), определенную для оси грабена (Гандюхин и Погорельский, 2013).

В северной части шельфа залива Прюдс окраинный рифтовый грабен сочленяется с внутриконтинентальным, образуя единую систему. Формирование окраинного грабена происходило во времена растяжения Гондваны и предшествовало образованию моря Содружества, расколу Индийской и Австрало-Антарктической плит и раскрытию Индийского океана (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Еще одним из наиболее важных геологических событий данного региона является образование в море Содружества океанического плато Кергелен, представляющее собой крупную изверженную провинцию. Фундамент северной части плато, преимущественно, сложен толеитовыми базальтами. В своей статье (Coffin et al., 2002) Миллард Коффин и другие ученые подвергли детальному изучению горячую точку Кергелен. Одним из результатов этих исследований стал вывод, что внедрение горячей точки 132 млн лет назад в восточную часть Гондваны и стало причиной раскола материка. Как считают ученые, результатом внедрения горячей точки является образование комплекса Банбери (Австралия) и плато Натуралиста. Затем, 120 млн л.н. произошло смещение горячей точки к оси спрединга, что привело к более активному излиянию базальтовой магмы (Coffin et al., 2002; Лейченков и др., 2010).

Магматические образования рифтовой стадий в пределах грабена Ламберта-Эймери редки и проявляются в виде мелких интрузий основного и щелочного-ультраосновного состава (возраст 110-120 млн лет). Структуры данного типа обнаружены в западной части грабена. Также, западнее озера Бивер выявлены щелочные базальты, образовавшиеся 50 млн лет назад (Гандюхин и Погорельский, 2013).

В пределах восточной Антарктиды наблюдается система разломов меридианального и ЮЗ-СВ направления. Рифтообразование происходило в позднем палеозое, а после короткого периода относительной стабилизации процессы растяжения и погружения возобновились в более широком масштабе. Пострифтовый этап характеризуется слабой реактивацией разломов, что связывают с вертикальными движениями литосферы. Последнее может быть обусловлено двумя причинами: остыванием литосферы или изостатическим колебанием литосферы за счет изменения мощности ледникового покрова (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Огромный вклад в геолого-геофизическое изучение моря Содружества сделали сотрудники ПМГРЭ. Ученые в ходе многочисленных экспедиций, помимо других важных выводов, установили границу океан-континент. Контакт пород океанического типа с континентальной корой маркирует линейная аномалия магнитного поля (рис. 5). Аномалия протягивается более чем на 2000 км. При приближении к восточной части моря Содружества граница смещается к югу и теряется в котловине Принцессы Елизаветы (Лейченков и др., 2010, Гандюхин и Погорельский, 2013).

Согласно модели Говарда Стагга (Stagg, 1985), о которой упоминалось ранее (см. раздел 1.2), осадочный чехол шельфа залива Прюдс представлен несколькими сейсмическими комплексами. Позднее, данная модель дорабатывалась с учетом новых данных, полученных при проведении последующих экспедиций. На сегодняшний день, выделяют четыре основных комплекса (рис. 6), которые будут рассмотрены далее: PS.5, PS.4, PS.2B и PS.2A.

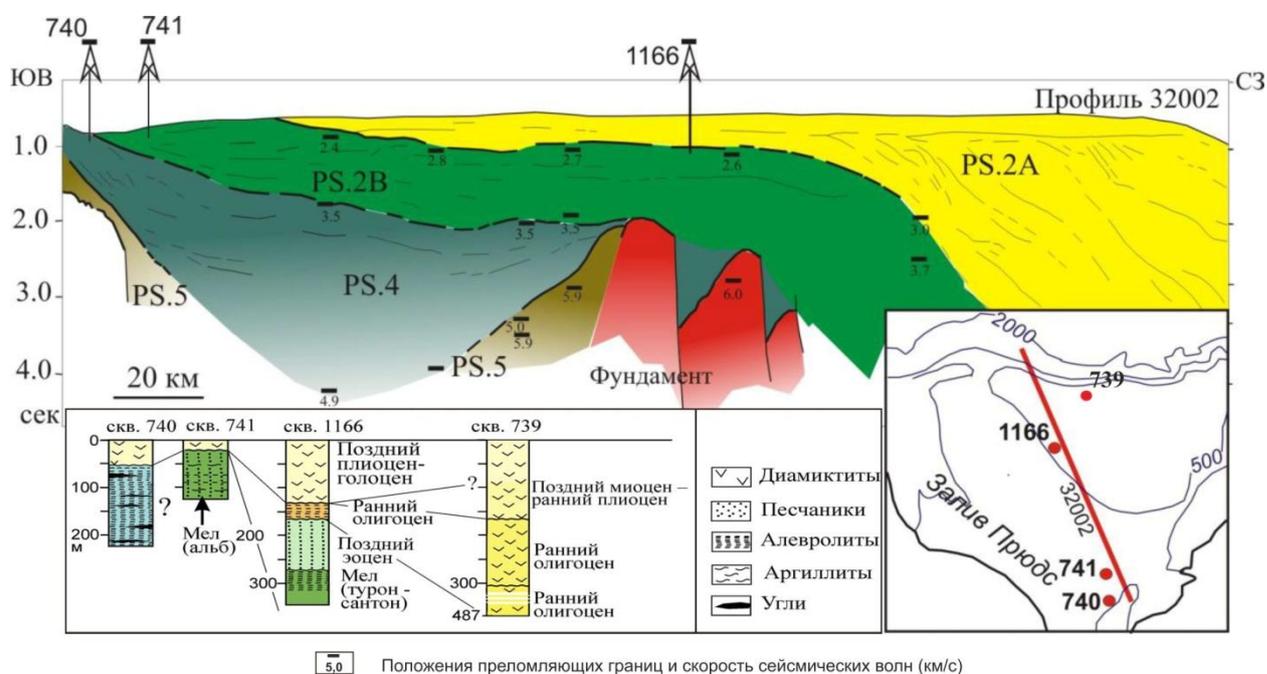


Рисунок 6. Структура осадочного чехла шельфа залива Прюдс (Лейченков, 1999).

В основании осадочного чехла выделяется сейсмический комплекс PS.5. Отложения данного комплекса наблюдаются в пределах рифтового грабена залива Прюдс. По результатам сейсмических наблюдений установлено, что максимальная мощность комплекса PS.5 составляет 2,5-3,0 км. Средняя скорость сейсмических волн в пределах комплекса – 4,9 км/с. Скважины, пробуренные по проектам ODP не достигли данного комплекса, но его породы, по скорости упругих волн, относят к молассовым отложениям пермо-триасового возраста. Выходы подобных пород были найдены в окрестностях озера Бивер. Во время образования комплекса (пермь-триас) в восточной части Гондваны происходили процессы внутриплитного растяжения (Лейченков и др., 2015).

После PS.5 образовался комплекс PS.4, также приуроченный к рифтовым структурам.

При изучении сейсмического разреза осадочного чехла залива Прюдс учеными выявлено несколько структурных особенностей комплекса PS.4 (Лейченков и др., 2015, Cooper et al. 1991):

- 1) В юго-восточной части разреза наблюдается выход комплекса, а также согласная с выше- и нижележащим комплексами структура внутренних отражений;
- 2) В северо-западной части разреза внутренние отражения комплекса PS.4 не параллельны таковым в комплексе PS.2B, что говорит о наличии углового несогласия в данной области;
- 3) В центральной области комплекса PS.4, что соответствует осевой части рифтового грабена, наблюдается серия субвертикальных разломов.

Максимальная мощность, рассматриваемого комплекса достигает 5 км и более. Скорость сейсмических волн, при рассмотрении снизу вверх изменяется от 4,9 до 3,4 км/с (Лейченков и др., 2015, Гандюхин и Погорельский, 2013).

Скважина 740 (рис. 1.5), пробуренная по проекту ODP в ходе 119 рейса научного судна «Joides resolution», расположена примерно в 30 км от береговой линии Земли Принцессы Елизаветы. Скважина позволила вскрыть порядка 200 метров в средней части комплекса (Гандюхин и Погорельский, 2013). По результатам бурения установлено, что породы комплекса представляют собой речные отложения, образовавшиеся в теплом и сухом климате. Также состоят из алевролитов, красноцветных песчаников. Последние содержат прослои ископаемых почв и углей (Лейченков и др., 2015).

В своей статье (Barron et al., 1991) Джон Баррон и другие ученые выделяют в разрезе скважины 740 три литологических комплекса. Первый от поверхности дна комплекс мощностью 23,2 метра содержит диатомовый ил с 75% -95%, с прослоями глинистого ила, который содержит незначительное количество диатомовых водорослей (до 15%). Второй литологический комплекс мощностью 33,4 метра представлен брекчией, состоящей из амфиболитовых гнейсов и кислых пород. Третий мощностью 169 метров состоит из песчаника, чередующегося с алевролитом и глинами (Barron et al., 1991).

Комплекс PS.4 слагает верхнюю часть рифтового структурного этажа. Основываясь на данном факте, ученые делают вывод о юрско-раннемеловом образовании пород. В это время происходил рифтогенез между Индийской и Австрало-Антарктической плитами (Лейченков и др., 2015).

Комплексы PS.5 и PS.4 слагают рифтовый структурный этаж, максимальная мощность которого достигает 9 км (Лейченков и др., 2015).

Сейсмический комплекс PS.2B практически полностью перекрывает породы нижележащего комплекса PS.4. По данным сейсмических наблюдений значения скоростей в нем уменьшаются снизу вверх от 3,2 до 2,3 км/с (Гандюхин и Погорельский, 2013). По

результатам бурения скважин 741 и 1166 получена информация о средней и верхней частях разреза PS.2B соответственно. Средняя часть комплекса представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями углей. Верхняя часть представлена аллювиальными песчаниками. По результатам геологических исследований установлено, что образование происходило в холодном и влажном климате в местах распространения флювиальных русел и затапливаемых приливных бассейнов, а также в лагунах (Лейченков и др., 2015). Средняя часть комплекса PS.2B характеризуется раннемеловым (альбским) возрастом, верхняя – позднеэоценовым (Лейченков и др., 2015).

Комплекс PS.2A расположен в верхней части осадочного чехла шельфа залива Прюдс. Из разреза (рис. 6) видно, что комплекс развит не по всей поверхности шельфа, а лишь по его половине, заканчиваясь в континентальном склоне. В ходе реализации программы ODP по трем скважинам (742, 739 и 1166) получена важная информация о составе и структуре ледниково-морского комплекса. Породы представлены массивными диамиктитами с, довольно, редкими прослоями более однородных алевроито-глинистых осадков и диатомовых илов. Породы данного комплекса имеют раннеолигоценовый-плейстоценовый возраст (Лейченков и др., 2015).

Мэтью Бэннет и Нил Глассер в своей работе (Bennet & Glasser, 2009) рассматривают вопросы ледниковой геологии. В их работе дается информация о субаквальных конусах выноса, образующихся на шельфе вблизи ледника в процессе его таяния. При этом образуется подледный сток в результате которого накапливаются отложения в виде конусов выноса. Подобные структуры обнаружены в заливе Прюдс, где чередование процессов отступления и наступления ледника приводит к формированию новых, а также к эрозии старых конусов выноса (Лейченков и др., 2015). В разрезе это может проявляться (и проявляется в шельфе залива Прюдс) наличием в нем так называемых, проградационных (горизонтальное наращивание) и аградационных (вертикальное наращивание) серий или клиноформ, которые являются важными отличительными элементами комплекса PS.2A. Подробное описание формирования данных структур приводится в работах, как в отечественных, так и зарубежных ученых (Bennet & Glasser, 2009, Лейченков и др., 2015). Образование проградационных структур привело к смещению бровки шельфа на 40 км в сторону моря напротив выводного ледника Ламберта (Лейченков и др., 2015).

В ходе изучения шельфа залива Прюдс появилось множество независимых друг от друга моделей осадочного чехла. В данной работе рассматривалась одна из первых моделей разработанная Говардом Стаггом (Stagg, 1985). Хотелось обратить внимание на модель, разработанную отечественными учеными на основе анализа всех имеющихся материалов по Восточной Антарктиде (Лейченков и Гусева, 2012). Согласно этой модели выделяется 7

региональных сейсмических границ CS1, CS2, CS3, CS4, CS5, CS6, CS7 соответствующих следующим возрастам: 134, 90–85, 43–42, 34, 24, 14-12 и 3-5 млн лет (Лейченков и Гусева, 2012; Гандюхин и Погорельский, 2013).

Граница CS1 соответствует кровле рифтового этажа и соответствует расколу Гондваны. Формирование границы CS2 связано с началом спрединга между Антарктидой и Австралией. По структуре сейсмической записи и данным бурения выделяется граница CS3. Граница CS4 характеризует начало ледниково-морского осадконакопления. Определяется по смене относительно однородных отражений нижележащей толщи на неоднородные вышележащей. Выделение границ CS5 и CS6 связано с эволюцией природной среды в заливе Прюдс (Лейченков и Гусева, 2012).

2. Методика исследования (57 РАЭ)

В ходе 57 РАЭ выполнялись сейсмические, гравитационные и магнитные наблюдения. Последние выполнялись как с борта судна, так и в аэро- варианте.

В данной работе особое внимание будет уделено именно сейсмическим наблюдениям.

В соответствии с планом на первом этапе были выполнены опытно-методические работы. Под этим подразумеваются проверка работы всей аппаратуры, участвующей в сейсмических исследованиях (Гандюхин и Погорельский, 2013).

2.1 Сейсмопрофилирование МОГТ

В качестве приемных устройств использовались цифровые сейсмические косы MSX-6000M, а для регистрации сейсмических данных - устройство MSX-6000M фирмы «INPUT/OUTPUT Inc.» (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Для сейсмопрофилирования в морском варианте использовалась фланговая система наблюдения, при которой источник находится в стороне от приемной линии. Основная информация о системе наблюдений, используемой в ходе работ 57 РАЭ, представлена на рисунке 7.

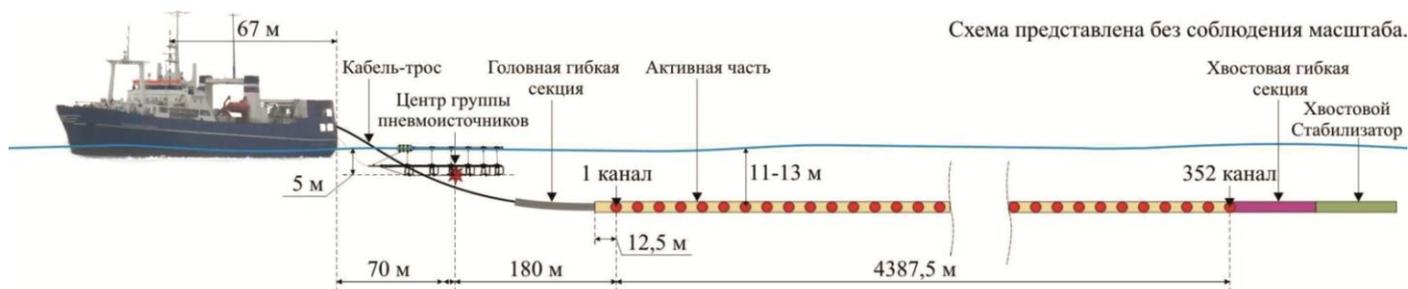


Рисунок 7. Система наблюдений МОГТ и основные параметры цифровой сейсмической косы MSX-6000M (Гандюхин и Погорельский, 2013).

В таблице 1 приводится подробное описание сейсмической косы, использовавшейся в

исследованиях 57 РАЭ.

Таблица 1. Основные параметры цифровой сейсмической косы MSX-6000M (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Длина кабель-троса (Lead-In) за кормой	150 м
Головная гибкая секция (Head Ekastic)	1
Длина головной гибкой секции	87,5* м
Число модулей MSX	22 модуля
Число активных секций (Active Section)	44 секции
Длина активной секции	100 м
Удаление 1 канала от головного модуля	12,5 м
Хвостовая гибкая секция (Tail Elastik)	1 секция
Длина хвостовой гибкой секции	87* м
Длина хвостового стабилизатора	50 м
Число устройств контроля глубины (Birds), установленных на косе	17
Число сейсмических каналов	352 канала
Число каналов в активной секции	8 каналов
Число каналов на модуль MSX	16 каналов
Интервал между центрами групп	12,5 м
Число гидрофонов в группе	14 параллельных
Ширина группы гидрофонов	17,55 м (29% перекрытия между смежными группами)
Тип гидрофонов	Teledyne T-4BX
Чувствительность гидрофонов	14 Вольт/Бар
База приема	4400 м
Вынос центра группы пневмоисточников Sleeve Gun-ПВ за корму	70 м
Вынос первого канала за корму	250 м

* - может изменяться в пределах от 87 до 104 м в зависимости от нагрузки.

Контроль глубины погружения и углом сейсмического сноса осуществлялся с помощью системы DigiSCAN фирмы «INPUT/OUTPUT, Inc.» (США). Глубины сейсмической косы в ходе измерений поддерживалась на уровне 10-13 м, для этого использовалось 17 устройств контроля глубины, удаленных друг от друга на 300 м (Гандюхин и Погорельский, 2013).

За исключением профиля 5709, в качестве источника упругих колебаний использовалась

система, состоящая из двух линий пневмоисточников Sleeve Gun-IIВ общим объемом 2860 куб. дюймов (рис. 8, 9). На профиле 5709 упругие колебания возбуждались одной линией тех же источников (1420 куб. дюймов) (Гандюхин и Погорельский, 2013).

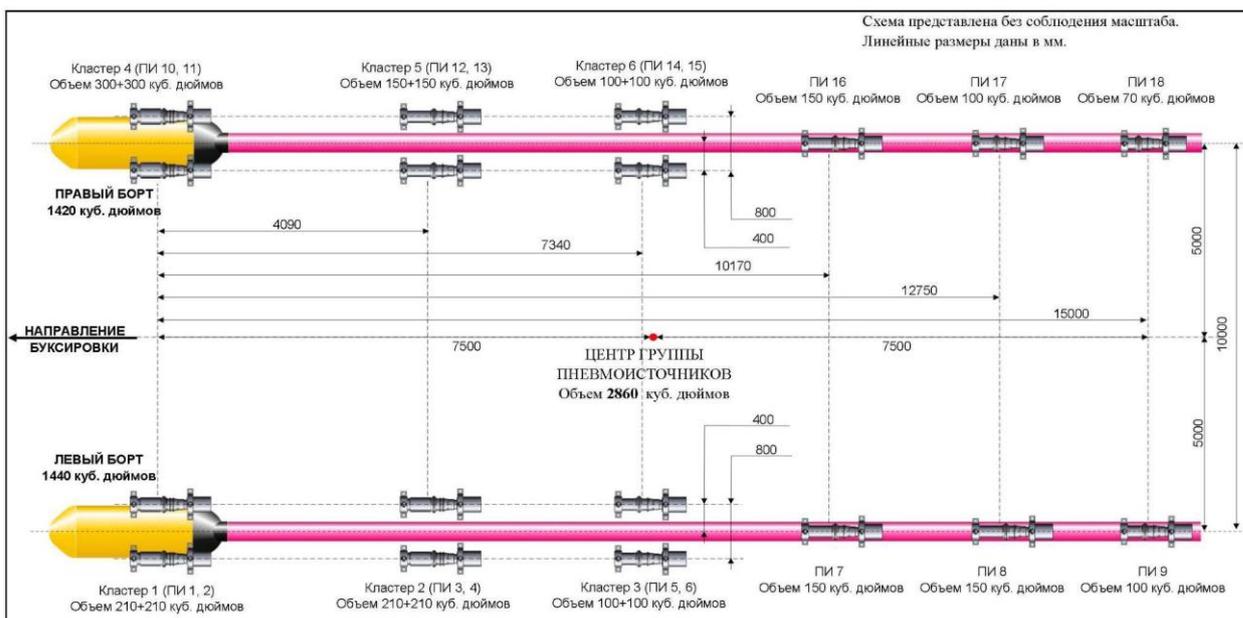


Рисунок 8. Схема расположения пневмоисточников Sleeve Gun-IIВ (вид сверху)
(Гандюхин и Погорельский, 2013).

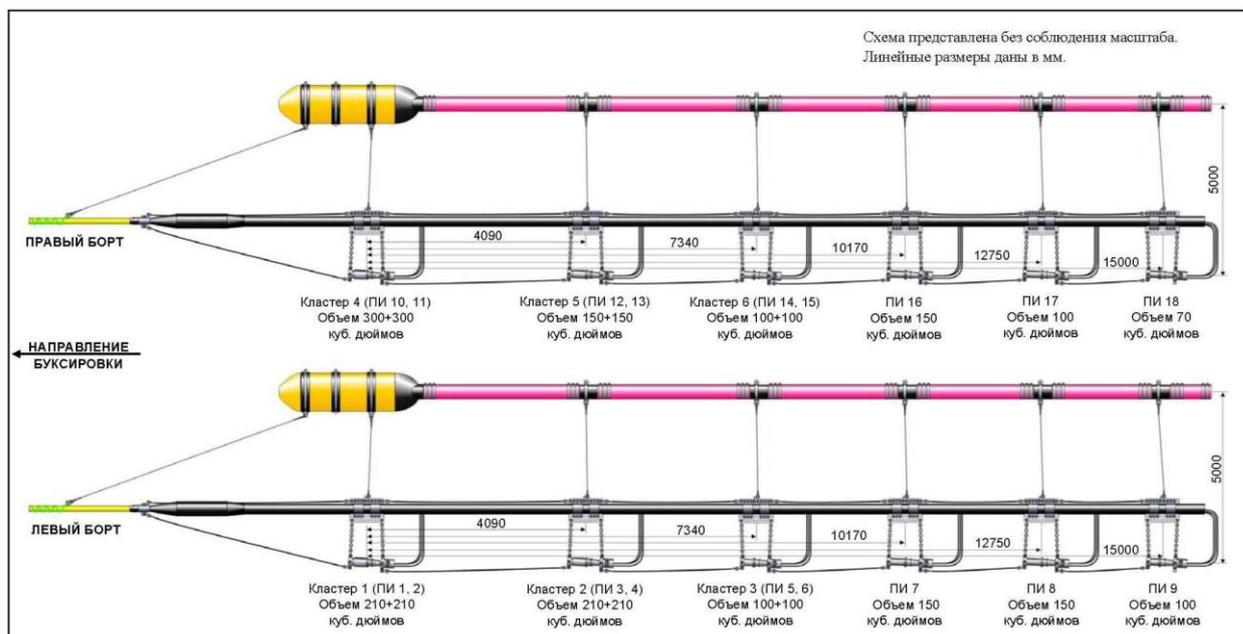


Рисунок 9. Схема расположения пневмоисточников Sleeve Gun-IIВ (вид сбоку) (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Для контроля работы пневмоисточников использовалась программа LongShot компании «Real Time MicroSystems, Inc.» (США) (Гандюхин и Погорельский, 2013)..

В ходе работ осуществлялось погружение пневмоисточников на глубину 5 м и поддерживалось давление в 140 кг/см^2 . Пункты взрыва по всем профилям следовали с

интервалом в 50 м (за исключением 5702) (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Методика работ по профилю 5702 была несколько изменена с целью снижения влияния кратных волн на полезную запись. При этом интервал между пунктами взрыва был увеличен до 100 м, так как глубина моря в пределах данного профиля составляла от 500 до 200 м. Помимо этого, рядом с профилем проходила ледовая река и вместо пневмоисточников на поплавках (*Sleeve Gun-IIB*) на данном профиле использовались 6ПИ-20 без поплавков и воздушных камер. Рабочее давление в камерах 6ПИ-20 составляло 130 кг/см² (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Одновременно с измерениями информация поступала компьютер оператора и выводилась на монитор EVP (Embedding Visualization Processor). При этом отображалась информация обо всех регистрируемых сейсмограммах, а также временной разрез. Примерно, каждая 800 печаталась для контроля на плоттере «OYO GS 624» (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Регистрация данных осуществлялась на магнитные ленты (картриджи) IBM 3590 емкостью 10 Гб (таблица 2) (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Таблица 2. Параметры IBM 3590.

число регистрируемых сейсмических каналов	352
время регистрации	13312 мс
дискретизация	2 мс
параметры фильтрации	Гц (6 дБ) ÷ 206 Гц (264 дБ);
формат записи	SEG-D (rev. 1) 8058 IEEE

После окончания регистрации осуществлялся перенос данных на жесткий диск персонального компьютера, далее производилась архивация на диски DVD-RV в формате SEG-Y (Гандюхин и Погорельский, 2013).

2.2 Сейсмозондирования МПВ

В ходе 57 РАЭ было выполнено 8 сейсмозондирований МПВ с использованием автономных донных сейсмических станций (АДСС) двух типов. К первому типу относятся девять АДСС «Lobster» предоставленные институтом полярных исследований Альфреда Вегенера (AWI, Германия), а ко второму – отечественная станция, принадлежащая ФГУНПП «ПМГРЭ» (Гандюхин и Погорельский, 2013).

АДСС предназначена для сейсмических наблюдений с донной постановкой станции. Данная система, состоящая из самой станции и дополнительного оборудования, позволяет проводить постановку станции на дно и её возврат, тестировать и осуществлять контроль получаемых данных в режиме реального времени. Измерительный блок АДСС состоит из трёх датчиков (X, Y, Z), установленных на карданном подвесе, и гидрофон. До установки станции

на дне на борту НИИ производилась настройка и тестирование АДСС (Гандюхин и Погорельский, 2013).

На основе данных полученных в ходе исследований МОГТ, а также ледовой обстановки осуществлялся выбор места для постановки станции на морское дно. Продолжительность регистрации данных определялась предполагаемым временем работ на профиле МПВ. В проведении сейсмозондирований, условно, можно выделить три этапа (рис. 10). Первый этап заключается в постановке десяти станций на морское дно. Расстояние между станциями составляло 25 км, таким образом, база расстановки – 225 км. На втором осуществлялись измерения. Для возбуждения акустического сигнала использовалась система пневмоисточников БПИ-20 с общим объемом камер 60 (20 л и 2х20 л). Расстояние между пунктами взрыва составлял 150 м (или 60 секунд). Глубина погружения пневмоисточников составляла 12 м, а их рабочее давление – 130 кг/см². Общая длина профиля составила 295,2 км. На третьем этапе осуществлялся возврат АДСС на борт НИС. Для этого при приближении к станции на неё подавался гидроакустический сигнал. После получения сигнала АДСС активировала размыкатель и всплывала АДСС (Гандюхин и Погорельский, 2013).

После возврата АДСС на борт НИС осуществлялся сброс данных и перевод в формат SEG-Y. По возвращении станций на двух из них отсутствовали данные об измерениях, поэтому в последующей обработке учеными использовались данные оставшихся восьми станций (Гандюхин и Погорельский, 2013).

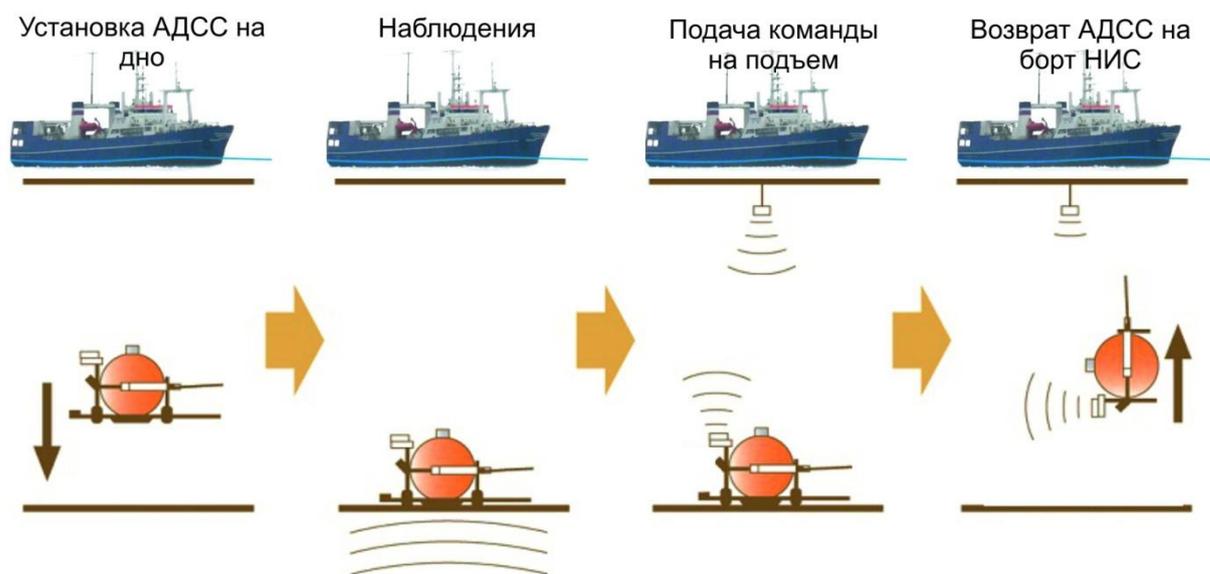


Рисунок 10. Этапы выполнения сейсмозондирований МПВ с АДСС.

2.3 Гравитационные исследования

Гравитационные исследования выполнялись с помощью мобильного гравиметра (МГ) «Чекан-АМ» и морского гравиметрического комплекса (МГК) «Чета-АГГ». Датчики гравиметров с их чувствительными системами располагались в непосредственной близости от метацентра (центра качки) судна на уровне ватерлинии, где поддерживалась постоянная температура (17-19 °С). (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Привязка измеренных значений ускорения силы тяжести осуществлялась в порту Кейптаун (ЮАР) перед началом и после завершения работ. Съёмка была выполнена по 14-ти профилям (5701-5714), по четырем из них проведены контрольные наблюдения.

2.4 Гидромагнитные исследования

Измерения модуля полного вектора геомагнитного поля в дифференциальном режиме выполнялось с использованием двух магнитометров «МБМ-1», также имелся резервный протонный морской дифференциальный магнитометр «Кайма». Наблюдения проводились как совместно с сейсмическим профилированием и гравиразведкой (по профилям 5701-5714), так и по отдельным гидромагнитным профилям, включая контрольные измерения. В ходе исследований датчики устанавливались на удалении 7,5 метров от левого и правого борта.

2.5 Построение карт мощностей

Так как большинство сейсмических разрезов не сохранилось в цифровом виде было принято решение о построении карт мощностей в ручную, то есть без использования профессионального сейсмического программного обеспечения. Так, печатные версии временных разрезов 32 и 31 РАЭ были отсканированы и загружены в программу Corel Draw в виде изображения в формате «.jpg». Работа с результаты современных исследований (57 РАЭ) проведена в том же формате. Далее автором данной работы были выделены основные сейсмические горизонты в соответствии с классификацией Стагга и построены карты мощностей рифтового, пострифтового и ледниково-морского комплекса, в которых получена геологическая карта изученной акватории шельфа залива Прюдс.

Расчет скоростей осадконакопления проводился на основе информации о мощности и длительности формирования исследуемых комплексов, а также скорости распространения сейсмических волн в них.

3. Сейсмостратиграфия осадочного чехла

Рифтогенез, раскрытие Индийского океана и последующее медленное погружение поверхности кристаллического фундамента стали причинами образования осадочного чехла бассейна моря Содружества. Рифтогенез в заливе Прюдс происходил в два этапа. Первый этап

рифтогенеза (пермь-триас) сменился коротким периодом относительной стабилизации. Повторное растяжение и погружение второго этапа рифтогенеза длилось со средней юры по ранний мел. Упомянутое ранее погружение фундамента, связано с остыванием литосферы и давлением, вызванным действием поступающего терригенного и биогенного материала. В осадочном чехле моря Содружества принято выделять два основных структурных этажа: рифтовый и пострифтовый. Рифтовый структурный этаж соответствует осадкам, накопившимся до начала спрединга океанического дна. Начало формирования пострифтового этажа связано с расколом плит и образованием океана (Гандюхин и Погорельский, 2013, Лейченко и др., 2015).

Ранее для изучения осадочного чехла шельфа залива Прюдс использовались различные модели, некоторые из них рассмотрены в разделе 1.3 данной работы. Разнообразие моделей осадочного чехла связано со сложностями в корреляции сейсмических границ, что связано с недостаточным количеством и качеством, имевшейся ранее информации о строении данного региона. В настоящей работе крупные комплексы описывают в соответствии с моделью Стагга (Stagg, 1985), а детальное изучение строения осадочного чехла основано на использовании одной из последних моделей данного региона (Гандюхин и Погорельский, 2013). Описание данной модели приводится в различных работах (Лейченко и Гусева, 2012; Лейченко Г.Л. и др., 2015). Согласно этой модели выделено 6 региональных сейсмических границ CS1, CS2, CS3, CS4, CS5 и CS6, соответствующих следующим возрастам: 134, 90–85, 43–42, 34, 24 и 14-12 млн лет (рисунок 11).

3.1. Рифтовый структурный этаж

На этапе рифтогенеза происходило формирование рифтового структурного этажа, в кровле которого выделяется региональная сейсмическая граница CS1. В результате исследований было установлено, что формирование рифтовых осадков в море Содружества началось 165-160 млн лет назад (Лейченко и Гусева, 2012).

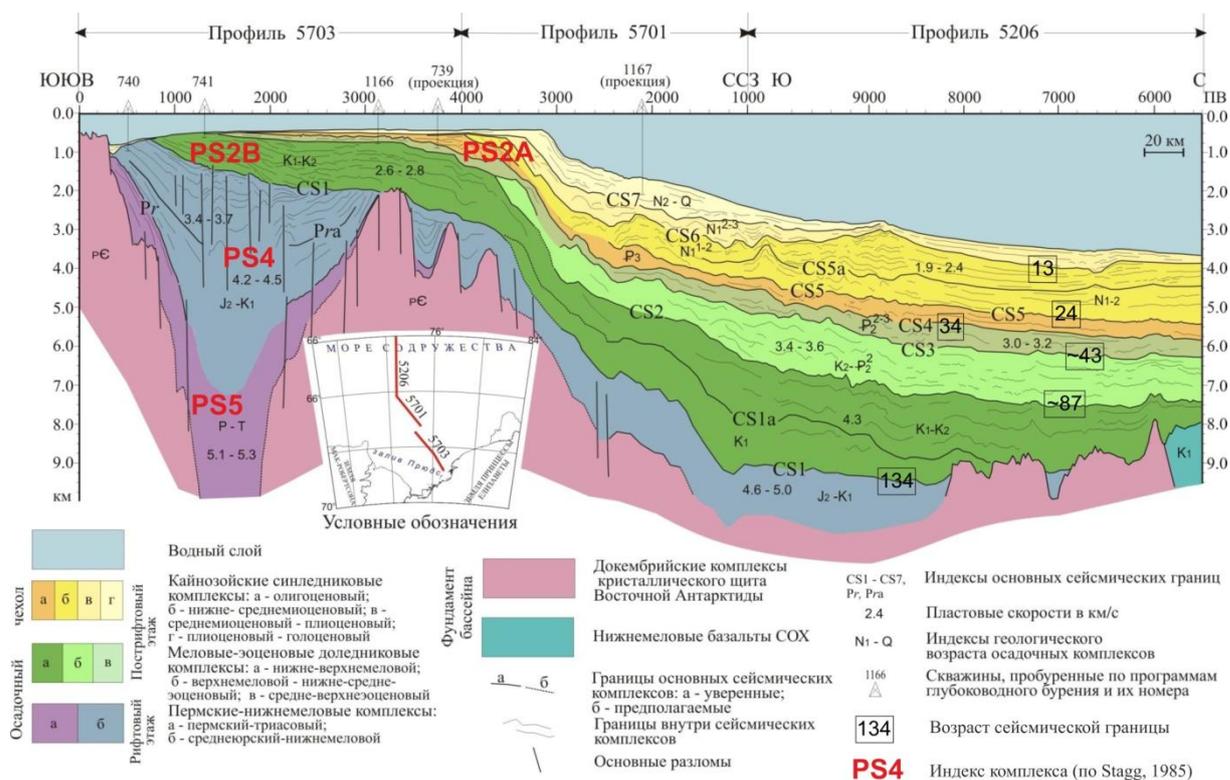


Рисунок 11. Сейсмогеологический разрез через шельф з. Прюдс и глубоководную область м. Содружества (Лейченков и Гусева, 2012).

Отложения данного структурного этажа заполняют региональные прогибы внутриконтинентальных и окраинных рифтов, а также полуграбены, расположенные вблизи этих структур. Горизонт CS1 связан с началом спрединга дна между Индийской и Австрало-Антарктической плитами, начавшегося приблизительно 134 млн лет назад (Гандюхин и Погорельский, 2013; Лейченков и Гусева, 2012). Считается, что в это время происходило внедрение горячей астеносферной мантии, приведшее к образованию эрозионного несогласия, проявленного в кровле осадочных отложений рифтового структурного этажа (Лейченков и Гусева, 2012).

Горизонт CS1 полого погружается в сторону океана, что проявляется на сейсмических разрезах в виде четкой границы, особенно во внутриконтинентальном грабене. Угол погружения составляет, приблизительно, 2-3°. В юго-восточном крыле грабена происходит выклинивание горизонта CS1 на поверхность морского дна с незначительным перекрытием современными осадками. Также, вблизи ЮВ борта горизонт характеризуется согласным залеганием с выше- и нижележащими толщами. Однако, в СЗ борту грабена наблюдается угловое несогласие с вышележащим комплексом, проявленное в структуре внутренних отражений (Гандюхин и Погорельский, 2013).

По сейсмическим разрезам 57 РАЭ до глубин 4-5 км возможно выделение внутренней структуры в пределах рифтового структурного этажа, где выделяется два сейсмических комплекса (рис. 12). Горизонт, обозначенный символами - «Pr», является кровлей нижнего

комплекса и дает интенсивные отражения в бортах грабена Прюдс, а при приближении к его осевой части данная граница теряется. Горизонт P_г характеризуется выпуклой формой и более крутым погружением (6°-7°) в сторону оси грабена в его ЮВ части, чем в СЗ. В СЗ борту данный комплекс характеризуется пологим (3°-5°) погружением и имеет слегка вогнутую форму. На глубинах более 5 км граница P_г не прослеживается в сейсмической записи (Гандюхин и Погорельский, 2013).

По данным зондирований МПВ, проведенным в ходе 57 РАЭ установлено, что скорость преломленных волн в кровле сейсмического комплекса P_г-фундамент может изменяться в пределах от 5,1 до 5,3 км/с. Мощность данного комплекса, определенная в результате проведения профилирования МОГТ, в осевой части грабена достигает своего максимума (до 2,5-3 км), а в бортах составляет в среднем 0,5-1,5 км (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Осадочные отложения комплекса Pr-фундамент имеют пермо-триасовый возраст. По скорости распространения акустических волн и положению в разрезе, их связывают с отложениями, найденными в западном борту ледника Ламберта. Данные отложения представлены молассоидными угленосными породами плотностью до $2,54 \text{ г/см}^3$, образовавшимися в речных условиях. Подобные отложения найдены и в пределах других материков, бывших в схожих условиях на момент существования Гондваны. Примерами таких областей являются бассейны Перт и Ментелл в ЮЗ Австралии, где отложения пермо-триасового возраста достигают 2-3 км (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Комплекс, расположенный между границами Pr и CS1, слагает верхнюю часть рифтового структурного этажа и соответствует комплексу PS4 (Stagg, 1985), описанному в разделе 1.3. Юго-восточная оконечность комплекса выходит на поверхность морского дна и имеет согласное залегание с сопряженными комплексами. В северо-западной части комплекса наблюдается угловое несогласие с вышележащей толщей (на границе CS1), что проявляется в сейсмической записи (рис. 12). В пределах данного комплекса выделяются внутренние отражения, нижнее из которых формирует границу обозначенную индексом Pra. Скорость преломленных волн на границе Pra составляет в среднем 4,2-4,5 км/с (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Ближе к осевой части грабена комплекс Pr-CS1 нарушен серией субвертикальных сбросов. Амплитуда разломов может достигать первых сотен метров, иногда заходя в вышележащий комплекс. На рисунках 11 и 12 можно увидеть некоторую связь сбросов с куполообразными структурами, достигающими по ширине 10 км, а по амплитуде 500-600 м. В осевой части грабена наблюдается общее поднятие границы CS1 до 200 м, покрывающее антиклинальные формы малого размера в подстилающей толще. Кровле данного комплекса соответствуют акустические волны со скоростями 3,4-3,7 км/с. Мощность комплекса достигает 5 км, а общая мощность рифтового структурного этажа – 8-9 км (Гандюхин и Погорельский, 2013).

На рисунках 11 и 12 можно наблюдать, что рифтовые отложения заполняют не только внутриконтинентальный грабен, но и полуграбены растяжения, связанные с окраинным грабеном, и приуроченные к его южному борту. При этом гораздо чаще встречаются отложения верхнего комплекса (Pr-CS1). Мощность отложений, заполняющих полуграбены растяжения, определяется амплитудой сбросов, по которым погружаются блоки, и достигает 2 км (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Осадочные отложения рифтового структурного этажа распространены и в глубоководной части моря Содружества, но без подразделения на верхний и нижний комплексы. На рисунке 12 границе CS1a соответствует кровля рифтового структурного этажа,

установленная до проведения 57 РАЭ. Отложения рифтового структурного этажа характеризуются средней мощностью 1-2 км (до 2-2,5 км) и скоростью сейсмических волн 4,6-4,8 км/с (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Комплекс пород Pr-CS1 опробован бурением по проекту ODP в ходе 119 рейса научного судна «Joides resolution». Скважина 740 позволила вскрыть порядка 200 метров в средней части комплекса (Гандюхин и Погорельский, 2013). По результатам бурения установлено, что породы комплекса представляют собой речные отложения, образовавшиеся в теплом и сухом климате. По составу они представлены алевритом и красноцветными песчаниками. Последние содержат прослой ископаемых почв и углей (Лейченков и др., 2015). Датировка пород данной скважины не проводилось, но по особенностям залегания породы ученые относят отложения комплекса Pr-CS1 к юрско-раннемеловому возрасту, когда действовал рифтогенез между Антарктидой и полуостровом Индостан (Лейченков и др., 2015).

В ходе написания работы автором была составлена карта мощностей рифтовых отложений (рис. 13). Данная карта соответствует только верхней части рифтового комплекса (PS4), так как подошва нижнего проявлена не четко и надежно устанавливается лишь в бортах рифтового грабена. Обращаясь к данной карте, можно обнаружить, что рифтовый комплекс, преимущественно, развит в пределах рифта Ламберта. Однако отложения развиты и за его пределами, что говорит о более широком развитии рифтовой структуры. Мощность отложений достигает максимума в осевой части рифта и составляет 7,5 км, а при удалении от оси уменьшается, выклиниваясь в бортах структуры. В юго-восточном крыле (вдоль берега Принцессы Елизаветы) комплекс выходит на поверхность морского дна. Остальная часть рифта перекрыта более молодыми отложениями.

Рифтовый комплекс соответствует горизонтам PS4 и PS5 в классификации Стагга (Stagg, 1985).

На основе имеющейся информации были установлены скорости осадконакопления рифтовых отложений. Следует отметить, что расчет скорости седиментации выполнялся, довольно, грубо. При расчетах не учитывалось уплотнение осадков, и полученные результаты, примерно, на 15-20% меньше истинных. Несмотря на это, по рассчитанным значениям можно сделать некоторые выводы. Максимальная скорость седиментации установлена для осевой части рифта и составляет не менее 180 м/млн лет. При удалении от оси значения данного параметра уменьшаются и составляют в среднем 83 м/млн лет.

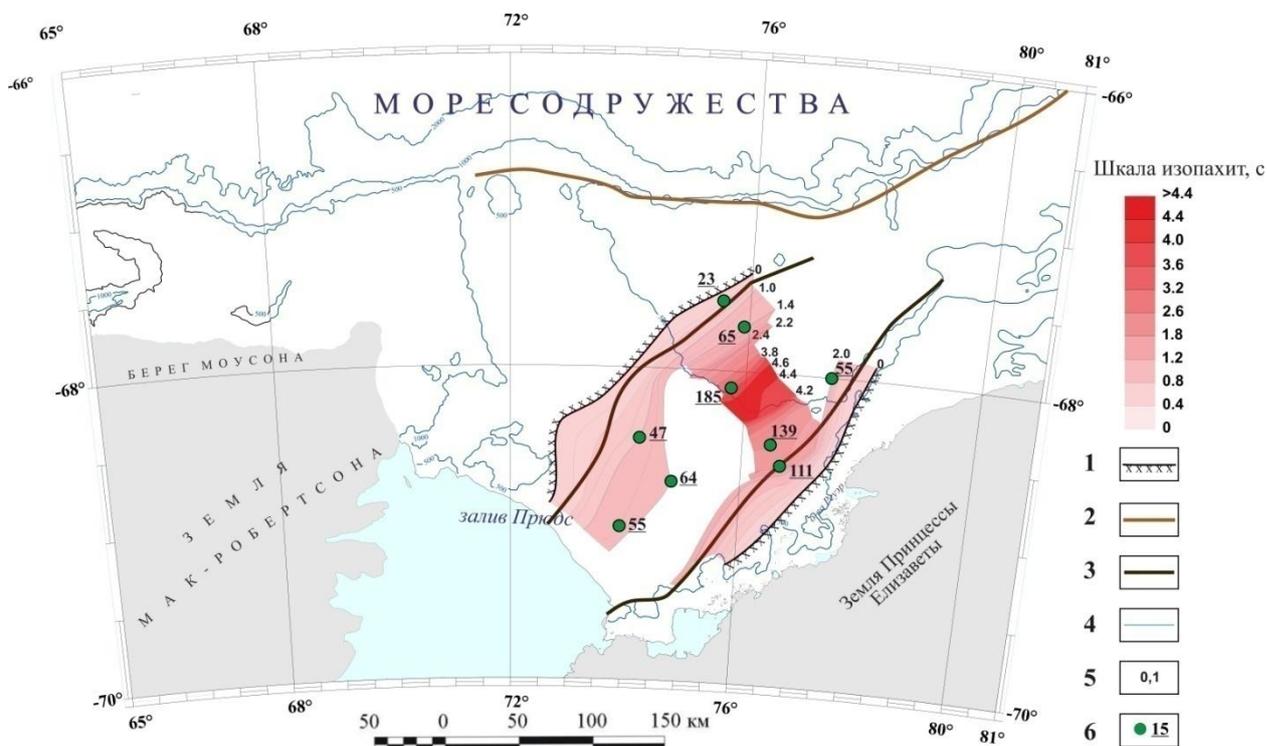


Рисунок 13. Карта изопакит рифтовых отложений (комплекс PS4).

1 – граница выклинивания комплекса, 2 – расположение бровки шельфа, 3 – границы рифта Ламберта в пределах залива Прудс, 4 – линии изопакит, 5 – подпись к изопакитам в секундах, характеризующая время двойного пробега сейсмической волны в пределах исследуемого комплекса, 6 – скорости (м/млн лет) осадконакопления данного комплекса в конкретных точках.

3.2 Пострифтовый структурный этаж

Примерно 134 миллиона лет назад начал формироваться пострифтовый структурный этаж. В нем принято выделять семь региональных сейсмических границ (CS1-CS7). Наиболее четкое их выделение возможно в глубоководной части (рис. 11). На границе CS4 происходит смена доледникового осадконакопления на синледниковое (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Доледниковая толща включает в себя следующие сейсмические горизонты: CS1, CS2 и CS3.

Образование горизонта CS1 связывают с расколом литосферы между Индией и Австрало-Антарктическим континентом примерно 134 млн лет назад. Горизонт перекрывает нижнюю часть разреза практически по всей площади шельфа (рисунок 12) (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Предполагается, что в начале верхнего мела (90-85 млн лет) произошли изменение условий осадконакопления, что связано с расширением и увеличением глубины Индийского океана и открытием связи с Атлантикой. Эти изменения привели к образованию сейсмического

горизонта CS2 (Лейченков и др., 2015).

Датировка горизонта CS3 проводилась на основании данных бурения и по положению в разрезе, и была определена для осадочного бассейна моря Моусона. Возраст горизонта составляет 48-43 млн лет (средний эоцен) (Лейченков и др., 2015; Гандюхин и Погорельский, 2013). В море Содружества горизонт CS3 налегает на CS2 с образованием на шельфе общей поверхности несогласия, характеризующейся длительным стратиграфическим перерывом (рис. 11; Гандюхин и Погорельский, 2013).

В общем, все пострифтовые комплексы, образовавшиеся на доледниковом этапе развития осадочного бассейна моря Содружества, характеризуются схожим внутренним строением, что проявляется на сейсмических разрезах в виде параллельной слоистости с непрерывными и прерывистыми, иногда изогнутыми внутренними отражениями. Такое внутреннее строение осадочных комплексов указывает на гемипелагическое осадконакопление. В комплексах «CS3-CS2» и «CS4-CS3», иногда, обнаруживаются хаотичные сейсмические фации характерные для обстановок с обломочными и турбидитными потоками (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Горизонт CS2 проявлен в разрезе в виде четкой и непрерывной границы, полого (2° - 3°) погружающейся в сторону моря на внешнем шельфе. В пределах внутреннего шельфа граница имеет почти горизонтальное залегание, в итоге, выклиниваясь на поверхность морского дна (рис.12). Общие обнажения комплекса CS2-CS1 образуют довольно широкую полосу вдоль берегов Земли Принцессы Елизаветы (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Упомянутый комплекс CS2-CS1 соответствует комплексу PS2B в модели Говарда Стагга (Stagg, 1985). Данный комплекс залегает на отложениях рифтовой стадии, а также на породах кристаллического фундамента. Внутренняя структура комплекса характеризуется значительным преобладанием субпараллельных наклонных в сторону моря отражений. Однако, стоит отметить, что на внешнем шельфе и в верхней части континентального склона обнаружены наклонные прерывистые нерегулярные и хаотические отражения, характерные для флювиальных клиноформ (авандельт). Подобные структуры распространены и в пределах комплекса CS4-CS2 и связаны с речной системой, существовавшей длительное время в долине Ламберта (рис. 14) (Гандюхин и Погорельский, 2013).

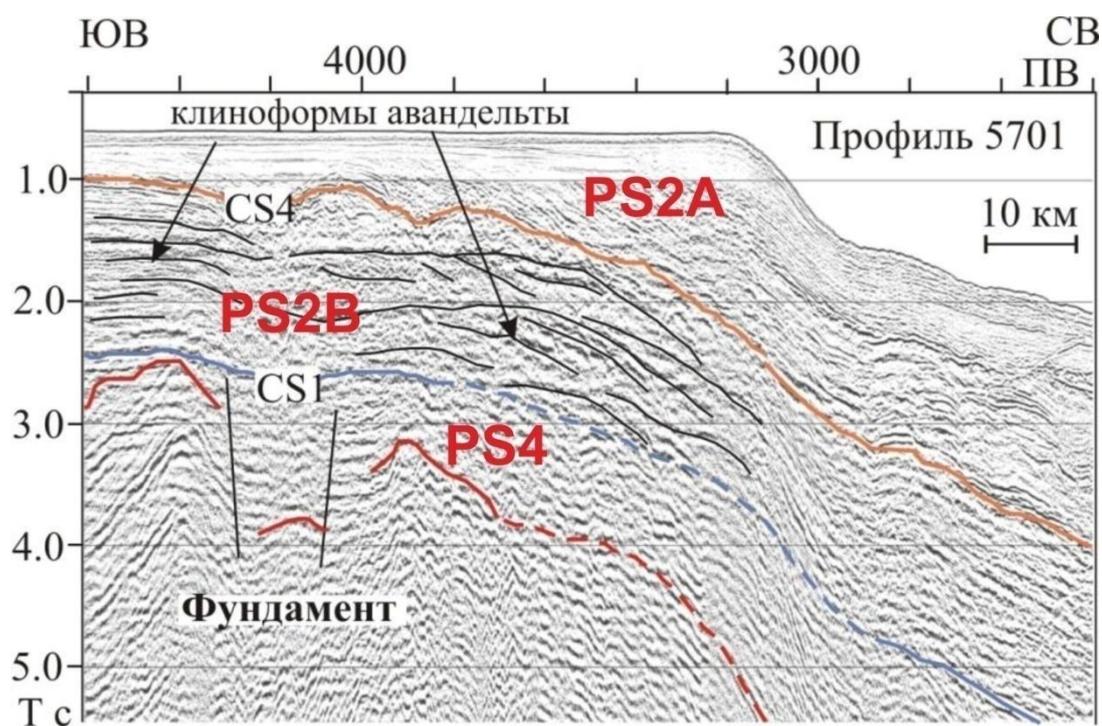
Средняя скорость сейсмических волн комплекса CS2-CS1 составляет 2,6-2,8 км/с. В различных частях комплекса скорость может изменяться в пределах 2,3-3,0 км/с. При рассмотрении данного комплекса в направлении моря (С и С3) можно проследить, относительно спокойное увеличение его мощности от 1,2 км до 1,5-2 км (на внешней части шельфа) (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Комплекс CS2-CS1 был опробован глубоководным бурением по проекту ODP двумя

скважинами (1166 и 741). Скважина 1166 позволила изучить верхнюю часть комплекса на глубину 70 м, которая сложена алевролитами, глинами и верхнемеловыми аргиллитами. Все они характеризуются высоким содержанием органического вещества и сформировались в лагунах или морском мелководье. Скважина 741 позволила изучить стратиграфически среднюю часть разреза, сложенную аллювиальными песчаниками нижнемелового (альбского) возраста. Также в их составе выделяют прослои высокоскоростных (3,2–4,8 км/с) осадков и алевролитов с остатками углей (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Комплекс CS4-CS2 распространяется в сторону моря от среднего шельфа. Его кровля четко выделяется по короткопериодному рельефу границы CS4 на сейсмических разрезах. Верхняя граница комплекса может резко погружаться на внешнем шельфе, что связывают с границами шельфа, существовавшими ранее еще до начала оледенений и формирования соответствующих отложений (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Максимальная мощность комплекса наблюдается на внешнем шельфе и составляет 300 м, при средних значениях в 100 м (Гандюхин и Погорельский, 2013).



CS1, CS4 - сейсмические горизонты
 \ - разломы
PS4 - индекс комплекса (по Stagg, 1985)

Рисунок 14. Примеры клиноформ доледниковых в пострифтовых комплексах осадочного чехла (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Комплекс CS4-CS2 был опробован с помощью трех скважин, пробуренных по проекту

ODP, но только 1166 скважина прошла через весь комплекс. В результате исследований учеными было установлено, что породы верхнего доледникового комплекса (CS4-CS2) образовались в условиях влажного климата во флювиальных руслах, затапливаемых приливных бассейнах или лагунах (Гандюхин и Погорельский, 2013). Также считается, что в это время в прибрежной части залива Прюдс существовали ледники. Последний вывод сделан на основе найденных кварцевых зерен со следами ледовой обработки (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Общая мощность комплекса CS1-CS4 варьирует в широких пределах, но не более 5 км. Повышенным значениям мощностей соответствуют области под континентальным склоном и верхней части его подножия (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Верхняя часть осадочного чехла шельфа сложена толщей ледниково-морских отложений (рис. 12). Формирование данного комплекса началось 34 млн лет назад и связано со сменой доледникового режима осадконакопления на синледниковое (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Ледниково-морские осадки перекрывают большую часть пострифтовых доледниковых отложений. В сейсмической записи наиболее достоверное выделение границ комплекса возможно по особенностям структуры внутренних отражений. Подошва комплекса (граница CS4) на шельфе залива Прюдс полого погружается под углом 4-6°. Граница CS4 (рис. 14) представляет собой довольно четкий рефлектор в пределах средней и внешней частей шельфа, но, зачастую, теряется в сейсмической записи на континентальном склоне.

Автором работы составлена карта мощностей ледниково-морских отложений (рис. 15). Если обратиться к данной карте, то можно проследить постепенное увеличение мощности комплекса в направлении моря. При этом по сгущению изопахит вблизи бровки шельфа можно сделать вывод о более интенсивном увеличении мощности осадков на внешней части относительно средней. Последнее согласуется с представленными в данной работе разрезами (рис. 11, 12) (Лейченков и др., 2015). Максимальные мощности (до 1.8 км) сосредоточены под бровкой шельфа. Увеличение площади шельфа происходило, преимущественно, за счет проградации (горизонтального наращивания шельфа в сторону океана). Широтно-ориентированная геометрия изопахит свидетельствует об устойчивой, равномерной проградации на всем шельфе.

В западной части изученной акватории наблюдается локальное увеличение мощности ледниково-морского комплекса, что, вероятно, связано с развитием раннеледниковых субаквальных дельт. Предполагается, что смещение изопахит в сторону моря (в центральной части карты) происходит по той же причине.

Данный комплекс развит как на мелководье, так и в глубоководной части моря Содружества, выклиниваясь в средней части шельфа. В юго-восточной части изученной акватории граница выклинивания ледниково-морских отложений распространяется

субпараллельно береговой линии (относительно Земли Принцессы Елизаветы) и располагается, примерно, над осью грабена Ламберта. В юго-западной части край данного комплекса вдоль берега Земли Мак-Робертсона, распространяясь в северо-западном направлении. Таким образом, граница выклинивания ледниково-морских отложений, в пределах изученной части акватории залива Прюдс, образует прямой угол и, частично, охватывает рифтовый грабен Ламберта.

По временным разрезам, полученным в ходе 57 РАЭ, была проведена оценка скорости осадконакопления ледниково-морского комплекса. Точки, для которых проводились расчеты, и значения скоростей вынесены на карту (Рис. 15). В общем, минимальная скорость седиментации, как и ожидалось, получена вблизи границы выклинивания комплекса. В северном направлении (в сторону моря) наблюдается постепенное увеличение скоростей осадконакопления с максимальными значениями более 55 м/млн лет вблизи бровки шельфа (при средних – 20 м/млн лет).

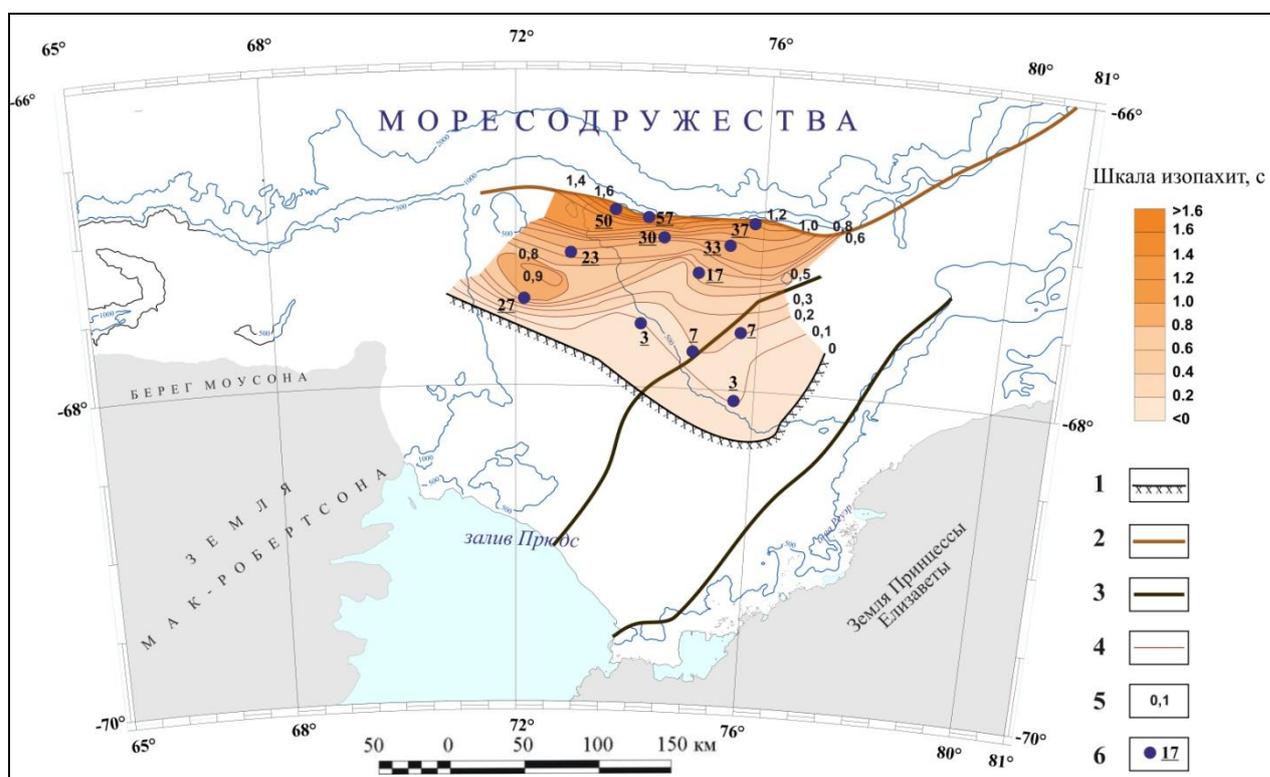


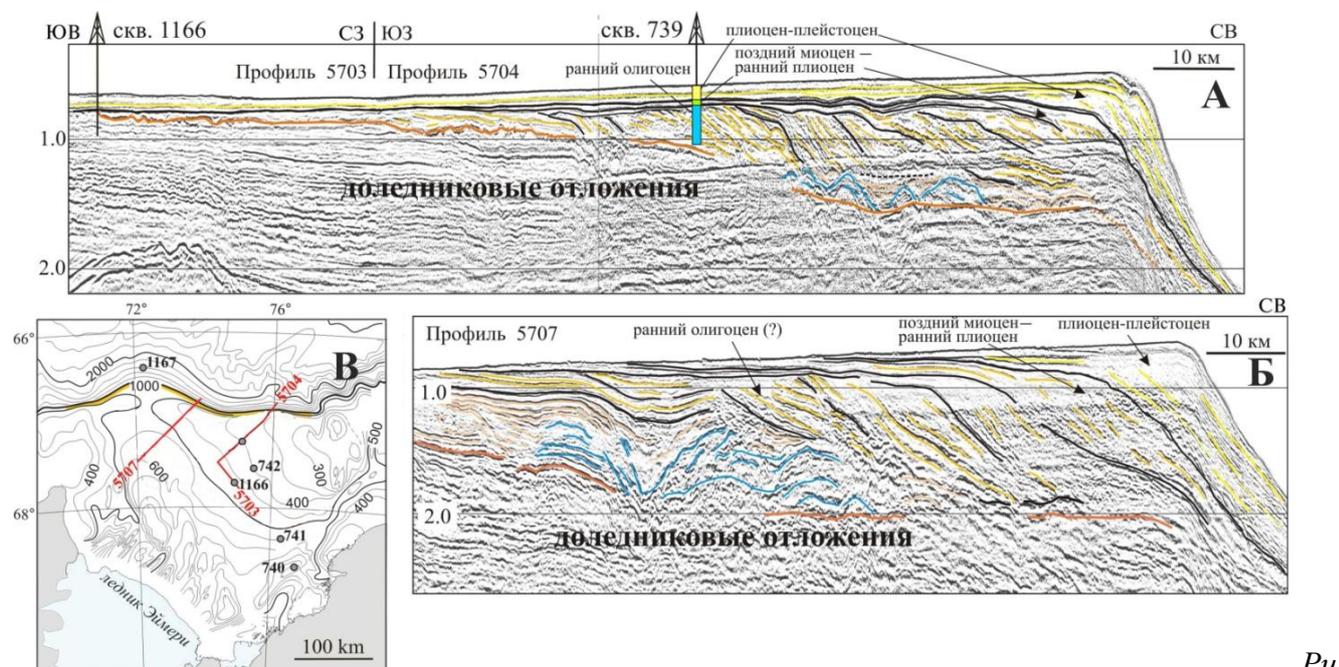
Рисунок 15. Карта изопахит ледниково-морских отложений (комплекс PS2A).

1 – граница выклинивания комплекса, 2 – расположение бровки шельфа, 3 – границы рифта Ламберта в пределах залива Прюдс, 4 – линии изопахит, 5 – подпись к изопахитам в секундах, характеризующая время двойного пробега сейсмической волны в пределах исследуемого комплекса, 6 – скорости (м/млн лет) осадконакопления данного комплекса в конкретных точках.

Ледниковые и ледниково-морские осадки имеют пост-эоценовый возраст и представлены диамиктитами с довольно редкими прослоями алевроито-глинистых отложений и

диатомовых илов (Гандюхин и Погорельский, 2013).

В ледниково-морском комплексе были обнаружены характерные холмообразные сейсмические фации (рис. 16) краткое описание которых приведено в данной работе позднее, после описания сейсмических горизонтов, выделенных в пределах комплекса.



Ри

сунок 16. Строение ледниково-морской толщи залива Прюдс (Лейченков и др., 2015).

На рисунках А и Б сейсмические разрезы по профилям 5703, 5704, 5707. Оранжевая линия – подошва ледниково-морских отложений, синяя – конусы выноса, черная – границы несогласий. Рисунок В – расположение профилей (красные линии), пунктов бурения (серые кружки с номерами скважин).

Горизонт CS5 выделяется по протяженной отражающей границе, образовавшейся 23-24 млн лет назад. Возраст границы определен на основе данных бурения (скважина 1165) (Гандюхин и Погорельский, 2013; Лейченков и Гусева, 2012). По характеру отражений в нижнем синледниковом комплексе CS5-CS4 можно выделить области с отражениями характерными для гемипелагических осадков. Помимо последних в СЗ части акватории выделены системы погребенных каньонов и валов. Средняя мощность комплекса составляет 200-600 м, при максимальной - 800м (Лейченков и др., 2015; Гандюхин и Погорельский, 2013).

Выделение горизонта CS5 в пределах шельфа является сложной задачей, что связано с наличием интенсивных кратных волн от морского дна, близости расположения границ и их слияния (Гандюхин и Погорельский, 2013). В нижней части комплекса CS5-CS4 в пределах внешнего шельфа обнаружены эрозионные впадины до 600-1000 м глубиной и до 7-12 км (иногда до 70-90 км) шириной. В направлении побережья отложения комплекса приобретают

однородное внутреннее строение с пологим залеганием. Максимальные значения мощности нижнего синледникового комплекса составляют 250-400 м (внешний шельф). В направлении побережья происходит уменьшение мощности вплоть до полного выклинивания (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Горизонт CS6 слабо развит в пределах шельфа залива Прюдс, но достаточно надежно выделен в глубоководной части моря Содружества. Образование этого горизонта происходило в условиях глобального похолодания в конце среднего миоцена (примерно 14 млн лет). В то же время произошла стабилизация оледенения в Антарктике (Гандюхин и Погорельский, 2013).

В комплексе CS6-CS5 выделяются палеоканьоны и валы, а также по фациям волнистых отражений выделены структуры связанные с действием турбидитных потоков. По полученным данным, определена средняя мощность комплекса, составляющая от 600 до 1000 м (Лейченко и др., 2015; Гандюхин и Погорельский, 2013).

Возраст горизонта CS7, образовавшегося в условиях позднеплиоценового похолодания и разрастания ледового покрова, составляет 3-5 млн лет. В пределах комплекса на сейсмических разрезах выделяются отложения обломочных потоков (дебриты) по внешней линзовидной и внутренней дифрагирующей, полупрозрачной структуре. Дебриты развиты в подножии континентального шельфа, вытянуты к морю и достигают мощности 100-200 м (Лейченко и др., 2015; Гандюхин и Погорельский, 2013).

В устье канала Прюдс обнаружен проградационный клин (комплекс CS7-CS6) мощностью 250 м особенностью, которого является наращивание бровки шельфа в сторону океана (примерно 5-7 км.). Нижняя часть комплекса CS7-CS6 сложена диамиктитами раннемиоценового возраста.

Комплекс Дно-CS7 образует конус выноса, который за счет проградационной активности смещает бровку шельфа на север. Его мощность уменьшается от 1 км вблизи бровки шельфа до 100-300 м в глубоководной части бассейна. В результате формирования данного комплекса граница шельфа продвинулась на 40 км в сторону океана. По результатам бурения 1167 установлено, что комплекс представлен песками, алевролитами и глинами плиоцен-плейстоценового возраста, образовавшимися в результате действия гравитационных склоновых процессов (Лейченко и др., 2010; Гандюхин и Погорельский, 2013).

Автором работы была составлена карта пострифтовых отложений, объединяющая все комплексы с CS1 до поверхности дна (рис. 17). По карте видно, что пострифтовый структурный этаж практически полностью перекрывает рифт Ламберта, а граница выклинивания, проходя вдоль берегов Земли Принцессы Елизаветы и Мак-Робертсона, образует прямой угол в южной части акватории. Также можно проследить, что мощность пострифтовых отложений, увеличиваясь в сторону моря, достигает максимума (более 3 км) под бровкой шельфа. Над

осевой частью рифта наблюдается линейно вытянутая зона повышенной мощности. Последнее, вероятно, связано с погружением, происходившим после прекращения развития рифта, в результате остывания литосферы. По характеру распределения мощностей установлено, что погружение имело два направления: север-северо-западное и северо-восточное. Первое проявлено в отложениях вблизи бровки шельфа, а второе в пределах рифтовой зоны.

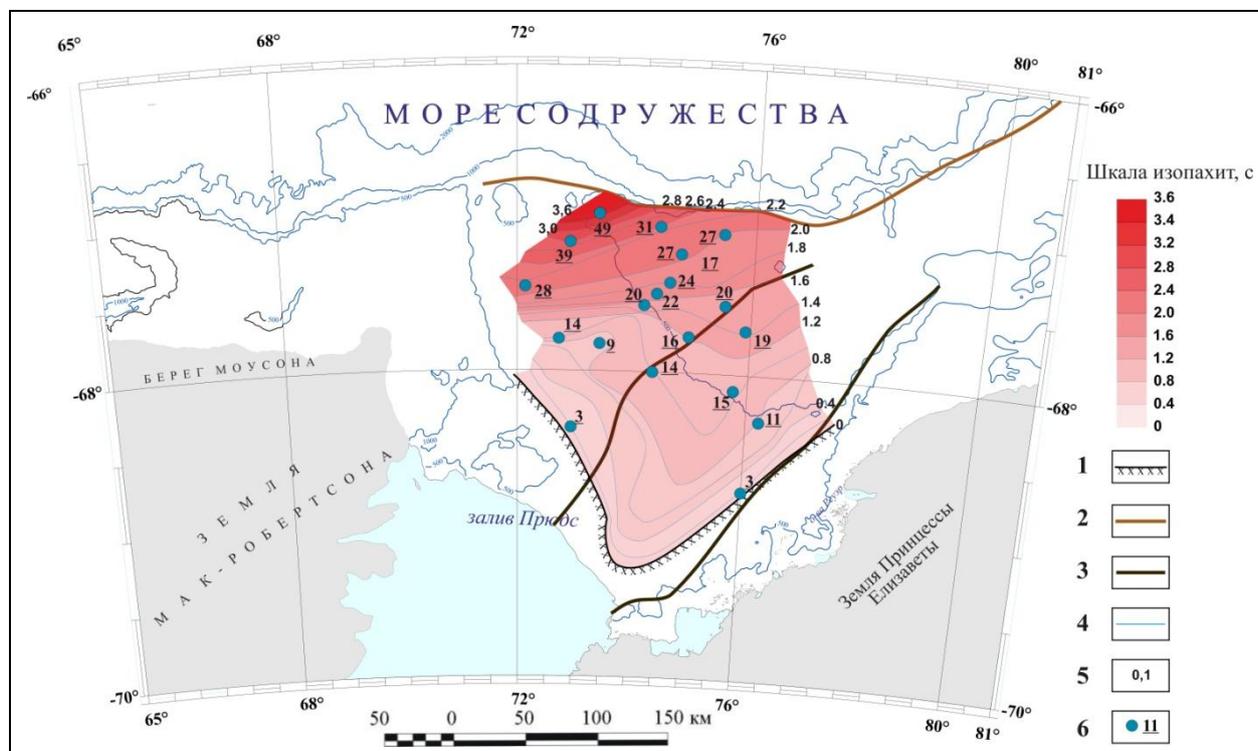


Рисунок 17. Карта изопакит пострифтовых отложений (комплекс PS2A, PS2B).

1 – граница выклинивания комплекса, 2 – расположение бровки шельфа, 3 – границы рифта Ламберта в пределах залива Прюдс, 4 – линии изопакит, 5 – подпись к изопакитам в секундах, характеризующая время двойного пробега сейсмической волны в пределах исследуемого комплекса, 6 – скорости (м/млн лет) осадконакопления данного комплекса в конкретных точках.

По результатам расчета скорости осадконакопления установлено, что средние ее значения для данного комплекса составляют около 19 м/млн лет. Максимальные скорости седиментации (более 49 м/млн лет) наблюдаются вблизи бровки шельфа и уменьшаются при удалении от нее в направлении берега.

В шельфовой части залива Прюдс по результатам сейсмических наблюдений выделяются структуры характерные для данного региона. К ним относятся: субаквальные конусы выноса и проградационно-аградационные структуры (Лейченков и др., 2015).

На некоторых сейсмических разрезах были обнаружены холмообразные сейсмические фации (рисунок 16), которые связывают с конусами выноса, образовавшимися в результате ледниковой активности (Лейченков и др., 2015).

В ходе геологического развития данного региона в заливе Прюдс произошло несколько этапов наступления и отступления ледника. После наступления ледника на шельф, как известно, формируются подледные потоки талых вод, которые играют немалую роль в формировании осадочных отложений. Так подледный сток привел к формированию, упомянутых ранее, холмообразных сейсмических фаций (рисунок 18 А). На этапе отступления ледника формирование данных структур развито в меньшей степени (рисунок 18 Б, В). Повторное наступление ледника (рисунок 18 Г) сопровождается перекрытием моренными отложениями и частичной эрозией ранее образовавшихся конусов выноса (Лейченков и др., 2015). Несмотря на приуроченность данных структур к устьям стока талых вод, они имеют довольно широкое распространение в пределах шельфа залива Прюдс. Последнее приводит к выводу о наличии разветвленной сети подледных стоков, действие которых привело к формированию не только конусов, но и турбидитных потоков, уходящих за пределы шельфа (Лейченков и др., 2015).

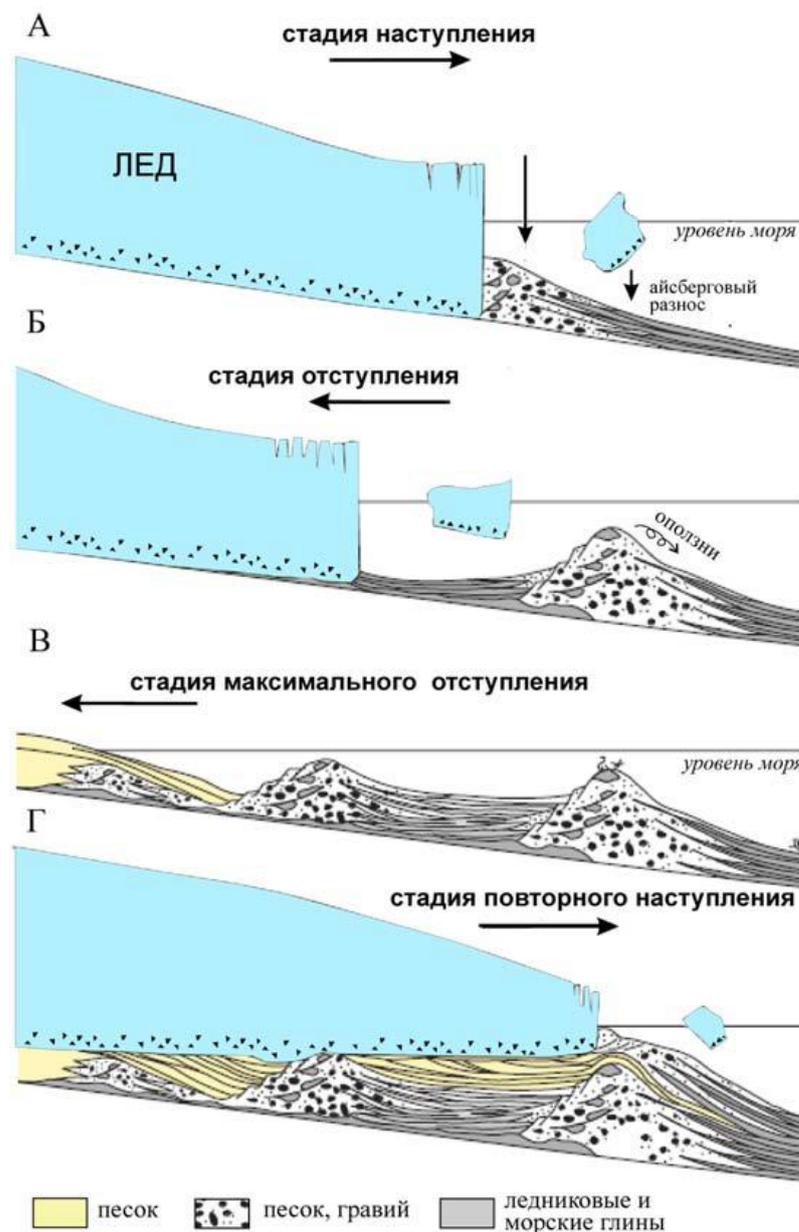


Рисунок 18. Этапы формирования конусов выноса (Лейченков и др., 2015).

В результате анализа сейсмических разрезов и полученных карт мощности сейсмических комплексов (рисунки 13, 15, 17) составлена геологическая карта залива Прюдс (рисунок 19). На полученной карте видно, что выходы комплекса рифтовых отложений наблюдаются лишь в юго-восточном борту рифта и вдоль берега земли Мак-Робертсона. Остальная же часть комплекса, практически, полностью перекрыта пострифтовыми осадками. Породы пострифтового доледникового комплекса занимают промежуточное положение между рифтовыми и ледниково-морскими отложениями. Выходы последнего распространены, примерно, от средней части шельфа до его бровки.

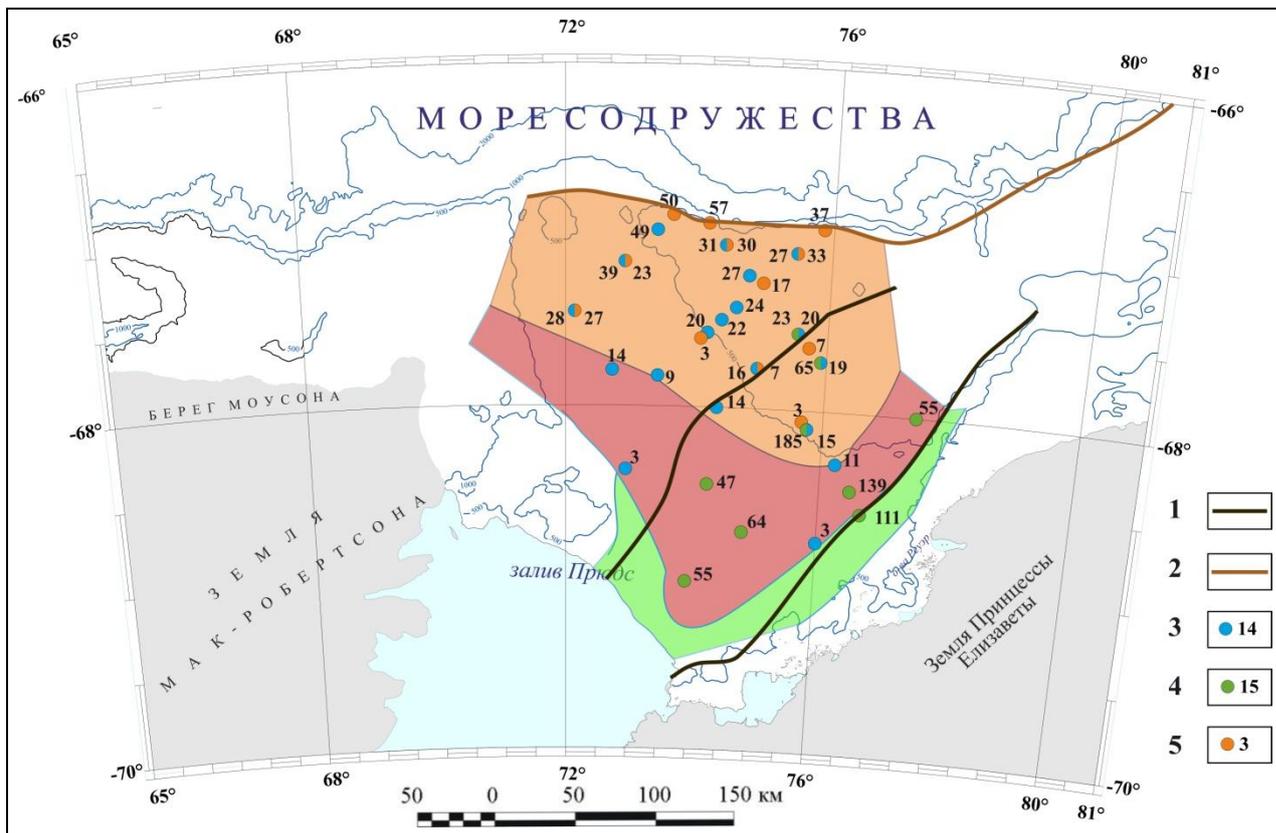


Рисунок 19. Геологическая карта изученной части шельфа залива Прюдс.

1 – границы рифта, 2 – расположение бровки шельфа, Ламберта в пределах залива Прюдс, 3, 4, 5 – скорости (м/млн лет) осадконакопления пострифтового, рифтового и ледниково-морского комплексов в конкретных точках. Зеленый цвет – выходы рифтовых пород, фиолетовый – пострифтовых доледниковых, бежевый – ледниково-морских.

Для всех комплексов, кроме рифтового, характерно увеличение мощности в направлении моря и достижение максимальных значений вблизи бровки шельфа. Похожая картина наблюдается и по скорости осадконакопления. Так, пострифтовый и ледниково-морской комплексы формировались наиболее интенсивно вблизи бровки шельфа, а рифтовый – в осевой части рифта Ламберта.

4. История развития осадочного чехла

На основе всех имеющихся данных выполнена реконструкция развития осадочного чехла шельфа залива Прюдс. В раннем палеозое произошло образование Гондваны. В это время осадочный чехол развит слабо, а сам материк был представлен поднятием кристаллического щита. Начиная со средней юры начался последовательный распад Гондваны с отделением Африки (около 170 млн), полуострова Индостан (134 млн) и Австралии (93-67 млн) от Антарктиды. Разделению суперконтинента предшествовало образование рифтовой системы среднеюрского возраста с тройным сочленением в заливе Прюдс (рис. 20; Лейченков и

др, 2015). Интенсивное растяжение земной коры в позднем палеозое (карбон-пермь) привело к образованию внутриконтинентальных рифтовых грабенов (Ламберта, Маханади, Годавари). На побережье Восточной Антарктиды процессы растяжения привели к формированию молассовых толщ пермо-триасового возраста, накопившихся в пределах рифта Ламберта (рис. 12). Начиная со среднего триаса, внутриплитный рифтогенез сменился коротким периодом стабилизации вплоть до средней юры, когда процессы растяжения и погружения возобновились (Лейченко и др, 2015). На рисунке 12 можно проследить данный перерыв в осадконакоплении между верхней и нижней частью отложений рифта Ламберта. Формирование данной рифтовой структуры (комплекса PS4) закончилось после раскола литосферы между Индией и Австрало-Антарктическим континентом (Лейченко и др., 2015). На рисунке 13 видно, что рифтовые отложения развиты шире, выходя за основной ствол грабена, то есть распространяются и на поднятие кристаллического фундамента.

В процессе рифтогенеза произошла смена условий осадконакопления с континентальных в средней юре на мелководно морские в позднемеловое время. В начале мелового периода Антарктида располагалась за полярным кругом, а уже к концу периода материк занял относительно полюса положение близкое к современному (Lawver et al., 1992). Предполагается, что в эпоху рифтогенеза существовала широкая сеть речных палеосистем, что установлено по высокой скорости осадконакопления (Лейченко и др., 2015).

Раскол Антарктиды и Индии произошел примерно 134 млн л. н. и сопровождался образованием регионального сейсмического горизонта CS1, по которому осуществляется разделение осадочных отложений на рифтовые и пострифтовые. В породах пострифтового структурного этажа условно можно выделить нижнюю (PS2B) и верхнюю (PS2A) толщи. Условия формирования нижней толщи менялись от теплых (ранний мел) к умеренным (поздний мел) до холодных (средний эоцен). Скорость образования и структура верхней толщи во многом зависит от осцилляций антарктического ледникового щита. Его активность, начиная с раннего олигоцена, привела переносу большого объема осадков (Лейченко и др, 2015; Гандюхин и Погорельский, 2013).

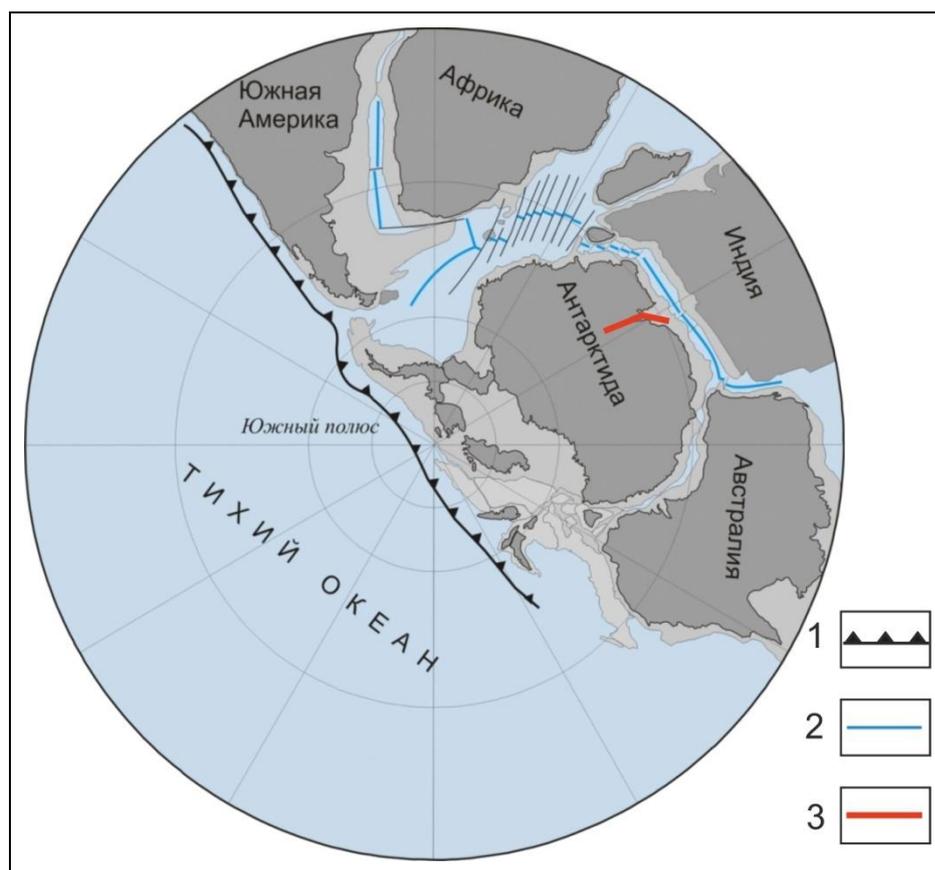


Рисунок 20. Реконструкция Гондваны после раскола 130 млн лет назад (по Lawver et al. 1992; Лейченков и др., 2015).

1 – зона субдукции, 2 – срединно-океанические хребты, 3 – внутриконтинентальный рифт.

Согласно составленной карте (рис. 17) пострифтовые отложения почти полностью перекрывают рифтовые. Над осевой частью рифта наблюдается увеличение мощности осадков, что говорит о медленном прогибании земной коры в северо-восточном направлении после завершения рифтогенеза. Наибольшая мощность комплекса PS2B наблюдается на внешней части шельфа (рис. 17), что, вероятно, связано с погружением литосферы в север-северо-западном направлении в результате ее остывания.

С началом крупномасштабного антарктического оледенения (примерно 34 млн л. н), когда ледовый щит достиг континентального склона и перекрыл его подножье, связано формирование комплекса ледниково-морских осадков (PS2A; Лейченков и др, 2015). Его образование происходило за счет горизонтального наращивания в сторону океана (проградации). По рисунку 15 видно, что комплекс развит на внешней части шельфа. Широтно-ориентированная геометрия изопахит свидетельствует об устойчивой, равномерной проградации на всем шельфе. Ледник испытывал частые колебания мощности и объема, что определяло количество терригенного материала поставляемого на континентальную окраину.

История движения ледникового щита и накопление соответствующих комплексов отражена на рисунке 21 (Гандюхин и Погорельский, 2013).

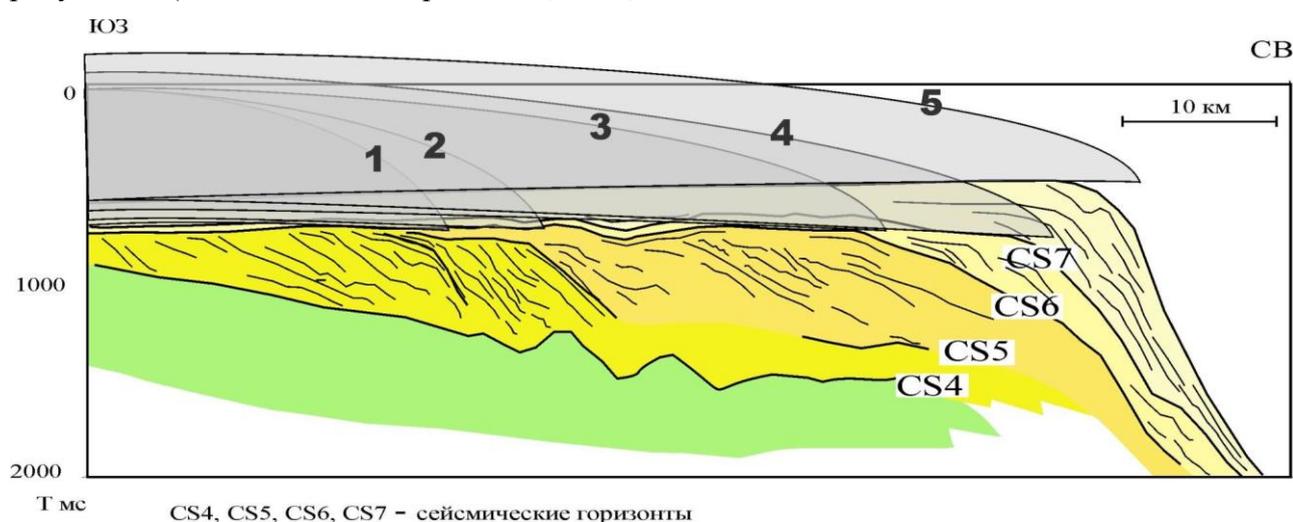


Рисунок 21. Ледниковое осадконакопление (комплекс PS2A) на шельфе залива Прюдс (Гандюхин и Погорельский, 2013).

Цифрами показано положение ледника в периоды гляциальных максимумов (максимального разрастания): 1 – раннего-среднего олигоцена, 2 – раннего миоцена, 3 – конца среднего миоцена, 4 – позднего плиоцена, 5 – кватерра.

Заключение

В осадочном чехле шельфа залива Прюдс (Восточная Антарктика) выделяются рифтовый (PS5-PS4) и пострифтовый (PS2B-PS2A) структурные этажи. Формирование рифтовых отложений происходило в условиях двухэтапного растяжения земной коры Восточной Антарктиды с образованием рифтового грабена Ламберта. На первом этапе сформировался нижний рифтовый комплекс (PS5), а на втором – верхний (PS4). Комплекс PS5, сформировавшийся на первом этапе рифтогенеза (растяжения), представлен толщей пермо-триасовых терригенных (молассовых) отложений мощностью до 3 км, накопление которых происходило в континентальных условиях (Лейченко и др, 2015). Формирование комплекса PS4 (второй этап рифтогенеза) сложенного алевролитами и песчаниками с прослоями ископаемых почв и углей, происходило в речных и озерных условиях под влиянием теплого сухого климата, а его мощность достигает 7,5 км. Скорость осадконакопления верхнего рифтового комплекса достигает 180 м/млн лет, при средних значениях 83 м/млн лет. Данный комплекс преимущественно развит в пределах внутриконтинентального рифтового грабена Ламберта и выходит на поверхность дна субпараллельно берегу, образуя узкую полосу отложений на внутреннем шельфе залива Прюдс.

Рифтогенез закончился около 134 млн л.н. после раскола Восточной Гондваны и

отделения Индии от Антарктики. В пострифтовом структурном этаже выделяют доледниковую (PS2B) и ледниково-морскую (PS2A) толщи. Комплекс PS2B сложен флювиальными, лагунными и мелководно-морскими осадками, формировавшимися от раннего мела до позднего эоцена (Лейченков и др, 2015). Пострифтовые доледниковые отложения имеют широкое распространение от внутренней до внешней части шельфа залива Прюдс с постепенным увеличением мощности (до 3 км) в сторону океана. В пределах доледникового комплекса выделены клиноформы флювиального конуса выноса (авандельты), расположенные на внешней части шельфа. По характеру распределения мощностей установлено наличие двух зон, отличающихся повышенной мощностью. Последнее, вероятно, связано с медленным погружением литосферы в двух направлениях (ССЗ и СВ) в результате её остывания. Первая зона выделена над осевой частью рифта Ламберта, а вторая – вблизи бровки шельфа. Скорость осадконакопления пострифтовой толщи (PS2B-PS2A) достигает 49 м/млн лет, а средние значения составляют 19 м/млн лет.

Ледниково-морской комплекс (PS2A) имеет проградационно-аградационную структуру (Лейченков и др., 2015), сложен массивными стратифицированными диамиктитами и достигает максимальной мощности (до 2 км) на внешней части шельфа. Его образование связано с антарктическим оледенением, начавшимся около 34 млн л.н. Формирование ледниково-морского комплекса происходило в ходе многократного повторения этапов наступления и отступления ледника. В сторону океана наблюдается увеличение интенсивности накопления отложений до 55 м/млн лет под бровкой шельфа (при средних значениях - 20 м/млн лет). Образование ледниково-морской толщи осуществлялось преимущественно за счет устойчивой нормальной проградации (горизонтального наращивания в сторону океана) от среднего до внешнего шельфа.

Исследования шельфа залива Прюдс необходимо продолжать для увеличения объема качественной информации с целью уточнения и расширения, имеющихся представлений о данном регионе.

Список литературы

Монографии:

1. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В. Структура земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. СПб. ВНИИОкеангеология. 2015. 200 С.

Статьи в сборниках:

1. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. 2010. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен). В Сб. «Российские исследования по программе МПГ 2007/2008» Том. 1. «Строение и история развития литосферы» (Ред. Леонов Ю.Г.). Стр. 9-38.

2. Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A., Gladczenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A. 2002. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma. Journ. Petrology, Vol. 43, № 7, pp. 1121–1139.

3. Nakao S. 1990. Japanese expedition data in the Prydz Bay and its vicinity. International Workshop on Antarctic Offshore Seismic Stratigraphy (ANTOSTRAT): Overview and Extended Abstracts. U.S. Geological Survey Open-file Report 90-309, pp. 228–232.

4. White L.T., Gibson G.M., Lister G.S. 2013. A reassessment of paleogeographic reconstructions of eastern Gondwana: Bringing geology back into the equation. Gondwana Research, Vol. 24, pp. 984-998.

5. Webb, J. A. and Fielding, C. R. 1993. Permo-Triassic sedimentation within the Lambert Graben, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. In: Findlay, R. H., Unrug, R., Banks, M. R. and Veevers, J. J. (eds.), Gondwana Eight: assembly, evolution and dispersal. Balkema, Rotterdam, pp. 357-369.

Статьи в журналах:

1. Лейченков Г.Л. и Гусева Ю.Б. 2012. Сейсмостратиграфия осадочного чехла индоокеанской акватории Антарктики и реконструкция природной среды в геологическом прошлом. Разведка и охрана недр, No 8, С. 21–29.

2. Bennet M., Glasser N. Glacial Geology. Ice sheets and landforms. Wiley-Blackwell, 2009. 385 p. Stagg H.M.J. 1985. The structure and origin of Prydz Bay and MacRobertson shelf. East Antarctica. Tectonophysics, Vol. 114, pp. 315–340.

3. Boger S.D. 2011. Antarctica — Before and after Gondwana. Gondwana Research, Vol. 19, pp. 335–371.

4. Cooper A.K., Stagg H.M.J., Geist E.L. 1991. Seismic stratigraphy and structure of Prydz Bay, Antarctica; implications from Leg 119 drilling. Proceedings of the Ocean Drilling Program,

Scientific Results, Vol. 119, pp. 5-25.

5. Golynsky A.V., Alyavdin S.V., Masolov V.N., Tscherinov F.S., Volnukhin V.S. 2002. The composite magnetic anomaly map of the East Antarctic. Tectonophysics. Vol. 347, pp. 109 – 120.

6. Mizukoshi I., Sunouchi H., Saki T., Sato S., Tanahashi M. 1988. Preliminary report of geological and geophysical surveys off Amery Ice Shelf, East Antarctica. Mem. Nat. Inst. Polar Res. Vol. 43, pp. 48–61.

7. Joshima M., Ishihara T., Nakajima T., Nakajima T., Sugiyama K., Tsushuda K., Kato A., Mura F., Brown B. 2001. Preliminary results of the TH99 geological and geophysical survey in the Cooperation Sea and Prydz Bay. Polar Geosci., № 14. pp. 244-262.

8. Lawver L.A., Gahagan L.M., Coffin M.F. 1992. The development of paleoseaways around Antarctica. The role of the Southern Ocean and Antarctica in global change: an Ocean Drilling Perspective. Ed. by J.P. Kennet, J. Barren. Antarctic Research Series, AGU. Vol. 56, pp.7–30.

9. O'Brien P.E., Cooper A.K., Richter C. et al. 2001. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. Vol. 188.

10. Powell C.A., Roots S.R., Veevers J.J. 1988. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and early opening of the eastern Indian Ocean. Tectonophysics, №155, pp. 261–283.

Фондовые материалы:

1. Гандюхин В.В., Погорельский А.И. 2013. Отчет «Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей (залив Прюдс, горные районы Земли Принцессы Елизаветы) в составе 57 РАЭ». Ломоносов, фонды ФГУНПП «ЛМГРЭ».

2. Лейченко Г.Л. 1999. Строение и история развития осадочного бассейна моря содружества, Антарктика (южная часть Индийского океана). Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. н. 125 с.

Ресурсы сети Интернет:

1. Проект NASA [Электронный ресурс]: the Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA) Картографический сайт. URL : https://lima.gsfc.nasa.gov/pdf/A3_overview.pdf (дата обращения: 08.11.2017).

2. Федеральная целевая программа «Мировой океан» подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики» [Электронный ресурс]: Информационный сайт станции Прогресс. URL: http://www.aari.aq/stations/progress/progress_ru.html (дата обращения 25.03.2017)