

Издается Санкт-Петербургским горным  
университетом императрицы Екатерины II

С 1907 ГОДА

ISSN 2411-3336  
E-ISSN 2541-9404

# ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ



ТОМ 273

№ 3 • 2025

SCOPUS (Q1, CITESCORE – 8,8)  
WEB OF SCIENCE (Q1, JIF – 2,9)  
SJR 2024 – 1,351

[WWW.PMI.SPMI.RU](http://WWW.PMI.SPMI.RU)



Рецензируемый научный журнал «Записки Горного института» с 1907 года издается Санкт-Петербургским горным университетом императрицы Екатерины II – первым высшим техническим учебным заведением России, основанным в 1773 году Указом Екатерины II как воплощение идей Петра I и М.В.Ломоносова о подготовке инженеров для развития горнозаводского дела.

На базе Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II работает Международный центр компетенций в горнотехническом образовании под эгидой ЮНЕСКО, способствующий активному взаимодействию журнала с международным научным сообществом.

Цель журнала – создание информационного пространства, в котором отечественные и зарубежные ученые смогут представить результаты теоретических и эмпирических исследований, посвященных проблемам минерально-сырьевого комплекса. Журнал привлекает ведущих специалистов к публикации научных статей и содействует их продвижению в международное научное пространство.

Публикуемые статьи освещают вопросы геологии, геотехнологии и инженерной геологии, горного и нефтегазового дела, обогащения, энергетики, геоэкологии и безопасности жизнедеятельности, экономики сырьевых отраслей.

Журнал индексируется Scopus (Q1, CiteScore – 8,8), Web of Science (JCR – Q1, JIF – 2,9), SJR 2024 – 1,351, DOAJ, RSCI, GeoRef, Islamic World Science Citation Database (ISC), Google Scholar, РИНЦ, входит в Белый список Министерства образования и науки РФ (уровень 1), приравнен к журналам из перечня ВАК (категория K1).

Журнал выходит 6 раз в год. Средний срок до первого решения – 1 месяц.

Статьи публикуются на безвозмездной основе. Перевод предоставляется автором.

---

На обложке призматин – железистая разновидность редкого алюмо-магниевого боросиликата корнерупина из оазиса Холмы Ларсеманн (район станции Прогресс), Восточная Антарктида. Отобран сотрудниками Санкт-Петербургского горного университета – участниками 68-й Российской антарктической экспедиции. Корнерупин впервые обнаружен на юго-западе Гренландии и назван в честь датского геолога Андреаса Николаса Корнерупа. Этот редкий коллекционный минерал ценится благодаря яркой окраске от зеленой до буровато-синей и сильному плеохроизму.

# ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА



РЕЦЕНЗИРУЕМЫЙ  
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Издаётся с 1907 года

ISSN 2411-3336  
e-ISSN 2541-9404

Том 273  
№ 3 • 2025

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

Учредитель Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

**В.С.Литвиненко**, д-р техн. наук, профессор, академик Международной академии наук высшей школы, РАЕН, РАГН, МАНЭБ, ректор (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

ЗАМЕСТИТЕЛЬ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

**С.Г.Скублов**, д-р геол.-минерал. наук, профессор, член Российского минералогического общества, эксперт Российского научного фонда и РАН (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ СЕКРЕТАРЬ

**С.В.Синявина**, канд. техн. наук, директор издательского дома (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**О.Е.Аксютин**, д-р техн. наук, чл.-кор. РАН, член правления, начальник департамента (ПАО «Газпром», Москва, Россия)

**А.А.Барях**, д-р техн. наук, профессор, академик РАН, директор (Пермский федеральный исследовательский центр УрО РАН, Пермь, Россия)

**В.Н.Бричкин**, д-р техн. наук, профессор, руководитель проекта «Наука» (Международный центр компетенций в горнотехническом образовании под эгидой ЮНЕСКО, Санкт-Петербург, Россия)

**С.Г.Гендлер**, д-р техн. наук, профессор, академик РАЕН, зав. кафедрой безопасности производств (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**О.М.Ермилов**, д-р техн. наук, профессор, академик РАН, РАГН, зам. главного инженера по науке (ООО «Газпром добыча Надым» ПАО «Газпром», Надым, Россия)

**В.П.Зубов**, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой разработки месторождений полезных ископаемых (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**Г.Б.Клейнер**, д-р экон. наук, профессор, чл.-кор. РАН, заместитель директора (Центральный экономико-математический институт РАН, Москва, Россия)

**А.В.Козлов**, д-р геол.-минерал. наук, член Российского минералогического общества, зав. кафедрой геологии и разведки месторождений полезных ископаемых (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**А.Д.Куранов**, канд. техн. наук, директор по проектированию технологических дисциплин (ООО «Институт Гипроникель», Санкт-Петербург, Россия)

**Ю.Б.Марин**, д-р геол.-минерал. наук, профессор, чл.-кор. РАН, почетный президент (Российское минералогическое общество, Санкт-Петербург, Россия)

**В.А.Моренов**, канд. техн. наук, доцент (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**М.А.Пашкевич**, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой геоэкологии (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**Т.В.Пономаренко**, д-р экон. наук, профессор (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**О.М.Прищепа**, д-р геол.-минерал. наук, академик РАЕН, проректор по научной деятельности (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**А.Г.Протосеня**, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой строительства горных предприятий и подземных сооружений (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**В.Е.Сомов**, д-р экон. наук, канд. техн. наук, академик РАЕН, директор (ООО «Кинеш», Кириши, Россия)

**А.А.Тронин**, д-р геол.-минерал. наук, директор (Санкт-Петербургский научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, Санкт-Петербург, Россия)

**В.Л.Трушко**, д-р техн. наук, профессор, академик Международной академии наук высшей школы, РАЕН, РАГН, МАНЭБ, зав. кафедрой механики (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**П.С.Цветков**, канд. экон. наук, начальник управления по публикационной деятельности (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**А.Е.Череповицын**, д-р экон. наук, профессор, зав. кафедрой экономики, организации и управления (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**Я.Э.Шклярский**, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой общей электротехники (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

**Олег Анцуткин**, профессор (Технологический университет, Лулео, Швеция)

**Габриэль Вейсс**, д-р наук, профессор, проректор по научной и исследовательской деятельности (Технический университет, Кошице, Словакия)

**Хал Гургенчи**, профессор (Школа горного машиностроения Квинслендского университета, Брисбен, Австралия)

**Эдвин Крокке**, д-р наук, профессор (Институт неорганической химии Фрайбергской горной академии, Фрайберг, Германия)

**Чжоу Фубао**, д-р наук, профессор, вице-президент (Китайский горно-технологический университет, Пекин, Китай)

**Чжао Юэмин**, д-р наук, профессор, директор научного комитета (Китайский горно-технологический университет, Пекин, Китай)

Приглашенные научные редакторы тома: канд. техн. наук **А.В.Большунов**, д-р геол.-минерал. наук **Г.Л.Лейченко**

## Разделы

•Геология •Геотехнология и инженерная геология •Экономика сырьевых отраслей •Энергетика

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций  
Свидетельство о регистрации ПИ № ФС 77-70453 от 20 июля 2017 г.

Лицензия ИД № 06517 от 09.01.02

Редакция: начальник РИЦ В.Л.Лебедев, редакторы Е.С.Дрибинская, М.Г.Хачирова, Л.В.Набиева, А.И.Яковлева  
Библиограф А.А.Белова. Компьютерная верстка Н.Н.Седых, В.И.Каширина, Е.А.Головинская

© Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, 2025  
Дата выхода в свет 07.07.2025. Формат 60 × 84/8. Уч.-изд.л. 41.  
Тираж 100 экз. Заказ 398. Отпечатано в РИЦ Санкт-Петербургского  
горного университета императрицы Екатерины II. Свободная цена.

Адрес редакции и издателя: 21-я линия, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199106  
Тел. +7 (812) 328-8416; +7 (812) 328-8216;  
E-mail: pmi@spmi.ru Сайт журнала: pmi.spmi.ru



## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Большунов А.В., Лейченко Г.Л.</i> Слово редактора. Комплексное исследование Антарктики .....	3
<i>Сергеева В.М., Лейченко Г.Л.</i> Ранние этапы формирования океана между Австралией и Антарктидой .....	5
<i>Баранов А.А., Лобковский Л.И.</i> Геодинамические процессы, кайнозойский рифтогенез и механизм образования глубочайших впадин на суше в Антарктиде .....	15
<i>Егоров А.С., Агеев А.С., Шуклин И.А., Марков А.Н., Лукин В.В., Горелик Г.Д., Грохотов Е.И.</i> О подобии глубинного строения фундамента и генезиса формирования впадин восточного фланга Восточной Антарктиды и региона озера Байкал .....	26
<i>Баранов А.А., Андреева Н.В.</i> Сейсмичность тектонических структур Южного полярного региона .....	42
<i>Большунов А.В., Игнатъев С.А., Горелик Г.Д., Крикун Н.С., Васильев Д.А., Ракитин И.В., Шадрин В.С.</i> Комплексные исследования снежно-фирновой толщи в районе российской антарктической станции Восток .....	52
<i>Бабенко И.А., Таловина И.В., Ушаков Д.Е., Крикун Н.С.</i> Пегматиты оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида: новые полевые геологические и геофизические данные .....	65
<i>Давыдкина Т.В., Янкилевич А.А., Наумова А.Н.</i> Особенности магнитотеллурических исследований в Антарктиде .....	80
<i>Кашкевич М.П., Боронина А.С., Михайлов Е.М., Попов С.В.</i> Опыт применения низко- и среднечастотных георадаров для изучения внутреннего строения ледника и рельефа подстилающих горных пород в районе оазиса Ширмахера, Восточная Антарктида .....	94
<i>Симаков А.Е., Гуторов Ф.Г., Лейченко Г.Л., Голынский А.В., Анцев В.Г., Голынский Д.А.</i> О результатах беспилотной аэромагнитной съемки в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп, Земля Уилкса, Восточная Антарктида .....	108
<i>Горелик Г.Д., Сенчина Н.П., Ушаков Д.Е.</i> О результатах крупномасштабной пешеходной магнитометрической съемки в пределах полуострова Брокнес (холмы Ларсеманн, Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида) .....	123
<i>Сербин Д.В., Буслаев Г.В., Лаврик А.Ю., Кадочников В.Г., Дмитриев А.Н.</i> Исследование взаимодействия заливочной жидкости и озерной воды при вскрытии подледникового озера Восток в Антарктиде .....	136
<i>Большунов А.В., Игнатъев С.А., Сербин Д.В., Туркеев А.В.</i> Экспериментальное бурение льда с кремнийорганической жидкостью снарядом КЭМС-135 в скважине 5Г (станция Восток, Антарктида) .....	147
<i>Поляков С.П., Попов С.В.</i> Исследование и разработка технологии строительства снежных аэродромов для приема колесных самолетов в Антарктиде .....	159



Слово редактора

## Слово редактора: комплексное исследование Антарктики

Антарктида – самый малоизученный континент планеты. Экстремальные климатические условия, ледовый покров, отсутствие постоянной инфраструктуры затрудняют проведение полевых и стационарных исследований. Тем не менее, устойчиво растет интерес к Антарктиде как уникальной естественной лаборатории, что подтверждается стабильным увеличением количества научных публикаций, охватывающих широкий круг тем от геодинамики и гляциологии до прикладных инженерных решений.

Несмотря на сложность проведения исследовательских работ в Антарктиде, с каждым годом растет число реализуемых на ее территории научных проектов, что говорит о большом интересе к шестому континенту. Это обусловлено уникальными данными ледников, подледниковых водоемов и коренного ложа Антарктиды, лежащими в основе решения фундаментальных проблем геологии, гляциологии, климата и многих других областей знаний. Получение новых данных и совершенствование наших знаний неразрывно связано с созданием новых и улучшением существующих технологий и технических средств бурения ледников и подстилающих их пород, отбора проб воды и донных отложений подледниковых водоемов, а также дистанционных методов исследований подледной среды. Ключевым фактором успешной реализации научных проектов является их инфраструктурное и логистическое обеспечение, которое в некоторых случаях имеет решающее значение при выборе технологических решений, последовательности и сроков проведения экспедиционных исследований. Важнейшая составляющая выполняемых работ – экологические мероприятия, направленные на сохранение уникальной природной среды Антарктики.

В предлагаемом читателям тематическом томе журнала «Записки Горного института» собраны статьи, представляющие достижения отечественной и мировой науки в решении фундаментальных научных проблем и прикладных задач, направленных на совершенствование технологий и техники проведения научно-исследовательских работ и развитие инфраструктурного и логистического обеспечения Антарктиды. Представленные статьи отражают многопрофильный характер современных антарктических исследований.

В статье *В.М.Сергеевой* и *Г.Л.Лейченко* анализируется геодинамическая история раскрытия океана между Австралией и Антарктидой, подробно рассмотрены этапы спрединга и изменения скорости дрейфа литосферных плит на основе реконструкций с использованием программы GPlates.

В статье *А.А.Баранова* и *Л.И.Лобковского* изучены кайнозойский рифтогенез и механизм образования глубочайших впадин на Антарктическом континенте. Рассматриваются геофизические параметры подледниковых структур, определяющих динамику ледников, и их вклад в глобальные изменения уровня моря.

*А.С.Егоров* с соавторами предлагают модель формирования впадины озера Восток, выявляя структурные аналогии с рифтогенными зонами региона озера Байкал. Представлены результаты геофизических исследований, позволяющих предположить широкое развитие рифтовых структур в Восточной Антарктиде.

В работе *А.А.Баранова* и *Н.В.Андреевой* анализируется сейсмичность Южной полярной области Земли, включая периокеанические и внутриконтинентальные зоны. Выявлена связь сейсмичности с рифтовыми структурами Антарктики и ледниковыми процессами.

*А.В.Большунов* с соавторами представляют результаты комплексных исследований снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, направленные на уточнение структуры и динамики ледяного покрова, а также выбор параметров для глубокого бурения.

В статье *И.А.Бабенко* с соавторами систематизированы данные по различным типам пегматов холмов Ларсеманн, предложена их новая классификация и интерпретация в контексте Пан-Африканского орогенеза и геодинамической истории Восточной Антарктиды.

В статье *Т.В.Давыдкиной* с коллегами рассмотрены особенности проведения магнитотеллурических работ в Антарктиде, выделены методические подходы, позволяющие минимизировать влияние экстремальных условий и получать качественные данные.



*М.П.Кашкевич* с соавторами демонстрируют применение георадаров ОКО-3 и Тритон М для гляциологических исследований в районе оазиса Ширмахера. На основе выполненных работ уточняется строение ледников и подледного рельефа.

В статье *А.Е.Симакова* с соавторами представлены результаты первой в истории антарктических исследований аэромагнитной съемки масштаба 1:25000 с применением беспилотного летательного аппарата. Подчеркивается высокая информативность метода и перспективы его применения в помощь геологическому картированию.

Магниторазведочным исследованиям посвящена статья *Г.Д.Горелика* с коллегами, в которой описывается выполненная крупномасштабная пешеходная магнитометрическая съемка полуострова Брокнес холмов Ларсеманн. По результатам работ построены детальные карты аномального магнитного поля, которые будут использованы для геологического моделирования.

*Д.В.Сербин* с соавторами исследуют процессы взаимодействия заливочной жидкости и озерной воды при вскрытии озера Восток, моделируя физико-химические условия и механизмы разрушения эмульсий и образования гидратов.

Результаты экспериментального бурения льда с применением экологически безопасной кремнийорганической жидкости ПМС-3 представлены в статье *А.В.Большунова* с соавторами. Исследование демонстрирует эффективность новой технологии и улучшенные характеристики процесса бурения.

*С.П.Поляков* и *С.В.Попов* подводят итоги строительства посадочной площадки «Зенит» в районе станции Прогресс, описывая технологические особенности и логистическую значимость этого объекта для обеспечения антарктических исследований.

**Приглашенные научные редакторы тома:** **Алексей Викторович Большунов**, канд. техн. наук, научный руководитель лаборатории, [Bolshunov\\_AV@pers.spmi.ru](mailto:Bolshunov_AV@pers.spmi.ru), <https://orcid.org/0000-0002-3879-7380> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), **Герман Леонидович Лейченко**, д-р геол.-минерал. наук, заместитель генерального директора, начальник отдела, профессор, <https://orcid.org/0000-0001-6316-8511> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия).



## Ранние этапы формирования океана между Австралией и Антарктидой

В.М.Сергеева<sup>1</sup>✉, Г.Л.Лейченко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Сергеева В.М., Лейченко Г.Л. Ранние этапы формирования океана между Австралией и Антарктидой // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16594. С. 5-14. [EDN UZCCHP](#)

### Аннотация

В статье рассматриваются геодинамические реконструкции Австралии и Антарктиды (с использованием программы GPlates) на период 79, 68-61, 48, 44 и 40 млн лет назад, основанные на сопоставлении сопряженных разновозрастных магнитных аномалий. Актуальность исследования определяется возросшим научным интересом к проблемам распада Гондваны и влияния тектоники литосферных блоков на процессы рифтогенеза и океанического раскрытия. Ранняя стадия океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой характеризуется последовательностью отчетливых линейных магнитных аномалий. Океанический спрединг происходил в ультрамедленном и медленном режиме со скоростями 20-26 мм/год между аномалиями 33о и 21у (80-48 млн лет назад) и 40 мм/год между аномалиями 21у и 18о (48-40 млн лет назад). Согласно проведенным исследованиям наблюдается отчетливая корреляция между изменением скорости спрединга и положением полюсов вращения. В период между 80 и 48 млн лет назад полюс вращения находился на западе, в районе плато Кергелен, и Австралия смещалась на запад относительно Антарктиды. Около 48 млн лет назад скорость спрединга морского дна увеличилась почти вдвое (с ультрамедленного до медленного), и Австралия начала мигрировать на север. Полюс вращения располагался у южного края Тасмании и продолжал двигаться на юго-восток к Тихому океану. Разделение Австралии и Антарктиды было связано с продвижением осей спрединга из Индийского и Тихого океанов навстречу друг к другу с ортогональным пересечением древних литосферных блоков двух континентов и определялось геометрией окраинных рифтовых структур.

### Ключевые слова

Антарктида; Австралия; тектоника; палеорекоkonструкции; океанический спрединг

Поступила: 07.10.2024

Принята: 10.04.2025

Онлайн: 23.06.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

До конца позднего мела Австралия и Антарктида составляли единый континент в составе Восточной Гондваны [1], который включал области архейских кратонов, протерозойско-палеозойских орогенов [2-7]. Во время разделения Австрало-Антарктического континента рифтогенез и последующий океанический спрединг пересекли все тектонические провинции (рис.1), включая древние архейские кратоны, обладающие высокой прочностью литосферы. За разделение континента ответственны синхронные процессы продвижения осей спрединга из Индийского и Тихого океанов навстречу друг другу [2, 8].

Целью настоящего исследования является изучение взаимодействия двух встречно развивающихся осей спрединга со стороны Тихого и Индийского океанов в период 80-40 млн лет назад и влияние этого взаимодействия на процесс океанического раскрытия с разделением австрало-антарктической палеоплиты, который проходил в режиме ультрамедленного и нестабильного спрединга [9-11]. Исследование основано на серии палеорекоkonструкций Австралии и Антарктиды, построенных путем совмещения сопряженных разновозрастных полосовых (спрединговых) магнитных аномалий.

Положение Австралии относительно Антарктиды в составе единого литосферного блока и ранняя история разделения континентов до сих пор остаются предметом дискуссий [12]. Реконструкции плит, которые были предложены для раскола литосферы Австрало-Антарктического континента около 80 млн лет назад, не имеют полного совпадения предполагаемых по геофизическим данным границ между корами континентального и океанического типов (далее граница континент-

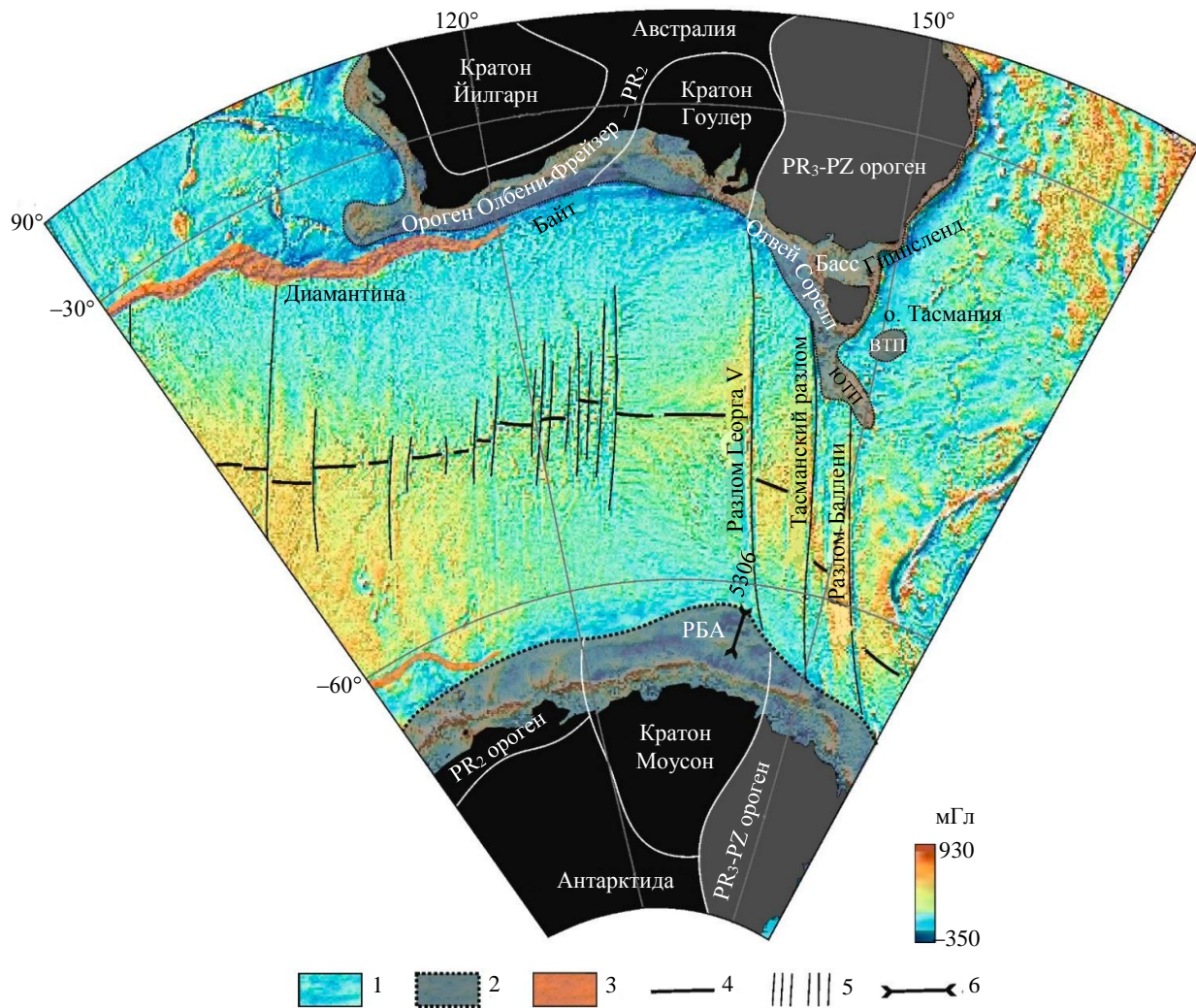


Рис.1. Основные структурно-тектонические элементы юго-восточной части Индийского океана.

В качестве основы использована карта поля силы тяжести (редукция в свободном воздухе), полученная по данным спутниковой альтиметрии [13]. На континентах показаны архейские кратоны и протерозойские-палеозойские орогены [14], на континентальной окраине Австралии – осадочные бассейны Байт, Отвей, Сорелл, Гиппсленд, Басс [2, 15]; на континентальной окраине Восточной Антарктиды – рифтовый блок Адели (РБА) [16, 17], вблизи о. Тасмания расположены Восточно-Тасманское (ВТП) и Южно-Тасманское (ЮТП) поднятия

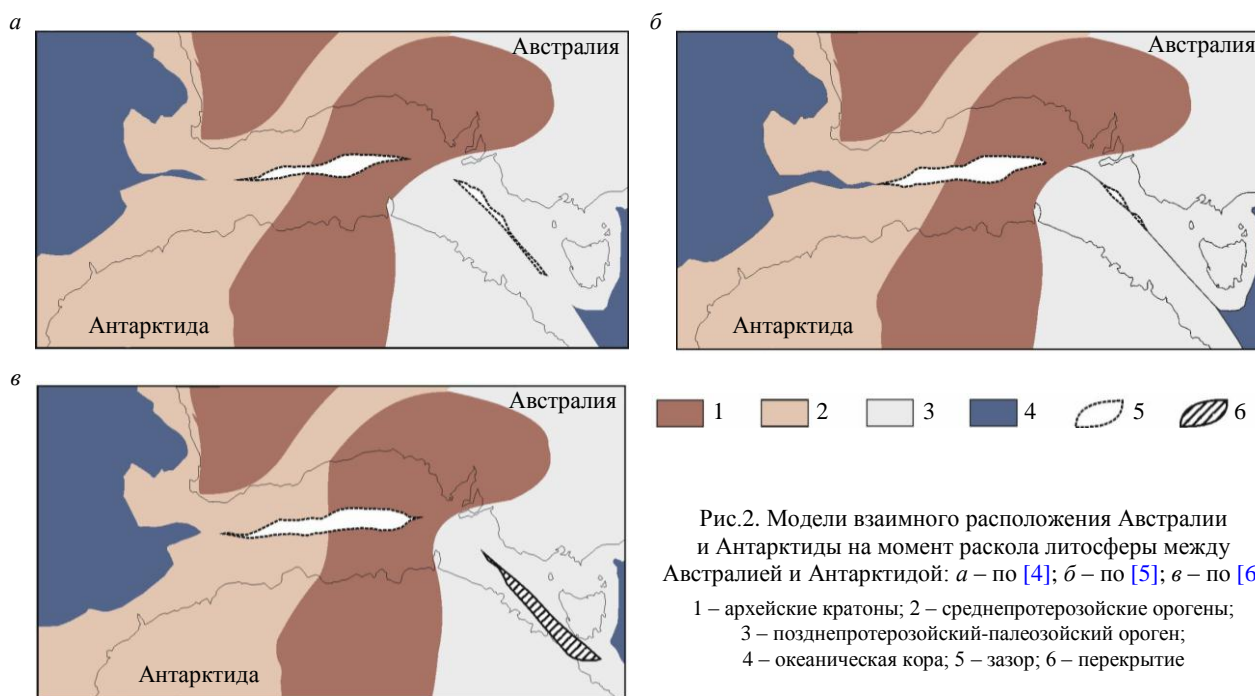
- 1 – океаническая кора; 2 – шельф; 3 – амагматические поднятия океанической коры; 4 – ось спрединга;  
5 – трансформные разломы; 6 – сейсмический профиль

океан) [3, 5, 6]. Существует несколько моделей доспредингового взаимного расположения Австралии и Антарктиды и во всех ранее предложенных реконструкциях отмечается несовпадение границ континент-океан с зазором в центральной части разделяемого Австрало-Антарктического континента и перекрытием в его западной и восточной частях [4-6] (рис.2).

### Геологический очерк

Австрало-Антарктический континент состоял из областей, имеющих различные реологические свойства литосферы, и их разделение во время океанического раскрытия также происходило в разных геодинамических условиях. В западной части Австрало-Антарктического континента область развития докембрийского фундамента состоит из архейских кратонов и расположенных между ними протерозойских орогенов (см. рис.1). С раннего палеозоя и до середины позднего мела Австрало-Антарктический континент представлял собой единый литосферный блок, являющийся частью Гондваны [18, 19] с мощной и относительно холодной литосферой, которая обеспечивала ее повышенную прочность в отношении деструктивных процессов, приводящих к распаду суперконтинентов.

Разделение Австрало-Антарктического континента началось с континентального рифтогенеза, который продолжался 75-80 млн лет. Рифтогенез между Австралией и Антарктидой начался на западе 160-150 млн лет и позднее на востоке 150-145 млн лет назад [2]. В результате длительного



континентального рифтогенеза образовались чрезвычайно широкие (от 300 до 500 км) сопряженные амагматичные окраины, характеризующиеся эксгумацией мантии (рис.3) [20-22]. Возраст рифтогенеза был установлен по данным бурения и анализу сейсмических профилей в бассейне Байт (юго-западная Австралия) [21-23].

Вероятно, именно высокая прочность древней, относительно холодной литосферы определила ультразамедленные скорости континентального рифтогенеза и последовавшего за ним океанического спрединга в пределах древней части Австрало-Антарктической плиты.

Менее прочный позднепротерозойско-палеозойского ороген был развит на востоке Австрало-Антарктического континента вдоль Тихоокеанской окраины и имел блоковое строение. Ранее единая складчатая область была шире, в нее входили Зеландия, поднятие Лорд-Хау, поднятие Чатем и плато Кэмпбелл [2], располагавшиеся к востоку от рассматриваемого региона. Принципиальным реологическим отличием такой литосферы являлась ее структурная неоднородность и более горячая верхняя мантия по сравнению с относительно монолитной верхней мантией архейско-среднепротерозойского возраста. В ранне-среднемеловое время здесь была развита зона субдукции прото-Пацифики, до тех пор, пока поднятие Чатем не стало отделяться от Антарктиды в период хрона нормальной полярности магнитного поля (90-83 млн лет назад) [25-27]. Позднее от антарктической окраины отделилось плато Кэмпбелл (83-79,1 млн лет назад) [28, 29]. Таким образом, к началу распада Австрало-Антарктического палеоконтинента 80 млн лет назад наблюдалось интенсивное отделение небольших территорий в пределах палеозойского орогена со стороны Тихого океана и длительный медленный континентальный рифтогенез в пределах архейско-среднепротерозойской литосферы со стороны Индийского океана.

Началу спрединга океана между Австралией и Антарктидой предшествовала эксгумация континентальной литосферной мантии, сложенной серпентинизированными перидотитами. На континентальной окраине Земли Уилкса – Земли Георга V и в акватории Большого Австралийского залива были выделены зоны мантийного вскрытия, которые отчетливо проявлены в поле силы тяжести и аномальном магнитном поле положительными длинноволновыми аномалиями [21]. Магнитная аномалия над зоной мантийного вскрытия, которая протягивается на расстояние более 1500 км, ранее идентифицировалась как полосовая магнитная аномалия С34 спредингового происхождения [9]. Гравитационная аномалия над эксгумированной литосферной мантией подтверждает этот вывод, указывая на повышенную плотность вещества по отношению к вмещающим блокам континентальной коры [21].

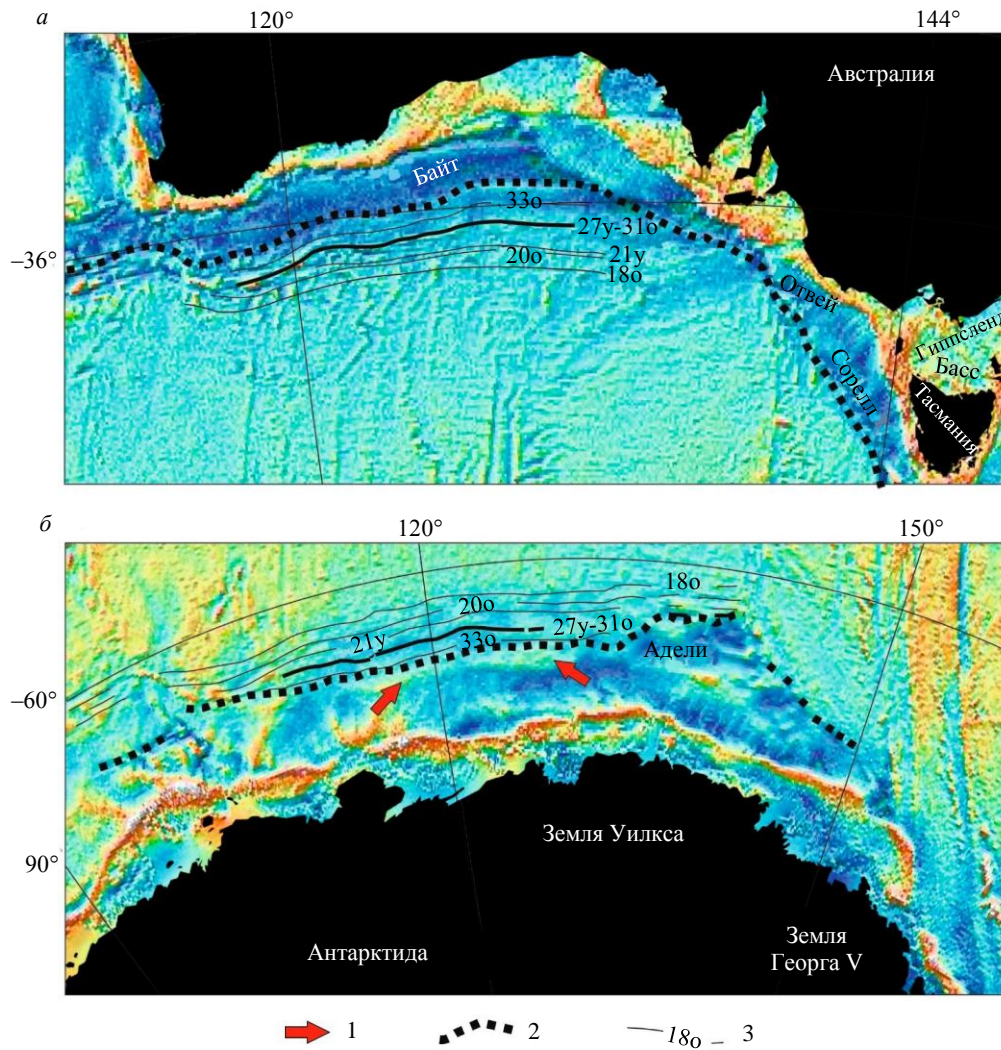


Рис.3. Положение полосовых магнитных аномалий 33о-18о, соответствующих раннему этапу раскрытия юго-восточной части Индийского океана в Австралии (а) [9] и Антарктике (б) [21, 24].

В качестве основы использована карта поля силы тяжести (редукция в свободном воздухе), полученная по данным спутниковой альтиметрии [13]

- 1 – гравитационная аномалия [21], связанная с эксгумацией мантии;
- 2 – граница континент-океан; 3 – полосовые магнитные аномалии

Ранняя стадия океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой характеризуется последовательностью отчетливых линейных магнитных аномалий [21, 30, 31]. Океанический спрединг происходил в ультрамедленном и медленном режиме со скоростями 20-26 мм/год между аномалиями 33о и 21у (80-48 млн лет назад) и 40 мм/год между аномалиями 21у и 18о (48-40 млн лет назад) [9, 21]. Исследования показывают, что в австралийском секторе (бассейн Байт) и на сопряженном участке вдоль антарктической окраины средняя скорость спрединга между аномалиями 31 и 27 (68-61 млн лет назад) существенно уменьшается и составляет менее 6 мм/год с возможной полной остановкой раскрытия океана [9, 21, 32].

В Австралии система поднятий называется зоной Диамантина, которая достаточно хорошо изучена. Морфология океанической коры в зоне Диамантина состоит из серии чередующихся хребтов и трогов субширотного простирания. Она достигает 200 км в ширину и протягивается в восточной части до 120° в.д. Большинство хребтов представляют собой обнаженный фундамент, и даже в трогах осадочный чехол маломощный (первые сотни метров), который развит фрагментарно. Южная граница зоны Диамантина с Австрало-Антарктическим бассейном представлена резким уменьшением глубин с 6000-6500 до 4500-5000 м и изменением морфологии фундамента на менее контрастный [33].

В антарктических морях Дейвиса и Моусона линейные поднятия не выражены в структурах рельефа морского дна, но отчетливо проявлены на сейсмических разрезах и по данным спутниковой



альтиметрии [21]. Крупные контрастные поднятия фундамента океанического дна амплитудой до 2,5 км и более прослеживаются к западу от  $110^\circ$  в.д., где им отвечает цепочка изолированных овальных аномалий поля силы тяжести амплитудой 30–40 мГал [21]. Выявленные поднятия представляют собой амагматические сегменты палеохребтов, сложенные габбро и (или) в различной степени серпентинизированными перидотитами [21, 33]. Эти породы были драгированы в восточной части разломной зоны Диамантина [33].

На основании анализа магнитных аномалий в районе амагматических поднятий предполагаются крайне низкие (менее 1,0 мм/год) скорости ультрамедленного спрединга. Как вдоль антарктической, так и вдоль австралийской континентальных окраин обе цепочки амагматических палеохребтов начинают прослеживаться в месте схождения магнитных аномалий 31 и 27. Это позволило предположить, что их формирование связано с критическим падением скоростей спрединга 68–61 млн лет назад [9]. Возможность формирования подобных структур рельефа дна в результате временной остановки спрединга океана была подтверждена экспериментально [32].

Линейность магнитных аномалий местами нарушается, что, вероятно, связано с недостаточно плотной системой наблюдений и (или) сложным, нестабильным раскрытием океана, проявляющимся в перескоках осей срединно-океанического хребта или временной остановкой спрединга [9, 21, 30]. Нестабильность раскрытия указывалась в ряде работ [9, 20] и позднее была экспериментально подтверждена [32]. После магнитной аномалии 18 устанавливается современный стабильный и симметричный спрединг океана, действующий в среднескоростном режиме раскрытия – около 40 мм/год [9, 30].

В апт-альбское время со стороны Тихого океана в пределах Австрало-Антарктического континента [33] на наиболее утоненных и ослабленных участках литосферы закладывались рифтовые трещины (в дальнейшем трансформировавшиеся в оси океанического спрединга), огибая более прочные террейны континентальной коры. Процессы рифтообразования и последующего раскрытия океана в целом продвигались к северо-западу – от Тихого океана вглубь Австрало-Антарктического континента [34].

К северу от о. Тасмания навстречу друг к другу раскрывались бассейны Отвей и Гипсленд, которые испытали две фазы рифтового растяжения 115–100 и 91–80 млн лет назад [35]. С раскрытия бассейнов Гипсленд и Отвей начинается обособление блока Тасмании от Австралии в Бассовом проливе, однако разрыва континентальной коры в Бассовом проливе так и не произошло [35]. Примерно 80 млн лет назад к западу от Тасмании начал формирование рифтовый бассейн Сорелл [15]. Деформации сжатия и кручения были интерпретированы в палеогеновых отложениях на абиссали в бассейне Сорелл [35].

В позднемеловое время к бассейну Сорелл на западе примыкал блок Адели, который сейчас является частью рифтовой окраины Восточной Антарктиды. Блок Адели обособлен от Антарктиды ветвью рифтинга, активно развивавшейся в интервале 82–67 млн лет назад. Фундамент этого блока был сильно изменен в результате растяжения, внедрения мантийных пород и основного магматизма, а нижний структурный этаж осадочного чехла блока Адели смят в складки (рис.4) [21, 36–38].

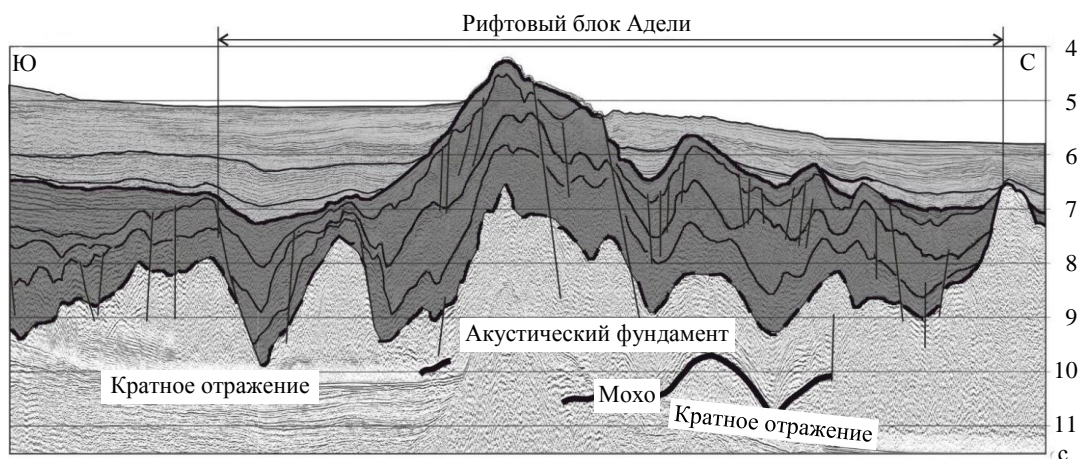


Рис.4. Сейсмический профиль через рифтовый блок Адели с деформированным нижним структурным этажом осадочного чехла по данным [21, 36], с дополнениями. Положение профиля показано на рис.1



Обособление блока Адели от континентальной окраины Восточной Антарктиды, вероятно, произошло в результате перескока фокуса растяжения земной коры (рифтовой оси) с юга на север в палеоцене. Позднее вдоль этого нового направления началось раскрытие океанического пространства между Тасманией и Антарктидой примерно 44 млн лет назад [2, 37].

### Методы

Палеорекострукции Австралии и Антарктиды составлены с применением программного обеспечения по тектонике литосферных плит GPlates, позволяющего моделировать палеогеографические особенности в геологическом прошлом [39]. В качестве исходных данных использовались магнитные аномалии для австралийской окраины [9] и антарктической окраины [24]. Модель жестких плит, лежащая в основе метода реконструкций в программном обеспечении GPlates, не позволяет получить достоверную конфигурацию Австрало-Антарктического палеоконтинента для возрастов старше 80 млн лет назад. Проблемным остается согласование геологической и геофизической информации в западной и восточной частях Австрало-Антарктической палеоплиты и присутствие ложного широкого разрыва континентальной коры в центральной части. В связи с этим сопоставление Австралии и Антарктиды в геологическом прошлом строилось прежде всего на совпадении одновозрастных сопряженных полосовых магнитных аномалий океанического происхождения, чья геометрия существенно не менялась с момента формирования. В настоящем исследовании реконструкции строились на период от аномалии 33 (начало спрединга океана) до аномалии 18 (переход к современному режиму спрединга).

### Результаты и обсуждение

Реконструкции разделения Австралии и Антарктиды были составлены для рубежей 79 млн лет назад (хрон 33о), 68-61 млн лет назад (хрон 31у-27о), 48 млн лет назад (хрон 21), 44 млн лет назад (хрон 20), 40 млн лет назад (хрон 18) и отражают основные стадии раннего этапа раскрытия юго-восточной части Индийского океана.

Спрединговая аномалия 33о является самой древней в восточной части Индийского океана между Австралией и Антарктидой. Совмещение сопряженных аномалий 33о (рис.5) требует разворота Австралии на 2° по часовой стрелке относительно современной ориентации континента (при построении палеорекострукций положение и ориентация Антарктиды оставались неизменными).

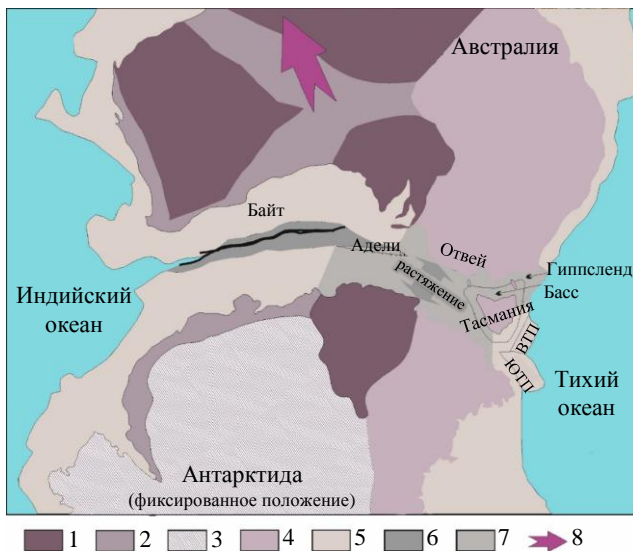


Рис.5. Палеорекострукция Австралии – Антарктиды по магнитной аномалии 33 (79 млн лет назад)  
 1 – архейские кратоны; 2 – протерозойские орогены;  
 3 – нерасчлененная докембрийская континентальная кора;  
 4 – позднпротерозойско-палеозойские орогены;  
 5 – континентальная окраина; 6 – эксгумированная мантия, сложенная серпентинизированными перидотитами;  
 7 – континентальная окраина, испытывающая растяжение;  
 8 – направление дрейфа Австралии относительно Антарктиды

В западной части формирующегося океана наблюдается зазор между сопряженными границами континент-океан. Это пространство между континентальной окраиной и аномалией 33о сложено серпентинизированными перидотитами, сформировавшимися за счет эксгумации верхней мантии раскалывающегося континента.

В восточной части Австрало-Антарктического континента 79 млн лет назад океаническое раскрытие еще не началось. Этот участок сложен континентальной корой, испытывающей интенсивное растяжение. Для того, чтобы совместить сопряженные границы континент-океан между Тасманией и Юго-Восточной Австралией с одной стороны и Землей Адели и Землей Георга V с другой, были выполнены развороты и перемещения континентальных блоков.

Тасмания была развернута на 10° против часовой стрелки и смещена на север к Австралии, так что ширина современного Бассова пролива сократилось в три раза. В позднемеловое время (около 79 млн лет назад) к северу от Тасмании уже сформировались рифтовые бассейны Отвей и Гиппсленд, но еще раскрывался



бассейн Басс. На реконструкции наблюдается перекрытие сопряженных границ континент-океан вдоль западной окраины Тасмании. Это перекрытие можно объяснить тем, что вдоль западной окраины Тасмании еще только начинает формироваться рифтовый бассейн Сорелл, чья континентальная кора будет подвержена сильному растяжению.

Рифтовый блок Адели на континентальной окраине Земли Георга V 79 млн лет назад еще являлся частью нормальной или слабо растянутой континентальной коры Антарктиды [21, 37], поэтому на реконструкции он был развернут на  $7^\circ$  по часовой стрелке, а его ширина уменьшена на 40 % по отношению к современной.

Относительно положения 79 млн лет назад Австралия испытала поворот на  $3-4^\circ$  против часовой стрелки и немного отделилась от Антарктиды на северо-северо-запад. Полос раскрытия находился в Индийском океане в районе горячей точки Кергелен. В восточной части палеорекострукции сопряженные границы континент-океан по-прежнему не совпадают из-за продолжающегося растяжения континентальной коры.

Относительно положения 79 млн лет назад Тасмания испытала поворот на  $4^\circ$  по часовой стрелке и отделилась от юго-восточной части Австралии за счет раскрытия рифтового бассейна Басс.

Растяжение континентальной коры практически завершилось 68-61 млн лет назад (хроны 31о-27у, рис.6, а) и блок Адели занял свое положение, почти идентичное современному, но находится в условиях локального транспрессионного (сдвиг со сжатием) напряжения, связанного с дрейфом Австралии на север-северо-восток.

На рубеже 48 млн лет назад (хрон 21у, рис.6, б) сформировался основной объем океанической коры раннего этапа океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой. Примерно в это время сформировалась зона амагматических поднятий Диамантина (вдоль австралийской континентальной окраины) и ее сопряженный безымянный аналог (вдоль антарктической окраины). Относительно предыдущей реконструкции (61 млн лет назад) Австралия испытала поворот в обратную сторону, на  $4^\circ$  против часовой стрелки, и продолжила отдаляться от Антарктиды. Происходит продвижение оси спрединга с северо-запада на юго-восток в сторону Тихого океана. Полос раскрытия располагается между Тасманией и Антарктидой. На начало спрединга океана между Антарктидой и Тасманией косвенно указывают данные сейсмического профилирования (см. рис.4) – в осадочном чехле блока Адели прекратилась деформация нижней части пострифтовых отложений, что можно объяснить прекращением действия локальной транспрессии в условиях регионального сдвига между Австралией и Антарктидой. Тасмания и блок Адели заняли свои современные положения и пространственные ориентации относительно своих материнских континентов.

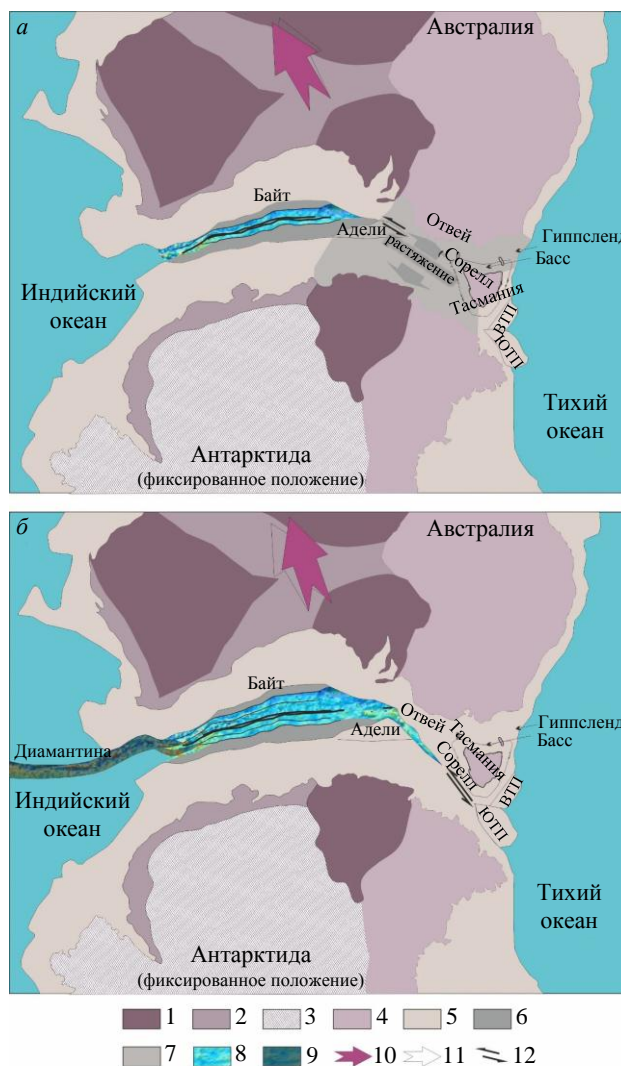


Рис.6. Палеорекострукция Австралии – Антарктиды: а – по магнитным аномалиям 31-27 (68-61 млн лет назад); б – по магнитной аномалии 21 (48 млн лет назад)

- 1 – архейские кратоны; 2 – протерозойские орогены;
- 3 – нерасчлененная докембрийская континентальная кора;
- 4 – раннепротерозойско-палеозойские орогены;
- 5 – континентальная окраина; 6 – эксгумированная мантия, сложенная серпентинизированными перидотитами;
- 7 – континентальная окраина, испытывающее растяжение;
- 8 – новообразовавшаяся океаническая кора Индийского океана;
- 9 – амагматические поднятия, сложенные серпентинизированными перидотитами; 10 – направление дрейфа Австралии относительно Антарктиды; 11 – направление дрейфа Австралии относительно Антарктиды на предыдущей реконструкции;
- 12 – левосторонний сдвиг

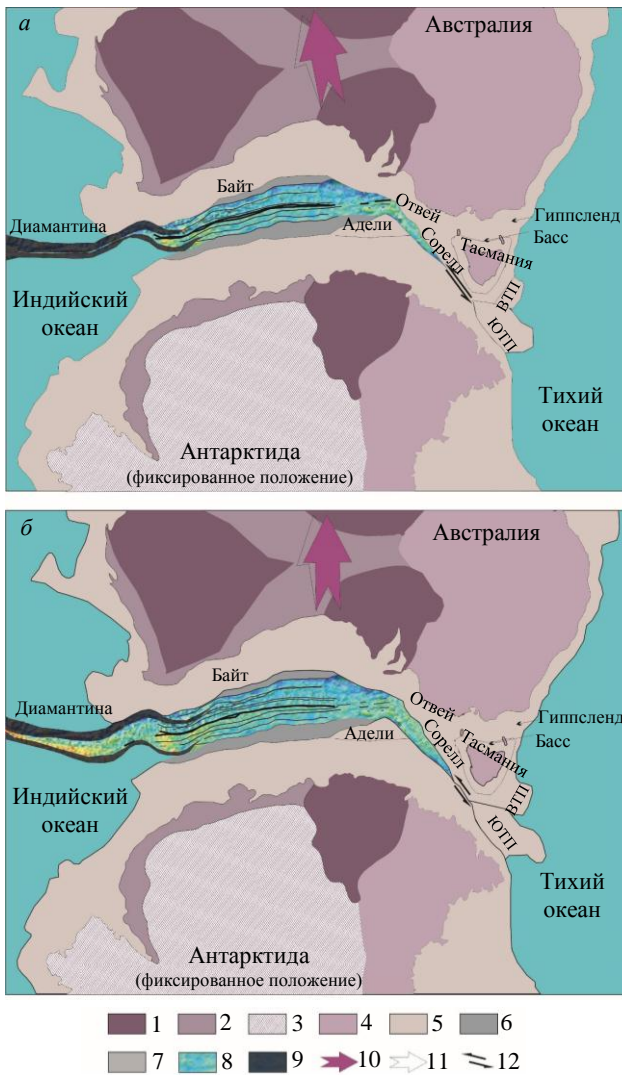


Рис. 7. Палеорекострукция Австралии – Антарктиды:  
а – по магнитной аномалии 20о (44 млн лет назад);  
б – по магнитной аномалии 18о (40 млн лет назад)

Условные обозначения см. на рис.6

ном режиме развивался в западной части раскрывавшегося сегмента Индийского океана, в то время, когда значительная часть восточной области Австрало-Антарктической палеоплиты (между современными Тасманией и Землей Георга V) представляла собой единый (неразделившийся) массив континентальной коры. Полюс раскрытия океана в период 80-48 млн лет назад располагался на западе, в районе южной части плато Кергелен, и Австралия двигалась на северо-запад относительно Антарктиды. В это время в восточной части Австрало-Антарктического континента континентальная кора испытывала рифтогенное растяжение, отмирала рифтовая ось к югу от рифтового блока Адели, около 65 млн лет назад сформировался левосторонний сдвиг между Тасманией и сопряженной антарктической континентальной окраиной.

Единая и неразделенная область континентальной коры между Тасманией и Антарктидой препятствовала раскрытию океана 80-48 млн лет назад, накладывая ограничения на характер самого раннего спрединга. Это проявилось в ультрамедленном океаническом раскрытии (20-26 мм/год) и перескоках осей спрединга в западной части рассматриваемого региона. Критическое падение скорости спрединга 68-61 млн лет назад (хроны полярности С31-27) привело к формированию крупных структур амагматических поднятий, сложенных серпентинизированными перидотитами (зона Диамантина и ее аналог вдоль антарктической окраины). Это событие коррелирует по времени с отмиранием рифтовой оси к югу от блока Адели и заложением левостороннего сдвига между Тасманией и Антарктидой.

В среднем эоцене (около 44 млн лет назад, хрон 20о, рис.7, а) продолжается продвижение оси спрединга на восток, но окончательного разделения Австралии (Тасмании) и Антарктиды еще не произошло и между ними остается перемычка растянутой континентальной коры.

По сравнению с положением 48 млн лет назад Австралия развернута на 2° по часовой стрелке, направление ее миграции сменилось на северное. Изменение направления движения Австралии связано с тем, что начиная с 48 млн лет назад на характер раскрытия океанического пространства между Австралией и Антарктидой стал оказывать влияние молодой восточный сегмент Индийского океана.

В период 40 млн лет назад (хрон 18о, рис.7, б) закончился ранний этап спрединга между Австралией и Антарктидой, характеризующийся нестабильным режимом раскрытия океанического пространства и ультрамедленными скоростями спрединга. После 40 млн лет назад восточная часть Индийского океана раскрывается со средними скоростями спрединга на всем протяжении сопряженных континентальных окраин. В это время образовался океанический пролив между юго-западом Тасманией и Антарктидой (Землей Георга V).

### Заключение

В результате выполненных исследований удалось уточнить историю разрастания океанического дна между Австралией и Антарктидой. Формирование самой ранней океанической коры началось около 80 млн лет назад. В это время спрединг морского дна в ультрамедленном



Около 48 млн лет назад (хрон полярности 21) темпы океанического раскрытия увеличились до 40 мм/год (медленный режим спрединга). В период 48-40 млн лет назад (хроны полярности C21, C20 и C18) происходит дальнейшее продвижение океанического рифта в восточном (со стороны Индийского океана) в северо-западном (со стороны Тихого океана) направлениях, хотя разделение Австралии (Тасмании) и Антарктиды еще не завершилось. Полюс раскрытия в это время располагался около южной окраины Тасмании и смещался дальше на юго-восток в сторону Тихого океана. Изменение направления движения Австралии относительно Антарктиды с север-северо-западного на северное привело к изменению геометрии раскрытия юго-восточной части Индийского океана. Медленный спрединг раннего этапа раскрытия юго-восточного сегмента Индийского океана завершился 40 млн лет назад (хрон полярности C18) переходом к современному стабильному режиму со временами (70 мм/год) раскрытия океана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Aitken A.R.A., Young, D.A., Ferraccioli F. et al. The subglacial geology of Wilkes Land, East Antarctica // *Geophysical Research Letters*. 2014. Vol. 41. Iss. 7. P. 2390-2400. DOI: [10.1002/2014GL059405](https://doi.org/10.1002/2014GL059405)
2. Norvick M.S., Smith M.A. Mapping the plate tectonic reconstruction of Southern and Southeastern Australia and implications for petroleum systems // *The APPEA Journal*. 2001. Vol. 41. P. 15-35. DOI: [10.1071/AJ00001](https://doi.org/10.1071/AJ00001)
3. Williams S.E., Whittaker J.M., Müller R.D. Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins // *Tectonics*. 2011. Vol. 30. Iss. 6. № TC6012. DOI: [10.1029/2011TC002912](https://doi.org/10.1029/2011TC002912)
4. Williams S.E., Whittaker J.M., Halpin J.A., Müller R.D. Australian-Antarctic breakup and seafloor spreading: Balancing geological and geophysical constraints // *Earth-Science Reviews*. 2019. Vol. 188. P. 41-58. DOI: [10.1016/j.earscirev.2018.10.011](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.011)
5. Powell C.McA., Roots S.R., Veevers J.J. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155. Iss. 1-4. P. 261-283. DOI: [10.1016/0040-1951\(88\)90269-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90269-7)
6. Royer J.-Y., Sandwell D.T. Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: Constraints from Geosat altimetry // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1989. Vol. 94. Iss. B10. P. 13755-13782. DOI: [10.1029/JB094iB10p13755](https://doi.org/10.1029/JB094iB10p13755)
7. Glen R.A. The Tasmanides of eastern Australia // *Geological Society, London, Special Publications*. 2005. Vol. 246. P. 23-96. DOI: [10.1144/GSL.SP.2005.246.01.02](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.02)
8. Ball P., Eagles G., Ebinger C. et al. The spatial and temporal evolution of strain during the separation of Australia and Antarctica // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. Vol. 14. Iss. 8. P. 2771-2799. DOI: [10.1002/ggge.20160](https://doi.org/10.1002/ggge.20160)
9. Tikku A.A., Cande S.C. The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons? // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1999. Vol. 104. Iss. B1. P. 661-677. DOI: [10.1029/1998JB900034](https://doi.org/10.1029/1998JB900034)
10. Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D. Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. Vol. 14. Iss. 6. P. 1891-1909. DOI: [10.1002/ggge.20120](https://doi.org/10.1002/ggge.20120)
11. Close D.I., Watts A.B., Stagg H.M.J. A marine geophysical study of the Wilkes Land rifted continental margin, Antarctica // *Geophysical Journal International*. 2009. Vol. 177. Iss. 2. P. 430-450. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2008.04066.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04066.x)
12. Halpin J.A., Daczko N.R., Direen N.G. et al. Provenance of rifted continental crust at the nexus of East Gondwana breakup // *Lithos*. 2020. Vol. 354-355. № 105363. DOI: [10.1016/j.lithos.2019.105363](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105363)
13. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. Iss. 6205. P. 65-67. DOI: [10.1126/science.1258213](https://doi.org/10.1126/science.1258213)
14. Toozé S., Halpin J.A., Noble T.L. et al. Scratching the Surface: A Marine Sediment Provenance Record From the Continental Slope of Central Wilkes Land, East Antarctica // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2020. Vol. 21. Iss. 11. № e2020GC009156. DOI: [10.1029/2020GC009156](https://doi.org/10.1029/2020GC009156)
15. Sauermilch I., Whittaker J.M., Bijl P.K. et al. Tectonic, Oceanographic, and Climatic Controls on the Cretaceous-Cenozoic Sedimentary Record of the Australian-Antarctic Basin // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. Vol. 124. Iss. 8. P. 7699-7724. DOI: [10.1029/2018JB016683](https://doi.org/10.1029/2018JB016683)
16. Сергеева В.М., Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Экспериментальное моделирование условий формирования континентальных блоков Тасмания и Адели на ранней стадии разделения Австралийско-Антарктического палеоконтинента // *Геотектоника*. 2020. № 6. С. 25-38. DOI: [10.31857/S0016853X20060132](https://doi.org/10.31857/S0016853X20060132)
17. Espurt N., Callot J.-P., Roure F. et al. Transition from symmetry to asymmetry during continental rifting: an example from the Bight Basin–Terre Adélie (Australian and Antarctic conjugate margins) // *Terra Nova*. 2012. Vol. 24. Iss. 3. P. 167-180. DOI: [10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x)
18. Boger S.D. Antarctica – Before and after Gondwana // *Gondwana Research*. 2011. Vol. 19. Iss. 2. P. 335-371. DOI: [10.1016/j.gr.2010.09.003](https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.09.003)
19. Maritati A., Halpin J.A., Whittaker J.M., Daczko N.R. Fingerprinting Proterozoic Bedrock in Interior Wilkes Land, East Antarctica // *Scientific Report*. 2019. Vol. 9. № 10192. DOI: [10.1038/s41598-019-46612-y](https://doi.org/10.1038/s41598-019-46612-y)
20. Sayers J., Symonds P.A., Direen N.G., Bernardel G. Nature of the continent-ocean transition on the non-volcanic rifted margin of the central Great Australian Bight // *Geological Society, London, Special Publications*. 2001. Vol. 187. P. 51-76. DOI: [10.1144/GSL.SP.2001.187.01.04](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.04)
21. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // *Геотектоника*. 2014. № 1. С. 8-28. DOI: [10.7868/S0016853X14010044](https://doi.org/10.7868/S0016853X14010044)
22. Gillard M., Autin J., Manatschal G. et al. Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations // *Tectonics*. 2015. Vol. 34. Iss. 4. P. 753-783. DOI: [10.1002/2015TC003850](https://doi.org/10.1002/2015TC003850)



23. *Direen N.G., Borissova I., Stagg H.M.J. et al.* Nature of the continent–ocean transition zone along the southern Australian continental margin: a comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors // *Geological Society, London, Special Publications.* 2007. Vol. 282. P. 239-263. DOI: [10.1144/SP282.12](https://doi.org/10.1144/SP282.12)
24. *Leitchenkov G.L., Griukov G.E.* The Tectonic Structure of the Antarctic // *Geotectonics.* 2023. Vol. 57. Suppl. 1. P. S28-S33. DOI: [10.1134/s0016852123070087](https://doi.org/10.1134/s0016852123070087)
25. *Larter R.D., Barker P.F.* Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix Spreading: Forces on a young subducting plate // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 1991. Vol. 96. Iss. B12. P. 19583-19607. DOI: [10.1029/91JB02053](https://doi.org/10.1029/91JB02053)
26. *Seebeck H., Strogon D.P., Nicol A. et al.* A tectonic reconstruction model for Aotearoa-New Zealand from the mid-Late Cretaceous to the present day // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics.* 2024. Vol. 67. Iss. 4. P. 527-550. DOI: [10.1080/00288306.2023.2239175](https://doi.org/10.1080/00288306.2023.2239175)
27. *Gardner R.L., Daczko N.R., Halpin J.A., Whittaker J.M.* Discovery of a microcontinent (Gulden Draak Knoll) offshore Western Australia: Implications for East Gondwana reconstructions // *Gondwana Research.* 2015. Vol. 28. Iss. 3. P. 1019-1031. DOI: [10.1016/j.gr.2014.08.013](https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.013)
28. *Gibson G.M., Totterdell J.M., White L.T. et al.* Pre-existing basement structure and its influence on continental rifting and fracture zone development along Australia's southern rifted margin // *Journal of the Geological Society.* 2013. Vol. 170. № 2. P. 365-377. DOI: [10.1144/jgs2012-040](https://doi.org/10.1144/jgs2012-040)
29. *Eagles G., Gohl K., Larter R.D.* High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2004. Vol. 5. Iss. 7. № Q07002. DOI: [10.1029/2003GC000657](https://doi.org/10.1029/2003GC000657)
30. *Golynsky A.V., Ivanov S.V., Kazankov A.Ju. et al.* New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 585. P. 172-184. DOI: [10.1016/j.tecto.2012.06.043](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.043)
31. *Bronner A., Sauter D., Manatschal G. et al.* Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins // *Nature Geoscience.* 2011. Vol. 4. Iss. 8. P. 549-553. DOI: [10.1038/ngeo1201](https://doi.org/10.1038/ngeo1201)
32. *Дубинин Е.П., Лейченко Г.Л., Грохольский А.Л. и др.* Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // *Физика Земли.* 2019. № 2 С. 76-91. DOI: [10.31857/S0002-33372019276-91](https://doi.org/10.31857/S0002-33372019276-91)
33. *Beslier M.-O., Royer J.-Y., Girardeau J. et al.* A wide ocean-continent transition along the south-west Australian margin: first results of the MARGAU/MD110 cruise // *Bulletin de la Société Géologique de France.* 2004. Vol. 175. № 6. P. 629-641. DOI: [10.2113/175.6.629](https://doi.org/10.2113/175.6.629)
34. *Vérard C., Stampfli G.M.* Geodynamic Reconstructions of the Australides–2: Mesozoic–Cainozoic // *Geosciences.* 2013. Vol. 3. Iss. 2. P. 331-353. DOI: [10.3390/geosciences3020331](https://doi.org/10.3390/geosciences3020331)
35. *Stickley C.E., Brinkhuis H., Schellenberg S.A. et al.* Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway // *Paleoceanography.* 2004. Vol. 19. Iss. 4. № PA4027. DOI: [10.1029/2004PA001022](https://doi.org/10.1029/2004PA001022)
36. *Варова Л.В., Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б.* Тектоническое строение континентальной окраины Земли Адели – Земли Георга V и прилегающей абиссальной котловины (Восточная Антарктика) // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2011. № 2 (88). С. 69-80.
37. *McCarthy A., Falloon T.J., Sauermilch I. et al.* Revisiting the Australian-Antarctic Ocean-Continent Transition Zone Using Petrological and Geophysical Characterization of Exhumed Subcontinental Mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2020. Vol. 21. Iss. 7. № e2020GC009040. DOI: [10.1029/2020GC009040](https://doi.org/10.1029/2020GC009040)
38. *Tauxe L., Stickley C.E., Sugisaki S. et al.* Chronostratigraphic framework for the IODP Expedition 318 cores from the Wilkes Land Margin: Constraints for paleoceanographic reconstruction // *Paleoceanography.* 2012. Vol. 27. Iss. 2. № PA2214. DOI: [10.1029/2012PA002308](https://doi.org/10.1029/2012PA002308)
39. *Müller R.D., Cannon J., Xiaodong Qin et al.* GPlates: Building a Virtual Earth Through Deep Time // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2018. Vol. 19. Iss. 7. P. 2243-2261. DOI: [10.1029/2018GC007584](https://doi.org/10.1029/2018GC007584)

**Авторы:** Ванда Михайловна Сергеева, научный сотрудник, [wanda@list.ru](mailto:wanda@list.ru), <https://orcid.org/0009-0009-4431-9543> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия), Герман Леонидович Лейченко, д-р геол.-минерал. наук, заместитель генерального директора, начальник отдела, профессор, <https://orcid.org/0000-0001-6316-8511> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## Геодинамические процессы, кайнозойский рифтогенез и механизм образования глубочайших впадин на суше в Антарктиде

А.А.Баранов<sup>1</sup>✉, Л.И.Лобковский<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П.Шириова РАН, Москва, Россия

**Как цитировать эту статью:** Баранов А.А., Лобковский Л.И. Геодинамические процессы, кайнозойский рифтогенез и механизм образования глубочайших впадин на суше в Антарктиде // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16614. С. 15-25. [EDN TPOPZY](#)

### Аннотация

Новые геофизические данные выявили большое количество узких и глубоких депрессий ложа ледового щита в различных районах Антарктиды с глубинами до 3500 м ниже уровня моря (впадина Денмана). Эти впадины обладают всеми признаками кайнозойского рифтогенеза – крутыми бортами, самыми большими глубинами на суше, сильными отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе (–100 мГал и менее) и повышенным тепловым потоком. Продолжение рифтогенеза уже после оледенения Антарктиды с почти полным прекращением седиментации подо льдом объясняет большую глубину и крутые борта впадин с повышенным тепловым потоком и дефицитом массы. Важной особенностью прибрежных впадин ледового ложа являются их ретроградные склоны, характерные только для Антарктиды. Подледный рельеф впадин на подходе к берегу континента резко выполаживается, что свидетельствует об осадконакоплении в переходной области в периоды таяния льда и последующих морских регрессий-трансгрессий в позднем кайнозое. Повышенный тепловой поток может приводить к подплавлению подошвы ледников и способствовать их ускоренному сползанию с коренного ложа в океан. Еще один фактор, влияющий на скорость сползания ледников в море, – сила трения с коренным ложем. Наличие мягких молодых осадков уменьшает трение и способствует сползанию покровных ледников в море под воздействием силы тяжести. Быстродвижущиеся покровные ледники в Антарктиде в основном приурочены к районам рифтогенных впадин. Ускорение стока ледников по ретроградным склонам в океан имеет положительную обратную связь и создает потенциальную угрозу глобального повышения уровня моря. Геодинамический механизм, ответственный за кайнозойскую активизацию рифтовых зон Антарктиды, обусловлен действием локальных верхнемантийных плюмов под Антарктидой в процессе и после распада Гондваны. Дальнейшая реактивация растяжения по ослабленным зонам в литосфере связана с начавшимся в миоцене общим ускорением глобальной мантийной конвекции. Предложены численные трехмерные геодинамические модели образования Трансантарктических гор и поднятия внутриплитного орогена Гамбурцева в кайнозое.

### Ключевые слова

Антарктида; кайнозойский рифтогенез; впадина Денмана; горы Гамбурцева; Трансантарктические горы; повышение уровня моря

### Финансирование

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института океанологии им. П.П.Шириова РАН № FMWE-2021-0004 и Государственного задания Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН.

Поступила: 14.11.2024

Принята: 10.04.2025

Онлайн: 25.06.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Антарктический континентальный блок состоит из террейнов различного возраста, происхождения, геологического состава и окружен океанической литосферой, в основном сформированной вдоль срединно-океанических рифтовых зон [1]. Антарктическая плита граничит с шестью плитами преимущественно южного полушария. Антарктический континент, простирающийся на площади  $14 \times 10^6$  км<sup>2</sup>, почти полностью покрыт ледниками (около 99 %) с максимальной толщиной 4,6 км и средней толщиной 1,94 км [2].

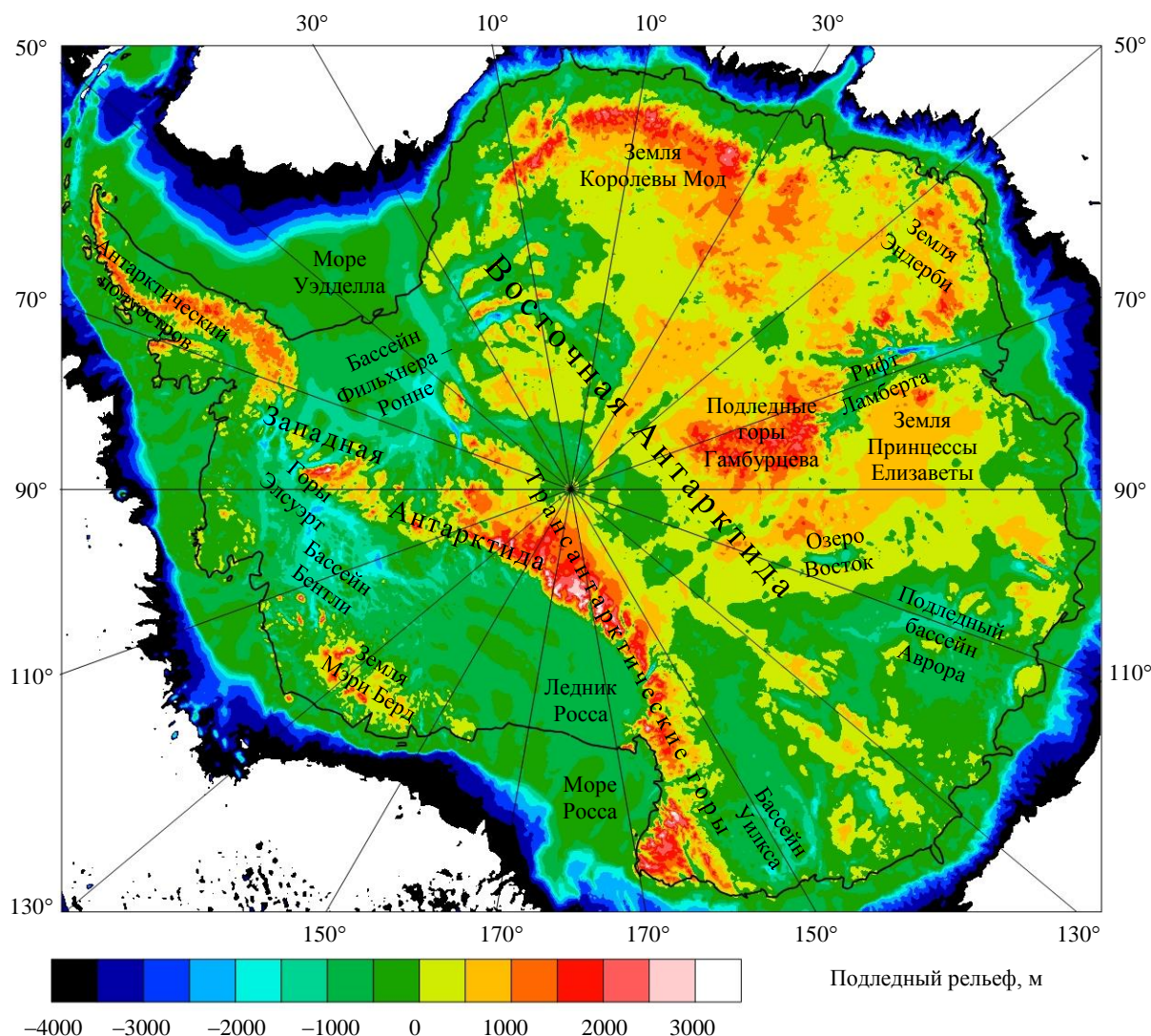


Рис.1. Подледный рельеф Антарктиды по модели BedMachine [2]

Выявлен сложный подледниковый рельеф, который колеблется от  $-3,5$  до  $4$  км [2]. Максимальные топографические высоты достигают  $4,9$  км (гора Винсон, массив Элсуэрт, Западная Антарктида, рис.1). Модель подледного рельефа BedMachine [2] обнаружила в Западной и Восточной Антарктиде подледные депрессии коренного рельефа, лежащие ниже уровня моря, с глубинами  $1-2$  км и более.

Согласно модели, подледная впадина Денмана в Восточной Антарктиде глубиной  $3500$  м ниже уровня моря является самой глубокой из обнаруженных. Ее глубина больше глубин Байкала, Каспия, Танганьики и внутриконтинентальных впадин на других континентах, не заполненных водой. Иные впадины в разных районах Антарктиды тоже имеют глубины  $2000$  м и более. В настоящей работе изучаются геодинамические процессы в глубоких подледных впадинах Антарктиды и механизм их образования.

### Тектоника и геодинамика Антарктического континента

Эволюция Антарктиды до нынешней стадии включала геологические эпизоды на протяжении протерозойского зона, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Кратоны Грюнехогна, Напье и Моусон Восточной Антарктиды сохранили свидетельства тектонической активности с архея. Архейские породы также обнаружены в горах Принс-Чарльз, в некоторых частях Земли Принцессы Елизаветы и на Земле Адели [3]. Антарктида состоит из двух областей, разделенных Трансантарктическими горами (рис.1). Геологическое строение и история Западной и Восточной Антарктиды существенно отличаются.



Западная Антарктида состоит из нескольких террейнов различного происхождения и возраста. Западно-Антарктическая рифтовая система является ключевым элементом Западной Антарктиды [4, 5] и простирается от моря Росса до Антарктического п-ова. В пределах системы идентифицировано более 30 подледных вулканов и выявлена голоценовая вулканическая активность [6]. Важным террейном Западной Антарктиды является бассейн Фильхнера – Ронне между блоком Элсуэрт, южной частью Антарктического п-ова и западной границей Восточной Антарктиды. Предполагается, что это несостоявшийся мезозойский рифт, засыпанный осадками [7]. Вдоль тихоокеанского побережья последовательно расположены гористый Антарктический п-ов, гористый блок Мэри Берд, а замыкает Западную Антарктиду шельфовый ледник Росса с отрицательным подледным рельефом, являющийся частью Западно-Антарктической рифтовой системы (рис.1).

Глубины до границы Мохо под Западно-Антарктической рифтовой системой в основном находятся в пределах 16-32 км. Под шельфовым ледником Росса Мохо составляет 16-24 км, тогда как под шельфовым ледником Фильхнера – Ронне несколько глубже – 26-30 км. В центральной части рифтовой зоны под впадинами Берда и Бентли распознается дополнительная отличительная черта с глубоким подледниковым рельефом (примерно до 2,5 км ниже уровня моря), толстым ледяным щитом 2-3 км и глубиной до Мохо 20-22 км. Мохо в Западной Антарктиде углубляется под Землей Мэри Берд, горами Элсуэрт и на Антарктическом п-ове, где достигает максимальной глубины около 38 км [3]. Западная Антарктида имеет большое количество осадочных бассейнов: бассейн Росса (мощность осадков 2-6 км), бассейн Фильхнера – Ронне (2-12 км) с продолжениями в Восточную Антарктиду, подледниковый желоб Бентли и бассейн Берда (2-4 км). Самый глубокий бассейн, Фильхнера – Ронне, имеет сложную структуру с многослойными осадками [8]. С учетом осадочных бассейнов максимальное растяжение коры произошло на окраинах Антарктического континента под шельфовым ледником Росса и ледником Фильхнера – Ронне, где мощность континентальной коры составляет всего 10-20 км [3]. Литосфера под Западной Антарктидой также утонена, под ней, кроме бассейна Фильхнера – Ронне, лежит горячая верхняя мантия [9, 10].

Восточная Антарктида представляет собой докембрийский супертеррейн, входивший в Гондвану, а ранее в Родинию, и включает несколько архейских кратонов [1]. Внутренние границы тектонических блоков Восточной Антарктиды слабо изучены в силу удаленности и покрытия пород толстым слоем льда. Границы и свойства тектонических блоков в основном выявляют по геофизическим полям, подледному рельефу и сейсмическим данным. Геология прибрежных районов и породы схожа с соседними континентальными блоками Гондваны, в которой побережье Земли Королевы Мод граничило с юго-восточной частью Африки. Кратон Каапвааль и окружающие протерозойские пояса имеют продолжения в этой части Антарктиды (кратон Грюнехогна и протерозойский пояс Маудхейм). Прибрежные тектонические структуры Земли Эндерби, рифт Ламберта и Земля Принцессы Елизаветы имеют продолжение в Индостане. Остальное побережье Восточной Антарктиды граничило с южным побережьем Австралии (протерозойские пояса и кратон Голер в Южной Австралии). Корреляция тектонических структур и пород имеется лишь в прибрежных районах. В то же время внутриконтинентальные структуры, такие как подледные горы Гамбурцева, Полярное нагорье или впадина Восток, уникальны.

В последнее время Восточная Антарктида делится исследователями на две части – Индо-Антарктический блок с относительно высоким подледным рельефом и Австрало-Антарктический блок с низким подледным рельефом. Индо-Антарктический блок простирается от западной границы Восточной Антарктиды с бассейном Фильхнера – Ронне до Земли Принцессы Елизаветы. Восточная граница Индо-Антарктического блока проходит примерно по оси оз. Восток – впадина Денмана (рис.1, 2). С запада на восток в блок входит Земля Котса на границе с бассейном Фильхнера – Ронне (с локальными горными хребтами и глубокими подледными впадинами между ними). Южнее Земли Котса находится возвышенное Полярное нагорье, восточнее – обширная гористая область Земли Королевы Мод, которая переходит в Землю Эндерби. Южнее Земли Эндерби лежат подледные горы Гамбурцева. Земля Эндерби отделена от Земли Принцессы Елизаветы гигантской впадиной Ламберта, простирающейся от побережья Амери на сотни километров южнее до гор Гамбурцева с возможным продолжением. Австрало-Антарктический блок включает подледный бассейн Аврора с продолжениями к берегу и бассейн Уилкса, граничащий с Трансантарктическими

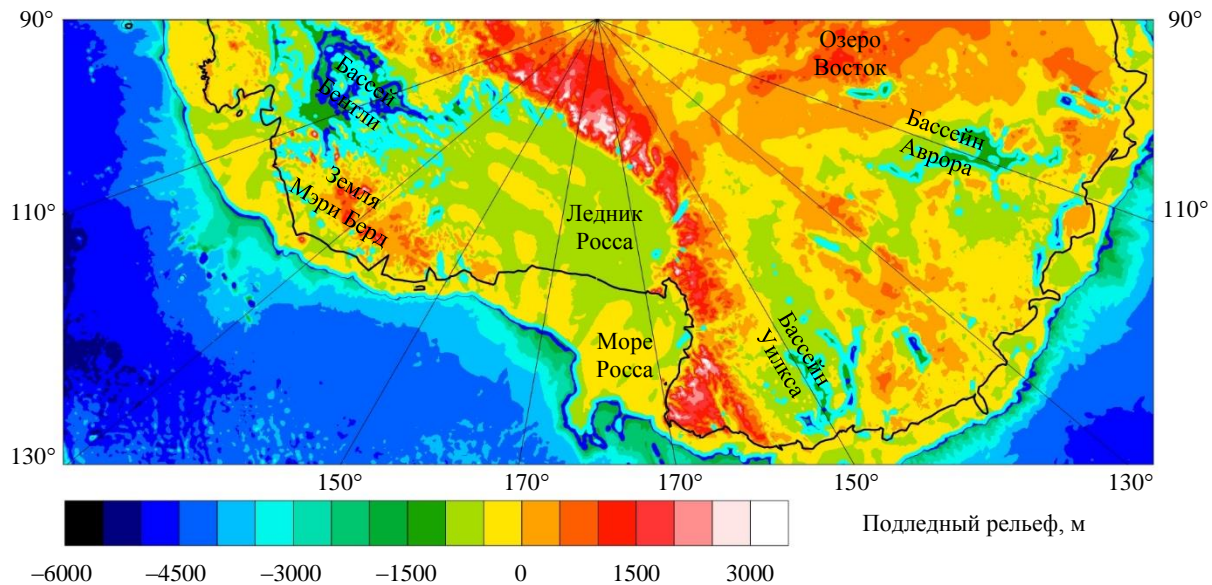


Рис.2. Карта BedMachine [2] подледного рельефа Австрало-Антарктической части континента и части Западной Антарктиды

горами. Для этого блока типичен подледный рельеф ниже уровня моря и большое количество внутриконтинентальных впадин с крутыми бортами (рис.2). Часть из них выходит к побережью.

Восточная Антарктида характеризуется меловым и более поздним магматизмом [11, 12]. Обнаружено большое количество осадочных бассейнов с утоненной корой особенно в Австрало-Антарктическом блоке [3, 8]. При этом степень растяжения коры и магматического андерплейтинга существенно ниже, чем в Западной Антарктиде. Ни в одном из известных сейсмических разрезов скорости в нижней коре не достигли 7 км/с, тогда как в Западной Антарктиде во всех полученных сейсмических профилях скорости в нижней коре превышают 7 км/с, что свидетельствует об обширном внедрении мантийного вещества в кору [3].

Максимальная глубина до Мохо 56-58 км под горами Гамбурцева в Восточной Антарктиде подтвердила наличие глубоких и компактных орогенных корней. Еще одно глубокое Мохо в Восточной Антарктиде обнаружено под орогенами Земли Королевы Мод. Минимальные глубины границы Мохо в Восточной Антарктиде находятся под впадиной Ламберта (24-28 км). Более подробно вариации Мохо под Антарктидой описаны в работах [3, 13]. В Восточной Антарктиде также имеются обширные осадочные бассейны [8], такие как бассейн Пенсакола (1-2 км осадков), Земля Котса (1-3 км), Земля Королевы Мод (1-2 км), Восток (2-7 км), Аврора (1-3 км), Астролябия (2-4 км), Адвенчер (2-4 км), Уилкса (1-4 км), Ютул-Страумен (1-2 км), Ламберта (2-8 км), Скотта, Денмана, Вандерфорда и Тоттена (2-4 км).

Первоначальный распад между Австралией, Индией и Антарктидой произошел в раннем мелу. Поздний мел характеризовался основной фазой тектонического растяжения между Восточной и Западной Антарктидой [11]. Во многом тектономагматические процессы в Западной Антарктиде определялись близостью обрамляющей зоны субдукции. Сложная тектоническая структура Западной Антарктиды в основном сформирована за счет сжатия от субдукции на тихоокеанской окраине Гондваны в конце палеозоя – мезозое. В настоящее время от субдукции остался небольшой фрагмент у окончания Антарктического п-ова. В дальнейшем процессы растяжения формировали облик Западной Антарктиды [4, 5]. Начало раскрытия Западно-Антарктической рифтовой системы тесно связано с поднятием и формированием Трансантарктических гор в раннем кайнозое.

Вместе с тем, процессы рифтогенеза и магматизма Восточной Антарктиды, находящейся на значительном расстоянии от палеосубдукции на тихоокеанской окраине Гондваны, в большей степени определялись мантийными плюмами. Головки плюмов при подходе к континентальной литосфере растекались под ней, вызывая растяжение литосферы. Плюмы под этой частью Гондваны формировали магматические провинции Кару в Южной Африке, Мод и Дюфек в Антарктиде



около 180 млн лет назад, а позднее, около 130 млн лет назад, магматизм развивался под воздействием прото-Кергелен плюма [4, 11].

Сейчас большая часть Антарктической плиты с Антарктидой в центре окружена срединно-океаническими хребтами, где поднимаются горячие верхнемантийные потоки. Имеются и горячие точки с нижнемантийным веществом, например плато Кергелен. С появлением пролива Дрейка и последующим формированием холодного Антарктического циркумполярного течения в эоцене началось оледенение Антарктиды (на границе эоцена и олигоцена). С тех пор происходили регрессии и трансгрессии моря в прибрежной зоне [14].

### Глубокие подледные впадины как результат процессов рифтогенеза в кайнозое

На карте подледного рельефа (рис.2) для Западно-Антарктической рифтовой системы и Австрало-Антарктической части континента синим контуром выделена глубина 1500 м, а голубым – 700 м ниже уровня моря. Обширная внутриконтинентальная впадина Бентли имеет глубины до 2500 м, гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают  $-60$  мГал [15]. В то же время у ледника Росса и шельфа Росса подледный рельеф умеренный, узкие впадины практически отсутствуют.

Также имеется несколько узких впадин, секущих Трансантарктические горы, которые быстро выполаживаются под ледником Росса. В Австрало-Антарктической части континента от впадины Восток до Трансантарктических гор есть целая система подледных грабен в бассейне Аврора с глубинами до 1500 м. Их гравитационные аномалии в свободном воздухе составляют до  $-100$  мГал, тогда как аномалии береговых впадин могут достигать  $-150$  мГал [15]. При этом впадина Восток лежит относительно изолированно среди высокого подледного рельефа и ее глубины составляют до 1400 м, а гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают  $-80$  мГал. Еще одна система внутриконтинентальных подледных грабен выявлена в бассейне Уилкса с глубинами до 2000 м с выходом на берег континента, где глубина быстро падает, и аномалиями в свободном воздухе до  $-100$  мГал. Изолированные впадины Адвенчер и Астролябия глубинами до 2000 м и аномалиями в свободном воздухе до  $-100$  мГал выявлены между системами впадин Аврора и Уилкса [15].

На рис.3, аналогично рис.2, синим контуром выделена глубина 1500 м, голубым – 700 м ниже уровня моря. По сравнению с Западной Антарктидой и Австрало-Антарктическим блоком Восточной Антарктиды, Индо-Антарктический блок Восточной Антарктиды имеет относительно высокий подледный рельеф. Выделяется впадина Ламберта, глубоко проникающая вглубь континента

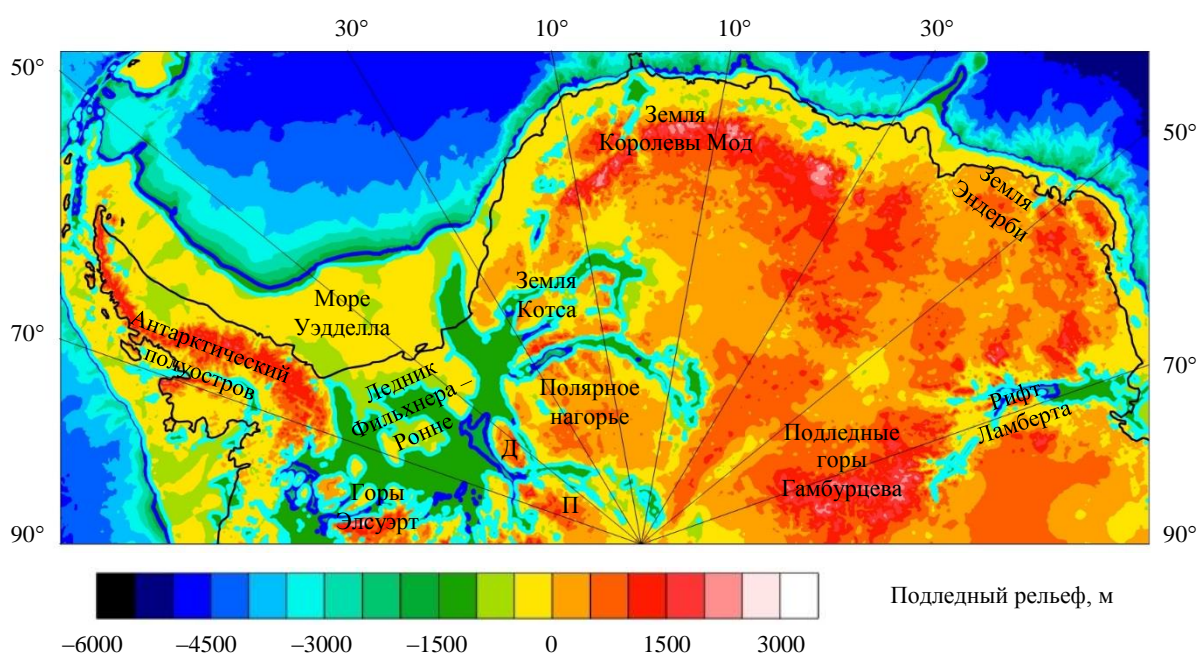


Рис.3. Карта BedMachine [2] подледного рельефа части Западной Антарктиды и Индо-Антарктического блока Восточной Антарктиды  
Д – блок Дюфек; П – горы Пенсакола

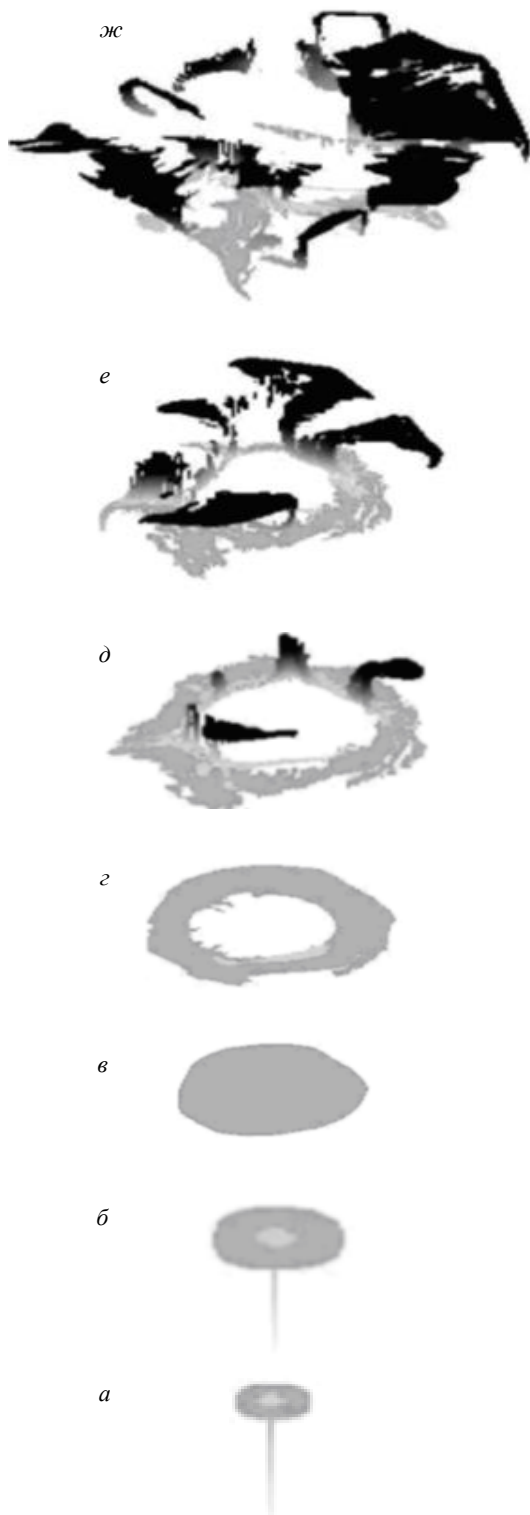


Рис.4. Подъем и растекание нижнемантийного плюма для трехмерной модели Котелкина и Лобковского [18], модифицировано

и обладающая глубинами 2500 м и более с гравитационными аномалиями в свободном воздухе до  $-100$  мГал. При этом самая глубокая часть впадины находится за несколько сотен километров от берега, при подходе к берегу ее края расширяются, а дно выполаживается.

Глубины впадин ледников Бейли, Слессора и Рекавери на Земле Котса на границе с Западной Антарктидой достигают 2000 м и более. Для них гравитационные аномалии в свободном воздухе наблюдаются от  $-100$  до  $-160$  мГал. Еще одна система глубоких впадин с аналогичными параметрами разделяет горы Пенсакола, блок Дюфек и Полярное нагорье. Эти впадины переходят в южную часть дна ледника Фильхнера – Ронне, где их дно выполаживается, а гравитационные аномалии уменьшаются в несколько раз. Для граничащего с Восточной Антарктидой бассейна Фильхнера – Ронне выявлен аномальный рельеф ложа. Так, дно шельфа моря Уэдделла оказывается менее глубоким, чем подледное ложе ледника Фильхнера – Ронне.

#### Методы

На первом этапе образование рифтов Антарктиды связано с процессами растяжения и распада суперконтинента Гондвана. Тянущие силы окружающей Гондвану зоны субдукции действовали по краям. В то же время под самим суперконтинентом находились восходящие мантийные потоки (плюмы) [16, 17]. Головки плюмов при подходе к поверхности растекаются под континентальной литосферой, вызывая ее утонение и разрывы с образованием более мелких континентальных блоков. Распад суперконтинента обычно происходит по ослабленным зонам континентальной литосферы на границах тектонических блоков. Это также может быть активизация старых рифтов.

Механизм подъема нижнемантийного суперплюма и дробление на верхнемантийные плюмы подробно описан в модели Котелкина и Лобковского [18]. На рис.4 приведены основные стадии растекания горячего вещества из нижнемантийного плюма под фазовой границей на глубине 660 км и дальнейший прорыв в верхнюю мантию. Вещество с пониженной плотностью всплывает вверх (рис.4, а, б). Далее происходят растекание легкого плюмового вещества

и переход к кольцевой форме (рис.4, в, г). На рис.4, д виден момент прорыва горячим веществом плюма фазовой границы и образование группы верхнемантийных плюмов (показано черным). На рис.4, е, ж представлен последующий подъем облегченного вещества в верхней мантии и растекание под литосферой.

Стадии на рис.4, е, ж соответствуют современному состоянию Антарктиды. Предполагается, что изначально нижнемантийным плюмом был прото-Кергелен [19], который в настоящее время

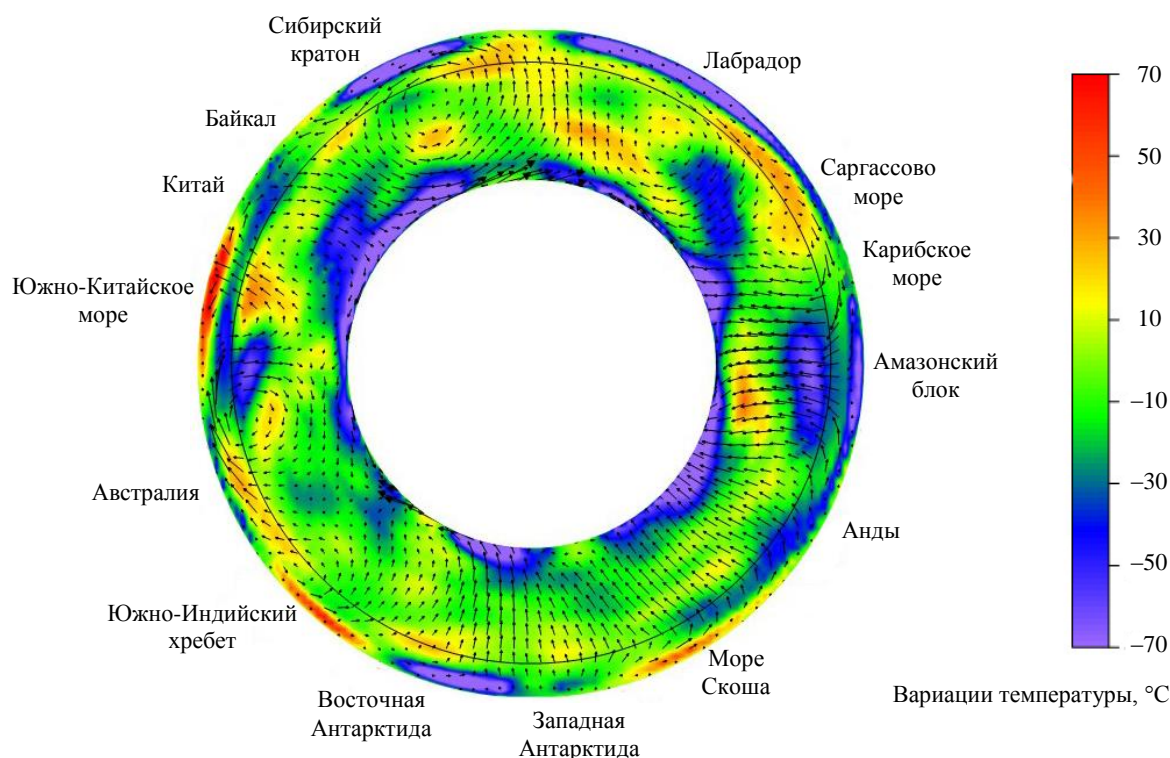


Рис.5. Аномалии температуры и скорости течений в мантии Земли (сечение по 110 и 290 град в.д.). Черная окружность показывает границу между верхней и нижней мантией на глубине 660 км

сместился севернее Антарктиды в южную часть Индийского океана [20]. Кольцевая структура горячего вещества при подходе плюма к поверхности коррелирует с рифтами Восточной Антарктиды субмеридионального простираения [21]. Образование таких структур может быть связано с формированием верхнемантийных конвективных ячеек от нижнемантийного плюма прото-Кергелен, возникшего под Гондваной [22].

В настоящей работе на основе глобальной модели сейсмической томографии SMEAN2 [23] и неньютоновской реологии с помощью модифицированной программы CitcomS численно рассчитана мгновенная сферическая модель современной Земли с плитной реологией. Учитывается влияние большого количества воды в связанной форме на дне верхней мантии и в переходной зоне [24, 25]. Наличие воды приводит к существенному понижению эффективной вязкости в этой области. Подробно модель и численная схема описаны в работе [10]. На рис.5 в глобальном меридиональном сечении Земли по 110 и 290 град в.д. преобладают нисходящие течения. Под Восточной Антарктидой в верхней мантии выявлена обширная область с положительной аномалией температуры.

На рис.6 представлены аномалии температуры и скорости течений в мантии (сферическое меридиональное сечение Земли через 70 и 250 град в.д.). Горячее вещество заносится под Восточную Антарктиду за счет субгоризонтальных мантийных течений от Африканского суперплюма. Далее под Восточной Антарктидой в районе гор Гамбурцева находится нисходящий мантийный поток, замыкающий конвекционную ячейку. Аналогично для Западной Антарктиды горячее вещество заносится за счет субгоризонтальных мантийных течений от Тихоокеанского суперплюма, и ячейка опять замыкается на нисходящем потоке под горами Гамбурцева. Горячее вещество,двигающееся субгоризонтально в верхней мантии Западной Антарктиды в сторону Южного полюса, упирается в толстую холодную литосферу Восточной Антарктиды (рис.6). Часть вещества всплывает, вызывая подъем края Восточной Антарктиды и формирование неколлизионных Трансантарктических гор, лежащих на границе Западной и Восточной Антарктиды (см. рис.1). При этом оба нижнемантийных плюма (Африканский и Тихоокеанский) находятся значительно севернее. Современную

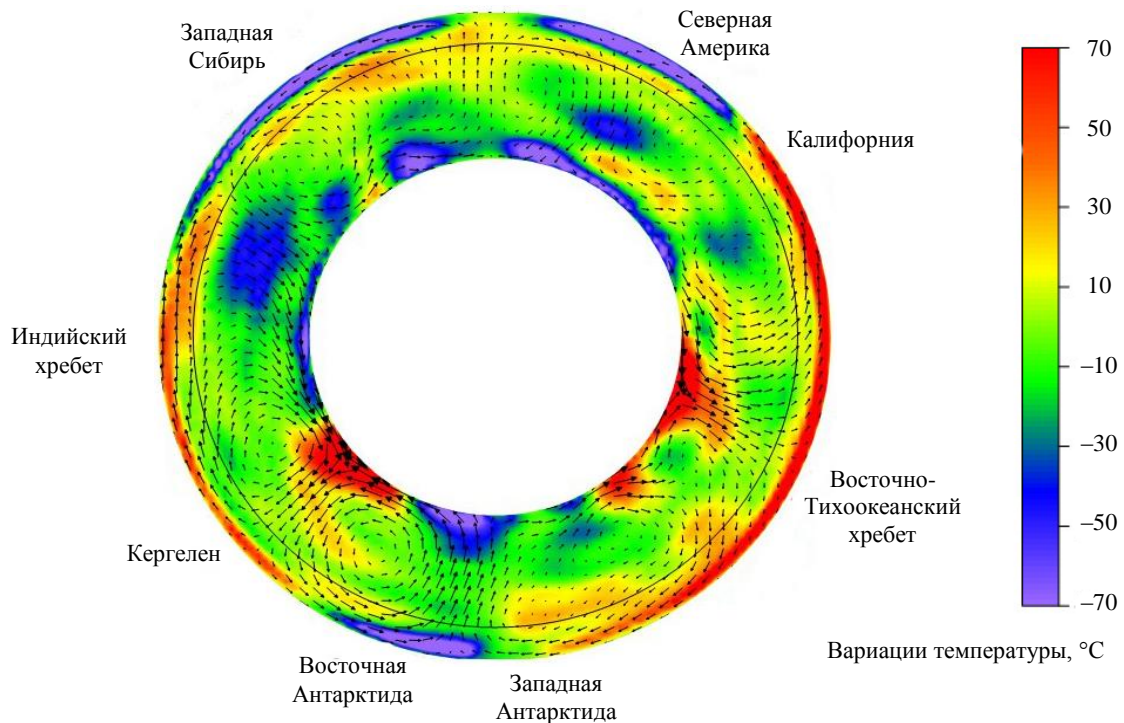


Рис.6. Аномалии температуры и скорости течений в мантии Земли (сечение по 70 и 250 град в.д.).  
Черная окружность показывает границу между верхней и нижней мантией на глубине 660 км

картину распределений аномалий температур и скорости мантийных течений показывают рис.5, 6, тогда как рис.4 – возможную историю развития нижнемантийного плюма под Гондваной.

Тектономагматические процессы в Западной Антарктиде связаны с обрамляющей палеосубдукцией и характеризуются современным подледным вулканизмом, имеющим как субдукционное, так и плюмовое происхождение [26]. Для более удаленных от тихоокеанского побережья рифтовых систем Западной Антарктиды (под ледником Фильхнера – Ронне) и соседней части Восточной Антарктиды (Земля Котса, впадины Слессора и Рекавери) мог работать механизм возвратной верхнемантийной ячейки [27]. Субдукция вдоль тихоокеанской границы Западной Антарктиды и у побережья Антарктического п-ова порождала возвратную ячейку с восходящими течениями под центральной частью Западной Антарктиды, а также на границе с Восточной Антарктидой в районе впадин ледника Слессора и соседних регионов на расстоянии около 2000 км. Хотя в настоящее время субдукция осталась только у края Антарктического п-ова на границе Шетландской плиты, сама ячейка в верхней мантии может продолжать существовать, в том числе восходящая часть под ледником Фильхнера – Ронне и в районе Земли Котса.

Рифтогенез и магматизм Восточной Антарктиды могли развиваться в иной геодинамической обстановке. Нижнемантийный восходящий поток под Гондваной в верхней мантии трансформировался в субгоризонтальные мантийные течения, которые вызывали движение составляющих Гондвану материков в разные стороны. В настоящее время остатками нижнемантийного плюма, расколовшего южную часть Гондваны, являются плюм и плато Кергелен [19]. При распаде Гондваны на части вдоль формирующихся рифтов мантийные плюмы проникали в литосферу Восточной Антарктиды, формируя ослабленные участки литосферы. В дальнейшем перестройка и ускорение мантийной конвекции приводили к реактивации существующих и образованию новых рифтовых зон в литосфере Восточной Антарктиды, ранее связанных с действием локальных мантийных плюмов.

Так, активизация рифтогенеза в Антарктиде в кайнозое была вызвана общим ускорением глобальных геодинамических процессов [28]. Общее ускорение мантийной конвекции также проявилось в активном магматизме в Центральной и Восточной Азии и интенсивном горообразовании в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе [29].



В результате активизации глобальных геодинамических процессов произошла реактивация рифтов в Восточной Антарктиде, вызванная верхнемантийной конвекцией, а подледный рифтогенез возобновился. В силу большой инерционности мантийных течений, из-за огромной вязкости мантии, процессы рифтогенеза могут происходить и в настоящее время. Это подтверждается повышенным тепловым потоком не только в Западной Антарктиде, но и в части Восточной Антарктиды [30, 31]. Высокий тепловой поток некоторых частей Восточной Антарктиды показывает тектоническую активность и в настоящее время.

### Обсуждение результатов

На основе новых геофизических данных о подледном рельефе, мощности осадочных бассейнов, строении коры и гравитационных аномалиях показана кайнозойская активность в различных регионах Антарктиды, в частности тектоническая активность уже после оледенения. Рассмотрены возможные механизмы формирования глубочайших континентальных впадин в Антарктиде вследствие длительных процессов растяжения до и после распада Гондваны с образованием верхнемантийных плюмов и дальнейшей общей активизацией геодинамических процессов с вулканизмом в миоцене.

Следует отличать впадины тектонического происхождения и эрозионные ледниковые долины. Вторые действительно часто встречаются (в основном в Австрало-Антарктическом блоке), однако они не простираются глубоко внутрь континента и не формируют изолированные внутриконтинентальные впадины, такие как Адвенчер, Астролябия, Восток и др. Впадина оз. Восток по всем геофизическим признакам (крутые борта, большая глубина, слой осадков на дне, отрицательные гравитационные аномалии) является аналогом кайнозойских впадин Байкала и Хубсугула Байкальской рифтовой зоны, а также впадин Танганьика, Ньяса, Рудольф и др. Восточно-Африканской рифтовой зоны. Кроме того, не все впадины имеют меридиональное простирание. Так, например, рифтовые впадины Вандерфорда и Тоттена имеют широтное простирание, находясь у берега, что не согласуется с общим направлением движения ледников от центральных областей к периферии.

Результаты коррелируют с независимыми моделями подледного теплового потока, например [30, 31], которые указывают на повышенный тепловой поток этих подледных впадин, что является дополнительным признаком рифтогенеза. Существенная часть стока льда в океан происходит по рифтовым впадинам меридионального простирания у побережья Антарктиды. Понимание происходящих процессов важно с точки зрения динамики и баланса ледников [32]. Необходимы подтверждения моделей теплового потока с помощью реальных измерений на границе лед – порода и другие инструментально полученные данные. Такая работа активно ведется на станции Восток в центральной части Восточной Антарктиды [33]. Для рифта Ламберта кайнозойские осадки (миоцен-плиоцен), в том числе и морские, были обнаружены на бортах, на высоте в несколько сотен метров [34, 35]. Воздымание бортов рифтовых впадин – один из признаков активного рифтогенеза.

Глобальная модель мантийной конвекции современной Земли на основе сейсмической томографии всей мантии не обладает детальным разрешением и не показывает малые конвективные ячейки и плюмы в верхней мантии. Выделяются только горячая подкоровая мантия Западно-Антарктической рифтовой системы и нисходящий мантийный поток под горами Гамбурцева. Предлагается следующий возможный механизм образования и поднятия Трансантарктических гор. Горячее вещество субгоризонтально движется в верхней мантии от Тихоокеанского суперплюма под Западной Антарктидой. Часть его поднимается, вызывая вулканизм и повышенный тепловой поток на поверхности. Затем течения достигают вертикальной преграды в виде толстой и холодной литосферы Восточной Антарктиды на границе с Западной Антарктидой и погружаются в мантию в нисходящем потоке под горами Гамбурцева. Однако часть горячего и легкого вещества не погружается в мантию, а всплывает, вызывая подъем края Восточной Антарктиды и образование Трансантарктических гор, характеризующихся отсутствием следов коллизии и многочисленным вулканизмом. Процесс заноса горячего вещества под Западную Антарктиду вероятно начался в раннем кайнозое по мере прекращения субдукции вдоль побережья. Это объясняет отсутствие продолжения Трансантарктических гор на границе бассейна Фильхнера – Ронне и Восточной Антарктиды (см. рис.1, 2). Здесь сохранялась субдукция и реализовывался механизм возвратной



ячейки, а занос горячего вещества был невозможен. Этим также объясняется отрицательная аномалия температуры под бассейном Фильхнера – Ронне среди остальной части Западной Антарктиды, а также отсутствие действующих вулканов в этом регионе [6, 10, 26].

Структура мантийных течений в Южном полярном регионе также может объяснить так называемый альпийский рельеф внутриконтинентального орогена Гамбурцева с сильно утолщенной корой [3]. Древний ороген был сильно эродирован на поверхности к началу кайнозоя. Прекращение субдукции у побережья Западной Антарктиды привело к формированию нисходящего потока под горами Гамбурцева. До оледенения этого региона в эоцене произошел отрыв капли холодного мантийного вещества. Эта капля стала погружаться в мантию под действием собственного веса, а горы Гамбурцева поднялись на поверхности за счет изостатической компенсации после ее отрыва. Затем лед покрыл их и предохранил от дальнейшей эрозии. В настоящее время капля холодного вещества видна в верхах нижней мантии под Восточной Антарктидой на глубине 800-1000 км как область с отрицательной температурной аномалией (рис.6). При средней скорости погружения вещества 2 см/год холодное вещество окажется на этой глубине примерно за 50 млн лет. Однако время погружения может быть и больше с учетом возможной задержки вещества в переходной зоне мантии на глубине 660 км.

### Заключение

Прекращение осадконакопления после оледенения Антарктиды и продолжающийся рифтогенез привели к образованию глубоких подледных впадин. В тех местах, где рифтогенные впадины подходят к берегу, сформированы так называемые ретроградные склоны: отрицательный подледный рельеф впадин резко выполаживается при подходе к берегу. Это объясняется периодическим осадконакоплением в прибрежной области во время частичного таяния льда при морских трансгрессиях. Рифтогенез предполагает повышенный тепловой поток, что может приводить к подплавлению подошвы ледников, способствовать их ускоренному сползанию с коренного ложа в океан и вызывать быстрое повышение уровня моря на десятки сантиметров – первые метры. Повышенный тепловой поток и частичное подплавление ледников объясняют приуроченность наиболее быстро движущихся ледников в Антарктиде к районам рифтогенных впадин.

Впервые предложены механизмы формирования глубочайших континентальных впадин-рифтов вследствие образования верхнемантийных плюмов под Антарктидой после распада суперконтинента Гондвана и дальнейшей активизации рифтогенных и тектономагматических процессов в миоцене. Предложены численные геодинамические модели образования Трансантарктических гор и поднятия внутриплитного орогена Гамбурцева в кайнозое.

Важную роль в численных моделях играет пониженная вязкость у нижней границы верхней мантии. Позднекайнозойская активизация рифтов Антарктиды может быть связана с общим ускорением мантийных течений Земли. Для более точного численного моделирования необходимы детальные региональные модели томографии под Южным полярным регионом.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Leitchenkov G.L., Griukov G.E.* The Tectonic Structure of the Antarctic // *Geotectonica*. 2023. Vol. 57. Suppl. 1. P. S28-S33. DOI: [10.1134/S0016852123070087](https://doi.org/10.1134/S0016852123070087)
2. *Morlighem M., Rignot E., Binder T. et al.* Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nature Geoscience*. 2020. Vol. 13. Iss. 2. P. 132-137. DOI: [10.1038/s41561-019-0510-8](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8)
3. *Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M.* Combined Gravimetric–Seismic Crustal Model for Antarctica // *Surveys in Geophysics*. 2018. Vol. 39. Iss. 1. P. 23-56. DOI: [10.1007/s10712-017-9423-5](https://doi.org/10.1007/s10712-017-9423-5)
4. *Jordan T.A., Riley T.R., Siddoway C.S.* The geological history and evolution of West Antarctica // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2020. Vol. 1. Iss. 2. P. 117-133. DOI: [10.1038/s43017-019-0013-6](https://doi.org/10.1038/s43017-019-0013-6)
5. *Lucas E.M., Soto D., Nyblade A.A. et al.* P- and S-wave velocity structure of central West Antarctica: Implications for the tectonic evolution of the West Antarctic Rift System // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. Vol. 546. № 116437. DOI: [10.1016/j.epsl.2020.116437](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116437)
6. *van Wyk de Vries M., Bingham R.G., Hein A.S.* A new volcanic province: an inventory of subglacial volcanoes in West Antarctica // *Geological Society, London, Special Publications*. 2018. Vol. 461. P. 231-248. DOI: [10.1144/SP461.7](https://doi.org/10.1144/SP461.7)
7. *Jokat W., Herter U.* Jurassic failed rift system below the Filchner-Ronne-Shelf, Antarctica: New evidence from geophysical data // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 688. P. 65-83. DOI: [10.1016/j.tecto.2016.09.018](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.018)
8. *Baranov A., Morelli A.* The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // *Tectonophysics*. 2023. Vol. 846. № 229662. DOI: [10.1016/j.tecto.2022.229662](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229662)



9. Meijian An, Wiens D.A., Yue Zhao et al. S-velocity model and inferred Moho topography beneath the Antarctic Plate from Rayleigh waves // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2015. Vol. 120. Iss. 1. P. 359-383. DOI: [10.1002/2014JB011332](https://doi.org/10.1002/2014JB011332)
10. Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 100-105. DOI: [10.31857/S2686739723600911](https://doi.org/10.31857/S2686739723600911)
11. Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Каминский В.Д. О возрасте рифтогенного базальтового магматизма в Восточной Антарктике // Доклады Академии наук. 2018. Т. 478. № 1. С. 63-67. DOI: [10.7868/S0869565218010139](https://doi.org/10.7868/S0869565218010139)
12. Миздисова Н.А., Суцевская Н.М., Портнягин М.В. и др. Особенности состава породообразующих минералов лампроитовых лав вулкана Гауссберг, Восточная Антарктида // Геохимия. 2023. Т. 68. № 9. С. 897-925. DOI: [10.31857/S001675252309008X](https://doi.org/10.31857/S001675252309008X)
13. Pappa F., Ebbing J., Ferraccioli F. Moho Depths of Antarctica: Comparison of Seismic, Gravity, and Isostatic Results // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. Vol. 20. Iss. 3. P. 1629-1645. DOI: [10.1029/2018GC008111](https://doi.org/10.1029/2018GC008111)
14. Левитан М.А., Лейченко Г.Л. История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 2. С. 115-136. DOI: [10.7868/S0024497X14020062](https://doi.org/10.7868/S0024497X14020062)
15. Scheinert M., Ferraccioli F., Schwabe J. et al. New Antarctic gravity anomaly grid for enhanced geodetic and geophysical studies in Antarctica // Geophysical Research Letters. 2016. Vol. 43. Iss. 2. P. 600-610. DOI: [10.1002/2015GL067439](https://doi.org/10.1002/2015GL067439)
16. Nan Zhang, Zhuo Dang, Chuan Huang, Zheng-Xiang Li. The dominant driving force for supercontinent breakup: Plume push or subduction retreat? // Geoscience Frontiers. 2018. Vol. 9. Iss. 4. P. 997-1007. DOI: [10.1016/j.gsf.2018.01.010](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.01.010)
17. Yoshida M. On mantle drag force for the formation of a next supercontinent as estimated from a numerical simulation model of global mantle convection // Terra Nova. 2019. Vol. 31. Iss. 2. P. 135-149. DOI: [10.1111/ter.12380](https://doi.org/10.1111/ter.12380)
18. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Общая теория Мясникова эволюции планет и современная термохимическая модель эволюции Земли // Физика Земли. 2007. № 1. С. 26-44.
19. Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Левченко О.В. Эволюция плюма Кергелен и его влияние на магматизм континентальных и океанических областей Восточной Антарктиды // Геохимия. 2017. № 9. С. 782-799. DOI: [10.7868/S0016752517090096](https://doi.org/10.7868/S0016752517090096)
20. Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3-21. DOI: [10.1134/S0016853X1805003X](https://doi.org/10.1134/S0016853X1805003X)
21. Голынский Д.А., Голынский А.В. Уникальные геологические структуры района купола Лоу и ледников Вандерфорда и Тоттена (Земля Уилкса) по данным геофизических исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 2. С. 212-231. DOI: [10.30758/0555-2648-2019-65-2-212-231](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-2-212-231)
22. Koptev A., Cloetingh S., Ehlers T.A. Longevity of small-scale («baby») plumes and their role in lithospheric break-up // Geophysical Journal International. 2021. Vol. 227. Iss. 1. P. 439-471. DOI: [10.1093/gji/ggab223](https://doi.org/10.1093/gji/ggab223)
23. Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // Nature. 2017. Vol. 542. Iss. 7641. P. 340-343. DOI: [10.1038/nature21023](https://doi.org/10.1038/nature21023)
24. Schmandt B., Jacobsen S.D., Becker T.W. et al. Dehydration melting at the top of the lower mantle // Science. 2014. Vol. 344. № 6189. P. 1265-1268. DOI: [10.1126/science.1253358](https://doi.org/10.1126/science.1253358)
25. Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A. et al. Deep hydrous mantle reservoir provides evidence for crustal recycling before 3.3 billion years ago // Nature. 2019. Vol. 571. Iss. 7766. P. 555-559. DOI: [10.1038/s41586-019-1399-5](https://doi.org/10.1038/s41586-019-1399-5)
26. Geyer A., Di Roberto A., Smellie J.L. et al. Volcanism in Antarctica: An assessment of the present state of research and future directions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2023. Vol. 444. № 107941. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2023.107941](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107941)
27. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Развитие модели верхнемантийной конвекции, сопряженной с зоной субдукции, с приложениями к мел-кайнозойской геодинамике Центрально-Восточной Азии и Арктики // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 455-470. DOI: [10.5800/GT-2021-12-3-0533](https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0533)
28. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60-77. DOI: [10.31857/S0016-853X2019360-77](https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019360-77)
29. Трифионов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 3-24. DOI: [10.7868/S0016853X16010057](https://doi.org/10.7868/S0016853X16010057)
30. Löising M., Ebbing J., Szwillus W. Geothermal Heat Flux in Antarctica: Assessing Models and Observations by Bayesian Inversion // Frontiers in Earth Science. 2020. Vol. 8. № 105. DOI: [10.3389/feart.2020.00105](https://doi.org/10.3389/feart.2020.00105)
31. Artemieva I.M. Antarctica ice sheet basal melting enhanced by high mantle heat // Earth-Science Reviews. 2022. Vol. 226. № 103954. DOI: [10.1016/j.earscirev.2022.103954](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103954)
32. Reading A.M., Ståhl T., Halpin J.A. et al. Antarctic geothermal heat flow and its implications for tectonics and ice sheets // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. Vol. 3. Iss. 12. P. 814-831. DOI: [10.1038/s43017-022-00348-y](https://doi.org/10.1038/s43017-022-00348-y)
33. Большиунов А.В., Васильев Д.А., Дмитриев А.Н. и др. Результаты комплексных экспериментальных исследований на станции Восток в Антарктиде // Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 724-741.
34. McKelvey B.C., Hambrey M.J., Harwood D.M. et al. The Pagodroma Group – a Cenozoic record of the East Antarctic ice sheet in the northern Prince Charles Mountains // Antarctic Science. 2001. Vol. 13. Iss. 4. P. 455-468. DOI: [10.1017/S095410200100061X](https://doi.org/10.1017/S095410200100061X)
35. Tibbett E.J., Scher H.D., Warny S. et al. Late Eocene Record of Hydrology and Temperature From Prydz Bay, East Antarctica // Paleoclimatology and Paleoclimatology. 2021. Vol. 36. Iss. 4. № e2020PA004204. DOI: [10.1029/2020PA004204](https://doi.org/10.1029/2020PA004204)

**Авторы:** Алексей Андреевич Баранов, канд. физ.-мат. наук, ведущий научный сотрудник, [aabaranov@gmail.com](mailto:aabaranov@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0002-7793-5555> (Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия), Леопольд Исаевич Лобковский, д-р физ.-мат. наук, академик РАН, заведующий лабораторией, <https://orcid.org/0000-0002-8033-8452> (Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## О подобии глубинного строения фундамента и генезиса формирования впадин восточного фланга Восточной Антарктиды и региона озера Байкал

А.С.Егоров<sup>1</sup>, А.С.Агеев<sup>2</sup>, И.А.Шуклин<sup>1</sup>✉, А.Н.Марков<sup>3,4</sup>, В.В.Лукин<sup>5</sup>, Г.Д.Горелик<sup>1</sup>, Е.И.Грохотов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> ООО «Газпромнефть-Снабжение», Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Китайский университет наук о Земле, Пекин, Китай

<sup>4</sup> Цзилиньский университет, Чанчунь, Китай

<sup>5</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Егоров А.С., Агеев А.С., Шуклин И.А., Марков А.Н., Лукин В.В., Горелик Г.Д., Грохотов Е.И. О подобии глубинного строения фундамента и генезиса формирования впадин восточного фланга Восточной Антарктиды и региона озера Байкал // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16616. С. 26-41. [EDN WGKWSI](#)

### Аннотация

Проанализированы результаты геофизических исследований рифтовых структур Восточной Антарктиды, непосредственная геологическая съемка которых невозможна из-за мощного ледникового покрова. Предложена модель формирования впадины озера Восток, предполагающая ее заложение в пределах региональной трансгензионной зоны. В составе озерного бассейна выделяются южный продольный грабен, заложённый вдоль главного сдвига, и северо-западный бассейн, который оценивается как структура типа pull-apart. Согласно результатам предлагаемой в работе интерпретации гравитационного и магнитного полей обосновано выделение и оценены параметры межблоковой шовной зоны в фундаменте прибрежной части подледникового озера Восток. Отмечены черты подобия строения земной коры региональных и локальных структур, вмещающих озеро Восток и Байкал, по большому числу признаков: пространственная увязка с положением региональных сдвиговых зон; коленообразная морфология озерных бассейнов, состоящих из линейных продольных впадин, параллельных направлению сдвиговой зоны, и впадин, контролируемых диагональными дислокациями сбросового типа; рельеф смежных структур; крутизна берегов; повышенная сейсмичность с локализацией землетрясений вдоль главных осей сдвиговых дислокаций, а также строение земной коры геоструктур, контролирующей эти бассейны. Представлена модель формирования рифтовых структур Восточной Антарктиды, локализованных вдоль субпараллельных сдвиговых зон. Для объяснения геодинамической природы рифтовых систем применяется модель верхнемантийной конвективной ячейки. Депрессии Восток, Скотта, Аврора, Конкордия, Адвенчер, Уилкса, Астролябии формируют обширную тектоническую зону протяженностью около 2000 км и шириной 1500 км. Представлены тектонические схемы локализации Восточно-Антарктической рифтовой системы, а также депрессий мезозойской Западно-Забайкальской рифтогенной области и кайнозойской Байкало-Становой рифтогенной зоны.

### Ключевые слова

Восточная Антарктида; тектоника; озеро Восток; сдвиговые зоны; рифтогенные структуры; озеро Байкал

Поступила: 21.11.2024

Принята: 10.04.2025

Онлайн: 02.06.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Одним из первых о рифтогенной природе озера Восток и сопоставимости этой структуры по условиям ее локализации с однотипными объектами района озера Байкал заявил А.П.Капица с коллегами в 1996 г. [1]. Г.Л.Лейченко и его коллеги [2] в 2005 г. выделили обширную рифтовую систему Антарктиды мезозойского заложения, простиравшуюся от залива Прюде моря Содружества вдоль ледника Ламберта вглубь континента. Отдельным звеном этой системы мог быть грабен озера Восток. М.Штудингер с соавторами [3] в 2003 г. пришли к выводу о том, что образование озера Восток произошло в результате незначительной реактивации надвига в пределах древней



(докембрийской) континентальной коллизионной зоны. В 2011 г. Ф.Ферраччиоли с соавторами [4] выдвинули модель развития обширной позднепалеозойско-мезозойской рифтовой системы, включающей озеро Восток и некоторые другие подледниковые озера Восточной Антарктиды.

Согласно современным представлениям, озеро Восток располагается в пределах Восточно-Антарктического кратона, фундамент которого выполнен архейскими и раннепротерозойскими образованиями с возрастом от 3,9 до 1,6 млрд лет. Кроме того, здесь выделяются мезопротерозойско-неопротерозойские подвижные пояса с возрастом 1200-1000 и 570-520 млн лет соответственно [5-7]. Мощность ледового покрова в пределах кратона достигает 4 км с редкими выходами фундамента на поверхность в прибрежной части континента.

В наших построениях мы исходили из предположения о присдвиговой рифтогенной природе фундамента озерных бассейнов, заложение которых инициировано кайнозойскими геодинамическими процессами в пограничных геоструктурах соответствующих континентов (субдукционными процессами в пограничной зоне Западной Антарктиды и Гималайско-Тибетского складчатого пояса в Евразии), которые, с нашей точки зрения, являются источником современной тектонической деструкции литосферы внутренних зон древнего континента.

### Методы и объекты исследования

*Глубинное строение земной коры района озера Восток.* Были проанализированы ранее выполненные геолого-геофизические [8, 9], дистанционные съемки и результаты научных обобщений [10-12]. В ходе Четвертой комплексной антарктической экспедиции АН СССР (1958-1959) летчик советской полярной авиации Р.В.Робинсон, проведя визуальные наблюдения, впервые выделил вблизи станции Восток ровные участки поверхности льда, названные им озером [13]. Впоследствии по результатам комплексного анализа материалов советских сейсмических зондирований, британо-американских авиационных радиолокационных съемок и спутниковых альтиметрических измерений 1950-1990-х годов это событие было официально признано как научное открытие озера Восток [13, 14] и определило дальнейшее увеличение геофизических и буровых работ [15-17].

Комплексные аэрогеофизические исследования, состоящие из магнитных, гравиметрических и радиолокационных съемок, выполнены группой американских ученых при поддержке Национального научного фонда США [9]. Согласно гравиметрическим данным в пределах акватории озера выделяются две отрицательные аномалии: гравитационный минимум интенсивностью 115 мГл отвечает южной котловине, отрицательная аномалия 90 мГл соответствует северной котловине. По данным гравиметрического моделирования в районе озера Восток выделялся древний осадочный бассейн мощностью до 10 км [3]. В магнитном поле озеро преимущественно локализовано в ареале отрицательных значений. Вдоль восточного берега озера прослеживается крупная линейная знакопеременная аномалия магнитного поля. Интенсивность отрицательной части аномалии достигает  $-300$  нТл; положительной до  $+700$  нТл.

Планомерное изучение района озера Восток методами сейсморазведки МОВ и радиолокации началось в 1995 г. [18]. В течение антарктических сезонов 2009-2013 годов силами Полярной морской геологоразведочной экспедиции в районе станции Восток выполнены четыре экспериментальных сейсмических профиля методом преломленных волн [8]. По наличию отражателей на сейсмическом разрезе выделены донные осадки, мощность которых по этим данным оценивалась значениями от десятков до двухсот метров. Столь незначительная мощность осадков озера Восток на фоне более чем пятикилометровой мощности в позднепалеозойско-мезозойском рифтовом грабене Ламберта, с точки зрения Г.Л.Лейченкова и его соавторов [8], свидетельствует о его относительно более молодом возрасте, не превышающем 34 млн лет, – времени заложения постоянного ледникового щита Антарктиды [19].

Восточная Антарктида считается стабильным кратоном, однако отмечается ее слабая современная тектоническая активность. Об активном состоянии сдвиговой зоны, маркирующей восточную тектоническую границу озера, свидетельствует приуроченность к ней серии малоамплитудных землетрясений, гипоцентры которых, согласно каталогам землетрясений, располагаются на глубинах около 10 км [3]. Современная, хотя и незначительная, сейсмичность этой сдвиговой зоны

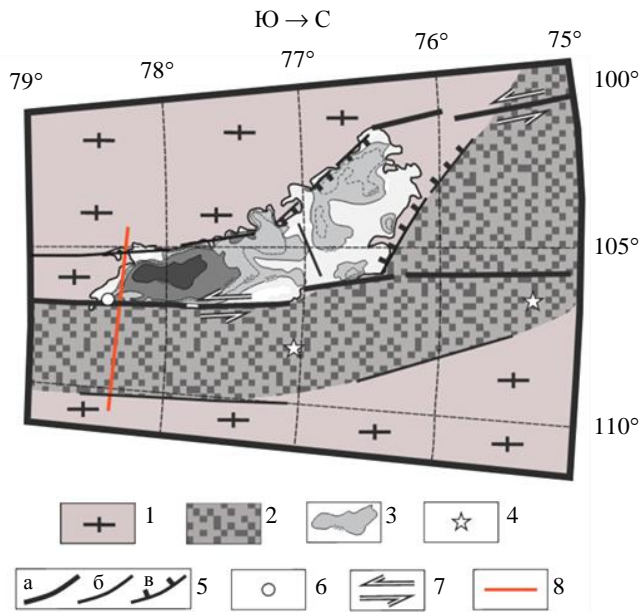


Рис. 1. Геолого-структурная схема строения консолидированного фундамента района подледникового озера Восток

- 1 – комплексы древней (AR-PR<sub>1</sub>) коры; 2 – комплексы межблоковой зоны протерозойского заложения; 3 – изобаты озера Восток по [18]; 4 – эпицентры землетрясений по [3]; 5 – разрывные нарушения (а – главные, б – второстепенные, в – сбросы); 6 – станция Восток (скважина 5Г); 7 – сдвиговые дислокации; 8 – расчетный профиль

бенностям глубинного строения котловина озера, имеющая в разрезе верхней коры клиновидную морфологию [3], разделяется на две части: южная котловина с размерами 70 × 30 км и средней глубиной 900 м; северо-западная котловина размером 150 × 70 км и средней глубиной 300 м [18-20]. Характерной особенностью строения озерной впадины является прямолинейная морфология ее восточного берега на протяжении более 200 км, что подтверждает вывод о его тектонической природе. Береговые склоны – крутые сбросы с амплитудой до 1500 м. Извилистый характер западной границы позволяет предположить ее подчиненный характер и более пологий наклон. В ходе наших построений предполагалась сдвиго-сбросовая природа береговых склонов.

Рельеф смежных структур к западу и востоку от озера Восток весьма сходен с рельефом структур, смежных с Байкалом: к востоку от озера Восток и западу от Байкала расположена равнинная область со слаборасчлененным холмистым ландшафтом. С запада озеро Восток обрамляется подледниковым нагорьем Восток с горным ландшафтом, похожим на рельеф Забайкалья.

**Моделирование.** Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных (потенциальные поля и их трансформанты, подледниковый рельеф по результатам радиолокационных и сейсмических исследований, локализация землетрясений) выполнена с использованием приемов картографического (в том числе линеаментного) анализа в предположении о рифтогенной природе озера Восток и его приуроченности к региональной левосторонней сдвиговой зоне, простирающейся параллельно Трансантарктическим горам в направлении внешней границы континента. На фоне контура подледного озера и параметров его морфологии (рис. 1) вынесено расположение основных разрывных дислокаций и обозначен состав образований консолидированного фундамента. В пользу предположения о сдвиговой кинематике этих дислокаций может выступить сейсмическая активность моделируемого регионального сдвига, развивающегося вдоль восточного берега озера. Линейная морфология восточного берега озера Восток и его крутой склон в сочетании с изрезанной границей с многочисленными заливами, изолированными островами и впадинами западного берега [18] дополнительно подтверждает наше заключение о том, что главное разрывное нарушение развивается вдоль восточного фланга озера.

может быть источником гидротермальной активности озера [2]. Факты обнаружения сульфидных материалов в кернах аккреционного льда также свидетельствуют о поступлении в озеро тепловой энергии.

Возраст фундамента озера Восток – широко дискутируемая проблема. Здесь могут быть развиты комплексы разнообразных возрастов от образований архейского протократона до осадков древней континентальной окраины и мезозойско-кайнозойских вулканитов [2]. Анализ состава и абсолютного возраста (по цирконам) пород западного побережья, выполненный по минеральным включениям из керна аккреционного льда, может свидетельствовать о возможности развития здесь неопротерозойско-раннепалеозойских осадочных толщ [8].

Согласно комплексу выполненных геофизических исследований озеро Восток представляет впадину коленообразной конфигурации протяженностью около 250 км и шириной 50-80 км [8]. Средняя глубина озера составляет около 400 м [18]. По особенностям

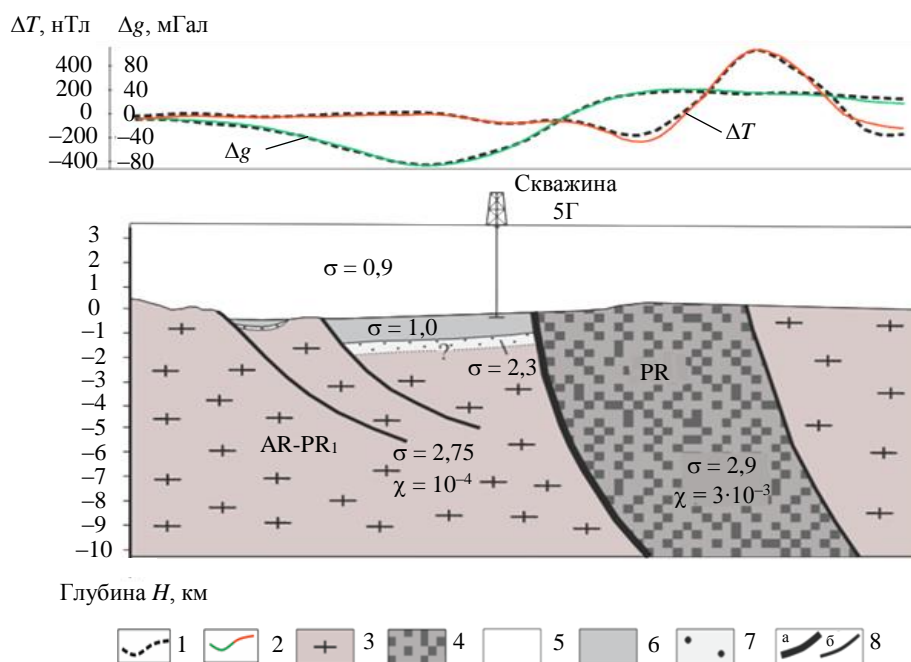


Рис.2. Разрез верхней коры южной оконечности подледниковой впадины озера Восток

- 1 – наблюдаемое поле; 2 – рассчитанное поле; 3 – комплексы древней (AR-PR<sub>1</sub>) коры;  
 4 – комплексы межблоковой зоны (PR); 5 – ледниковый слой; 6 – водный слой;  
 7 – донные отложения; 8 – разрывные нарушения (а – главные, б – второстепенные);  
 $\sigma$  – плотность, г/см<sup>3</sup>;  $\chi$  – магнитная восприимчивость

Анализ закономерностей проявления депрессии в потенциальных полях и морфологии озера позволяет выделить две разнотипные структуры. Южная котловина озера может быть классифицирована как продольная присдвиговая структура, развивающаяся вдоль главного шва. Она характеризуется размером  $70 \times 30$  км и глубиной до 1200 м. Северо-западная котловина простирается под углом  $45^\circ$  относительно главной оси сдвига и характеризуется размером  $150 \times 70$  км с глубинами водного слоя до 600 м [18]. Схема дополняется опорным разрезом верхней коры, построенным в сечении профиля в южной части депрессии, а также графиками аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ) и аномального гравитационного поля ( $\Delta g$ ) (рис.2). Положение профиля выделено на геолого-структурной схеме красной линией (см. рис.1).

Весьма дискуссионным является вопрос о составе пород, слагающих фундамент рассматриваемого района. При выполнении интерпретации аномального гравитационного и магнитного полей нами отмечено, что вдоль восточного фланга озерной впадины развивается положительная аномалия гравитационного поля интенсивностью до 50 мГал на фоне отрицательных значений поля над озером и западнее его. Вдоль этой же зоны фиксируется линейная магнитная знакопеременная аномалия шириной 40-50 км при протяженности в сотни километров. Их совместная качественная интерпретация позволяет связать природу этих аномалий с межблоковой шовной зоной, обрамляющей восточный берег озера Восток.

Моделирование разреза верхней коры проводилось с использованием алгоритмов решения прямой задачи гравитационного и магнитного полей [21]. На первом этапе рассчитывались параметры геометрии межблоковой зоны способом гравиметрического подбора. Плотностные параметры геологических комплексов кристаллической коры заданы с учетом средних значений, установленных для образований гранито-гнейсового слоя ( $2,75$  г/см<sup>3</sup>) и протерозойских комплексов межблоковых зон ( $2,90$  г/см<sup>3</sup>) в ходе исследований Балтийского щита (рис.2). На втором этапе при заданной по гравиметрическим данным геометрии подбирались значения магнитной восприимчивости для комплексов древней коры и межблоковой зоны, а также параметры остаточной намагниченности межблоковой зоны  $J_R = -2,5$  А/м; наклонение  $I = 10^\circ$ ; склонение  $D = 5^\circ$ . Подбором обеспечено совпадение с погрешностью между наблюдаемой и расчетной кривыми гравитационного поля – 3 мГал, аномального магнитного поля – 15 нТл.



Таким образом, интерпретация комплекса геологических и геофизических данных позволяет предположить, что озеро Восток имеет рифтогенное происхождение с левосторонней сдвиговой кинематикой. Главное разрывное нарушение приурочено к восточному флангу озера. Эта структура является фрагментом региональной сдвиговой зоны, имеющей проявление в кайнозойской тектонике. Озеро заложено на древнем архейско-палеопротерозойском фундаменте. Однако для подтверждения заключения о кайнозойском возрасте заложения рифтовой зоны следует рассмотреть существующие ныне научные версии о ее генезисе и более предметно изучить особенности локализации этой зоны в системе тектонических дислокаций Антарктиды. Весьма перспективным представляется сопоставление с аналогичным набором фактических данных и научных заключений по району озера Байкал.

Геотектоническая природа депрессии района озера Восток обсуждалась в большом числе научных исследований. В.Н.Масолов и его соавторы [22] отметили приуроченность озера Восток к глубинному разлому, о чем, с их точки зрения, свидетельствует линейная морфология и значительный размер озерной впадины. Эти же данные указывают на ее относительно молодой возраст. П.Чианфарра и Ф.Сальвини [23] увязали формирование рифтогенного грабена с развитием региональной левосторонней трансензионной зоны, развивающейся вдоль древнего тектонического линеамента в кайнозое.

Суммируя разнородные данные об особенностях проявления в геофизических полях структуры земной коры, вмещающей озеро Восток, можно констатировать, что это депрессионная структура растяжения шириной в первые десятки километров, с продольной сегментацией и колленчатым рисунком высокоамплитудных разрывных дислокаций сбросовой и сдвиговой кинематики. Два суббассейна, участвующие в современном строении впадины Восток, имеют разную геодинамическую природу. Южную котловину, заложенную вдоль главной левосдвиговой дислокации, следует отнести к продольной присдвиговой впадине; северо-западную котловину под углом  $45^\circ$  к главному сдвигу – к типу pull-apart впадин. В качестве типовых объектов продольных сдвиговых зон рассматривается грабен Мертвого моря. Второй тип присдвиговых впадин pull-apart локализуется под углом к оси главного сдвига. Примером бассейнов этого типа является Долина смерти [24].

Отметим существенное подобие тектонических деформаций и морфологии впадин, картируемых в районе озера Восток с этими моделями. Сдвиг, выделяемый вдоль восточного фланга озера, является фрагментом протяженного регионального сдвига. Для подтверждения этого заключения следует более предметно изучить особенности локализации такой зоны в системе тектонических дислокаций Антарктиды.

*Восточная Антарктида.* При изучении закономерностей локализации региональных тектонических дислокаций Восточной Антарктиды базировались на материалах научных обобщений, выполненных под руководством Г.Э.Грикурова, Г.Л.Лейченкова, С.В.Попова, Ф.Ферраччиоли, М.Штудингера и других исследователей. В рабочий банк, организованный в форме слоев геотектонической системы, включены данные геологического картирования, дистанционных и геофизических съемок, материалы сейсмологических исследований. Качественная интерпретация этих материалов позволила обосновать некоторые новые заключения о геодинамической природе региональных дислокаций Восточной Антарктиды.

Кристаллический цоколь внутренних районов Восточной Антарктиды состоит из мозаики различных докембрийских кратонов и орогенных структур [4, 25]. Формирование этого ядра континента происходило в архее – раннем протерозое [10]. На прибрежной периферии континента вдоль его индоокеанского побережья и во внутренних зонах Восточной Антарктиды картируются образования докембрийских складчатых областей, характеризующихся интенсивной плутонической деятельностью и метаморфизмом высоких ступеней [10].

Выходы древнего субстрата вдоль побережья, изученные с использованием методов изотопно-геохимического датирования, показывают его архейский возраст в диапазоне 4,0-2,7 млрд лет с более поздней переработкой. Палеопротерозойские U-Pb датировки (1,8-1,6 млрд лет назад) встречаются редко и на очень небольших площадях [10]. Датировки неопротерозойского орогенеза в периферических зонах Антарктиды связываются с процессами формирования суперконтинента



Родиния [26]. Мезопротерозойские и неопротерозойские датировки (1,2-0,8 млрд лет) провинций Гамбурцева и Восток по обломочным цирконам установлены в ледяных ядрах [8]. Согласно данным магнитотеллурических исследований для литосферы Антарктического кратона характерен высокоомный разрез (более 1000 Ом·м), суммарная мощность которого превышает 200 км [27]. Рифтогенная деструкция окраин континента после юрско-мелового распада Гондваны проявляется в результатах сейсмотомографических исследований, выделяющих «более толстую литосферу Восточной Антарктиды и более тонкую литосферу ее побережья» [28]. Для центральной области кратона характерно однородное повышенное поле скорости сдвиговых волн (превышение 2-6 % на глубинах менее 250 км).

Восточно-Антарктическая рифтовая система (ВАРС). В Восточной Антарктиде традиционно выделяются линейные рифтогенные системы, прослеживаемые от географического центра континента до его береговой линии. Отмечается большое число рифтогенных структур, которые контролируют расположение подледных депрессий [29]. В рамках этой модели депрессии рифтогенной природы равноудалены друг от друга на расстояние порядка 650 км. Многие рифты унаследуют более древние структурные элементы. Заложение ВАРС часто связывается с внутриплитным рифтогенезом пермско-мелового периода, вызванным расколом суперконтинента Гондвана (около 250 млн лет) и сдвигами мелового периода (примерно 100 млн лет). Рифты проявляются максимумами поля силы тяжести Буге и локальными минимумами магнитного поля, а также по данным сейсмологических исследований [4].

Рифт Ламберта. Занимает центральное место среди рифтогенных систем ВАРС и служит своеобразной осью симметрии, по обе стороны от которой расположено по шесть дополнительных рифтовых зон [4]. Суммарная протяженность рифтовой системы Ламберта превышает 4000 км [29]. Морфологически это протяженные долины шириной 50-150 км и глубиной до 500 м ниже уровня моря [29]. Результаты гравиметрического и магнитометрического моделирования показывают, что рифт Ламберта содержит значительную мощность осадочных отложений поверх утоненной докембрийской коры [4]. Формирование этой рифтовой системы связывается с мезозойской фазой растяжения континентальной платформы в условиях начала раскола между Индией и Антарктидой.

Присдвиговые рифты восточного фланга ВАРС. К востоку от рифтовой зоны Ламберта выделяется серия рифтов (Восток, Аврора, Конкордия, Адвенчер, Уилкса), приуроченных к протяженным линейным дислокациям, протягивающимся параллельно Трансантарктическим горам в направлении внешних границ континента [30].

Рифтовые системы Восток и Скотта. Озеро Восток заложено вдоль границы древнего архейско-палеопротерозойского блока и протерозойской шовной зоны. Механизм кайнозойской реактивации этой тектонической границы был предложен П.Чианфарра и Ф.Сальвини [30], который сводится к внутриплитной сдвиговой деформации восток – запад в Восточной Антарктиде. Линейная зона локализации гипоцентров землетрясений, фиксируемая восточнее озера Восток, протягивается нами в направлении рифта Скотта. Интерпретация данных аномального магнитного поля (ADMAP-2) [31] и подледникового рельефа (BedMachine) [32] с использованием приемов картографического (в том числе линеаментного) анализа также позволяет выделить данную линейную зону в качестве возможного продолжения сдвиговой зоны озера Восток. Наличие столь протяженной зоны может свидетельствовать о существовании крупного регионального нарушения сплошности земной коры, отражающего значительные горизонтальные перемещения и взаимодействие литосферных плит.

Рифтогенные впадины Аврора и Конкордия. Характерной особенностью этих впадин является более крутой склон восточного борта в сравнении с западным. Для этих структур предполагается постмезозойская тектоническая активность растяжения [33, 34]. Подледниковый бассейн Аврора вместе с рифтом Скотта образует сложную систему депрессий и рассматривается как восточное звено единой рифтовой системы Аврора – Скотта. В бассейне Аврора отмечается наличие эпицентров землетрясений [29].

Рифтогенная впадина Адвенчер приурочена к левостороннему сдвигу с трансензионной составляющей. Впадина достигает подо льдом мощности около 4 км [30]. Вытянутый в направлении



север-северо-запад – юг-юго-восток прогиб общей протяженностью 250 км и шириной 60 км примыкает к западному флангу подледникового бассейна Уилкса [35]. В разрезе рифт имеет морфологию полуграбена: восточный склон также более крутой, чем западный. Предполагается листрическая морфология разлома Адвенчер с вертикальным смещением до 2,5 км.

В работе [35] на основе гравитационного моделирования впадина интерпретирована как узкий рифтовый бассейн с утоненной до 25 км корой, подстилаемый осадками с суммарной мощностью до 10 км. Предлагаемое кайнозойское расширение частично наложено на более древнюю структуру, сформированную в период от перми до мела [30]. Смещение между старым бассейном и современной асимметричной депрессией свидетельствует о том, что к формированию впадины привели более молодые (кайнозойские) тектонические процессы. Данные радиолокационных исследований показали морфологию асимметричного грабена [30]. Вертикальное смещение по главному разлому достигает 2,5 км [30]. Формирование рифтовой впадины относится к обстановке мезокайнозойского внутриплитного растяжения [3, 35], аналогичной современной Байкальской рифтовой системе [30].

Рифтовые системы Земли Уилкса. Ледники толщиной до 3 км подстилаются глубокими прогибами (до 2500 м ниже уровня моря) с крутыми бортами. Согласно данным радиолокации (RADARSAT) в этом регионе выделяются эшелонированные субпараллельные системы депрессий северо-западного простирания протяженностью от 30 до 250 км. Геодинамическая обстановка формирования подледникового бассейна Уилкса и его тектоническая связь с эволюцией Трансантарктических гор являются предметом дискуссий [30]. Д.А.Гольинский и А.В.Гольинский в статье [29] относят их к категории сложноустроенных рифтогенных структур, в разрезе которых присутствуют и пермо-триасовые отложения. При этом они могли унаследовать протяженную (> 1200 км) неопротерозойскую систему палеорифтовых бассейнов, которая маркируется отчетливым магнитным минимумом и положительной аномалией в редукции Буге. Современная активность рифтов проявляется приуроченностью к ним многочисленных очагов землетрясений.

Таким образом, сдвиговые субпараллельные структуры восточного фланга Восточно-Антарктического кратона, вдоль которых локализованы депрессии Восток, Скотта, Аврора, Конкордия, Адвенчер, Уилкса, формируют обширную тектоническую зону кайнозойского расширения протяженностью около 2000 км и шириной до 1500 км, возможно частично наследующие более древние структурно-вещественные неоднородности земной коры с возрастом от рифея до мела. На сейсмологической модели AN1-S [36] этому ареалу частично отвечает одна из наиболее контрастных аномалий пониженных значений скорости сдвиговых волн верхней мантии (75 и 150 км).

Характерными особенностями впадин восточного фланга ВАРС (Восток, Аврора, Конкордия, Адвенчер) являются линейная морфология и полуграбеновая геометрия с более крутым восточным склоном в сравнении с западным. Разломы в разрезе верхней коры имеют амплитуды смещений смежных блоков коры в первые километры. Их современная тектоническая активность и морфология свидетельствуют об обусловленности тектоническими процессами растяжения, затронувшими этот регион в кайнозое. Подобные же асимметрии были обнаружены по радиолокационным данным в Западной Антарктиде [30].

*Трансантарктические горы (ТАГ).* Являются фундаментальным разделом Антарктического континента, разделяющим его на Восточную и Западную Антарктиду. При протяженности 3500 км перепады рельефа в их пределах достигают 4 км [37]. Фрагмент регионального магнитотеллурического профиля, отвечающий ТАГ, показывает радикальное изменение инфраструктуры разреза удельного электрического сопротивления на границе Западной и Восточной Антарктиды [27]. Геодинамическая природа ТАГ является предметом острых дискуссий. Общим у альтернативных моделей А.Г.Смита и Д.Дж.Дрюри [38], П.Ваннамейкера и соавторов [27], В.Шена и соавторов [39], Р.Грэннот и Б.К.Сторей [40] являлся термальный источник и рифтогенная природа геоструктуры. Формирование горной системы в ходе Росской орогении (560–480 млн лет назад) связывается с субдукционными процессами [10]. Более позднее поднятие Трансантарктических гор относится к позднему мелу – первой половине кайнозоя (~55 млн лет). Поднятие началось с заложения регионального пограничного разлома, разделяющего Западную и Восточную Антарктиду, которое активно продолжалось во второй половине кайнозоя вплоть до настоящего времени [28].



*Западная Антарктида.* Считается, что складчатые структуры Западной Антарктиды сформированы при последовательном приращении к окраине Восточно-Антарктического кратона блоков и островных дуг в ходе субдукционных и коллизионных процессов в период от раннего палеозоя до среднего мезозоя [10, 27, 41]. В составе земной коры региона моделируется коллаж из нескольких (от четырех до пяти) тектонических блоков, обладающих отличительными особенностями литосферы континентального типа [28], разделенных сутурными зонами, рифтами и впадинами. По данным геофизических исследований внутренние районы Западной Антарктиды и акватория моря Росса имеют утоненную континентальную кору [42] с горячей верхней мантией и обширными осадочными бассейнами.

Формирование структуры ТАГ объясняется совместным проявлением процессов субдукции вдоль палеотихоокеанской окраины Антарктиды и рифтогенных процессов, что привело к развитию магматических дуг, аккреционных комплексов и последовательности преддуговых и задуговых бассейнов. Некоторые модели формирования ТАГ апеллируют к одному молодому «активному» плуму, возникшему одновременно с началом вулканизма 28-35 млн лет назад [43]. Сейсмическая томография [44] и данные топографии [45] подтверждают существование очень продолжительной мантийной термальной аномалии у берегов Западной Антарктиды.

Западная Антарктическая рифтовая система (ЗАРС). Обширная область протяженной континентальной коры между ТАГ и тихоокеанской окраиной простирается от моря Росса до моря Уэдделла и проявляется как топографическая депрессия шириной 750-1000 км протяженностью около 3000 км [46-48]. Зона характеризуется утоненной земной корой (20-30 км), развитием глубоких рифтовых впадин и аномальной мантией. Горсто-грабеновое расчленение фундамента привело к резким перепадам глубин его залегания: от выведения на поверхность в горстах до погружения на 15-16 км ниже уровня моря [10]. Резкое изменение удельного сопротивления земной коры и верхней мантии в направлении от центрального хребта ТАГ к Западной Антарктиде интерпретируется как свидетельство позднекайнозойской активности растяжения [28, 49, 50]. В настоящее время в пределах Западно-Антарктической рифтовой системы проявляется слабая тектоническая сейсмичность [28]. Рифтогенные импульсы на протяжении всего кайнозоя привели к утонению земной коры, оседанию, условиям повышенного теплового потока и связанной с рифтами магматической активности [40].

*Вулканизм.* Ареал современной вулканической активности (от 48 млн лет до настоящего времени) [40] протягивается от Антарктического п-ова вглубь Западной Антарктиды. Вдоль этой зоны суммарной протяженностью более 3000 км выявлено 138 вулканов. Восточная ветвь развивается по оси Трансантарктического пояса. Магматическая активность Антарктиды в мезозойскую и кайнозойскую эры сформировалась в результате одновременных процессов континентального рифтогенеза и субдукции, происходивших на заключительных этапах распада Гондваны [40]. В ряде исследований проявление щелочного вулканизма Западной Антарктиды связывается с внезапным отделением и погружением субдуцированных плит в позднем мелу, что вызвало боковой и вертикальный поток теплой тихоокеанской мантии [51].

*Особенности глубинного строения Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны (БСРЗ).* Локализована вдоль южной границы Сибирской платформы со структурами Байкальской складчатой области и далее протягивается в пределы Станового мегаблока. Сложная геологическая эволюция юга Восточной Сибири обусловила мозаично-блоковое строение региона. Основными геологическими единицами в пределах изучаемого региона, помимо Сибирской платформы, выступают Баргузино-Витимский, Хилок-Витимский, Шилкинский, Становой мегаблоки с корой континентального типа и Байкало-Витимская межблоковая сутурная зона (рис.3).

Данные комплекса геолого-геофизических исследований южной окраины Сибирской платформы свидетельствуют о формировании основного объема земной коры блоками с корой континентального типа [52]. В частности, согласно результатам электроразведочных исследований жесткие слабодислоцированные блоки палеозойских микроконтинентов выделяются на разрезе пониженными значениями удельных электрических сопротивлений от 300 до 3000 Ом·м [53]. На их фоне аномально низкими (до 50 Ом·м) значениями удельного сопротивления проявляются

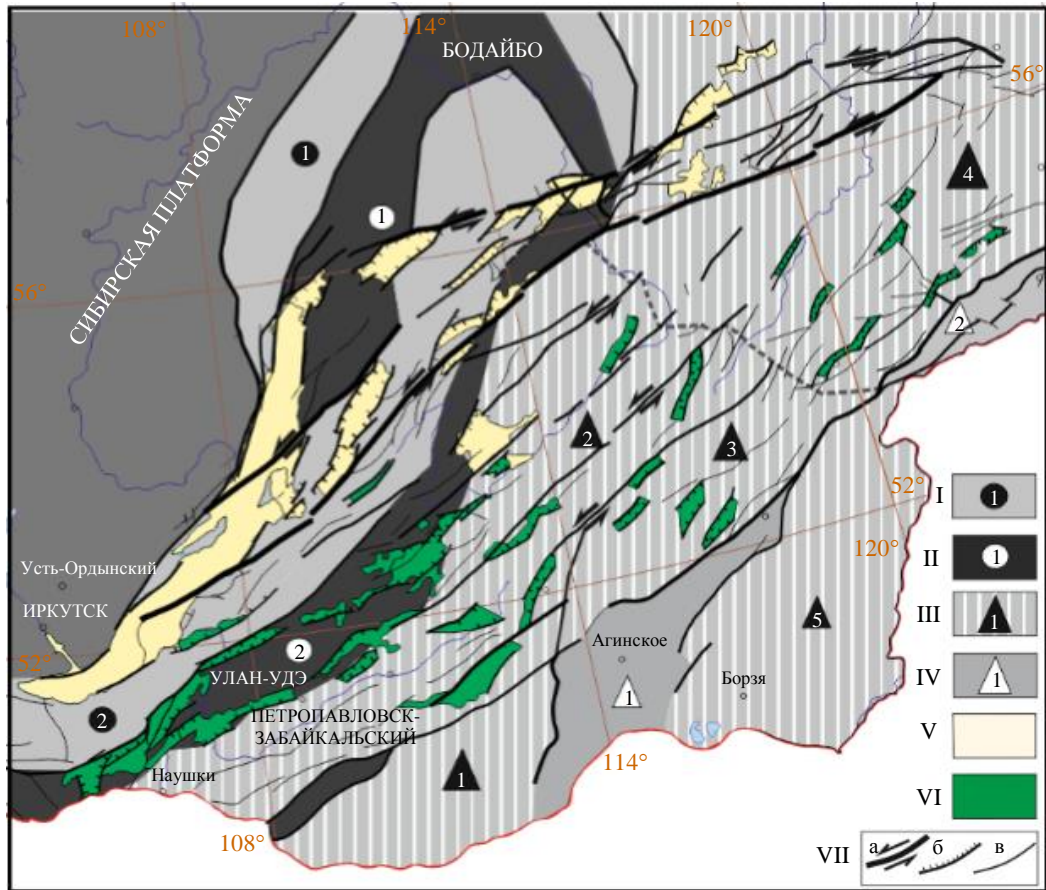


Рис.3. Геотектоническая схема расположения рифтогенных депрессий мезозойской Западно-Забайкальской рифтогенной области и кайнозойской Байкало-Становой рифтогенной зоны  
 I – блоки эпикаледонской складчатости: Байкало-Патомский (1), Баргузино-Витимский (2); II – межблоковые эпикаледонские сутурные зоны: Байкало-Витимская (1), Хилок-Витимская (2); III – блоки эпикиммерийской складчатости: Чикойский (1), Хилок-Витимский (2), Шилкинский (3), Становой (4), Аргунский (5);  
 IV – белые треугольники – межблоковые эпикиммерийские зоны: Онойская (1), Монголо-Охотская (2);  
 V – кайнозойские рифтовые впадины; VI – мезозойские рифтогенные впадины; VII – разломы: а – сдвиговые генеральные дислокации, б – второстепенные (примитивной сбросовой кинематики), в – прочие разломы неустановленной кинематики более низких рангов. Пунктиром показаны границы между структурами

межблоковые зоны, в том числе кайнозойская зона Байкальского рифта. Главная структура озера Байкал локализована на Байкало-Витимской сутурной зоне каледонского возраста. Система других меньших по размеру кайнозойских впадин развивается в направлении Станового мегаблока [54]. В орографическом плане рифтовая система представляет горную систему межгорных впадин и грабенов с максимальными отметками 3000-3500 м.

Изучение морфологии активных разломов с привлечением данных анализа фокальных механизмов землетрясений указывает на доминирующий сбросо-сдвиговой кинематический режим развития как озера Байкал, так и всей Байкальской рифтовой системы (БРС). Наряду с доминирующими сдвигами юг-юго-западной – восток-северо-восточной ориентации картируется большое количество оперяющих дислокаций, образующих разветвленную систему под углами от 100 до 300° по обе стороны от разломов высшего ранга. В исследованиях региона [55, 56] показано, что доминирующее положение в структуре кайнозойских разрывных нарушений занимают сдвиги левосторонней кинематики. Направление латерального смещения по разрывам достаточно жестко определяется их ориентировкой. Широтные и северо-западные разломы имеют левостороннюю компоненту смещений, в то время как меридиональные и север-северо-восточные – правостороннюю [57]. Многие из картируемых в настоящее время разрывных дислокаций на протяжении мезокайнозойского периода испытывали неоднократную реактивизацию вследствие непрекращающихся геодинамических процессов [58], охватывающих весь южноазиатский регион от конвергентной границы Индостана до южного обрамления Сибирского кратона.



Сейсморазведочные исследования методами МОВ и ГСЗ позволили оценить морфологию рифтовой впадины и положение основных сейсмических границ. Были прослежены на глубину разрывные нарушения листрической морфологии как в прибортовой зоне озера Байкал, так и в его внутренней структуре осадочных отложений [53].

Главной впадиной БСРЗ является озеро Байкал, имеющее в плане характерную коленчатую морфологию. В пределах озера на генеральном уровне выделяется два суббассейна: Южный (450 км) и Северный (390 км), разделенных подводным Академическим хребтом восток-северо-восточного простирания. Пространственная ориентация суббассейнов различается. Южный характеризуется юго-западным – северо-восточным простиранием, в то время как Северный имеет запад-юго-западную – восток-северо-восточную ориентацию. При детальном рассмотрении Южного суббассейна отмечена сильная дифференциация отметок дна. Так, в районе р. Селенга глубина озера уменьшается до первых сотен метров, в то время как южнее и севернее от этой области средние значения составляют около 1500 м. Область дельты р. Селенга служит своеобразной перемычкой и делит Южный суббассейн еще на две впадины, но уже более низкого ранга. Северный суббассейн более однороден по глубинам и рассматривается как единая рифтовая впадина.

Современный геодинамический режим развития озера многими учеными рассматривается как присдвиговый рифтогенез. По результатам детальных исследований Байкальского рифта А.В.Тевелева в статье [55] моделируется существенно большее число суббассейнов. Их формирование и особенности структурного стиля обусловлены разнопорядковыми коровыми неоднородностями. Но и в этой классификации Южный бассейн оз. Байкал, сопряженный с Тункинским бассейном, заложен вдоль левосторонней сдвиговой зоны Култук восток-северо-восточного простирания. Восточная граница суббассейна маркируется в северо-восточном направлении через равнину р. Селенга до Приморского сдвига-сброса и р. Бугульдейка. Связующим звеном Северного и Южного бассейнов являются переходные зоны Центрального бассейна (Бугульдейская, Приольхонье) с широким проявлением левосторонних и правосторонних сдвиговых и сбросовых дислокаций. Северный бассейн общей север-северо-восточной ориентации рассечен разломными зонами преимущественно северо-восточного простирания. Подводная структура зон не очень ясна, но в морфологии береговых структур они образуют четкие плановые ступени, разграниченные эшелонированными разрывами, так что их общую кинематику определяют как сдвиго-сбросовую. Как правило, зоны сейсмически активны и имеют сдвиговую компоненту движения [55]. К типу pull-apart структур авторами отнесены только расположенные к северо-востоку от озера Кичерская и Верхнеангарская впадины. По данным МОВ-ОГТ установлено, что мощности осадков достигают 10 км в Южном суббассейне [59]. Граница фундамента в пределах котловины маркируется на глубинах 7-8 км.

Формирование Байкальской зоны рифтогенеза большим числом исследователей связывается с инденторным давлением Индии на окраину Евразийского континента. В результате напряжения передаются вглубь Евразийского континента через монолитные докембрийские микроконтиненты и обрамляющие их складчатые пояса палеозойско-мезозойского возраста [60, 61]. А.В.Тевелев, развивая эту модель, рассматривает в качестве дополнительного ресурса рифтинга относительные неравномерные движения Сибирской, Охотоморской и Амурской плит [55].

Байкальская рифтовая система, как указывает анализ картины современной сейсмичности, разрастается в восток-северо-восточном направлении вглубь Станового мегаблока. Областью аккумуляции очагов землетрясений здесь служит формирующаяся северная граница Амурской плиты. Маркируются разломы смешанной кинематики. Отчетливо можно проследить смену трансформационного режима на транспрессионный в районе р. Олёкма. Научно-теоретические заключения свидетельствуют о том, что в будущем, при сохранении текущего геодинамического режима на южной окраине Сибирского кратона, продолжится разрастание в широтном направлении как БРС, так и связанной с ней БСРЗ.

*Особенности локализации мезозойских депрессий Западно-Забайкальской рифтогенной области. Закономерности локализации мезозойской Западно-Забайкальской рифтогенной области изучались*



группой ученых под руководством В.В.Ярмолюка [62]. Эта область протяженностью около 1000 км и шириной 200-300 км расположена на расстоянии около 2000 км от субдукционной границы Евразийского континента. Грабены выполнены толщами комплексов базальт-трахириолит-пантеллеритовой формации большой мощности. Возраст рифтогенеза – от поздней юры до раннего мела (155-120 млн лет). Некоторые исследователи объединяют впадины северо-восточного фланга БРС в Кичерский рифтовый бассейн. Наиболее крупные из них – Верхнеангарская, Муйская, Чарская, Токкинская, а также несколько впадин меньшего размера. Практически все впадины вытянуты в продольном направлении. Размеры варьируются от первых километров до нескольких десятков километров. Продольные размеры к поперечным достигают отношения 10:1.

Грабены локализованы вдоль сдвиговых дислокаций восток-северо-восточной ориентации. Пограничными дислокациями грабенов служат либо сдвиговые дислокации доминирующего простирания, либо разломы сбросовой кинематики, ориентированные к ним под углом от 40 до 50°. Амплитуды сбрасывания в краевом листрическом разломе нулевые на его концах и максимальные в его центральной части, к которой приурочен депоцентр образующегося полуграбена. В связи с этим глубинная морфология впадин ассиметрична. Осадочное наполнение полностью унаследует глубинную морфологию впадин. Глубинные отметки осадков доходят до 2500 м. Ориентация этих дислокаций хорошо согласуется с параметрами теоретической модели эллипсоида деформации левостороннего сдвига [63]. Таким образом, грабены имеют вполне определенный структурный контроль и из их числа можно выделить классические продольные присдвиговые рифты и депрессии типа pull-apart (рис.3).

В пределах БРС активное проявление имеют вулканы. Объяснить эти вулканические проявления субдукционными процессами активной континентальной окраины в общем случае невозможно. В связи с громадным расстоянием от субдукционной зоны (около 2000 км) они находятся вне зоны воздействия конвергентных процессов. В.В.Ярмолюк и его коллеги в статье [62] связывают развитие краевых магматических поясов позднемезозойской магматической провинции востока Азии с внутриплитными обстановками, обусловленными активностью мантийных плюмов.

На схожесть механизмов образования мел-кайнозойских магматических провинций и рифтовых зон Центрально-Восточной Азии с аналогичными процессами в Арктике обратил внимание Л.И.Лобковский [64]. Этот же механизм «возвратной верхнемантийной ячейки» предложен автором для объяснения геодинамической природы рифтовых систем Западной Антарктиды и восточного фланга Восточной Антарктиды [65]. В соответствии с этой моделью субдукция вдоль тихоокеанской границы Западной Антарктиды порождала возвратную ячейку с восходящими течениями в пределах Западной и Восточной Антарктиды на расстоянии до 2000 км. Часть ВАРС находится на более значительном расстоянии от зоны субдукции, и в этом случае приходится учитывать возможность реактивации уже существующих и образования новых рифтовых зон в литосфере Восточной Антарктиды под действием локальных мантийных плюмов.

### Обсуждение результатов

Результаты гравиметрического и магнитометрического моделирования района озера Восток свидетельствуют о заложении регионального сдвига предположительно кайнозойского возраста на древней докембрийской границе. Важным элементом системы доказательств рифтогенного генезиса и геодинамической природы озера Восток является сопоставление с аналогичным набором фактических данных и научных заключений по району озера Байкал. Эти особенности обусловлены их формированием в условиях разрядки напряжений в пределах внутриконтинентальных региональных левосторонних сдвигов. Последние развиваются на фоне неоднородного фундамента и, таким образом, сегментируются, искажаются и формируют присдвиговые ареалы разнотипных обстановок растяжения, сжатия и сдвига.

Депрессия озера Восток рассматривается в качестве элемента системы рифтогенных структур восточного фланга Восточно-Антарктического кратона. Нами рассмотрены особенности локализации этой зоны в структуре тектонических дислокаций Антарктиды. Закономерности локализации



структур восточного фланга Восточно-Антарктической рифтогенной зоны иллюстрируются тектонической схемой региона с эпицентрами землетрясений\*, включающего центральную часть и восточный фланг Восточно-Антарктического кратона и пояс Трансантарктических гор (рис.4). Согласно современным представлениям, магматическая активность Антарктиды в мезозойскую и кайнозойскую эры в значительной мере определялась одновременностью процессов континентального рифтогенеза и субдукции [40].

Результаты геолого-геофизических исследований продемонстрировали чрезвычайно широкое распространение в Антарктиде палеозойско-кайнозойских рифтовых структур [29]. Выделяется фаза рифтогенеза, связанная с распадом Гондваны, начало которой относится к юрскому периоду, и фаза кайнозойского рифтогенеза [27]. Проявление мезозойской фазы расширения привело к развитию Западно-Антарктической рифтовой системы, разделившей континент на Восточную и Западно-Антарктическую плиты. За этим последовало поднятие Трансантарктических гор, повышенная магматическая активность [40] и, вероятно, формирование ВАРС. Судя по морфологии грабена озера Восток, система пограничных дислокаций которого хорошо согласуется с параметрами модели эллипсоида деформации левостороннего сдвига, грабен имеет вполне определенный структурный контроль, и в его морфологии можно выделить классический продольный присдвиговой рифт и присдвиговую депрессию типа pull-apart.

Восточно-Антарктическая рифтовая система включает глубокие подледные бассейны Ламберта, Авроры и Уилкса, а также озеро Восток [29]. Рифты восточного фланга ВАРС образуют обширный коридор суммарной протяженностью до 2000 км и шириной до 1500 км и могут рассматриваться как единая рифтовая система. К их числу относятся рифты Восток, Скотта, Аврора, Конкордия, Адвенчер, Уилкса с левосторонней трансензионной составляющей. Им свойственны: линейный характер внешних границ с морфологией асимметричного грабена в вертикальном сечении; листрическая морфология пограничных дислокаций с вертикальными смещениями смежных блоков в первые километры при том, что восточный склон грабенов постоянно более крутой, чем западный. Их глубина в большинстве случаев превышает 1000 м ниже уровня моря, а ширина достигает ~50 км. Протяженность структуроформирующих левых сдвигов с трансензионной составляющей достигает многих сотен километров [30]. Предполагается, что рифтогенное расширение продолжалось на протяжении всего кайнозоя. О современной тектонической активности этих дислокаций свидетельствует слабая тектоническая сейсмичность [28, 49].

Обоснованные выше выводы о строении фундамента озерной депрессии Восток позволяют предполагать, что основные рифтогенные структуры восточного фланга ВАРС реактивировались с использованием реологически ослабленных более древних (эпибайкальских и более молодых) швов. Анализируя закономерности пространственного расположения рифтогенной зоны восточного фланга ВАРС и геометрии рифтов, замыкающихся на региональные сдвиговые дислокации, можно отметить черты подобия с неоген-четвертичными структурами Байкальской зоны рифтогенеза и Западно-Забайкальской рифтогенной области позднемезозойской вулканической провинции Восточной Азии, выделенной В.В.Ярмолюком в статье [62]. Развитием этой идеи является модель А.А.Баранова и Л.И.Лобковского [66], которая связывает возобновление рифтогенеза в кайнозое с формированием «возвратного течения в верхней мантии». Этот интересный механизм впервые был предложен для обоснования механизма кайнозойской эволюции Арктики [65]. Он базируется на представлении о развитии верхнемантийной конвекции под континентом, обусловленной процессом субдукции Тихоокеанской литосферы под Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты. Суть этой модели в том, что погружающееся в зонах субдукции холодное вещество, достигая переходной зоны между верхней и нижней мантией, переходит в протяженный горизонтальный слой холодного мантийного вещества, который распространяется далеко (около 2000 км) под Евразийский континент. Тем самым обеспечивается развитие ячейки верхнемантийной конвекции. Нижняя горизонтальная ветвь перемещается вдоль переходной зоны между нижней

\* Search Earthquake Catalog. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (дата обращения 21.11.2024).  
ISC Bulletin: bulletin search. URL: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin/> (дата обращения 21.11.2024).

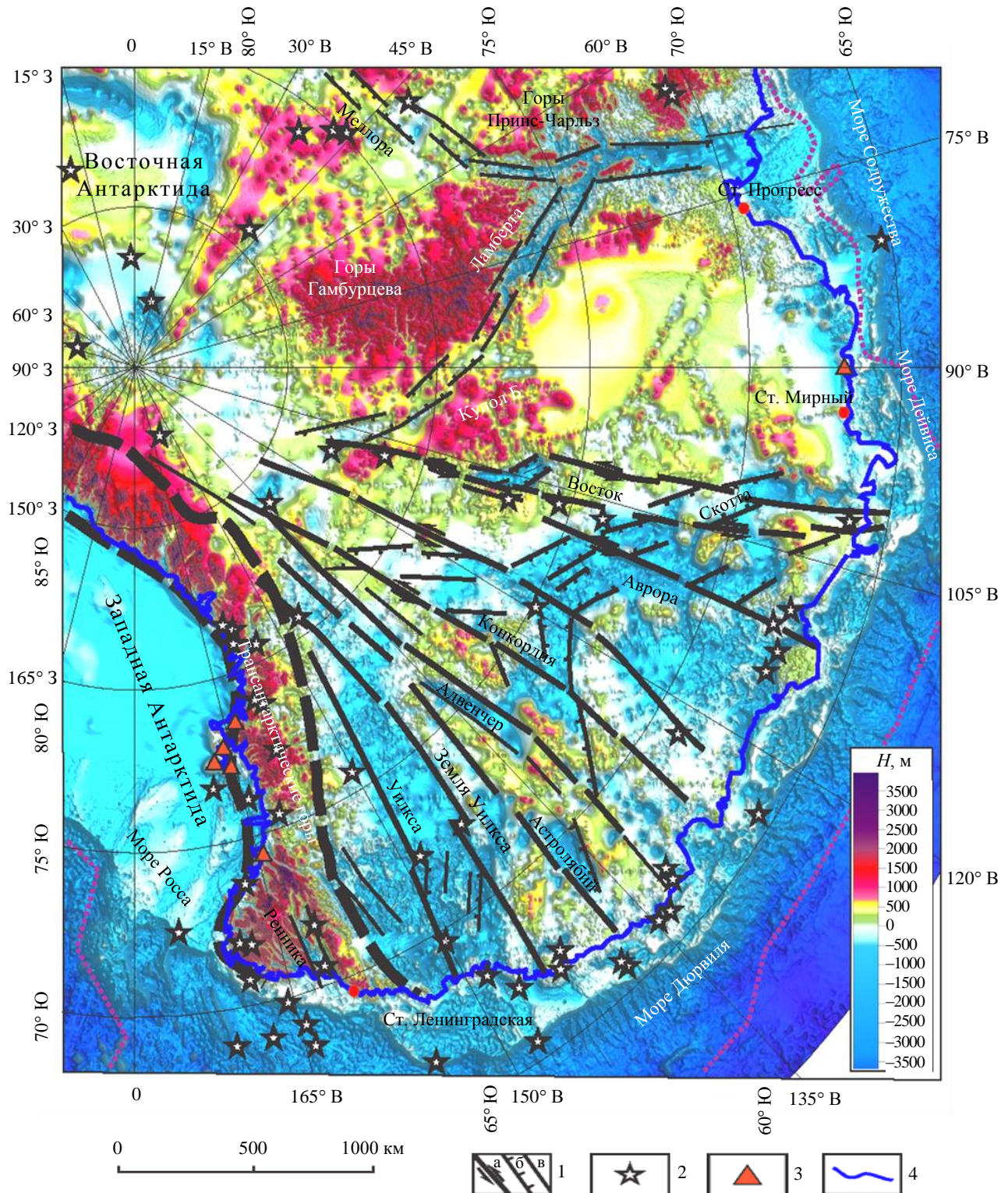


Рис.4. Тектоническая схема развития Восточно-Антарктической рифтовой системы с использованием карты подледникового рельефа [11]

1 – разломы: сдвиговые дислокации (а), сбросы (б), прочие разломы (в); 2 – эпицентры землетрясений; 3 – вулканы;  
 4 – береговая линия

и верхней мантией, а верхняя формирует возвратный поток вещества под литосферой, приводя к растяжению континентальной литосферы, рифтогенезу и связанному с ним магматизму [65]. Эта модель эффектно адаптирована А.А.Барановым и Л.И.Лобковским для объяснения обстановок формирования кайнозойских рифтогенных структур Антарктиды [66].



## Заключение

Сопоставительный анализ особенностей глубинного строения земной коры региональных и локальных структур, вмещающих озера Восток и Байкал, позволил отметить черты их подобия по большому числу признаков: пространственная увязка с положением региональных сдвиговых зон, коленообразная морфология озерных бассейнов, состоящих из двух типов суббассейнов (линейных продольных впадин, параллельных направлению сдвиговой зоны, и впадин, контролируемых диагональными дислокациями сбросового типа); рельеф смежных структур; крутизна берегов; повышенная сейсмичность с локализацией землетрясений вдоль главных сдвиговых дислокаций; строение земной коры геоструктур, контролирующих эти бассейны.

Широкий комплекс геофизических и дистанционных исследований района озера Восток свидетельствуют о том, что депрессия озера имеет рифтовое происхождение. Главное разрывное нарушение, локализованное вдоль восточного фланга озера, является фрагментом региональной сдвиговой зоны. В его составе выделяется два суббассейна, имеющих разную геодинамическую природу: продольная присдвиговая впадина, локализованная вдоль главной оси сдвига, и впадина типа pull-apart ориентированная под углом 45° к главной оси.

Применение механизма возвратной верхнемантийной конвективной ячейки дает объяснение развитию подледных вулканов и кайнозойской активизации рифтов в Западной и Восточной Антарктиде. Развитие восходящих течений «возратной ячейки» под центральной частью Западной Антарктиды и в Восточной Антарктиде на расстоянии до 2000 км могло привести к реактивации уже существующих и образованию новых рифтовых зон в литосфере Восточной Антарктиды.

Этим механизмом, с нашей точки зрения, может объясняться феномен кайнозойского рифтогенеза восточного фланга ВАРС, включающей подледные депрессии Восток, Скотта, Аврора, Конкордия, Адвенчер и Уилкса.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q. et al. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. Vol. 381. Iss. 6584. P. 684-686. DOI: [10.1038/381684a0](https://doi.org/10.1038/381684a0)
2. Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Попков А.М., Понов С.В. Геологическая природа подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // Материалы гляциологических исследований. 2005. Вып. 98. С. 81-91.
3. Studinger M., Karner G.D., Bell R.E. et al. Geophysical models for the tectonic framework of the Lake Vostok region, East Antarctica // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol. 216. Iss. 4. P. 663-677. DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00548-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00548-X)
4. Ferraccioli F., Finn C.A., Jordan T.A. et al. East Antarctic rifting triggers uplift of the Gamburtsev Mountains // Nature. 2011. Vol. 479. Iss. 7373. P. 388-392. DOI: [10.1038/nature10566](https://doi.org/10.1038/nature10566)
5. Abdakhmanov I.A., Gulbin Y.L., Skublov S.G., Galankina O.L. Mineralogical Constraints on the Pressure-Temperature Evolution of Granulites in the Bunge Hills, East Antarctica // Minerals. 2024. Vol. 14. Iss. 5. № 488. DOI: [10.3390/min14050488](https://doi.org/10.3390/min14050488)
6. Гульбин Ю.Л., Абдрахманов И.А., Гембицкая И.М., Васильев Е.А. Ориентированные микровключения оксидов системы Al-Fe-Mg-Ti в кварце из метapelитовых гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 4. С. 1-17. DOI: [10.31857/S0869605522040037](https://doi.org/10.31857/S0869605522040037)
7. Mikhalsky E.V., Tkacheva D.A., Skublov S.G. et al. Low-grade Sandow Group metasediments of the Denman Glacier area (East Antarctica): Chemical composition, age and provenance from U-Pb detrital zircon data, with some palaeotectonic implications // Polar Science. 2020. Vol. 26. № 100587. DOI: [10.1016/j.polar.2020.100587](https://doi.org/10.1016/j.polar.2020.100587)
8. Leitchenkov G.L., Antonov A.V., Luneov P.I., Lipenkov V.Ya. Geology and environments of subglacial Lake Vostok // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140302. DOI: [10.1098/rsta.2014.0302](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0302)
9. Studinger M., Bell R.E., Karner G.D. et al. Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol. 205. Iss. 3-4. P. 195-210. DOI: [10.1016/S0012-821X\(02\)01041-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01041-5)
10. Грикуров Г.Э., Лейченко Г.Л., Михальский Е.В. Тектоническая эволюция Антарктики в свете современного состояния геодинамических идей // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen Editions, 2010. С. 91-110.
11. Лукин В.В., Марков А.Н. Гипотеза тектонического доледникового генезиса котловины и водного тела антарктического озера Восток // География и Природные ресурсы. 2024. Т. 45. № 2. С. 153-164. DOI: [10.15372/GIPR20240216](https://doi.org/10.15372/GIPR20240216)
12. Litvinenko V.S. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125652. DOI: [10.1016/j.chemer.2020.125652](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652)
13. Zotikov I.A. The Antarctic Subglacial Lake Vostok. Glaciology, Biology and Planetology. Springer, 2006. 139 p. DOI: [10.1007/3-540-37723-9](https://doi.org/10.1007/3-540-37723-9)
14. Ridley J.K., Cudlip W., Laxon S.W. Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter // Journal of Glaciology. 1993. Vol. 39. № 133. P. 625-634. DOI: [10.3189/S002214300001652X](https://doi.org/10.3189/S002214300001652X)
15. Сербин Д.В., Дмитриев А.Н. Экспериментальные исследования теплового способа бурения плавлением скважины в ледовом массиве с одновременным контролируемым расширением ее диаметра // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 833-842. DOI: [10.31897/PMI.2022.82](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82)
16. Большунов А.В., Васильев Д.А., Игнатьев С.А. и др. Механическое бурение ледников с очисткой забоя сжатым воздухом // Лед и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 35-46. DOI: [10.31857/S2076673422010114](https://doi.org/10.31857/S2076673422010114)



17. *Игнатъев С.А., Васильев Д.А., Большунов А.В. и др.* Экспериментальные исследования переноса ледяного шлама воздухом при бурении снежно-фирновой толщи // *Лед и Снег*. 2023. Т. 63. № 1. С. 141-152. DOI: [10.31857/S2076673423010076](#)
18. *Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В.* Озеро Восток, Восточная Антарктида: мощность ледника, глубина озера, подледный и коренной рельеф // *Лед и Снег*. 2011. № 1 (113). С. 25-35.
19. *Litvinenko V.S., Leitchenkov G.L., Vasiliev N.I.* Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling // *Geochemistry*. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125556. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.125556](#)
20. *Litvinenko V., Trushko V.* Modelling of geomechanical processes of interaction of the ice cover with subglacial Lake Vostok in Antarctica // *Antarctic Science*. 2025. Vol. 37. Iss. 1. P. 39-48. DOI: [10.1017/S0954102024000506](#)
21. *Яковлева А.А., Мовчан И.Б., Мединская Д.К., Садыкова З.И.* Количественные интерпретации потенциальных полей: от параметрических пересчетов к геоструктурным // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2023. Т. 334. № 11. С. 198-215. DOI: [10.18799/24131830/2023/11/4152](#)
22. *Масолов В.Н., Попов С.В., Лукин В.В., Попков А.М.* Рельеф дна и водное тело подледникового озера Восток, Восточная Антарктида // *Доклады Академии наук*. 2010. Т. 433. № 5. С. 693-698.
23. *Cianfarra P., Salvini F.* Intraplate Transensional Tectonics in the East Antarctic Craton: Insight from Buried Subglacial Bedrock in the Lake Vostok–Dome C Region // *International Journal of Geosciences*. 2013. Vol. 4. № 9. P. 1275-1284. DOI: [10.4236/ijg.2013.49122](#)
24. *Heckenbach E.L., Brune S., Glerum A.C. et al.* 3D Interaction of Tectonics and Surface Processes Explains Fault Network Evolution of the Dead Sea Fault // *тектоника*. 2024. Vol. 2. № 2. P. 33-51. DOI: [10.55575/tektonika2024.2.2.75](#)
25. *Таловина И.В., Бабенко И.А., Илалова Р.К., Дурягина А.М.* Оливин-шпинелевая геотермометрия – индикатор формационной принадлежности пород и основа для геодинамических реконструкций в условиях Антарктиды // *Горный журнал*. 2024. № 9. С. 77-82. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.12](#)
26. *Jingxue Guo, Enzhao Xiao, Juzhi Deng et al.* Electrical Structures of the Lithosphere Along the Prydz Belt: Magnetotelluric Study at Chinese Zhongshan Station, East Antarctica // *Arabian Journal for Science and Engineering*. 2022. Vol. 47. Iss. 1. P. 695-707. DOI: [10.1007/s13369-021-05793-3](#)
27. *Wannamaker P., Hill G., Stodt J. et al.* Uplift of the central transantarctic mountains // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. № 1588. DOI: [10.1038/s41467-017-01577-2](#)
28. *Lloyd A.J., Wiens D.A., Zhu H. et al.* Seismic Structure of the Antarctic Upper Mantle Imaged with Adjoint Tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. Iss. 3. 33 p. DOI: [10.1029/2019JB017823](#)
29. *Гольинский Д.А., Гольинский А.В.* Рифтовые системы Восточной Антарктиды – ключ к пониманию распада Гондваны // *Региональная геология и металлогения*. 2012. № 52. С. 58-72.
30. *Cianfarra P., Salvini F.* Origin of the Adventure Subglacial Trench linked to Cenozoic extension in the East Antarctic Craton // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 670. P. 30-37. DOI: [10.1016/j.tecto.2015.12.011](#)
31. *Golynsky A.V., Ferraccioli F., Hong J.K. et al.* New Magnetic Anomaly Map of the Antarctic // *Geophysical Research Letters*. 2018. Vol. 45. Iss. 13. P. 6437-6449. DOI: [10.1029/2018GL078153](#)
32. *Morlighem M., Rignot E., Binder T. et al.* Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nature Geoscience*. 2020. Vol. 13. Iss. 2. P. 132-137. DOI: [10.1038/s41561-019-0510-8](#)
33. *Tabacco I.E., Cianfarra P., Forieri A. et al.* Physiography and tectonic setting of the subglacial lake district between Vostok and Belgica subglacial highlands (Antarctica) // *Geophysical Journal International*. 2006. Vol. 165. Iss. 3. P. 1029-1040. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2006.02954.x](#)
34. *Cianfarra P., Forieri A., Salvini F. et al.* Geological setting of the Concordia Trench-Lake system in East Antarctica // *Geophysical Journal International*. 2009. Vol. 177. Iss. 3. P. 1305-1314. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2009.04123.x](#)
35. *Ferraccioli F., Coren F., Bozzo E. et al.* Rifted(?) crust at the East Antarctic Craton margin: gravity and magnetic interpretation along a traverse across the Wilkes Subglacial Basin region // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 192. Iss. 3. P. 407-421. DOI: [10.1016/S0012-821X\(01\)00459-9](#)
36. *An M., Wiens D.A., Yue Zhao et al.* Temperature, lithosphere-asthenosphere boundary, and heat flux beneath the Antarctic Plate inferred from seismic velocities // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. Vol. 120. Iss. 12. P. 8720-8742. DOI: [10.1002/2015JB011917](#)
37. *Busetti M., Spadini G., van der Wateren F.M. et al.* Kinematic modelling of the West Antarctic Rift System, Ross Sea, Antarctica // *Global and Planetary Change*. 1999. Vol. 23. Iss. 1-4. P. 79-103. DOI: [10.1016/S0921-8181\(99\)00052-1](#)
38. *Smith A.G., Drewry D.J.* Delayed phase change due to hot asthenosphere causes Transantarctic uplift? // *Nature*. 1984. Vol. 309. Iss. 5968. P. 536-538. DOI: [10.1038/309536a0](#)
39. *Weisen Shen, Wiens D.A., Anandkrishnan S. et al.* The Crust and Upper Mantle Structure of Central and West Antarctica From Bayesian Inversion of Rayleigh Wave and Receiver Functions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. Vol. 123. Iss. 9. P. 7824-7849. DOI: [10.1029/2017JB015346](#)
40. *Storey B.C., Granot R.* Chapter 1.1 Tectonic history of Antarctica over the past 200 million years // *Geological Society, London, Memoirs*. 2021. Vol. 55. P. 9-17. DOI: [10.1144/M55-2018-38](#)
41. *Jordan T.A., Riley T.R., Siddoway C.S.* The geological history and evolution of West Antarctica // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2020. Vol. 1. Iss. 2. P. 117-133. DOI: [10.1038/s43017-019-0013-6](#)
42. *Elliot D.H., Fanning C.M., Isbell J.L., Hulett S.R.W.* The Permo-Triassic Gondwana sequence, central Transantarctic Mountains, Antarctica: Zircon geochronology, provenance, and basin evolution // *Geosphere*. 2017. Vol. 13. № 1. P. 155-178. DOI: [10.1130/GES01345.1](#)
43. *LeMasurier W.E., Landis C.A.* Mantle-plume activity recorded by low-relief erosion surfaces in West Antarctica and New Zealand // *Bulletin Geological Society of America*. 1996. Vol. 108. № 11. P. 1450-1466. DOI: [10.1130/0016-7606\(1996\)108<1450:MPARBL>2.3.CO;2](#)
44. *Spasojevic S., Gurnis M., Sutherland R.* Inferring mantle properties with an evolving dynamic model of the Antarctica-New Zealand region from the Late Cretaceous // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. Vol. 115. Iss. B5. № B05402. DOI: [10.1029/2009JB006612](#)



45. Sutherland R., Spasojevic S., Gurnis M. Mantle upwelling after Gondwana subduction death explains anomalous topography and subsidence histories of eastern New Zealand and West Antarctica // *Geology*. 2010. Vol. 38. № 2. P. 155-158. DOI: [10.1130/G30613.1](https://doi.org/10.1130/G30613.1)
46. Behrendt J.C., LeMasurier W.E., Cooper A.K. et al. Geophysical studies of the West Antarctic Rift System // *Tectonics*. 1991. Vol. 10. Iss. 6. P. 1257-1273. DOI: [10.1029/91TC00868](https://doi.org/10.1029/91TC00868)
47. Busetti M., Spadini G., van der Wateren F.M. et al. Kinematic modelling of the West Antarctic Rift System, Ross Sea, Antarctica // *Global and Planetary Change*. 1999. Vol. 23. Iss. 1-4. P. 79-103. DOI: [10.1016/S0921-8181\(99\)00052-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(99)00052-1)
48. Chaput J., Aster R.C., Huerta A. et al. The crustal thickness of West Antarctica // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2014. Vol. 119. Iss. 1. P. 378-395. DOI: [10.1002/2013JB010642](https://doi.org/10.1002/2013JB010642)
49. Lloyd A.J., Wiens D.A., Nyblade A.A. et al. A seismic transect across West Antarctica: Evidence for mantle thermal anomalies beneath the Bentley Subglacial Trench and the Marie Byrd Land Dome // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. Vol. 120. Iss. 12. P. 8439-8460. DOI: [10.1002/2015JB012455](https://doi.org/10.1002/2015JB012455)
50. Granot R., Dyment J. Late Cenozoic unification of East and West Antarctica // *Nature Communications*. 2018. Vol. 9. № 3189. DOI: [10.1038/s41467-018-05270-w](https://doi.org/10.1038/s41467-018-05270-w)
51. Lu Wang, Jia Liu, Spencer C.J. et al. The Role of Continental Alkaline Magmatism in Mantle Carbon Outflux Constrained by a Machine Learning Analysis of Zircon // *Geophysical Research Letters*. 2024. Vol. 51. Iss. 13. № e2023GL106847. DOI: [10.1029/2023GL106847](https://doi.org/10.1029/2023GL106847)
52. Агеев А.С., Егоров А.С. Основные черты глубинной морфологии Байкало-Становой тектонической зоны по результатам интерпретации геолого-геофизических материалов // *Региональная геология и металлогения*. 2018. № 73. С. 19-23.
53. Семинский К.Ж. Разломообразование в литосфере Центральной Азии и сопутствующие процессы: тектонофизический подход // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 1. С. 115-133.
54. Агеев А.С., Илалова Р.К., Галовина И.В., Дурягина А.М. Связь между пространственным распределением тектонических дислокаций Байкало-Становой сдвиговой зоны и источниками минеральных вод региона // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2019. № 5. С. 173-180 (in English). DOI: [10.25018/0236-1493-2019-05-0-173-180](https://doi.org/10.25018/0236-1493-2019-05-0-173-180)
55. Тевелев А.В., Федоровский В.С. Кинематика аккомодационных структур Байкальской рифтовой зоны // *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*. 2017. № 2. С. 25-34.
56. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В. и др. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // *Геотектоника*. 2011. Т. 45. № 5. С. 52-70.
57. Тевелев А.В. Трансферные структуры Байкальской рифтовой зоны // *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический*. 2013. Т. 88. Вып. 4. С. 87-100.
58. Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245-1255.
59. ten Brink U.S., Taylor M.H. Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2002. Vol. 107. Iss. B7. P. ETG 2-1-ETG 2-15. DOI: [10.1029/2001JB000300](https://doi.org/10.1029/2001JB000300)
60. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 томах. М.: Наука, 1990. Т. 1. 328 с.
61. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // *Science*. 1975. Vol. 189. Iss. 4201. P. 419-426. DOI: [10.1126/science.189.4201.419](https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419)
62. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 60-77. DOI: [10.31857/S0016-853X2019360-77](https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019360-77)
63. Park R.G. Geological Structures and Moving Plates. Springer, 1988. 337 p. DOI: [10.1007/978-94-017-1685-7](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1685-7)
64. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Развитие модели верхнемантийной конвекции, сопряженной с зоной субдукции, с приложениями к мел-кайнозойской геодинамике Центрально-Восточной Азии и Арктики // *Геодинамика и тектонофизика*. 2021. Т. 12. № 3. С. 455-470. DOI: [10.5800/GT-2021-12-3-0533](https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0533)
65. Лавров Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // *Геотектоника*. 2013. Т. 47. № 1. С. 3-35. DOI: [10.7868/S0016853X13010050](https://doi.org/10.7868/S0016853X13010050)
66. Баранов А.А., Лобковский Л.И. Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2024. Т. 514. № 1. С. 50-55. DOI: [10.31857/S2686739724010065](https://doi.org/10.31857/S2686739724010065)

**Авторы:** Алексей Сергеевич Егоров, д-р геол.-минерал. наук, заведующий кафедрой, <https://orcid.org/0000-0002-3501-9145> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Алексей Сергеевич Агеев, канд. геол.-минерал. наук, главный специалист, <https://orcid.org/0000-0002-9265-9771> (ООО «Газпромнефть-Снабжение», Санкт-Петербург, Россия), Илья Алексеевич Шуклин, аспирант, [shuklinilya2007@gmail.com](mailto:shuklinilya2007@gmail.com), <https://orcid.org/0009-0009-6917-087X> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Алексей Николаевич Марков, канд. геол.-минерал. наук, профессор, <https://orcid.org/0009-0009-6785-8769> (Китайский университет наук о Земле, Пекин, Китай; Цзилинский университет, Чанчунь, Китай), Валерий Владимирович Лукин, начальник отдела, <https://orcid.org/0000-0003-1726-7361> (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия), Глеб Дмитриевич Горелик, канд. техн. наук, доцент, <https://orcid.org/0000-0002-9890-5275> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Евгений Игоревич Грохотов, исполнительный директор, <https://orcid.org/0000-0002-4620-2383> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## Сейсмичность тектонических структур Южного полярного региона

А.А.Баранов✉, Н.В.Андреева

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

**Как цитировать эту статью:** Баранов А.А., Андреева Н.В. Сейсмичность тектонических структур Южного полярного региона // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16613. С. 42-51. [EDN BGWDAT](#)

### Аннотация

В работе изучается сейсмичность Южного полярного региона от Южного полюса до 50-й параллели южной широты. В сейсмоопасных зонах Южного океана – Сандвичевой зоне субдукции, на хребте Маккуори и на Антарктическом срединном хребте за период наблюдений происходили землетрясения различного генезиса с магнитудой  $M > 8$ . Эти события могут вызывать существенные цунами. Для хребта Маккуори характерен сдвиговый механизм очага землетрясения, тогда как для района Сандвичевой зоны субдукции получены разные механизмы. За инструментальный период наблюдений зафиксирована слабая внутриконтинентальная сейсмичность Антарктиды, что опровергает представление об асейсмичности этого континента. Сейсмичность наблюдается на границах тектонических блоков или приурочена к прибрежным районам. В континентальном внутриплитном регионе Антарктиды землетрясения происходят в нескольких обстановках. Тектоническими вероятно являются события в Трансантарктических горах и некоторых подледных рифтовых впадинах, а также разрозненные события в центральной части континента. Сейсмичность в прибрежной зоне и на континентальной окраине может быть связана с ледниковой изостатической корректировкой с региональным тектоническим компонентом в некоторых местах. Наблюдаемая в Антарктиде сейсмичность низкая по сравнению с другими континентальными внутриплитными регионами. Сильнейшие события внутри континента имеют магнитуду 5-6. Авторами выявлены внутриконтинентальные области повышенной сейсмичности. Показана корреляция внутриконтинентальной сейсмичности с подледными впадинами Восточной Антарктиды. Часть событий с магнитудами ниже пороговых не фиксируется. Кроме того, сейсмичность частично подавляется толстым ледяным покровом.

### Ключевые слова

Антарктида; Южный океан; хребет Маккуори; Сандвичева дуга; сейсмичность; пассивная окраина

### Финансирование

Работа выполнена в рамках Госзадания Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН.

Поступила: 13.11.2024

Принята: 05.06.2025

Онлайн: 07.07.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Антарктическая плита, пятая по размеру среди всех литосферных плит, простирающаяся на площади примерно  $60 \times 10^6$  км<sup>2</sup>, почти полностью окружена системами протяженных срединно-океанических хребтов и граничит с плитами Наска, Южно-Американской, Сомалийской, Африканской, Австралийской, Тихоокеанской и Хуан-Фернандес, плитой Скоша, включая Сандвичеву и Шетландские микроплиты. В настоящее время зоны субдукции в основном отсутствуют, за исключением антарктических тектонических окраин с Южно-Американской плитой, плитой Скоша и Шетландской микроплитой [1]. Таким образом, большую часть границы плиты составляют или срединно-океанические хребты, или трансформные разломы. Антарктическая плита включает Антарктиду, находящуюся примерно в центре; плато Кергелен; отдельные острова вулканического происхождения и часть Южного океана (рис. 1).

Формирование Антарктической плиты началось примерно в то же время, что и распад суперконтинента Гондвана [2, 3]. При распаде Гондваны Антарктида двигалась на юг, формируя и развивая дивергентную границу с Австралией. Разрыв континентальной перемычки между Антарктидой

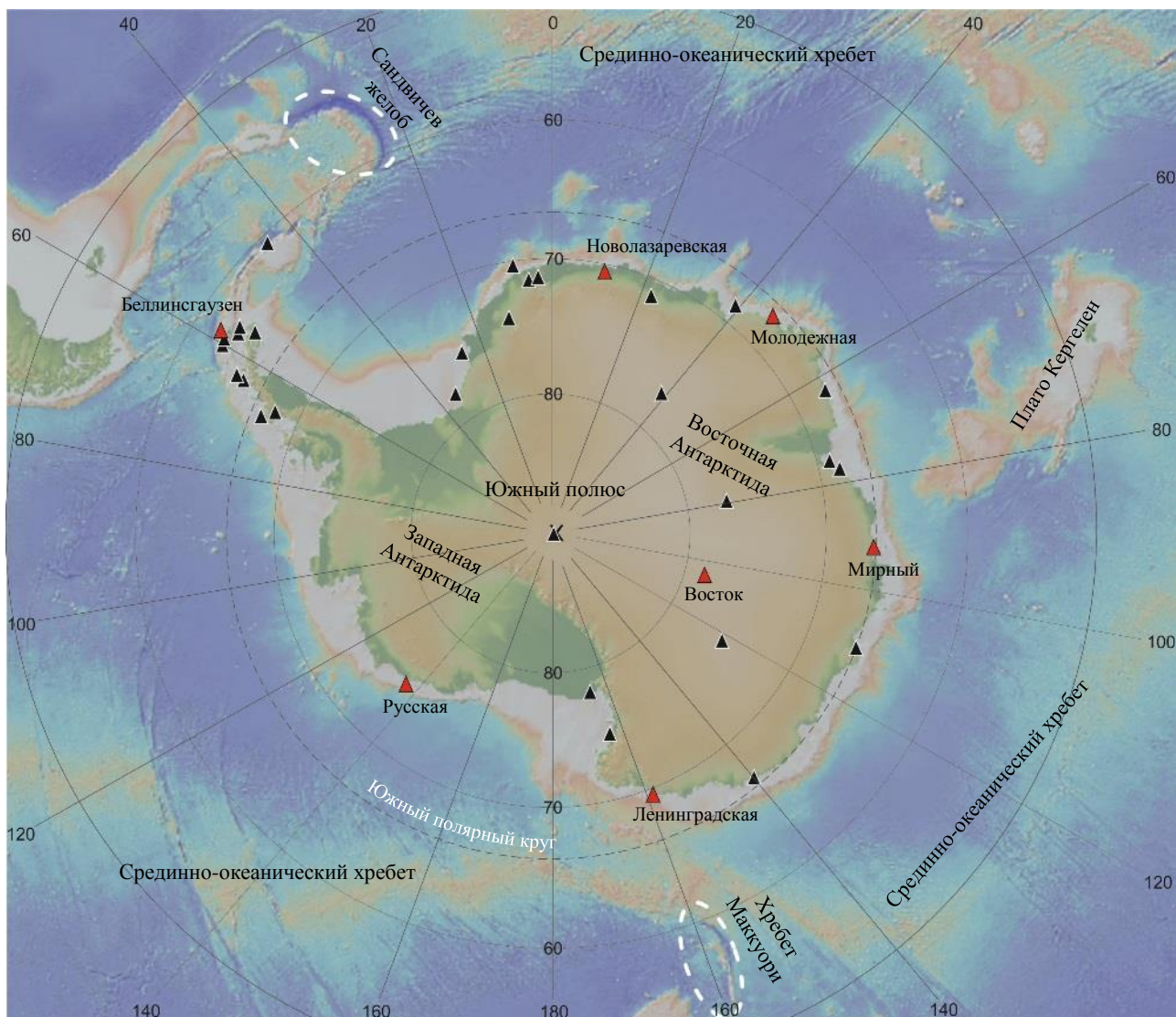


Рис.1. Общая карта Южного полярного региона (на основе [4] с дополнениями). Белые овалы – области, генерирующие цунами от сильных сейсмических событий; красные треугольники – расположение российских станций, черные – зарубежные сейсмические станции, действующие в Антарктиде

и Южной Америкой около 35 млн лет назад, а также раскрытие океана между Австралией и Антарктидой привели к изоляции Антарктиды, возникновению Антарктического циркумполярного течения (течения Западных Ветров) с последующим полным оледенением и общему похолоданию климата [5, 6]. В настоящее время преобладающее горизонтальное движение Антарктической плиты оценивается примерно в 1 см/год по направлению к Атлантическому океану [7-9].

Антарктида содержит породы различного возраста и происхождения от архея до кайнозоя [10]. Площадь Антарктиды составляет около  $14 \times 10^6$  км<sup>2</sup>, а ледовый щит покрывает почти весь континент, скрывая подледный рельеф и тектонические структуры [11]. Коренные породы обнажаются в основном у берегов и в горах. Мощности коры и осадков сильно меняются в зависимости от тектонического блока и его эволюции. Для Западной Антарктиды характерно наличие утоненной коры, больших и глубоких осадочных бассейнов [12, 13], а также широкое распространение вулканов разного типа, в том числе подледных [14, 15]. Литосфера под Западной Антарктидой сильно неоднородна и преимущественно утонена [16-18], а тепловой поток повышен [19-21]. Восточная Антарктида представляется более стабильным континентальным блоком, однако и там выявлены районы с утоненной корой и осадочные бассейны [12, 13]. Литосфера и тепловой поток Восточной Антарктиды также неоднородны [18-20].



Долгое время имело место представление об асейсмичности Антарктиды. Сейсмичность Южного полярного региона плохо изучена в силу труднодоступности. Постоянных сейсмических станций мало, и распределение их неравномерно, а сезонные сейсмические измерения сопряжены со сложной логистикой и суровыми климатическими условиями как на суше, так и в море. Кроме того, в Южном океане мало островов, где можно разместить сейсмические станции. За счет активного развития глобальных сейсмических сетей (GSN) и увеличения количества локальных сейсмостанций в Антарктическом регионе поток данных увеличился. В частности, развернута локальная сейсмическая сеть вокруг станции Ноймайер III, сейсмические наблюдения проводились Индией на станции Маитри, австралийцами разработана широкополосная сейсмическая сеть, охватывающая большой регион между станциями Муссон и Кейси, протягивающаяся до 75 град ю.ш. [22].

С увеличением числа станций обнаружилась внутриконтинентальная сейсмичность [23, 24], не связанная с расположением действующих вулканов. Последний каталог сейсмических событий в Антарктиде за период 1 января 2000 – 1 января 2021 гг. содержит около 60000 событий с магнитудой от 1 до 4,5 [25].

В центральных районах, где лед имеет толщину несколько километров [26], сейсмичность подавляется ледовым покровом, однако обнаружены редкие события с магнитудами 4 и более. В настоящей работе исследуется сейсмичность Южного полярного региона и ее связь с тектоническими структурами. Сейсмичность Антарктиды и Южного океана оценивается на основе данных, собираемых международным сейсмологическим центром (ISC) [27, 28]. Анализируется связь сейсмичности с различными тектоническими структурами на суше и в океане.

### Объект исследований

Главным объектом исследования являются сейсмические события в Южном полярном регионе. В свою очередь, сейсмичность определяется напряженным состоянием региона и реологией его блоков. Сильные землетрясения происходят в основном на границах литосферных плит (рис.2). В Южном полярном регионе большая часть событий зафиксирована в Сандвичевой зоне субдукции, а также в районе Антарктического срединного хребта и хребта Маккуори [28, 29]. Здесь зафиксированы события с магнитудой  $M_w > 8$ . Рассмотрим сильнейшие землетрясения Южного полярного региона. На рис.2 приведены землетрясения с  $M_w > 8$  южнее 50 град ю.ш. К югу от 50-й параллели произошло четыре землетрясения с  $M_w > 8$  – два в Сандвичевой зоне субдукции (1929,  $M_w = 8,1$ ; 2021,  $M_w = 8,1$ ); одно в районе хребта Маккуори (1989,  $M_w = 8$ ) и одно в районе о-вов Баллени (1998,  $M_w = 8,1$ ) внутри Антарктической плиты (см. таблицу).

События с  $M_w > 8$  Южного полярного региона за период инструментальных наблюдений

Дата	Время	Широта, град	Долгота, град	Глубина, км	$M_w$	Местоположение
27.06.1929	12:47:13	-55.373	-29.345	15	8,1	Южные Сандвичевы острова
23.05.1989	10:54:46	-52.341	160.568	10	8,0	Хребет Маккуори
25.03.1998	3:12:25	-62.877	149.527	10	8,1	Острова Баллени
12.08.2021	18:35:17	-58.3753	-25.2637	23	8,1	Южные Сандвичевы острова

Землетрясение 2021 г. в Сандвичевой дуге (12.08.2021,  $M_w = 8,1$ ,  $h = 23$  км) вызвало значительное цунами, зарегистрированное сразу в трех океанах\* впервые после цунами в Индийском океане 2004 г. [30].

Решение фокального механизма определяется как взброс, близкий к взрзу (одна из нодальных поверхностей почти вертикальна) [31-33]. Землетрясение произошло на глубине примерно 23 км в Сандвичевой зоне субдукции через 3 мин после форшока магнитудой  $M_w = 7,5$ , который находился на глубине ~63 км и ~90 км к северу. В районе землетрясения Южно-Американская плита погружается на запад под плиту Скоша со скоростью ~7 см/год относительно плиты.

\* NOAA Center for Tsunami Research – Tsunami Event – August 12, 2021. <https://nctr.pmel.noaa.gov/sandwichislands20210812/> (дата обращения 13.11.2024).

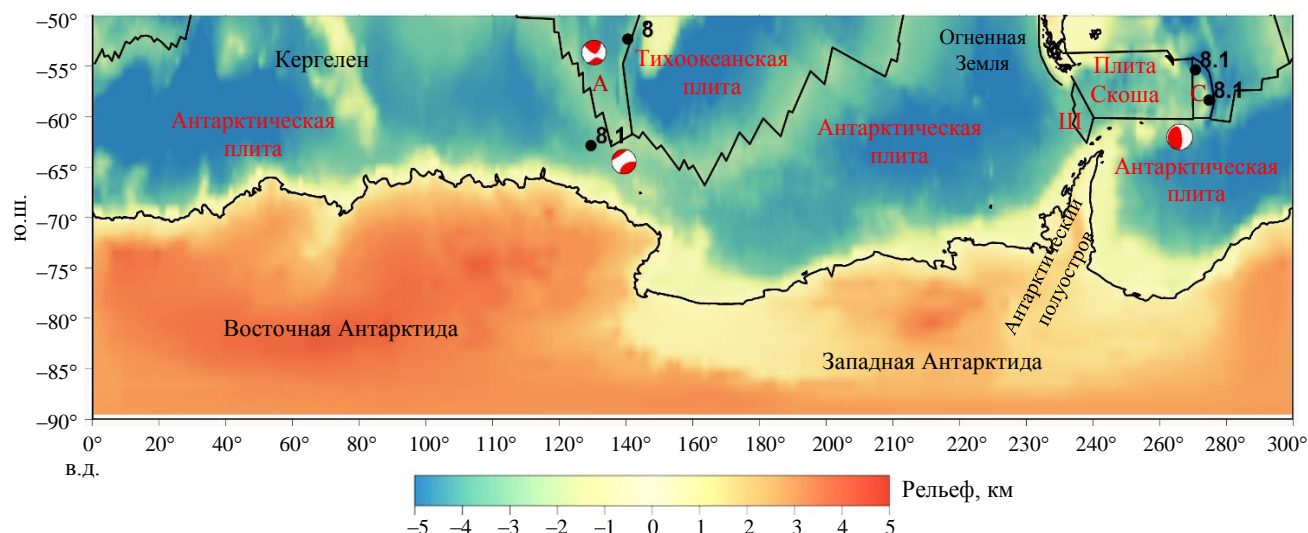


Рис.2. Землетрясения в Южном полярном регионе (южнее 50° ю.ш.) за период 1900-2024 гг. с  $M_w > 8$  по данным каталога ISC [27, 28]. Черная линия – границы плит; А – Австралийская плита; С – Сандвичева микроплита; Ш – Шетландская микроплита. Фокальные механизмы приведены для тех событий, для которых есть данные

В течение 24 ч после главного толчка магнитудой  $M = 8,1$  был обнаружен 61 афтершок магнитудой  $M_w = 4,5$  и выше. Последовательность афтершоков за этот период включает три с магнитудой не меньше 6 ( $M_w = 6$ ,  $M_w = 6,2$  и  $M_w = 6,3$ ). Афтершоки охватывают параллельное желобу расстояние примерно в 470 км, простираясь от форшока магнитудой  $M_w = 7,5$  на юг до тройного соединения между плитами Южной Америки, Скоша и Антарктической.

Землетрясение на хребте Маккуори (23.05.1989,  $M_w = 8$ ,  $h = 10$  км) имеет сдвиговый механизм с небольшой взбросовой компонентой. Это событие является одним из сильнейших сдвиговых землетрясений по магнитуде [34]. Длина разлома оценивается примерно в 120 км. Разрыв распространялся с юга на север с относительно высокой скоростью. Крупное сдвиговое землетрясение, подобное этому, производит значительные вертикальные смещения на дне океана и возбуждает цунами. Фактически, небольшие цунами наблюдались на южном побережье Австралии.

Землетрясение (25.03.1998,  $M_w = 8,1$ ,  $h = 10$  км) произошло в районе о-вов Баллени, недалеко от тройного сочленения Антарктического хребта с хребтом Маккуори. Это сильное океаническое внутриплитное землетрясение также имеет сбросовое решение фокального механизма, но с небольшой сдвиговой компонентой [35, 36], и характеризуется сложным поведением с разрывом на нескольких сегментах разломов.

На рис.3 приведены землетрясения с  $M_w > 7$  южнее 50° ю.ш. События с  $M_w > 7$  зарегистрированы в двух областях: в районе хребта Маккуори на границе Австралийской и Тихоокеанской плит (трансформный разлом) и вдоль границ плиты Скоша, включая Сандвичеву микроплиту (см. рис.1-3).

На рис.4 более детально приведены землетрясения с  $M_w > 7$  южнее 50 град ю.ш. для района плиты Скоша глубиной до 30 км по данным каталога ISC [27, 28]. Механизмы очагов различны: на северной и южной границе плиты Скоша преобладает сдвиговый тип, в районе Сандвичева желоба распределение по типам фокальных механизмов более разнообразно – присутствуют события со сдвигом, сбросом, взбросом, а также промежуточным типом движения в виде сдвига-сброса.

Записаны и рои относительно слабых землетрясений, связанные с извержением вулканов. Например, во второй половине 2020 г. неожиданно возникла сейсмическая активность в виде крупного роя землетрясений небольшой магнитуды в количестве более 80 тыс. толчков, произошедших вблизи оконечности Антарктического п-ова [37, 38]. Это явление предложено объяснить пробуждением «спящего» подводного вулкана, расположенного под морским дном в проливе Брансфилда между Южными Шетландскими о-вами и северо-западной оконечностью Антарктиды.

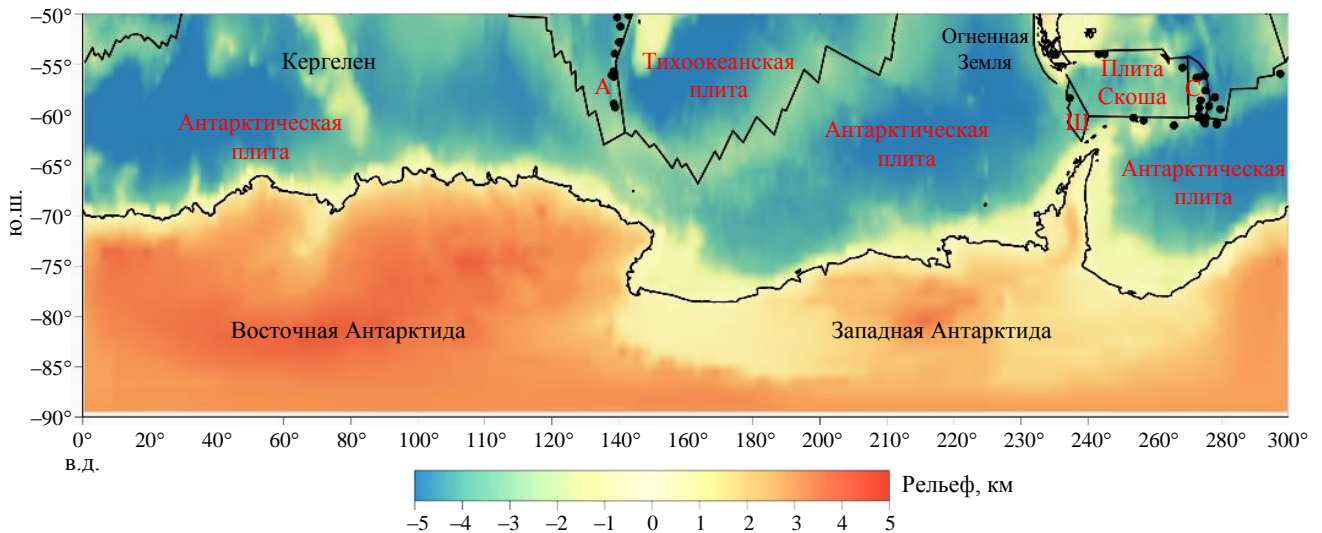


Рис.3. Землетрясения в Южном полярном регионе (южнее 50° ю.ш.) за период 1900–2024 гг. с  $7 < M_w < 8$  по данным каталога ISC [27, 28]. Условные обозначения см. на рис.2

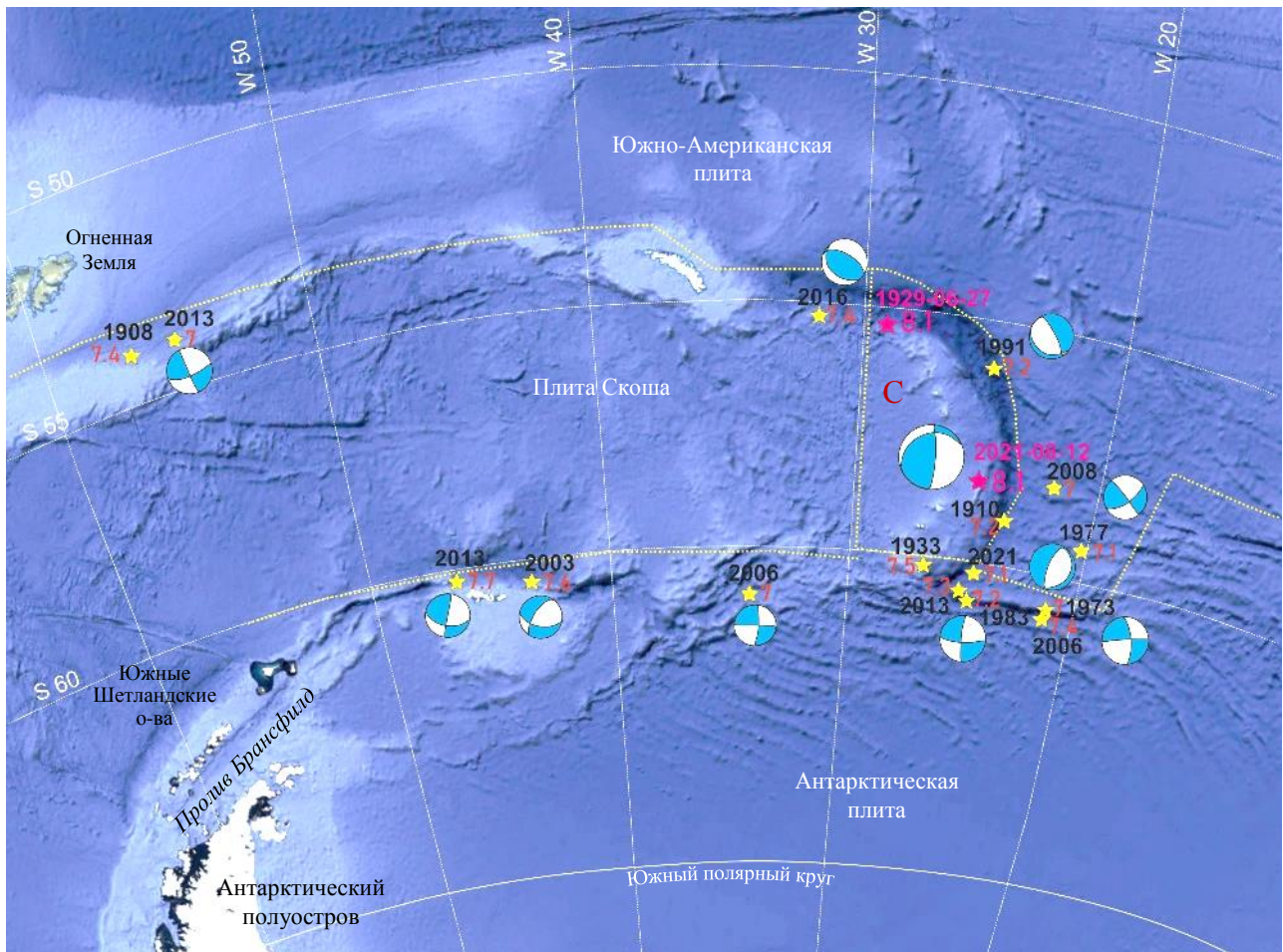


Рис.4. Сейсмические события в районе плиты Скоша  $M_w \geq 7$  глубиной до 30 км по данным каталога ISC [27, 28].

С – Сандвичева микроплита; желтыми звездочками обозначены эпицентры землетрясений с  $7 \leq M_w < 8$ , розовыми – с  $M_w \geq 8$ . Размеры обозначений фокальных механизмов соответствуют разным магнитудам – большой для  $M_w \geq 8$ , меньше –  $M_w \geq 7$

### Внутриконтинентальная сейсмичность

На рис.5 показана сейсмичность за весь период инструментальных наблюдений с 1907 по 2024 годы, согласно каталогу ISC [27, 28], с  $M_b > 3$  для Антарктиды и прибрежных районов.



Унификация магнитуд для слабых событий проводилась к магнитуде  $M_b$  при помощи самостоятельно выведенных формул на основе корреляционных зависимостей:  $M_b = 0,95, M_w = 0,11$ , коэффициент корреляции составил 0,73;  $M_b = 1,29, M_s = 1,75$ , коэффициент корреляции – 0,92.

Слабые события в основном сосредоточены у побережья континента, однако имеются и редкие события внутри континента. В прибрежных районах зафиксированы события с магнитудой  $M_b > 5$ . В то же время в центральных районах, где лед имеет толщину несколько километров, сейсмичность подавляется ледовым покровом, но обнаружены редкие события с магнитудами до 5. Основные районы с концентрацией сейсмичности выделены черными овалами на рис.5.

На рис.6 приведены землетрясения с  $M_b > 3$  южнее  $65^\circ$  ю.ш. Индо-Австралийского блока Восточной Антарктиды и части Западной Антарктиды (Антарктический п-ов, горы Элсуэрт и ледник Фильхнера – Ронне). Сейсмичность на границе Западной и Восточной Антарктид в районе Земли Котса связана с продолжающимися процессами тектонического характера – рифтогенезом в узких подледных впадинах Земли Котса. Южнее сейсмичность также ассоциирована со впадинами вокруг границ бассейна Фильхнера – Ронне с блоком Дюфек и горами Пенсакола. Далее на восток в центральной части Земли Королевы Мод обнаружена компактная сейсмичность с магнитудами более 4 неизвестного генезиса.

Сейсмичность Земли Эндерби в районе гор Принс-Чарльз вероятно связана с их вертикальным подъемом, обусловленным рифтогенными процессами во впадине Ламберта. В основном слабые события сосредоточены у побережья, однако имеются и редкие события внутри континента. В середине Антарктического п-ова находится область компактной слабой сейсмичности неизвестного генезиса. Возможно, это проявление подледной вулканической активности, аналогичное вулканическому рою в проливе Брансфилда (см. рис.4).

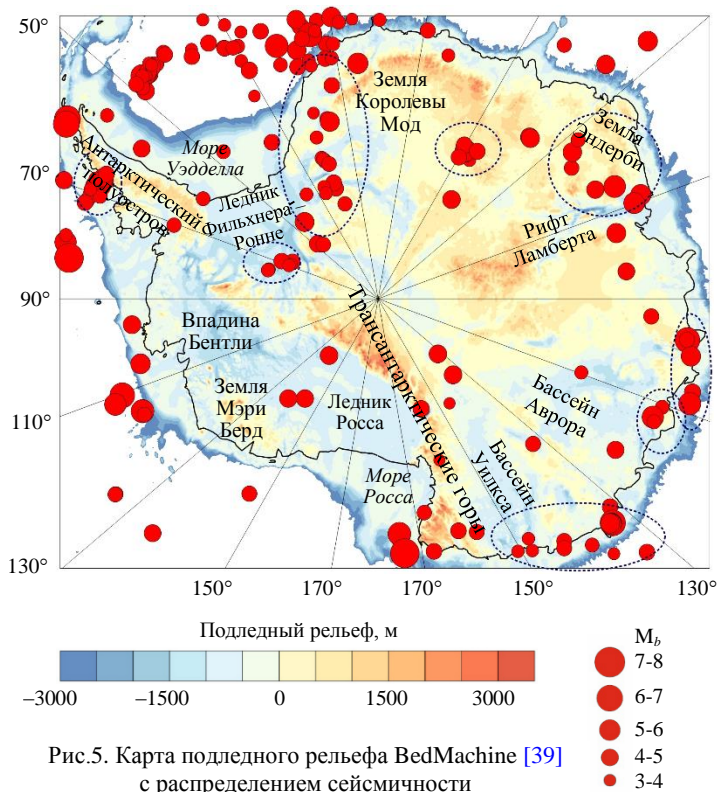


Рис.5. Карта подледного рельефа BedMachine [39] с распределением сейсмичности

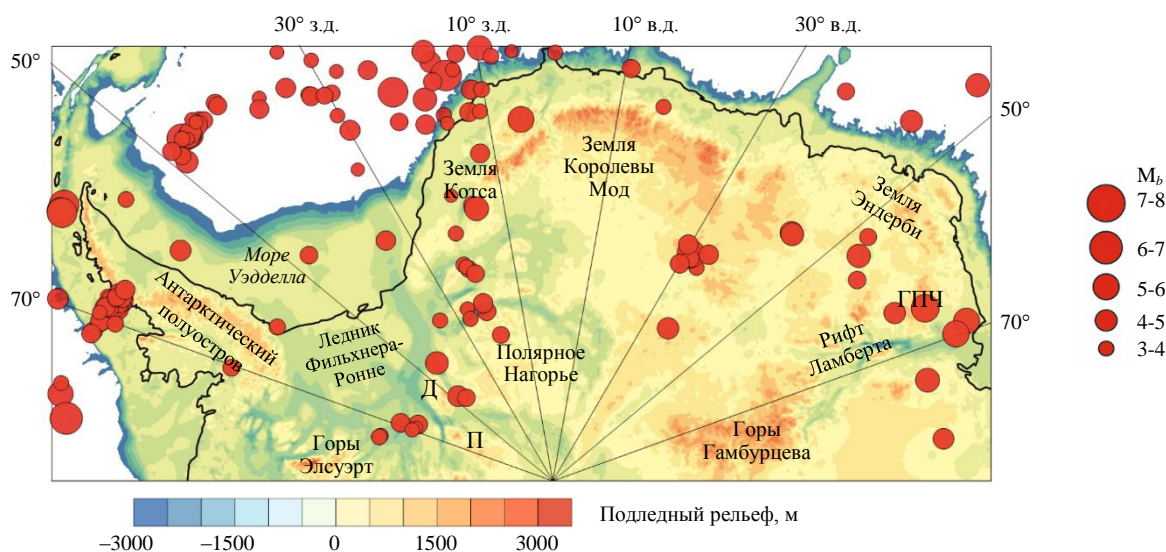


Рис.6. Сейсмичность части Западной Антарктиды и Индо-Антарктического блока Восточной Антарктиды  
Д – блок Дюфек; П – горы Пенсакола; ГПЧ – горы Принс-Чарльз

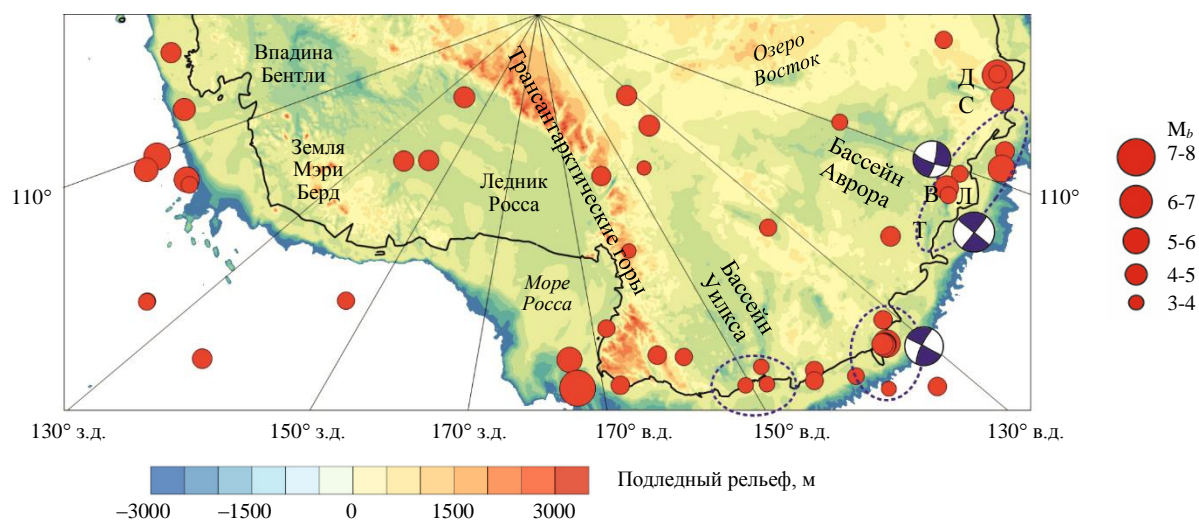


Рис.7. Сейсмичность части Западной Антарктиды и Австрало-Антарктического блока Восточной Антарктиды  
Д – впадина Денмана; С – впадина Скотта; В – впадина Вандерфорда; Т – впадина Тоттена; Л – купол Лоу

В Австрало-Антарктическом блоке Восточной Антарктиды в некоторых прибрежных районах зафиксировано существенное количество сейсмических событий (рис.7). Так, в районе выхода ледников Денмана и Скотта к берегу обнаружено несколько событий, в том числе 05.02.1977,  $M_b = 6,2$ ,  $h = 27$  км. Восточнее у берега для впадин Вандерфорда и Тоттена на границе с тектоническим блоком Лоу очаги землетрясений сконцентрированы в осевой части рифта, но землетрясения отмечаются и в бортах депрессии Вандерфорда – Тоттена. Сильнейшее событие в этой области (04.11.2007,  $M_b = 5,7$ ,  $h = 10$  км) имеет сдвиговый механизм очага [27, 28]. Преимущественно сдвиговым механизмом характеризуется еще одно событие – 19.05.1984,  $M_b = 5,1$ ,  $h = 33$  км. Восточнее прибрежная часть бассейна Уилкса отличается умеренной сейсмичностью с магнитудами до 5. Сильнейшее обнаруженное событие в этом районе (22.02.2005,  $M_b = 5,4$ ,  $h = 10$  км) также имеет сдвиговый механизм (рис.7).

### Генезис сейсмически активных структур

На протяжении многих десятилетий Антарктида считалась асейсмичным материком. Однако за последнее время на Антарктическом континенте обнаружены небольшие землетрясения, хотя активность гораздо слабее, чем на других континентах. Число тектонических землетрясений, зарегистрированных в Антарктиде, увеличивалось с развитием сейсмических сетей и локальных сейсмических измерений.

Сейсмичность Антарктиды может иметь несколько контролирующих факторов – тектонические силы, действующие на земные плиты, включая контрастные границы тектонических провинций и основные разломы; а также силы, вызванные нагрузкой и частичной разгрузкой ледяного покрова, доминирующего на континенте. Анализ пространственного распределения землетрясений Антарктиды на десятилетия отстает от других континентов из-за нехватки станций глобальной сейсмической сети в Южном полушарии и трудностей эксплуатации временных сейсмических сетей в негостеприимных внутренних районах Антарктиды. Анализ механизмов источника отстает еще больше из-за низких магнитуд землетрясений.

Сейсмичность в рамках каждой тектонической обстановки позволяет разделить исследуемый район на пять регионов: высокосейсмичный по границам плиты Скоша; высокосейсмичный в районе хребта Маккуори; слабосейсмичные прибрежные районы Антарктиды; континентальные низкосейсмичные регионы; слабосейсмичный регион морской части Антарктической плиты вдали от границ.

Внутриплитные землетрясения могут иметь разную природу. Неглубокие землетрясения обычно наблюдаются вдоль разломов, тогда как глубокофокусные события происходят в погружающейся в мантию плите и связаны с деформациями в ней. Землетрясение 25.03.1998,  $M_w = 8,1$ ,  $h = 10$  км [35, 36] обусловлено растяжением Антарктической плиты, которое происходит от тройного Антарктического хребта с хребтом Маккуори на юг в сторону Трансантарктических гор.



По полученным данным можно предположить, что внутриконтинентальные события связаны с границами тектонических блоков, в основном с активными рифтами [40-42], тогда как сейсмичность вдоль берегов связана с изостатической ледниковой корректировкой и отколом крупных айсбергов. Большинство тектонических землетрясений вдоль побережья Антарктиды вызвано остаточными напряжениями, накопленными после частичной дегляциации в голоцене. Возможен и обратный эффект – тектоническое событие может быть триггером начала откола айсберга, схода подводного оползня или ускорения сползания неустойчивого покровного ледника. В свою очередь, оползень или откол ледника может быть инициирован умеренным сейсмическим событием. Подобные явления могут сопровождаться существенными цунами.

В настоящее время ведутся комплексные исследования в районе оз. Восток [43]. В частности, проводится моделирование геомеханического взаимодействия ледникового щита с подстилающей водной и твердой поверхностью [44].

### Обсуждение результатов и заключение

Сейсмичность в Антарктиде и Южном океане проанализирована на основе данных каталога ISC за период с 1900 по 2024 гг. Внутри Антарктической плиты сильнейшее землетрясение произошло недалеко от о-вов Баллени (25.03.1998,  $M_w = 8,1$ ). На Антарктическом континенте преобладает низкомagnitude сейсмичность, однако имеются события с  $M > 5$ . Сейсмические события сгруппированы по нескольким регионам и в прибрежной зоне. Внутриконтинентальная сейсмичность обусловлена тектоническими процессами и ледотрясениями. Тектонические события связаны с границами блоков земной коры, в том числе с активными рифтами, тогда как прибрежная сейсмичность может быть следствием тектонической разгрузки в результате таяния ледников в голоцене. Зарегистрированная сейсмичность подтверждает современную активность рифтов Земли Котса, рифтов Ламберта, Скотта, Денмана, Вандерфорда и Тоттена.

Весь Южный полярный регион обладает существенной сейсмичностью. Сандвичев желоб и хребет Маккуори генерируют события с  $M_w > 8$ , при которых существует значительная цунами-генная опасность. В этих же районах Южного океана зарегистрированы многочисленные события magnitude  $M_w > 7$  с различными механизмами очагов. Вопрос о возможных событиях с  $M_w > 8,5$  в Сандвичевой зоне субдукции и хребте Маккуори остается открытым. Ни одно из названных событий не привело к гибели людей из-за удаленности от населенных пунктов, уязвимых для землетрясений и цунами.

Важным результатом является обнаружение двух роев землетрясений – вулканического в проливе Брансфилда у оконечности Антарктического п-ова и на побережье полуострова южнее. Следует учитывать слабое покрытие Южного полярного региона сейсмическими станциями, так как часть событий не попала в сейсмические каталоги. Для более детальных исследований нужно больше сейсмических станций в регионе.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P. et al. ITRF2014 plate motion model // *Geophysical Journal International*. 2017. Vol. 209. Iss. 3. P. 1906-1912. DOI: [10.1093/gji/ggx136](https://doi.org/10.1093/gji/ggx136)
2. Storey B.C., Granot R. Chapter 1.1 Tectonic history of Antarctica over the past 200 million years // *Volcanism in Antarctica: 200 Million Years of Subduction, Rifting and Continental Break-up*. London: The Geological Society, 2021. Vol. 55. P. 9-17. DOI: [10.1144/M55-2018-38](https://doi.org/10.1144/M55-2018-38)
3. Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, Южная часть Индийского океана // *Геотектоника*. 2018. № 5. С. 3-21. DOI: [10.1134/S0016853X1805003X](https://doi.org/10.1134/S0016853X1805003X)
4. Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O. et al. Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. Vol. 10. № 3. № Q03014. DOI: [10.1029/2008GC002332](https://doi.org/10.1029/2008GC002332)
5. Pérez L.F., Bohoyo F., Hernández-Molina F.J. et al. Tectonic activity evolution of the Scotia-Antarctic Plate boundary from mass transport deposit analysis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. Vol. 121. Iss. 4. P. 2216-2234. DOI: [10.1002/2015JB012622](https://doi.org/10.1002/2015JB012622)
6. Левитан М.А., Лейченко Г.Л. История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // *Литология и полезные ископаемые*. 2014. № 2. С. 115-136. DOI: [10.7868/S0024497X14020062](https://doi.org/10.7868/S0024497X14020062)



7. *Savchyn I., Brusak I., Tretyak K.* Analysis of recent Antarctic plate kinematics based on GNSS data // *Geodesy and Geodynamics*. 2023. Vol. 14. Iss. 2. P. 99-110. DOI: [10.1016/j.geog.2022.08.004](https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.08.004)
8. *Savchyn I.* Establishing the correlation between the changes of absolute rotation poles of major tectonic plates based on continuous GNSS stations data // *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2022. Vol. 19. № 2 (206). P. 167-176. DOI: [10.13168/AGG.2022.0006](https://doi.org/10.13168/AGG.2022.0006)
9. *Young A., Flament N., Maloney K. et al.* Global kinematics of tectonic plates and subduction zones since the late Paleozoic Era // *Geoscience Frontiers*. 2019. Vol. 10. Iss. 3. P. 989-1013. DOI: [10.1016/j.gsf.2018.05.011](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.011)
10. *Leitchenkov G.L., Griukov G.E.* The Tectonic Structure of the Antarctic // *Geotectonics*. 2023. Vol. 57. Suppl. 1. P. S28-S33. DOI: [10.1134/S0016852123070087](https://doi.org/10.1134/S0016852123070087)
11. *Morlighem M., Rignot E., Binder T. et al.* Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nature Geoscience*. 2020. Vol. 13. Iss. 2. P. 132-137. DOI: [10.1038/s41561-019-0510-8](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8)
12. *Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M.* Combined Gravimetric–Seismic Crustal Model for Antarctica // *Surveys in Geophysics*. 2018. Vol. 39. Iss. 1. P. 23-56. DOI: [10.1007/s10712-017-9423-5](https://doi.org/10.1007/s10712-017-9423-5)
13. *Baranov A., Morelli A.* The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // *Tectonophysics*. 2023. Vol. 846. № 229662. DOI: [10.1016/j.tecto.2022.229662](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229662)
14. *van Wyk de Vries M., Bingham R.G., Hein A.S.* A new volcanic province: an inventory of subglacial volcanoes in West Antarctica // *Exploration of Subsurface Antarctica: Uncovering Past Changes and Modern Processes*. London: The Geological Society, 2018. Vol. 461. P. 231-248. DOI: [10.1144/SP461.7](https://doi.org/10.1144/SP461.7)
15. *Geyer A., Roberto A.D., Smellie J.L. et al.* Volcanism in Antarctica: An assessment of the present state of research and future directions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2023. Vol. 444. № 107941. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2023.107941](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107941)
16. *Wiens D.A., Shen W., Lloyd A.J.* The seismic structure of the Antarctic upper mantle // *The Geochemistry and Geophysics of the Antarctic Mantle*. London: The Geological Society, 2023. Vol. 56. P. 195-212. DOI: [10.1144/M56-2020-18](https://doi.org/10.1144/M56-2020-18)
17. *Lucas E.M., Soto D., Nyblade A.A. et al.* P- and S-wave velocity structure of central West Antarctica: Implications for the tectonic evolution of the West Antarctic Rift System // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. Vol. 546. № 116437. DOI: [10.1016/j.epsl.2020.116437](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116437)
18. *Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М.* Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 512. № 1. С. 100-105. DOI: [10.31857/S2686739723600911](https://doi.org/10.31857/S2686739723600911)
19. *Lösing M., Ebbing J., Szwillus W.* Geothermal Heat Flux in Antarctica: Assessing Models and Observations by Bayesian Inversion // *Frontiers in Earth Science*. 2020. Vol. 8. № 105. DOI: [10.3389/feart.2020.00105](https://doi.org/10.3389/feart.2020.00105)
20. *Artemieva I.M.* Antarctica ice sheet basal melting enhanced by high mantle heat // *Earth-Science Reviews*. 2022. Vol. 226. № 103954. DOI: [10.1016/j.earscirev.2022.103954](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103954)
21. *Reading A.M., Stål T., Halpin J.A. et al.* Antarctic geothermal heat flow and its implications for tectonics and ice sheets // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022. Vol. 3. Iss. 12. P. 814-831. DOI: [10.1038/s43017-022-00348-y](https://doi.org/10.1038/s43017-022-00348-y)
22. *Reading A.M.* On Seismic Strain-Release within the Antarctic Plate // *Antarctica*. Springer, 2006. P. 351-356. DOI: [10.1007/3-540-32934-X\\_43](https://doi.org/10.1007/3-540-32934-X_43)
23. *Kanao M.* Seismicity in the Antarctic Continent and Surrounding Ocean // *Open Journal of Earthquake Research*. 2014. Vol. 3. № 1. P. 5-14. DOI: [10.4236/ojer.2014.31002](https://doi.org/10.4236/ojer.2014.31002)
24. *Mishra O.P.* Seismo-Geophysical Studies in the Antarctic Region: Geodynamical Implications // *Assessing the Antarctic Environment from a Climate Change Perspective*. Springer, 2022. P. 287-341. DOI: [10.1007/978-3-030-87078-2\\_17](https://doi.org/10.1007/978-3-030-87078-2_17)
25. *Castro A.F.P., Schmandt B., Nakai J. et al.* (Re)Discovering the Seismicity of Antarctica: A New Seismic Catalog for the Southernmost Continent // *Seismological Research Letters*. 2024. Vol. 96. № 1. P. 576-594. DOI: [10.1785/0220240076](https://doi.org/10.1785/0220240076)
26. *Frémand A.C., Fretwell P., Bodart J.A. et al.* Antarctic Bedmap data: Findable, Accessible, Interoperable, and Reusable (FAIR) sharing of 60 years of ice bed, surface, and thickness data // *Earth System Science Data*. 2023. Vol. 15. Iss. 7. P. 2695-2710. DOI: [10.5194/essd-15-2695-2023](https://doi.org/10.5194/essd-15-2695-2023)
27. *Storchak D.A., Giacomo D.D., Engdahl E.R. et al.* The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009): Introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. Vol. 239. P. 48-63. DOI: [10.1016/j.pepi.2014.06.009](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.009)
28. *Giacomo D.D., Engdahl E.R., Storchak D.A.* The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project // *Earth System Science Data*. 2018. Vol. 10. Iss. 4. P. 1877-1899. DOI: [10.5194/essd-10-1877-2018](https://doi.org/10.5194/essd-10-1877-2018)
29. *Bondár I., Engdahl E.R., Villaseñor A. et al.* ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), II. Location and seismicity patterns // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. Vol. 239. P. 2-13. DOI: [10.1016/j.pepi.2014.06.002](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.002)
30. *Roger J.H.M., Jamelot A., Hébert H. et al.* The South Sandwich Tsunami of 12 August 2021: An Underestimated Widespread Tsunami Hazard Around the World // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2024. Vol. 129. Iss. 12. № e2024JC021433. DOI: [10.1029/2024JC021433](https://doi.org/10.1029/2024JC021433)
31. *Zhe Jia, Zhongwen Zhan, Hiroo Kanamori.* The 2021 South Sandwich Island  $M_w$  8.2 Earthquake: A Slow Event Sandwiched Between Regular Ruptures // *Geophysical Research Letters*. 2022. Vol. 49. Iss. 3. № e2021GL097104. DOI: [10.1029/2021GL097104](https://doi.org/10.1029/2021GL097104)
32. *Лутиков А.И., Габсатарова И.П., Донцова Г.Ю., Жуковец В.Н.* Сильное землетрясение 12.08.2021 г.,  $MW = 8.3$  вблизи Южных Сандвичевых островов // *Геофизические процессы и биосфера*. 2022. Т. 21. № 4. С. 142-158. DOI: [10.21455/GPB2022.4-10](https://doi.org/10.21455/GPB2022.4-10)
33. *Metz M., Vera F., Carrillo Ponce A. et al.* Seismic and Tsunamigenic Characteristics of a Multimodal Rupture of Rapid and Slow Stages: The Example of the Complex 12 August 2021 South Sandwich Earthquake // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. Vol. 127. Iss. 11. DOI: [10.1029/2022JB024646](https://doi.org/10.1029/2022JB024646)
34. *Satake K., Kanamori H.* Fault parameters and tsunamis excitation of the May 23, 1989, MacQuarie Ridge Earthquake // *Geophysical Research Letters*. 1990. Vol. 17. Iss. 7. P. 997-1000. DOI: [10.1029/GL017i007p00997](https://doi.org/10.1029/GL017i007p00997)
35. *Henry C., Das S., Woodhouse J.H.* The great March 25, 1998, Antarctic Plate earthquake: Moment tensor and rupture history // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2000. Vol. 105. Iss. B7. P. 16097-16118. DOI: [10.1029/2000JB900077](https://doi.org/10.1029/2000JB900077)



36. *Hjörleifsdóttir V., Kanamori H., Tromp J.* Modeling 3-D wave propagation and finite slip for the 1998 Balleny Islands earthquake // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2009. Vol. 114. Iss. B3. № B03301. DOI: [10.1029/2008JB005975](https://doi.org/10.1029/2008JB005975)
37. *Cesca S., Sagan M., Rudzinski Ł. et al.* Massive earthquake swarm driven by magmatic intrusion at the Bransfield Strait, Antarctica // *Communications Earth & Environment*. 2022. Vol. 3. № 89. DOI: [10.1038/s43247-022-00418-5](https://doi.org/10.1038/s43247-022-00418-5)
38. *Olivet J.L., Bettucci L.S., Castro-Artola O.A. et al.* A seismic swarm at the Bransfield Rift, Antarctica // *Journal of South American Earth Sciences*. 2021. Vol. 111. № 103412. DOI: [10.1016/j.jsames.2021.103412](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103412)
39. *Morlighem M., Rignot E., Binder T. et al.* Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nature Geoscience*. 2020. Vol. 13. Iss. 2. P. 132-137. DOI: [10.1038/s41561-019-0510-8](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8)
40. *Баранов А.А., Лобковский Л.И.* Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2024. Т. 514. № 1. С. 50-55. DOI: [10.31857/S2686739724010065](https://doi.org/10.31857/S2686739724010065)
41. *Гольинский Д.А., Гольинский А.В.* Уникальные геологические структуры района купола Лоу и ледников Вандерфорда и Тоттена (Земля Уилкса) по данным геофизических исследований // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2019. Т. 65. № 2. С. 212-231. DOI: [10.30758/0555-2648-2019-65-2-212-231](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-2-212-231)
42. *Lough A.C., Wiens D.A., Nyblade A.* Reactivation of ancient Antarctic rift zones by intraplate seismicity // *Nature Geoscience*. 2018. Vol. 11. Iss. 7. P. 515-519. DOI: [10.1038/s41561-018-0140-6](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0140-6)
43. *Большунов А.В., Васильев Д.А., Дмитриев А.Н. и др.* Результаты комплексных экспериментальных исследований на станции Восток в Антарктиде // *Записки Горного института*. 2023. Т. 263. С. 724-741.
44. *Litvinenko V., Trushko V.* Modelling of geomechanical processes of interaction of the ice cover with subglacial Lake Vostok in Antarctica // *Antarctic Science*. 2025. Vol. 37. Iss. 1. P. 39-48. DOI: [10.1017/S0954102024000506](https://doi.org/10.1017/S0954102024000506)

**Авторы:** Алексей Андреевич Баранов, канд. физ.-мат. наук, ведущий научный сотрудник, [aabaranov@gmail.com](mailto:aabaranov@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0002-7793-5555> (Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия), Надежда Вячеславовна Андреева, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-3819-2824> (Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Научная статья

Геотехнология и инженерная геология

## Комплексные исследования снежно-фирновой толщи в районе российской антарктической станции Восток

А.В.Большунов, С.А.Игнатъев, Г.Д.Горелик, Н.С.Крикун, Д.А.Васильев✉, И.В.Ракитин, В.С.Шадрин  
Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Большунов А.В., Игнатъев С.А., Горелик Г.Д., Крикун Н.С., Васильев Д.А., Ракитин И.В., Шадрин В.С. Комплексные исследования снежно-фирновой толщи в районе российской антарктической станции Восток // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16470. С. 52-64. [EDN KBAZNU](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16470)

### Аннотация

В статье представлены результаты научно-исследовательских работ, проведенных в рамках 69-й Российской антарктической экспедиции на станции Восток. Основная цель исследований – комплексное изучение снежно-фирновой толщи с использованием прямых (бурение и анализ керна) и косвенных (георадиолокация и сейсморазведка) методов. В рамках исследований решались фундаментальные задачи, связанные с изучением структуры и динамики верхней части ледникового щита, а также прикладные, направленные на обоснование глубины размещения заряда взрывчатых веществ для проведения сейсмических работ с целью детального изучения подледникового озера Восток и выбора точки заложения скважины доступа к озеру. Получены данные о микроструктуре и физических свойствах снежно-фирновой толщи. Результаты позволяют в будущем дополнить модель уплотнения фирна, необходимую для понимания эволюции ледяных зерен на ранних стадиях метаморфизма. Результаты работ внесли вклад в представление об особенностях строения приповерхностной части ледникового щита, позволили более точно определять структурные и физические характеристики снежно-фирновой толщи и льда, что может способствовать лучшему пониманию климатических и геологических процессов в Антарктиде.

### Ключевые слова

Антарктида; станция Восток; снежно-фирновая толща; сейсмические исследования; георадиолокационные исследования; бурение; междисциплинарные связи

### Финансирование

Исследование выполнено с помощью субсидии на выполнение Государственного задания в сфере научной деятельности на 2024 г. № FSRW-2024-0003.

Поступила: 27.04.2024

Принята: 07.11.2024

Онлайн: 05.03.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Основными источниками информации, необходимой для изучения ледников, подледниковых водоемов и коренных пород Антарктиды, являются геофизические и буровые работы, совместное выполнение которых позволяет получить наиболее достоверные данные об исследуемом геологическом объекте.

Геофизические работы на шестом континенте представлены радиолокацией и сейсморазведкой, основаны на использовании электромагнитных и упругих волн, которые хорошо распространяются во льду. Также используются гравиметрия, магнитометрия и лазерная альтиметрия. Благодаря большому объему исследований отечественным и зарубежным специалистам удалось установить мощность ледникового покрова и выявить особенности подледного рельефа Антарктиды [1-4]. Одной из наиболее интересных геофизических работ, выполненной российскими учеными, является проведенный в период 1995-2015 гг. сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции комплекс сейсмических и радиолокационных исследований озера Восток – самого большого подледникового водоема на Земле [1, 5, 6].

При бурении ледников хорошо себя зарекомендовали механические и тепловые способы [7, 8]. Самым значимым проектом, реализованным отечественными специалистами – сотрудниками Ленинградского горного института (ныне Санкт-Петербургский горный университет императрицы



Екатерины II), является проект бурения глубокой скважины 5Г на станции Восток и вскрытия одноименного подледникового озера в 2012 и 2015 годах [9].

Новый этап научно-исследовательских работ в Антарктиде связан с решением задач Мероприятия 21 «Комплексные исследования подледникового озера Восток и палеоклимата Земли в районе российской антарктической станции Восток» (Распоряжение Правительства РФ от 30 июня 2021 г. № 1767-р Об утверждении плана мероприятий по реализации Стратегии развития деятельности РФ в Антарктике до 2030 г.), которые невозможно выполнить без совместного применения геофизических и буровых работ при изучении уникальных природных объектов данного района Антарктиды. Центром будущих научных исследований станет новый зимовочный комплекс станции Восток, открытие которого состоялось в январе 2024 г.

С декабря 2023 г. по февраль 2024 г. в рамках сезона 69-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) на станции Восток сотрудниками Санкт-Петербургского горного университета были проведены работы, направленные на комплексное изучение снежно-фирновой толщи (СФТ), основанное на применении косвенных (георадиолокация и сейсморазведка) и прямых (бурение и микроструктурный анализ) способов исследований.

Знания об особенностях микроструктурного строения и состава включений СФТ дают представление о процессе эволюции ледяных зерен на различных этапах катагенеза, позволяют реконструировать особенности их роста, деформации и постседиментационных преобразований. Накопленные данные позволяют дополнить существующие модели процесса уплотнения фирна – это проблема, которая на сегодняшний момент решена лишь частично [10-13]. Особенности микроструктуры приповерхностной части ледникового щита Антарктиды, в том числе морфология и ориентировка зерен, данные о межзерновых пространственных отношениях и др. обуславливают физико-механические характеристики отложений [14-16]. Эта информация позволяет реконструировать условия формирования фирна [17, 18], температуру и динамику среды, подобрать оптимальные параметры и технологии бурения [19-21].

Ледники несут в себе уникальную информацию о составе и температуре атмосферы, позволяющую реконструировать палеоклиматические условия на планете Земля. В верхней части ледникового щита Антарктиды сосредоточены данные о вулканических извержениях, лесных пожарах, техногенных загрязнениях, скорости снегонакопления за последние несколько тысяч лет [22, 23]. Изучение СФТ осуществляется как в рамках глобальных международных проектов, так и в формате индивидуальных исследований [24-27]. Ведется активная работа по реализации проектов Международного партнерства в области изучения ледяных кернов (IPICS), среди которых можно выделить CLIVASH2k [28] и IPICS 2k [29]. Целями этих проектов являются создание и изучение глобального массива данных об изменениях климата нашей планеты за последние 2000 лет на основании информации, полученной из ледяных кернов.

## Методы

**Геофизические исследования и математическое моделирование.** Для обоснования системы сейсмических наблюдений 69-й РАЭ, проведенных по профилям, расположенным в 1 км северо-восточнее станции Восток (рис.1), было выполнено математическое моделирование синтетических сейсмограмм.

Расчет зависимости изменения скорости распространения продольных волн в СФТ района станции Восток с глубиной был проведен инженером Научного центра «Арктика» Горного университета Д.Е.Ушаковым. При расчете использовался профиль плотности в районе станции Восток, полученный отечественными исследователями [23].

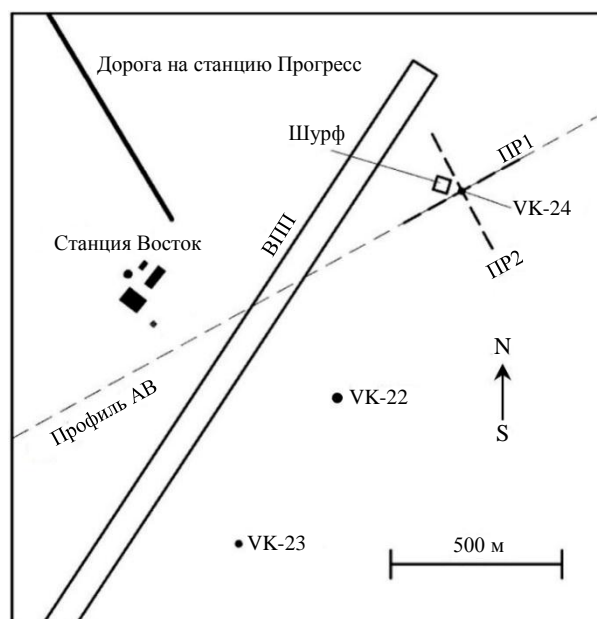


Рис.1. Схема расположения скважин VK-22, 23, 24, шурфа, сейсмических и георадиолокационных профилей (PP1, 2), АВ – глубинный сейсмический профиль [6]



Основополагающей работой, в которой представлена зависимость между скоростью распространения продольных волн и плотностью СФТ, является публикация [30], где приводится эмпирическое соотношение профиля плотности СФТ и скорости распространения продольных волн:

$$\rho(z) = 0,915 \left[ 1 + \left( \frac{V_{p,ice} - V_p(z)}{2,25} \right)^{1,22} \right]^{-1}, \quad (1)$$

где  $\rho$  – плотность СФТ, г/см<sup>3</sup>;  $V_p$  – скорость продольных волн, км/с;  $V_{p,ice} = 3,864$  км/с – скорость продольных волн во льду [31].

С использованием профиля плотности СФТ из работы [23] и функции (1) выполнен расчет теоретической скоростной модели среды для прогнозирования скорости распространения упругих волн в изучаемом горизонте (рис.2, а).

Константы в зависимости (1) изменяются от станции к станции, от континента к континенту. Конкретно эти константы, согласно исследованию [30], были определены из сейсмических данных и плотностей СФТ в районах обеих станций Бэрд в Западной Антарктиде и проверены на примерах некоторых буровых работ в Антарктиде и Гренландии. Подобные константы для станции Восток в опубликованной литературе не встречаются и, вероятно, вовсе не были определены, однако для задачи моделирования с целью обоснования системы сейсмических наблюдений можно воспользоваться значениями констант, приведенными в работе [30].

В работе [32] приведен график пластовых скоростей продольных волн, полученный по результатам вертикального сейсмического профилирования, выполненного в скважине 5Г. Пластовые скорости в слоях льда на глубинах более 100 м меняются от 3,82 до 4,12 км/с. При моделировании синтетических сейсмограмм нижележащая среда была задана однородной со скоростью распространения упругих волн 3,9 км/с, поскольку не представляет интереса при изучении строения верхней части разреза.

Моделирование синтетических сейсмограмм (рис.2, б) проведено в программном обеспечении Tesseral Pro (Tesseral Technologies Inc, Канада). Известно, что в среде с положительным градиентом (плавным возрастанием) скорости волн с глубиной распространяются рефрагированные волны. Такие волны характеризуются непрерывным изменением угла наклона луча с глубиной.

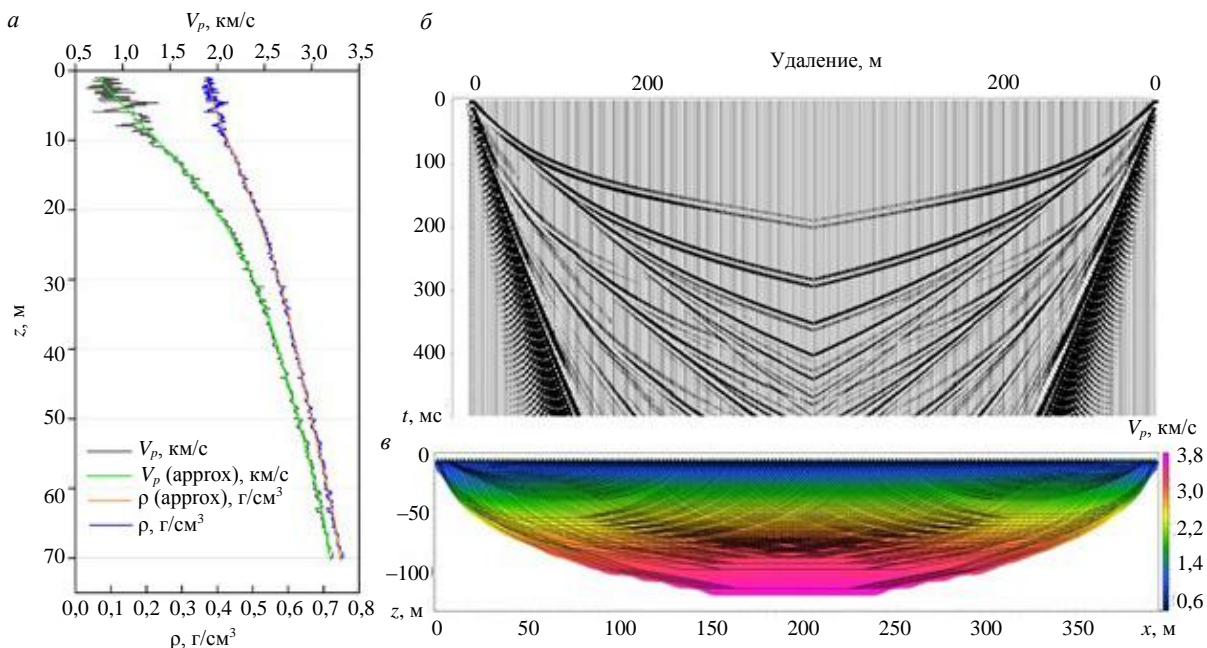


Рис.2. Зависимость скорости продольных волн и плотности от глубины (а); фланговые синтетические сейсмограммы (б); результат томографической обработки синтетических сейсмограмм (в)

$V_p$  – скорость продольных волн;  $V_p$  (аппрох) – аппроксимационная теоретическая кривая скорости продольных волн;  $\rho$  – плотность СФТ;  $\rho$  (аппрох) – аппроксимационная теоретическая кривая плотности СФТ;  $z$  – глубина; черные линии на глубинно-скоростном разрезе – траектории сейсмических лучей



В соответствии с законом преломления луч, выходящий в точку на земной поверхности, не может проникнуть на глубину больше некоторой предельной глубины, на которой угол преломления будет равен  $90^\circ$ . Отсюда можно сделать вывод, что глубинность метода зависит не только от скоростных характеристик среды, но и от базы наблюдения (взрыв-прибор) или максимального удаления. Чем больше это расстояние, тем больше глубина проникновения регистрируемой сейсмической рефрагированной волны в исследуемую среду. Традиционно считается, что глубина исследования для метода первых вступлений составляет от  $1/4$  до  $1/10$  максимального удаления. Таким образом, для исследования СФТ мощностью 100 м необходимо использовать базу наблюдений от 400 до 1000 м. Моделирование было выполнено с максимальным удалением 400 м от пункта возбуждения (ПВ) до пункта приема (ПП). На синтетических сейсмограммах (рис.2, б) прослеживаются выходящие в первые вступления годографы рефрагированных волн. Для оценки глубины проникновения сейсмических лучей была проведена обработка рассчитанных синтетических сейсмограмм томографическим способом в программе ZondST2D (ZOND Geophysical software, Россия). Результат представлен на рис.2, в.

Результаты обработки показывают, что максимальная глубина проникновения сейсмических лучей при таких удалениях ПВ-ПП составляет 100-110 м, что позволяет при благоприятных сейсмогеологических условиях проведения работ изучить разрез на всю целевую глубину.

**Полевые наблюдения.** В сезон 69-й РАЭ в распоряжении авторов было две сейсморегирующие системы: бескабельная SCOUT (СКБ-СП, Россия) (количество каналов – 28) и кабельная ТЕЛСС-3 (Геосигнал, Россия) (шаг пунктов приема – 2 м, количество каналов – 96). Максимальное удаление ПВ-ПП без учета выносных пунктов возбуждения, которое может быть получено на ТЕЛСС-3, составляет 190 м. Недостающая до определенных по результатам моделирования 400 м длина приемной расстановки была добавлена по флангам расстановки ТЕЛСС-3 бескабельными автономными регистраторами SCOUT, расставленными с шагом 8 м (рис.3, а), выбранным из задач исследования и количества оборудования. Кроме того, при проведении работ были сделаны выносные пункты возбуждения, которые позволили получить максимальные удаления ПВ-ПП 424 м.

При обработке результатов малоглубинных сейсморазведочных работ было выявлено, что качество данных, зарегистрированных бескабельной системой SCOUT, существенно ниже, чем телеметрической системой ТЕЛСС-3, вследствие чего было принято решение обрабатывать результаты,

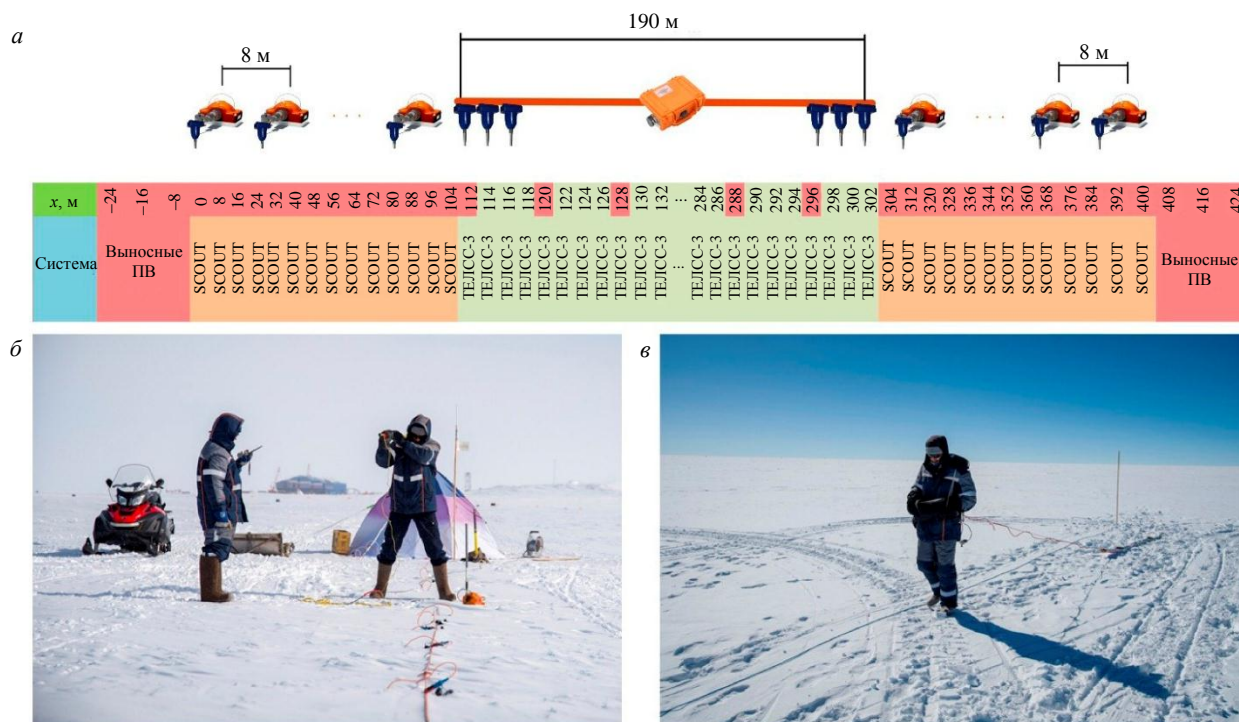


Рис.3. Расположение сейсморегирующих систем на профиле (а), сейсморазведочные (б) и георадиолокационные (в) работы в районе станции Восток



полученные только кабельной сейсмостанцией. Плановая привязка профилей проводилась по спутниковому портативному GPS навигатору Garmin GPSMAP 66 ST (Garmin Ltd., США). Возбуждение упругих колебаний осуществлялось ударом строительной кувалды по металлической плашке (рис.3, б). Синхронизация момента удара со станцией осуществлялась замыканием кувалды и плашки. Оператор сейсмической станции находился в специально оборудованной на профиле палатке, что позволяло работать с сейсморегистрирующей системой в достаточно комфортных условиях в защищенном от ветра месте. На солнце палатка нагревалась, что приводило к повышению в ней температуры относительно окружающего воздуха на 3-5 °С и положительно сказывалось на работе аппаратуры (интерфейс станции ТЕЛСС-3, АКБ, ноутбук).

Дополнительно к сейсморазведочным работам в сезоне 69-й РАЭ на станции Восток были проведены георадиолокационные исследования. Метод георадиолокации основан на явлении отражения электромагнитной волны от неоднородностей геологического разреза, на которых наблюдаются резкие изменения электрических свойств среды – электропроводности и диэлектрической проницаемости. Георадиолокация проводилась на том же профиле, что и сейсмические исследования, с использованием георадара ОКО-2 («Логис», Россия) и антенного блока АБДЛ – Тритон («Логис») с несущей частотой зондирующего импульса 100 МГц (рис.3, в). Привязка георадиолокационного разреза к местности осуществлялась по размеченной на пятиметровые интервалы веревке, натянутой вдоль профиля исследований. В момент, когда центр антенны радара находился напротив метки, оператор ставил на радарограмме электронную метку, что позволяло точно позиционировать полученную радарограмму на профиле.

**Колонковое бурение и шурф.** Для подтверждения полученных геофизических данных была пробурена скважина VK-24 глубиной 50 м в пункте с координатами 78°28'21" ю.ш., 106°46'56" в.д., в 70 м восточнее взлетно-посадочной полосы, в 1200 м северо-восточнее станции Восток. Место заложения скважины было выбрано на глубинном сейсмическом профиле АВ [6] (см. рис.1) в точке пересечения профилей ПР1 и ПР2, по которым проводились георадиолокационные и малоглубинные сейсмические работы. Буровые работы проводились при помощи буровой установки LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Франция) [33]. Керновый материал отбирался в каждом буровом рейсе, заданная рейсовая проходка составляла 0,5 м по кабелю. После бурения снежно-фирновые керны доставлялись в лабораторию бурового комплекса скважины 5Г, где производилась стыковка керна, измерялись его длина, масса, плотность, скорость прохождения ультразвуковой волны, изучались микроструктурные особенности.

Физические свойства СФТ на глубине до 5 м не позволили извлечь керн, качество которого позволяло бы провести его дальнейшее исследование, поэтому в 10 м от скважины VK-24 был выкопан шурф глубиной 5,5 м для изучения приповерхностной части разреза. Рабочая стенка шурфа ориентирована на север. Контроль глубины шурфа осуществлялся по вывешенной вдоль рабочей стенки рулетке.

Исследование керна СФТ, поднятого из неглубокой скважины, и результатов шурфового опробования включало в себя три основных направления: анализ микроструктурных особенностей; измерение плотности; измерение скорости распространения ультразвуковых волн.

**Анализ микроструктурных особенностей.** Микроструктурные особенности горных пород изучались при исследовании шлифа породы под микроскопом, в лучах проходящего, обычно поляризованного света. В геологии шлифы изготавливаются путем стачивания образца, приклеенного на предметное стекло, на вращающемся механическом диске до получения тонкой пластинки (0,02-0,03 мм) [34]. Клеем служит канадский бальзам, реже другие смолы. В шлифе большая часть минералов становятся прозрачными, что позволяет надежно их диагностировать, опираясь на различные оптические свойства.

Физико-механические свойства фирна не позволяют изготавливать из него достаточно тонкие шлифы. Изучение микроструктурных особенностей СФТ в районе станции Восток производилось в гляциологической лаборатории бурового комплекса скважины 5Г. Из керна выпиливались пластины толщиной 5 мм, подобранной опытным путем. Это минимальная толщина, при которой не происходит разрушение фирна и выпадение из него отдельных частиц. Как правило, для повышения прочностных свойств фирна и изготовления более тонких шлифов образец инфильтруют гидрофобной жидкостью и изготавливают шлиф после ее застывания и дальнейшей сублимации [35, 36].



Проблема данного метода заключается в том, что вязкая жидкость плохо проникает в мелкие поры, количество которых увеличивается с глубиной. В связи с этим изготовление пластин для исследования ограничивалось только пришлифовкой. Таким образом, образцы для исследования можно назвать прозрачными полированными шлифами. Для дальнейшего анализа полученные шлифы примораживались к стеклу. Как правило, при изучении микроструктуры фирновых отложений шаг описания образцов составляет десятки метров [37, 38], в рамках данной работы шлифы исследовались с интервалом 5 м. При описании основное внимание уделялось размеру и форме зерен льда, степени их раскристаллизованности, характеру граней, наличию газовых включений, характеристике межзернового и пустотного пространств. Так как размер ледяных зерен, слагающих верхние горизонты СФТ, меньше 5 мм, для получения более тонких срезов при проведении дальнейших исследований предполагается инфильтрация образца диметилфталатом. Это позволит изготавливать более тонкие прозрачные шлифы для улучшения качества микроструктурного анализа, исследования пространственных межзерновых взаимоотношений и характера пористости.

**Измерение плотности.** Плотности СФТ в шурфе измерялась при помощи весового снегомера ВС-43. Снегомер устанавливался вблизи верхней грани рабочей стенки шурфа и вращательными движениями внедрялся в массив на всю длину приемной трубы. Затем снегомер с отобранной пробой извлекался из массива, а масса пробы измерялась при помощи встроенной в конструкцию прибора шкалы. Далее замеры повторялись последовательно для нижележащих горизонтов по всей глубине шурфа. Допускаемая погрешность измерения массы пробы  $\pm 5$  г.

Плотностное исследование СФТ по керновому материалу производилось путем измерения плотности отдельных кернов. Измерения проводились с глубины 5,5 м, что обусловлено высокой степенью фрагментации кернов с вышележащих горизонтов. Диаметр керна рассчитывался как усредненное значение трех измерений, проводимых штангенциркулем, в различных его частях по всей длине. Погрешность инструментальных измерений, напрямую зависящая от рыхлости фирна, слагающего керн, была установлена в ходе работ, ранее проведенных на станции Восток сотрудниками Арктического и антарктического научно-исследовательского института [23].

**Измерение скорости распространения ультразвуковой волны.** Измерения проводились при помощи прибора Пульсар-2.2 (НПП «Интерприбор», Россия). Работа прибора основана на измерении времени прохождения ультразвукового импульса с частотой  $60 \pm 10$  кГц в исследуемом материале от индентора-излучателя к индентору-приемнику. Инструментальная погрешность прибора рассчитывается по формуле

$$\gamma = \pm(0,02T + 0,1)k, \quad (2)$$

где  $T$  – зарегистрированное прибором значение времени распространения ультразвуковой волны, мс;  $k$  – коэффициент, учитывающий температуру окружающей среды (для условий станции Восток  $k = 2$ ).

Инденторы, установленные на единой базе, на расстоянии 120 мм друг относительно друга, образуют датчик поверхностного прозвучивания. Таким образом, скорость ультразвука вычисляется путем деления расстояния между инденторами на измеренное время. Перед началом работы с прибором проводилась его калибровка по контрольному образцу.

В шурфе скорость распространения ультразвука измерялась путем внедрения датчика в рабочую стенку шурфа с усилием 5-10 кг. Прибор был настроен так, что цикл измерений, на основании которого определялось значение скорости ультразвука для исследуемого горизонта, состоял из 15 отдельных замеров скорости и выводился как их среднее арифметическое значение. Замеры проводились с интервалом 25 см по всей глубине шурфа.

Замеры по керновому материалу проводились с интервалом 0,5 м, что соответствует рейсовой проходке. Датчик внедрялся по центру рейсового участка снежно-фирнового керна таким образом, чтобы измерительная база была параллельна оси симметрии керна. Усилие внедрения датчика и методика определения скорости распространения ультразвука были аналогичны тем, что применялись при работе в шурфе.

Результаты измерения плотности фирна и скорости прохождения в нем упругих волн показаны на рис.4. Видно, что указанные физические характеристики увеличиваются с глубиной. Измеренная для скважины VK-24 плотность фирновых отложений коррелирует со значениями, полученными для скважины VK-23 [40] (см. рис.1). При изготовлении шлифов отмечена большая прочность фирна из нижних горизонтов.

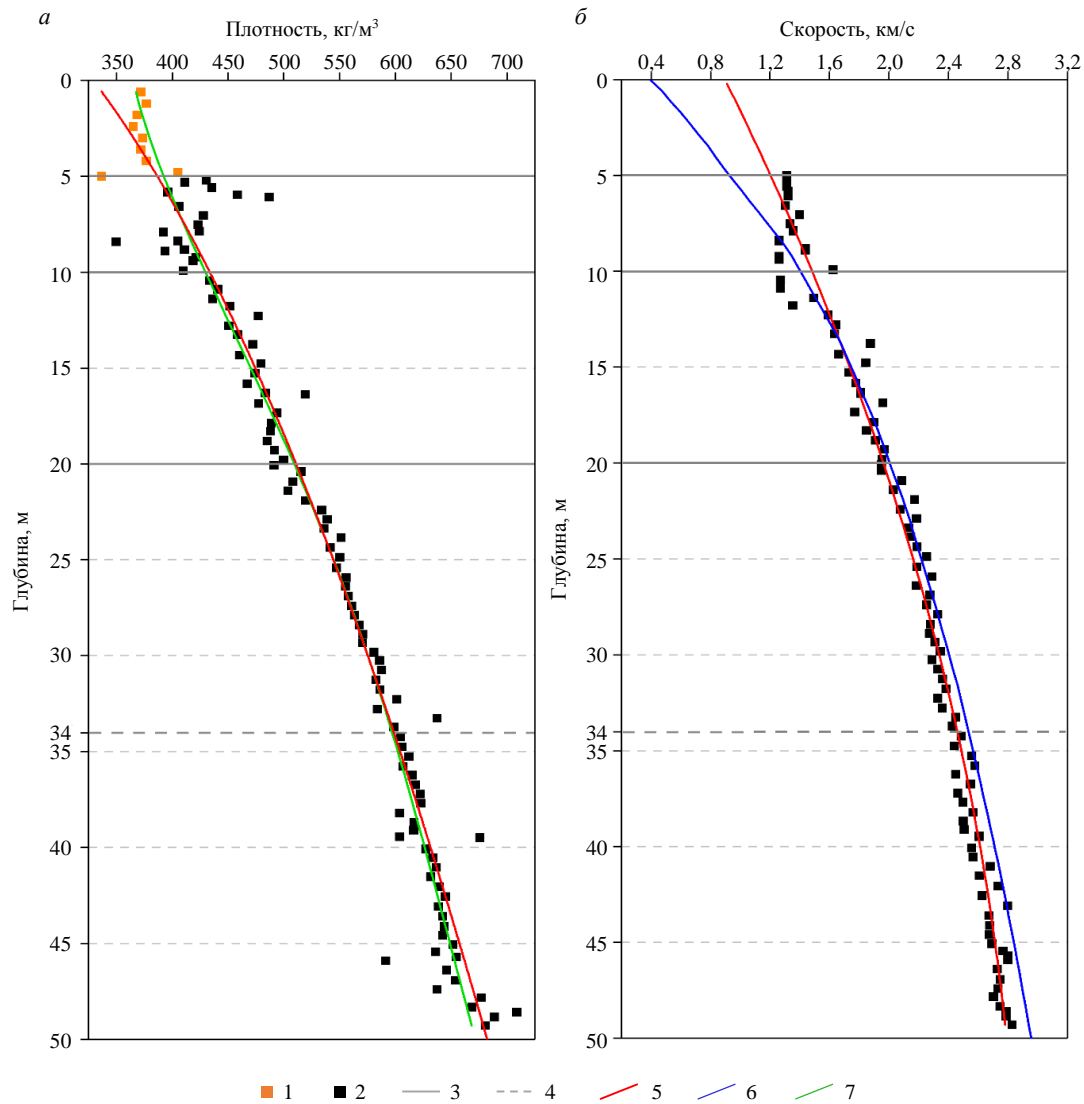


Рис.4. Графики зависимости от глубины плотности фирна (а), скорости распространения ультразвуковых и упругих волн (б)

- 1 – плотность, измеренная в шурфе; 2 – плотность и скорость, измеренные по керну;
- 3 – достоверные границы между горизонтами; 4 – предполагаемые границы между горизонтами;
- 5 – линии тренда плотности и скорости ультразвуковых волн;
- 6 – скорость упругих волн, полученная с глубинно-скоростного разреза;
- 7 – линия тренда плотности по [23, 39]

## Результаты и обсуждение

**Геофизические исследования.** В качестве примера полевых результатов сейсморазведочных работ приведем две фланговые сейсмограммы (рис.5, а), полученные на профиле работ в районе станции Восток. В результате томографической обработки получен глубинно-скоростной разрез (рис.5, б). Анализ результатов показывает, что скорость продольных волн плавно увеличивается от 450 до 3800 м/с, что говорит о постепенном изменении упругих свойств с глубиной. На глубине 80-90 м скорость достигает значений, характерных для льда, что подтверждается данными о мощности СФТ в районе станции Восток, определенной в ходе предыдущих исследований [22, 40]. В связи с отсутствием контрастных свойств трудно выделить какие-либо границы в изучаемой области, однако характер распределения скоростей упругих волн позволит корректно учесть верхнюю часть разреза при обработке результатов планируемых в дальнейшем глубинных сейсмических работ.

На георадарограмме (рис.6) дифрагированными волнами выделяются отражения от погруженных неоднородностей, которые вследствие близости профилей к взлетно-посадочной полосе носят, скорей всего, антропогенный характер (погребенные под снегом бочки и т.п.). По этим гиперболам были установлены скорость распространения электромагнитной волны (17,5 см/нс) и диэлектрическая проницаемость в среде (2,93). Эти параметры использовались для пересчета

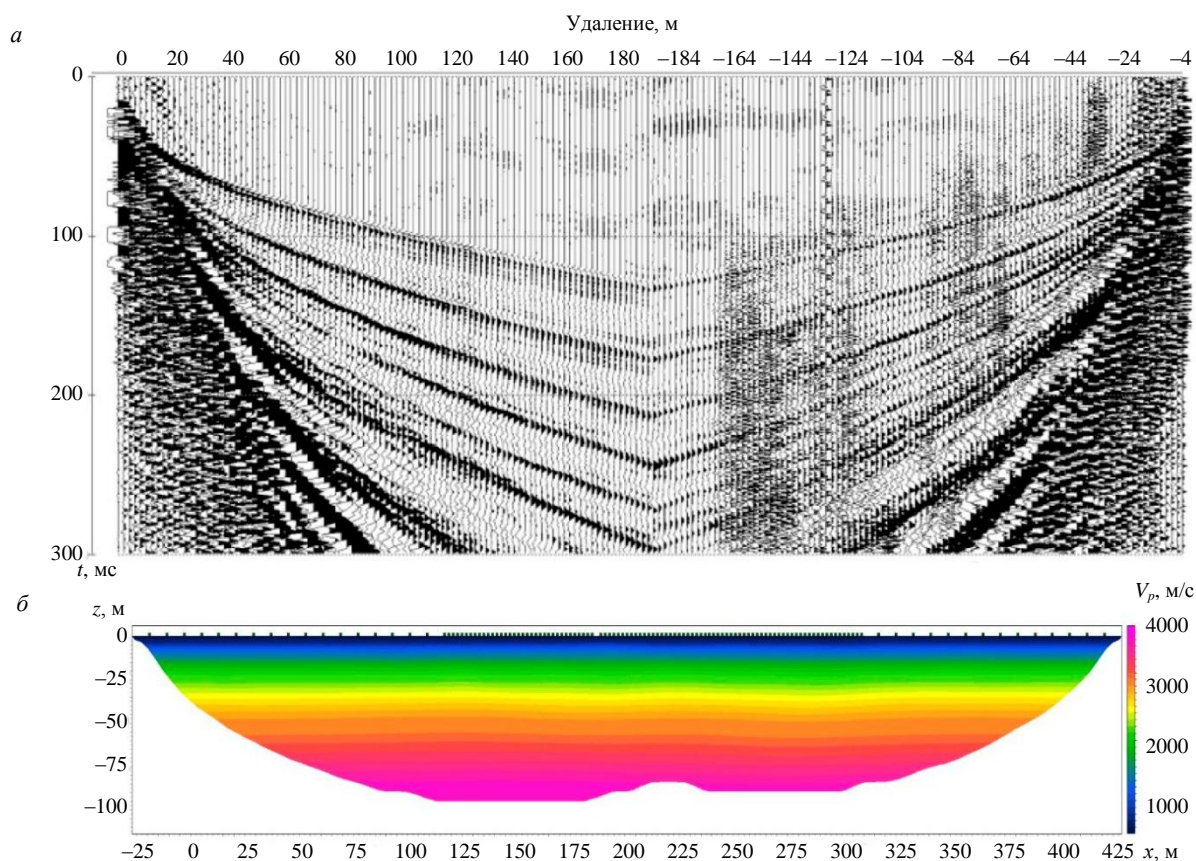


Рис.5. Фланговые полевые сейсмограммы (а) и результат томографической обработки данных полевых работ (б)

временного разреза в глубинный. На разрезе можно выделить два контрастных отражающих горизонта (~325 и ~750 нс), связанных с резкими изменениями в физических свойствах СФТ. Ниже глубины 80-90 м теряется когерентность сигнала, что может свидетельствовать о плавном переходе из СФТ в лед и согласуется с результатами сейсмических работ.

**Микроструктура и физические свойства СФТ.** На проходку скважины было затрачено 27 ч 55 мин, выполнено 100 буровых рейсов, глубина скважины по керну составила 49,28 м, с глубины 5,5 м выход керна 100 %. На копание шурфа было затрачено 8 ч, габаритные размеры шурфа 5×5×5,5 м.

Исследование микроструктуры фирновых отложений было выполнено для 10 кернов с интервалом в 5 м (рис.7).

Полученные результаты показывают, что с глубиной размер зерен льда в фирновых отложениях увеличивается от долей миллиметра до монокристаллов размером до 5 мм. Вместе с этим в шлифах отмечается рост процентного содержания зерен более крупных фракций, что может быть обусловлено процессами перекристаллизации под действием направленного стресса и с течением времени [41], в результате паратектонической режеляционной перекристаллизации [42]. Так, в шлифе с глубины 5,5 м пустотное пространство между изометричными кристаллами размером 1-1,5 мм выполнено мелкими зернами игольчатой и шестоватой формы, длина которых не превышает 0,2 мм (рис.6). При этом зерна данной группы формируют до 50 % от общего объема породы. С глубиной их количество постепенно сокращается, едва достигая 10 %, а на глубине свыше 40 м они срastaются, отмечается более однородный облик фирна.

Опираясь на изученные микроструктурные особенности и физические свойства СФТ, выполнено расчленение стратиграфического разреза приповерхностной части Антарктического ледникового щита в районе станции Восток. Выделено пять горизонтов в интервалах глубин 0-5, 5-10, 10-20, 20-34(?), 34(?)-50 м. При этом границы между различными горизонтами представлены постепенными переходами, что отражается на результатах сейсмических работ (см. рис.4, б, 5, б). Рассмотрим каждый из выделенных горизонтов (интервал глубин по керну).

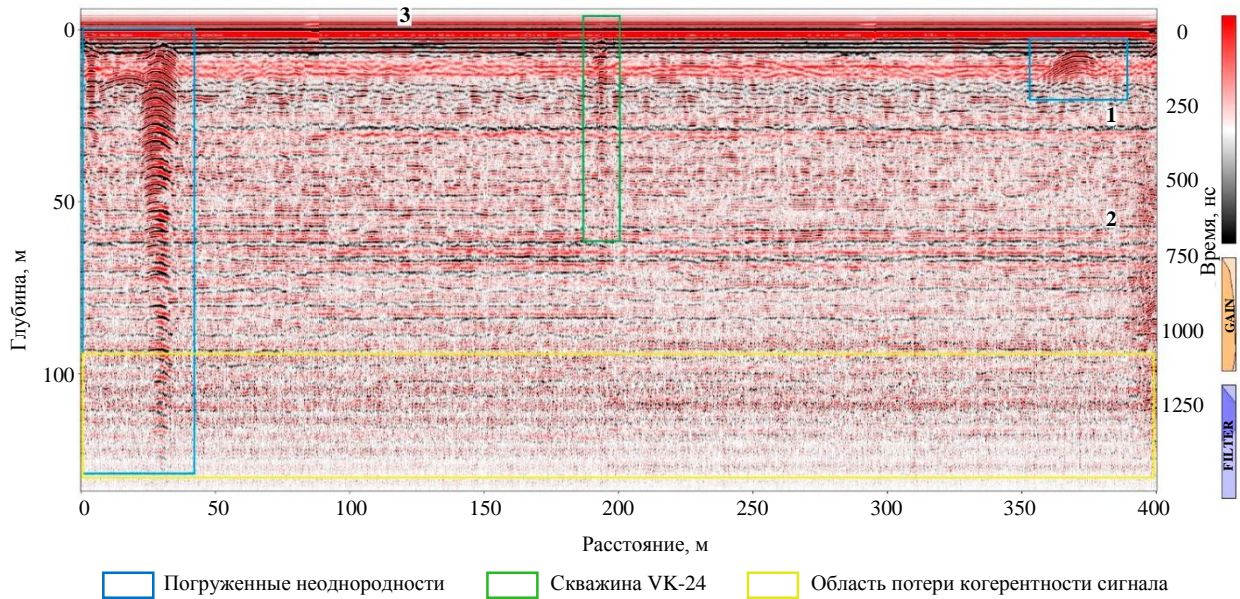


Рис.6. Георадарограмма района станции Восток с антенным блоком Тритон

1, 2 – отражающие горизонты; 3 – прямая волна

• Интервал 0-5 м. Рыхлые снежно-фирновые образования с прослоями плотных радиационных корок, которые были изучены в шурфе VK-24. Плотность данного горизонта в среднем составляет  $375 \text{ кг/м}^3$ , при этом у нижней границы значения превышают  $400 \text{ кг/м}^3$  (см. рис.4, а). Скорость прохождения ультразвуковых волн для данного интервала незначительно возрастает на глубинах 0-2 м, затем значения практически не изменяются, в среднем составляя 1300 м/с. После обработки результатов сейсмических работ и ультразвуковых исследований обнаружено, что полученные в ходе последних замеров скорости отличались большими значениями. Это может быть связано с тем, что используемый при измерениях прибор Пульсар 2.2 не позволяет измерять скорость, величина которой меньше 1000 м/с вследствие того, что происходит замыкание сигнала, проходящего между инденторами, через ручку прибора. С отсутствием кондиционных результатов измерений скорости в описываемом интервале, очевидно, связано и завышение значений линии тренда по сравнению с результатами сейсморазведочных работ (см. рис.4, б).

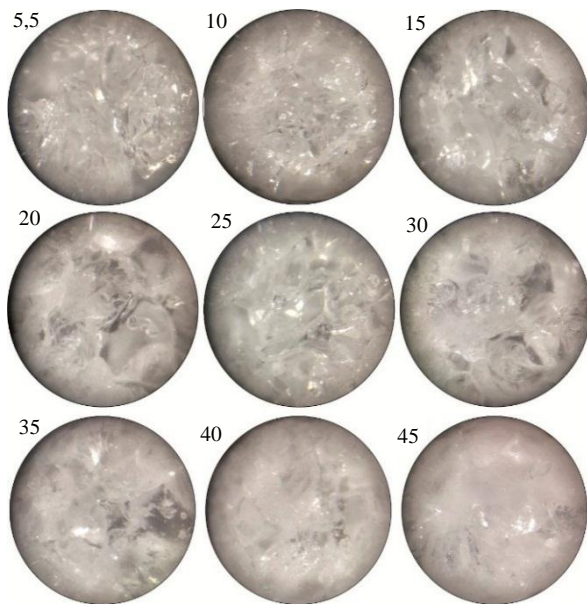


Рис.7. Микрофотографии фирновых отложений, поднятых из скважины VK-24. Цифрами указана глубина в метрах. Размер поля зрения 10 мм

Нижняя граница проведена на глубине 5 м на основании скачкообразного роста плотности и выносе из скважины более твердого керна с нижележащих интервалов. В интервале 0-5 м керн выходил фрагментами, с глубины 5,5 м и более целиком. Мощность горизонта  $\approx 5$  м.

• Интервал 5-10 м. По результатам анализа микроструктурных особенностей представлен мелкозернистым фирном, состоящим из зерен разного размера, которые условно можно разделить на две группы. Большая часть породы (60 % от общего объема) сложена угловатыми и слабоокругленными зернами изометричной или таблитчатой формы, средний размер которых составляет 1-1,5 мм (рис.7). Вторая группа представлена индивидами игольчатой и шестоватой формы размером до 0,2 мм по вытянутому сечению, которые заполняют пустоты между более крупными зернами. Керн из верхней части рассматриваемого горизонта (интервал 5-6 м) выходил фрагментарно. Кусочки, размер которых



мог не превышать 10 см, зачастую имели неправильную форму. Это затрудняло измерение их диаметра и длины и вызвало аномально высокие значения плотности у верхней границы. При этом средние значения плотности для мелкозернистого фирна составляют  $425 \text{ кг/м}^3$ . Среднее значение скорости прохождения ультразвуковой волны – 1350 м/с. Нижняя граница горизонта может быть проведена в интервале 10-12 м, основываясь на анализе физических свойств. Как было отмечено выше, характер смены криологических разностей постепенный и плавный. В то же время результаты изучения керна, поднятого из соседней скважины ВК-23 [40], позволяют выделить подошву горизонта на глубине 10 м по наличию в шлифах нижележащих отложений агрегатов зерен размером до 5 мм, не встреченных ранее. Аналогичные агрегаты отмечены в скважине ВК-24 на глубинах 15 м и ниже (рис.7). Мощность горизонта  $\approx 5$  м.

- Интервал 10-20 м. Мелко-среднезернистый фирн сложен гетерогенной массой, состоящей из зерен двух групп. Первая представлена индивидами со средним размером 1,2 мм (60 % от объема породы) изометричной или таблитчатой формы, отмечаются сросшиеся агрегаты от 2-2,5 до 5 мм (30 %), которые формируют тесные срастания и агрегаты. Межзерновое пространство заполнено мелкими индивидами удлиненной формы (до 1 мм). В наиболее крупных агрегатах фиксируются газовые включения. Плотность пород изменяется от 440 до  $500 \text{ кг/м}^3$  у нижней границы горизонта. На графике скорости прохождения упругих волн (см. рис.2) отмечается рост градиента, при этом значения у нижней границы достигают 2000 м/с, что может свидетельствовать о резком уменьшении площади открытых пор и более плотной упаковке кристаллов. Нижняя граница проведена по наличию структур бластеза в нижележащих горизонтах и на основании изменения физических свойств. Мощность горизонта  $\approx 10$  м.

- Интервал 20-34 м. Фирн среднезернистый, состоящий из неоднородной массы, выполненной зернами разного размера. Более 70 % породы выполнено хорошо раскристаллизованными идиоморфными зернами изометричной формы со средним размером 3-3,5 мм. Грани различимы слабо, поэтому наиболее крупные зерна, размер которых достигает 5-6 мм, могут являться агрегатами и формировать бластовые структуры, напоминающие пчелиные соты. Вторая группа представлена зернами  $\sim 1$  мм. Они раскристаллизованы значительно хуже, грани неровные. Встречаются удлиненные кристаллы, выполняющие межзерновое пространство (до 10 % от объема породы) длиной 0,5 мм. В рассматриваемом горизонте отмечается равномерный устойчивый рост плотности и скорости прохождения ультразвуковых волн, равных  $500-600 \text{ кг/м}^3$  и 2000-2500 м/с, соответственно. Мощность горизонта  $\approx 14$  м.

- Интервал 34-50 м. На глубине 34 м условно проведена нижняя граница среднезернистого фирна. Это обусловлено тем, что с глубины 35 м в породе начинают преобладать зерна, размер которых превышает 4 мм. Наблюдается увеличение прочностных характеристик фирна, это выражается в его меньшей подверженности шлифовке. При шлифовании отпиленной из керна пластины она покрывалась мелкой пылью, что значительно уменьшало прозрачность шлифа (рис.7). Значения плотности и скорости прохождения ультразвуковой волны с глубины 34 м превышают  $600 \text{ кг/м}^3$  и 2500 м/с, соответственно. Таким образом, интервал сложен среднезернистым фирном с зернами двух фракций. К первой относятся идиоморфные кристаллы изометричной и таблитчатой формы размером 4 мм и более, ко второй – агрегаты неправильной, ксеноморфной формы с неровными и причудливо изогнутыми гранями, сформированные из удлиненных кристаллов, выполняющих в вышележащих интервалах межзерновое пространство.

Обобщенная характеристика каждого из выделенных интервалов глубин представлена в таблице.

Отметим хорошую сходимости результатов исследований по керну с результатами геофизических в особенности сейсмических работ. Полученный стратиграфический разрез (структурно-вещественный состав выделенных горизонтов СФТ, их границы) значимо коррелирует с разрезом по скважине ВК-23, расположенной в 1,5 км (см. рис.1) [40]. Результаты рассчитанной плотности снежно-фирновых отложений также очень схожи с результатами работ [23, 39] (см. рис.4, а). Приведенные плотностные характеристики для выделенных в результате микроструктурного анализа горизонтов совпадают, особенно надежно это прослеживается для данных, полученных по керну.



**Уточненный схематический стратиграфический разрез приповерхностной части ледникового щита Антарктиды в районе станции Восток**

Глубина, м	Литологическая колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
5		5	Рыхлые снежно-фирновые отложениями с прослоями плотных радиационных коробок
10		5	Мелкозернистый фирн, сложенный изометричными (1-1,5 мм) и игольчатыми (до 0,2 мм) зернами, выполняющими пустоты
15		10	Мелко-среднезернистый фирн, сложенный гетерогенной массой. Большая часть породы – изометричные зерна (1,2 мм) и агрегаты (до 5 мм). Вторая группа – индивиды удлиненной формы (до 1 мм)
20		14?	Среднезернистый фирн, сложенный идиоморфными изометричными зернами, формирующими структуру бластеза (3-6 мм), и мелкими зернами (1 мм)
30		>16	Средне-крупнозернистый фирн, выполненный индивидами размером более 4 мм
40			
50			

Рассматривая полученные сходства с известными результатами, отметим различия в значениях, полученных по положению границы снег-фирн, которая ранее выделялась на глубине 22,7 м. Набор характерных структурных особенностей в верхней части СФТ (5-20 м), определенных в рамках данного исследования, в частности наличие изометричных зерен, пористых гранобластовых структур, интерсертальных включений воздуха, а также измеренные значения плотности, попадающие в диапазон от 0,49 до 0,80 г/см<sup>3</sup>, позволяют отнести данные образования к фирну [42]. Это также подтверждается разрезом по скважине ВК-23 [40]. В то же время выделяемую ранее границу на глубине 22,7 м [10, 23, 39], рассчитанную экспериментально, предлагается рассмотреть в качестве зоны перехода от мелкозернистого фирна к среднезернистому. Для подтверждения данной гипотезы предполагается проведение более детального микроструктурного анализа с уменьшением интервала описания кернов до 0,5 м.

**Заключение**

В приповерхностной части разреза Антарктического ледникового щита в районе станции Восток выделено пять горизонтов СФТ, характеризующихся различными микроструктурными особенностями и физическими свойствами. Положение геологических границ на глубинах 5; 10; 20; 34 м частично подтверждается результатами проведенных сейсмических и георадиолокационных работ (для границы 34 м), на указанных интервалах отмечается изменение градиента скорости упругих волн. Границы на глубинах 5; 10; 20 м не выделяются при использовании АБДЛ – Тритон, для корректного отображения требуется использование более высокочастотных антенн.

Полученные актуальные данные о строении СФТ в районе станции Восток будут использованы для планирования и разработки методики и техники буровых работ при проведении глубинных сейсмических исследований, направленных на изучение нижних горизонтов ледника, а также мощности, морфологии и состава донных отложений озера Восток для выбора точки заложения скважины. Изучение консолидированного фундамента озера Восток и получение сведений об особенностях его строения даст возможность определить геодинамические обстановки формирования данной структуры [43].



Проведенные исследования определения скорости прохождения ультразвука через керновый материал показали достаточную сходимость с результатами сейсморазведочных работ с глубины 5 м. Расхождение результатов измерений в приповерхностной части СФТ связано с ее физическими характеристиками и конструктивными особенностями прибора Пульсар 2.2. Верхние горизонты СФТ характеризуются меньшей плотностью, большими хрупкостью и объемом открытых пор, что в большей степени сказывается на измерениях скорости по керну после механического воздействия на породы в процессе бурения, чем измерения на образцах с нижележащих горизонтов. При внедрении индентеров могут происходить локальные деформации керна, негативно влияющие на результаты измерений. В дальнейшем при проведении данного вида исследований планируется увеличить количество измерений в одном интервале. Полученные результаты будут использованы при изучении физико-механических свойств ледника по керновому материалу неразрушающими методами.

Анализ микроструктурных особенностей строения СФТ по керновому материалу предполагает инфильтрации шлифа жидкостью, например, диметилфталатом, после ее застывания и дальнейшей сублимации. Это позволит изготовить более тонкие и прозрачные шлифы без разрушения целостности образца, что, в свою очередь, даст возможность оценить пористость СФТ и улучшит результаты микроструктурного анализа.

*Коллектив авторов выражает благодарность участникам Российской антарктической экспедиции за содействие в проведении научно-исследовательских работ, В.Н.Заровчатскому и И.И.Лаврентьеву за помощь в организации полевых работ.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Попов С.В. Шесть десятилетий радиолокационных и сейсмических исследований в Антарктиде // Лед и Снег. 2021. Т. 61. № 4. С. 587-619. DOI: [10.31857/S2076673421040110](https://doi.org/10.31857/S2076673421040110)
2. Morlighem M., Rignot E., Binder T. et al. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // Nature Geoscience. 2020. Vol. 13. № 2. P. 132-137. DOI: [10.1038/s41561-019-0510-8](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8)
3. Livingstone S.J., Yan Li, Ruitshausen A. et al. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. Vol. 3. № 2. P. 106-124. DOI: [10.1038/s43017-021-00246-9](https://doi.org/10.1038/s43017-021-00246-9)
4. Frémand A.C., Fretwell P., Bodart J.A. et al. Antarctic Bedmap data: Findable, Accessible, Interoperable, and Reusable (FAIR) sharing of 60 years of ice bed, surface, and thickness data // Earth System Science Data. 2023. Vol. 15. Iss. 7. P. 2695-2710. DOI: [10.5194/essd-15-2695-2023](https://doi.org/10.5194/essd-15-2695-2023)
5. Попов С.В., Черноглазов Ю.Б. Подледниковое озеро Восток, Восточная Антарктида: береговая линия и окружающие водоемы // Лед и Снег. 2011. № 1 (113). С. 13-24.
6. Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В., Попков А.М. Отечественные сейсмические, радиолокационные и сейсмологические исследования подледникового озера Восток // Лед и Снег. 2012. Т. 52. № 4. С. 31-38. DOI: [10.15356/2076-6734-2012-4-31-38](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-31-38)
7. Litvinenko V.S., Leitchenkov G.L., Vasiliev N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125556. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.125556](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556)
8. Сербин Д.В., Дмитриев А.Н. Экспериментальные исследования теплового способа бурения плавлением скважины в ледовом массиве с одновременным контролируемым расширением ее диаметра // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 833-842. DOI: [10.31897/PMI.2022.82](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82)
9. Litvinenko V. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125652. DOI: [10.1016/j.chemer.2020.125652](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652)
10. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Barnola J.M. et al. Snow/Firn Densification in Polar Ice Sheets // Low Temperature Science. 2009. Vol. 68 (Suppl. Iss.). P. 195-222.
11. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Barnola J.M. et al. Basic approaches to dry snow-firn densification modeling // Материалы гляциологических исследований. 2006. Вып. 101. С. 3-16 (in English).
12. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya. Simple relations for the close-off depth and age in dry-snow densification // Annals of Glaciology. 2008. Vol. 49. P. 71-76. DOI: [10.3189/172756408787814889](https://doi.org/10.3189/172756408787814889)
13. Gascon G., Sharp M., Burgess D. et al. How well is firn densification represented by a physically based multilayer model? Model evaluation for Devon Ice Cap, Nunavut, Canada // Journal of Glaciology. 2014. Vol. 60. № 222. P. 694-704. DOI: [10.3189/2014JG13J209](https://doi.org/10.3189/2014JG13J209)
14. Alley R.B. Firn densification by grain-boundary sliding: a first model // Journal de Physique Colloques. 1987. Vol. 48. № C1. P. 249-254. DOI: [10.1051/jphyscol:1987135](https://doi.org/10.1051/jphyscol:1987135)
15. Alley R.B. Flow-law hypotheses for ice-sheet modeling // Journal of Glaciology. 1992. Vol. 38. № 129. P. 245-256. DOI: [10.3189/S0022143000003658](https://doi.org/10.3189/S0022143000003658)
16. Davis R.E., Arons E.M., Albert M.R. Metamorphism of Polar Firn: Significance of Microstructure in Energy, Mass and Chemical Species Transfer // Chemical Exchange Between the Atmosphere and Polar Snow. Springer, 1996. Vol. 43. P. 379-401. DOI: [10.1007/978-3-642-61171-1\\_17](https://doi.org/10.1007/978-3-642-61171-1_17)
17. Alley R.B., Woods G.A. Impurity influence on normal grain growth in the GISP2 ice core, Greenland // Journal of Glaciology. 1996. Vol. 42. № 141. P. 255-260. DOI: [10.3189/S0022143000004111](https://doi.org/10.3189/S0022143000004111)
18. Cuffey K.M., Thorsteinsson T., Waddington E.D. A renewed argument for crystal size control of ice sheet strain rates // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2000. Vol. 105. № B12. P. 27889-27894. DOI: [10.1029/2000JB900270](https://doi.org/10.1029/2000JB900270)



19. *Сербин Д.В., Дмитриев А.Н., Васильев Н.И.* Устройство для бурения плавлением с одновременным или последующим расширением скважин во льду // *Науки о Земле и недропользование*. 2021. Т. 44. № 3. С. 333-343. DOI: [10.21285/2686-9993-2021-44-3-333-343](https://doi.org/10.21285/2686-9993-2021-44-3-333-343)
20. *Сербин Д.В.* Предотвращение образования эмульсии при вскрытии подледниковых водоемов // *Известия Уральского государственного горного университета*. 2021. Вып. 3 (63). С. 80-88. DOI: [10.21440/2307-2091-2021-3-80-88](https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-3-80-88)
21. *Kadochnikov V.G., Dvoynikov M.V.* Development of Technology for Hydromechanical Breakdown of Mud Plugs and Improvement of Well Cleaning by Controlled Buckling of the Drill String // *Applied Science*. 2022. Vol. 12. Iss. 13. № 6460. DOI: [10.3390/app12136460](https://doi.org/10.3390/app12136460)
22. *Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P. et al.* A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firm cores, central East Antarctica // *Frontiers in Earth Science*. 2023. Vol. 11. № 1075739. DOI: [10.3389/feart.2023.1075739](https://doi.org/10.3389/feart.2023.1075739)
23. *Экайкин А.А., Чихачев К.Б., Верес А.Н. и др.* Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида // *Лед и Снег*. 2022. Т. 62. № 4. С. 504-511. DOI: [10.31857/S2076673422040147](https://doi.org/10.31857/S2076673422040147)
24. *Верес А.Н., Экайкин А.А., Липенков В.Я. и др.* Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового ядра // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66. № 4. С. 482-500. DOI: [10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500)
25. *Пащенко Ф.А., Харьков Н.С., Сидоренко А.А., Гарбузов В.В.* Уплотнение снежного основания зимовочного комплекса станции «Восток» // *Строительная механика инженерных конструкций и сооружений*. 2023. Т. 19. № 3. С. 285-301. DOI: [10.22363/1815-5235-2023-19-3-285-301](https://doi.org/10.22363/1815-5235-2023-19-3-285-301)
26. *Banfi F., De Michele C.* A local model of snow-firm dynamics and application to the Colle Gnifetti site // *The Cryosphere*. 2022. Vol. 16. Iss. 3. P. 1031-1056. DOI: [10.5194/tc-16-1031-2022](https://doi.org/10.5194/tc-16-1031-2022)
27. *Sayers C.M.* Porosity dependence of elastic moduli of snow and firm // *Journal of Glaciology*. 2021. Vol. 67. № 265. P. 788-796. DOI: [10.1017/jog.2021.25](https://doi.org/10.1017/jog.2021.25)
28. *Thomas E.R., Vladimirova D.O., Tetzner D.R. et al.* Ice core chemistry database: an Antarctic compilation of sodium and sulfate records spanning the past 2000 years // *Earth System Science Data*. 2022. Vol. 15. Iss. 6. P. 2517-2532. DOI: [10.5194/essd-15-2517-2023](https://doi.org/10.5194/essd-15-2517-2023)
29. *Steig E.J., Fischer H., Fisher D. et al.* White paper: The IPICS 2k Array: a network of ice core climate and climate forcing records for the last two millennia // *International Partnerships in Ice Core Sciences*. 2006. 4 p.
30. *Kohnen H.* On the Relation between Seismic Velocities and Density in Firm and Ice // *Zeitschrift für Geophysik*. 1972. Band 38. Heft 1. P. 925-935.
31. *Picotti S., Carcione J.M., Pavan M.* Seismic attenuation in Antarctic firm // *The Cryosphere*. 2024. Vol. 18. Iss. 1. P. 169-186. DOI: [10.5194/tc-18-169-2024](https://doi.org/10.5194/tc-18-169-2024)
32. *Масолов В.Н., Лукин В.В., Шереметьев А.Н., Попов С.В.* Геофизические исследования подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // *Доклады Академии наук*. 2001. Т. 379. № 5. С. 680-685.
33. *Gillet F., Donnou D., Girard C. et al.* Ice core quality in electromechanical drilling // *Proceedings of the Second International Workshop/Symposium on Ice Drilling Technology, 30-31 August 1982, Calgary, AB, Canada*. Hanover: Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1984. CRREL Special Report 84-34. P. 73-80.
34. *Sirotkin A.N., Talovina I.V., Duryagina A.M.* Mineralogy and geochemistry of alkaline lamprophyres of north-western Spitsbergen (Svalbard) // *Geochemistry*. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125508. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.04.004](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.04.004)
35. *Iliescu D., Baker I., Hui Chang.* Determining the orientations of ice crystals using electron backscatter patterns // *Microscopy Research and Technique*. 2004. Vol. 63. Iss. 4. P. 183-187. DOI: [10.1002/jemt.20029](https://doi.org/10.1002/jemt.20029)
36. *Iliescu D., Baker I., Daghljan C.P.* Orientation Mapping in Polycrystalline Ice Using Electron Backscatter Patterns // *Microscopy and Microanalysis*. 2005. Vol. 11. Suppl. 2. P.1500-1501. DOI: [10.1017/S1431927605505452](https://doi.org/10.1017/S1431927605505452)
37. *Baker I., Obbard R., Iliescu D., Meese D.* Microstructural characterization of firm // *Hydrological Processes*. 2007. Vol. 21. Iss. 12. P. 1624-1629. DOI: [10.1002/hyp.6725](https://doi.org/10.1002/hyp.6725)
38. *Липенков В.Я., Полякова Е.В., Экайкин А.А.* Закономерности формирования конжеляционного льда над подледниковым озером Восток // *Лед и Снег*. 2012. Т. 52. № 4. С. 65-77. DOI: [10.15356/2076-6734-2012-4-65-77](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-65-77)
39. *Lipenkov V.Ya., Salamatina A.N., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications // *Journal of Glaciology*. 1997. Vol. 43. № 145. P. 397-407. DOI: [10.3189/S0022143000034973](https://doi.org/10.3189/S0022143000034973)
40. *Большунов А.В., Васильев Д.А., Дмитриев А.Н. и др.* Результаты комплексных экспериментальных исследований на станции Восток в Антарктиде // *Записки Горного института*. 2023. Т. 263. С. 724-741.
41. *Abdrakhmanov I.A., Gulbin Y.L., Skublov S.G., Galankina O.L.* Mineralogical Constraints on the Pressure-Temperature Evolution of Granulites in the Bunge Hills, East Antarctica // *Minerals*. 2024. Vol. 14. Iss. 5. № 488. DOI: [10.3390/min14050488](https://doi.org/10.3390/min14050488)
42. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1955. 492 с.
43. *Litvinenko V., Trushko V.* Modelling of geomechanical processes of interaction of the ice cover with subglacial Lake Vostok in Antarctica // *Antarctic Science*. 2025. Vol. 37. P. 39-48. DOI: [10.1017/S0954102024000506](https://doi.org/10.1017/S0954102024000506)

**Авторы:** Алексей Викторович Большунов, канд. техн. наук, научный руководитель лаборатории, <https://orcid.org/0000-0002-3879-7380> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Сергей Анатольевич Игнатьев, канд. техн. наук, заведующий кафедрой, <https://orcid.org/0000-0002-5527-0978> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Глеб Дмитриевич Горелик, канд. техн. наук, доцент, <https://orcid.org/0000-0002-9890-5275> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Никита Сергеевич Крикун, ведущий инженер, <https://orcid.org/0000-0003-0350-4987> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Дмитрий Александрович Васильев, канд. техн. наук, ассистент, [Vasilev\\_DA@pers.spmi.ru](mailto:Vasilev_DA@pers.spmi.ru), <https://orcid.org/0000-0001-8132-8881> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Илья Витальевич Ракитин, аспирант, <https://orcid.org/0000-0002-7874-1859> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Вячеслав Сергеевич Шадрин, аспирант, <https://orcid.org/0009-0002-2329-3435> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## Пегматиты оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида: новые полевые геологические и геофизические данные

И.А.Бабенко✉, И.В.Таловина, Д.Е.Ушаков, Н.С.Крикун

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Бабенко И.А., Таловина И.В., Ушаков Д.Е., Крикун Н.С. Пегматиты оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида: новые полевые геологические и геофизические данные // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16727. С. 65-79. [EDN QRFPEW](#)

### Аннотация

Приводятся новые данные о различных типах пегматитов оазиса Холмы Ларсеманн (Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида), собранные в ходе сезонных полевых работ 70-й Российской антарктической экспедиции в 2024-2025 гг. В результате комплексных геолого-геофизических исследований были описаны, проанализированы и впервые систематизированы в едином контексте все пегматитовые образования данной территории, относящиеся к различным стадиям Пан-Африканского орогенеза. Наряду с ранее известными пегматитами, связанными с деформационными этапами D<sub>2-3</sub>, D<sub>4</sub> и post-D<sub>4</sub>, предложено их дополнительное разделение на основе минерально-геохимических признаков и по содержанию естественных радионуклидов на боросиликатные D<sub>2-3</sub>, редкометалльные D<sub>4</sub>, мусковитовые post-D<sub>4</sub>, а также выделение двух дополнительных типов, ранее не описанных в данном регионе – калишпатовых D<sub>4</sub>' и камерных редкометалльных пегматитов post-D<sub>4</sub>', отличающихся по морфологии, минералогии и геохимическим характеристикам. Особое внимание уделено структурно-тектоническому контролю пегматитовых тел, их геологическому положению, изучению зональности, а также результатам гамма-спектрометрической и магнитной съемки. Изучены пегматитовые образования, содержащие редкие типоморфные минералы – турмалин, боралсилит, грандидьерит и хризоберилл. Результаты исследований указывают на значительное разнообразие условий формирования данных пегматитов, позволяют уточнить термобарические характеристики и возраст начальных и финальных стадий Пан-Африканского метаморфического события, а также подтвердить генетическую связь пегматитовых образований с деформационными событиями D<sub>2</sub>-D<sub>4</sub> и реконструировать этапы раннепалозойского пегматитообразования в ходе анатектических процессов в контексте геодинамической эволюции Восточной Антарктиды и Гондваны.

### Ключевые слова

пегматиты; Восточная Антарктида; оазис Холмы Ларсеманн; станция Прогресс; Пан-Африканский орогенез; редкометалльная минерализация; боросиликаты; гамма-спектрометрия

### Финансирование

Исследования проводятся с помощью субсидии на выполнение Государственного задания в сфере научной деятельности на 2024 г. (№ FSRW-2024-0003).

Поступила: 17.04.2025

Принята: 05.06.2025

Онлайн: 07.07.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Пегматиты представляют собой крайне дифференцированные позднемагматические образования, играющие ключевую роль в понимании финальных стадий эволюции магматических систем. Они являются естественными концентраторами редких и рассеянных элементов, служат источниками стратегически важных минералов и ценным объектом при изучении процессов фракционирования и дегазации расплава, а также тектоно-магматической эволюции земной коры. Поскольку пегматиты часто формируются в постметаморфической обстановке, они также являются информативными при реконструкции поздних этапов геодинамического развития регионов.

В Восточной Антарктиде пегматиты распространены в пределах древних метаморфических комплексов и на протяжении последних десятилетий неоднократно становились объектом локальных исследований. Однако систематическое и комплексное изучение этих образований до настоящего времени остается ограниченным.



Оазис Холмы Ларсеманн, расположенный в прибрежной части Земли Принцессы Елизаветы, представляет собой уникальный геологический объект, где на ограниченной территории обнажаются разновозрастные метаморфические и магматические образования, сохранившие следы нескольких глобальных тектоно-термальных событий. Наличие хорошо обнаженных пегматитовых тел, часто сохраняющих первичную зональность, делает этот район особенно ценным для изучения процессов пегматитообразования в условиях глубокой континентальной коры. Несмотря на то, что в течение последних тридцати лет этот район неоднократно привлекал внимание исследователей, до сих пор остаются невыясненными ключевые вопросы, касающиеся условий образования, временного положения и внутренней типизации этих образований [1-3]. Настоящая работа направлена на восполнение этого пробела путем комплексного исследования морфологических, минералого-геохимических и геофизических особенностей конкретных разновидностей пегматитов. Особое значение уделено комплексному описанию камерных и редкометалльных разновидностей пегматитов, ранее не фиксировавшихся в пределах данного региона.

В 2024-2025 гг. в ходе 70-й Российской антарктической экспедиции сотрудниками Санкт-Петербургского горного университета были проведены комплексные геолого-геофизические исследования на территории п-ова Брокнес (оазис Холмы Ларсеманн, Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида). Работы были посвящены изучению верхнепротерозойских метаморфических комплексов, формирующих полуостров, их картированию и минерально-геохимическому опробованию. Другой блок включал исследование разрывных нарушений, их описание и фотофиксацию для составления тектонической схемы территории.

### Геология

Восточная Антарктида представляет собой кратон, сложенный преимущественно архейскими и протерозойскими метаморфическими породами [4, 5]. Геологическое развитие региона связано с несколькими этапами орогенеза, наиболее значительными из которых являются события позднего архея, раннего протерозоя и позднего рифея – венда, приуроченные к формированию суперконтинентов Колумбия, Родиния и Гондвана [6-8]. Наибольшая обнаженность пород наблюдается в прибрежной полосе Восточной Антарктиды, где широко развиты гранулиты, гнейсы и мигматиты [9-11], а также более поздние относительно редкие интрузивные тела различных составов, включая пегматиты, формировавшиеся на поздних стадиях кристаллизации гранитоидных магм в раннем палеозое в условиях коллизионной обстановки [12].

В строении оазиса Холмы Ларсеманн, расположенного на побережье залива Прюдс в Восточной Антарктиде, участвуют орто- и парагнейсы амфиболитовой и гранулитовой фаций [13], образующие разнородный комплекс метаморфических формаций. Основу геологического разреза исследуемой территории составляют: верхнерифейские мафические гранулиты Нелла, лейкогнейсы Жуньшань, ортогнейсы Бланделл; среднерифейские парагнейсы формации Браттстранд, подразделяемые на несколько субформаций – метапелиты Стюве, метапелиты оз. Феррис, парагнейсы Брокнес, метапсаммиты Гентнер, лейкогнейсы Уайт-Хилл [14] (рис.1).

Мафические гранулиты Нелла состоят из орто- и клинопироксена, амфибола, плагиоклаза и биотита с незначительным содержанием кварца и магнетита. Минеральный состав остальных комплексов пород преимущественно представлен кварцем и полевым шпатом с переменным содержанием биотита, граната, силлиманита и кордиерита. Считается, что протопородами для ортогнейсов выступали мафические и кислые образования возрастом 940-1126 млн лет [15]. Время образования протолитов парапород остается предметом дискуссий – одни исследователи относят возраст осадконакопления к венду (600-575 млн лет) [16-18] и даже кембрию (515 млн лет) [19], другие же считают, что данные процессы произошли намного раньше, в среднем-верхнем рифее (1100-970 млн лет) [15, 20]. Общепринятым среди исследователей является мнение о двух масштабных высокотемпературных метаморфических процессах, затронувших данную территорию около 1000-900 млн лет назад в эпоху Гренвильского (D<sub>1</sub>) и около 580-510 млн лет назад в эпоху Пан-Африканского орогенеза (D<sub>2-4</sub>) [13, 20-22]. С последним связано широкое развитие процессов анатексиса, внедрения кембрийских гранитоидов Прогресс и образования целого ряда различных

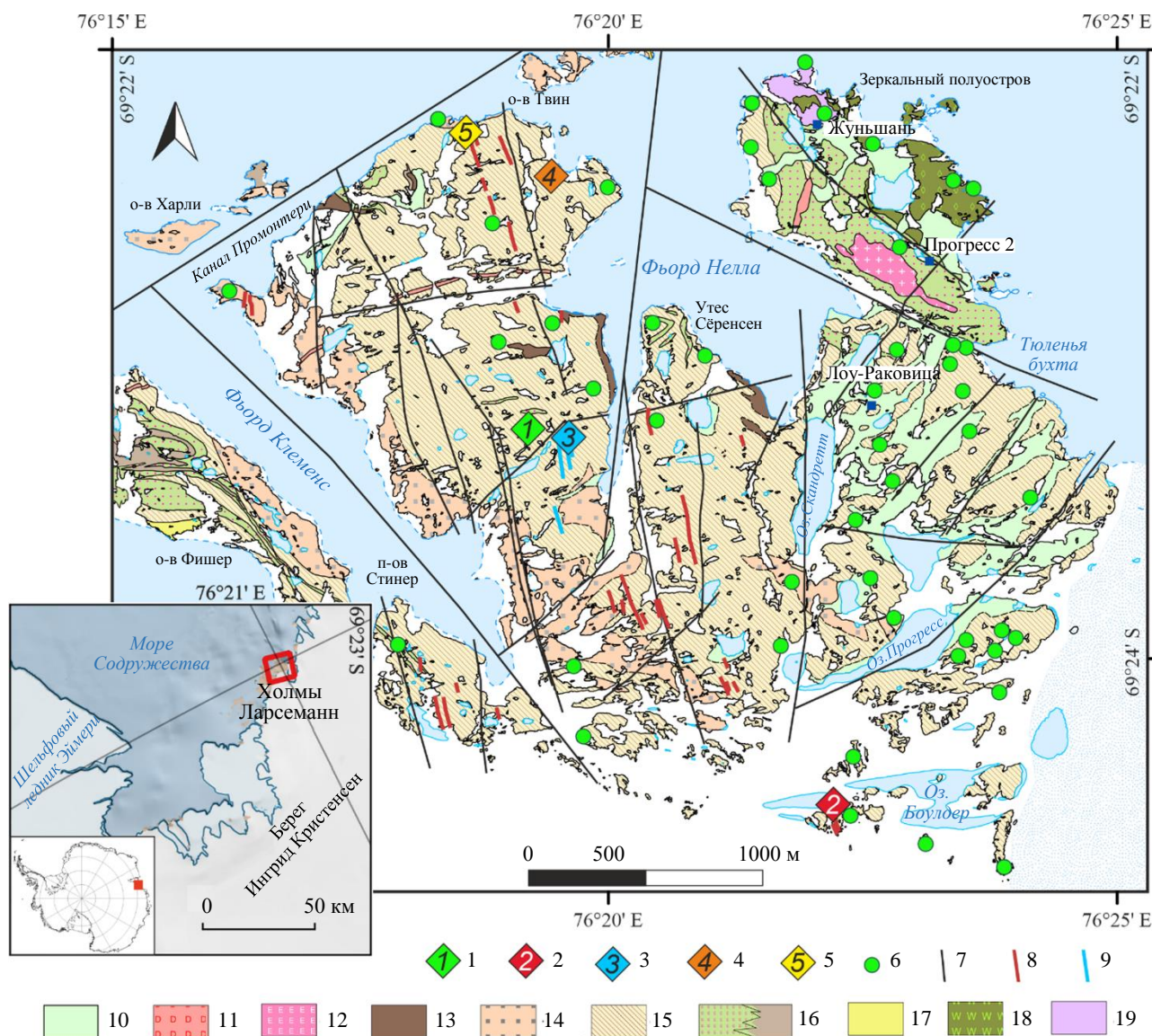


Рис. 1. Положение изучаемой территории на карте Антарктиды и геологическая схема п-ова Брокнес, оазис Холмы Ларсеманн [14] (с дополнениями авторов)

Опорные обнажения 1-5: 1 – боросиликатный пегматит  $D_{2-3}$ , 2 – редкометалльный пегматит  $D_4$ ; 3 – калишпатовый пегматит  $D_4'$ , 4 – мусковитовый пегматит post- $D_4$ , 5 – камерный пегматит post- $D_4$ ; 6 – тела боросиликатных пегматитов  $D_{2-3}$ ; 7 – разломы; 8 – жилы редкометалльных пегматитов  $D_4$ ; 9 – жилы калишпатовых пегматитов  $D_4'$ ; 10 – рыхлые осадки (Q); 11 – микрогранит Прогресс ( $\epsilon_1$ ); 12 – граниты Прогресс ( $\epsilon_1$ ); парагнейсы формации Браттстранд ( $R_3$ ) 13-16: 13 – лейкогнейсы Уайт-Хилл, 14 – метапсаммиты Гентнер, 15 – парагнейсы Брокнес, 16 – метapelиты оз. Феррис / Стюве; 17 – ортогнейсы Бланделл ( $R_3$ ); 18 – гнейсы Жуньшань ( $R_3$ ); 19 – мафические гранулиты Нелла ( $R_3$ )

по структурно-тектоническому положению и зональности пегматитовых тел, являющихся основным объектом исследования в рамках данной статьи. На территории оазиса предшественниками выделяется два [1, 2], а по другим данным – три [3] типа пегматитов, приуроченных к различным стадиям Пан-Африканского орогенеза –  $D_{2-3}$  (578-531 млн лет) [1, 23],  $D_4$  (526-510 млн лет) [23], post- $D_4$  (ок. 515 млн лет) [3].

В данной статье предлагается дополнить существующую типизацию пегматитов, учитывая новые геолого-геофизические данные по их структурно-тектонической позиции, зональности и особенностям минерального состава с выделением боросиликатных  $D_{2-3}$ , редкометалльных  $D_4$ , мусковитовых post- $D_4$ , а также двух новых типов – калишпатовых  $D_4'$  и камерных редкометалльных пегматитов post- $D_4'$ . Помимо указанных отличительных признаков, эти образования различаются по возрасту, составу протолита, минерально-геохимическим и структурно-текстурным особенностям.



## Методы

Полевые комплексные геолого-геофизические работы в районе станции Прогресс включали проведение геологических маршрутов, описание опорных обнажений, магниторазведку и гамма-спектрометрическую съемку. В ходе работ встречено и описано 87 проявлений пегматитов. Некоторые тела пегматитов были первично выделены на основании дешифрирования аэрофотоснимков, полученных при составлении ортофотопланов местности, снятых при помощи БПЛА DJI Mavic Air 2 (DJI, КНР). Отдельные пегматитовые тела выделялись по результатам наземной магнитной съемки, проведенной в масштабе 1:10000 с помощью оверхаузеровского магнитометра MiniMag (ООО «Геодевайс», Россия). На опорных обнажениях пегматитов проводилось изучение геологического строения, связь с тектоническими ослабленными зонами, детальное изучение каждой зоны, а также гамма-спектрометрические измерения как по локальным объектам, так и вдоль профилей с использованием прибора МКСП-01 (ООО «НТЦ «РАДЭК», Россия), время экспозиции составляло от 600 до 1800 с. Отдельные образцы были оперативно доставлены в Санкт-Петербург и проанализированы в лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН с использованием рентгенофлуоресцентного анализатора СПЕКТРОСКАН МАКС-GVM (ООО «НПО «СПЕКТРОН», Россия).

## Результаты

Наиболее представительные пегматитовые тела разных типов описаны в опорных обнажениях: боросиликатный D<sub>2-3</sub> (№ 1), редкометалльный D<sub>4</sub> (№ 2), калишпатовый D<sub>4</sub>' (№ 3), мусковитовый post-D<sub>4</sub> (№ 4), камерный post-D<sub>4</sub>' (№ 5) (рис.1).

Рассмотрим подробнее выделенные типы пегматитов, включая как впервые описанные разновидности, так и ранее упоминавшиеся в литературе [1-3, 23], но не изучавшиеся в едином контексте и остававшиеся недостаточно охарактеризованными.

*Боросиликатные пегматиты D<sub>2-3</sub>.* Самые ранние пегматиты на исследуемой территории соотносятся с деформационными процессами D<sub>2</sub> и D<sub>3</sub>, имевшими место в ходе Пан-Африканского орогенеза [1], и представлены боросиликатными пегматитами D<sub>2-3</sub>. Считается, что они были сформированы в результате дифференциации расплавов, возникших в ходе процессов частичного плавления богатых боросиликатами парагнейсов в раннем палеозое 578-531 млн лет назад [1, 23]. В ходе последующих процессов эти образования были деформированы [2]. Пегматитовые тела D<sub>2-3</sub> были встречены в 48 точках наблюдения, главным образом среди парагнейсов субформации

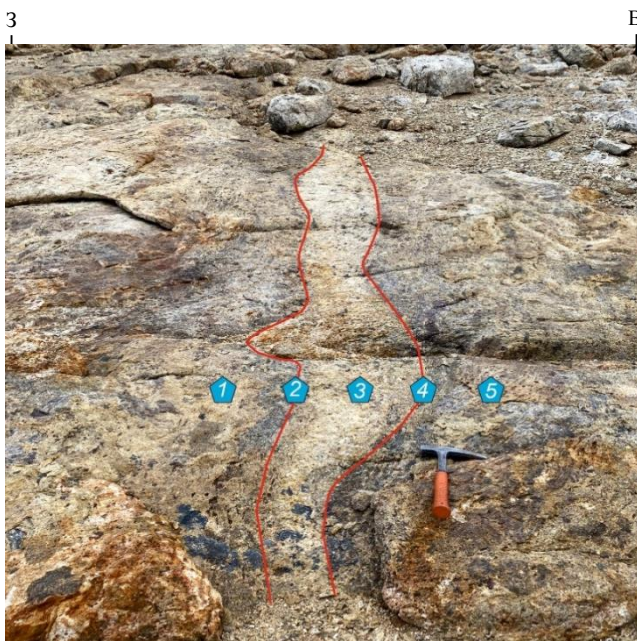


Рис.2. Жильное тело боросиликатного пегматита D<sub>2-3</sub> (опорное обнажение № 1) во вмещающих парагнейсах субформации Брокнес (длина молотка для масштаба – 30 см)  
1-5 – точки гамма-спектрометрических наблюдений

Брокнес, и реже – метапсаммитов Гентнер. В структурном плане данные породы формируют субсогласные с вмещающими метаморфитами линзы и жильные тела протяженностью до нескольких десятков метров и мощностью до 1-2 м (рис.2), падение которых в большинстве случаев соответствует падению вмещающих пород. Контакты четкие, неровные. Эти пегматиты не обладают какой-либо явно выраженной зональностью, их породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат и плагиоклаз, серый или молочно-белый кварц и крупночешуйчатый биотит, а их отличительная особенность заключается в значительном содержании редких боросиликатных минералов – дюмортьерита, призматина, грандидьерита, боралсилита и турмалина (табл.1) [2, 3, 24]. Особое распространение боровая минерализация получила в западной части оазиса Холмы Ларсеманн на п-ове Стурнес, что послужило причиной для создания на его территории особо охраняемой природной зоны [25].



Таблица 1

## Сравнительная геолого-минералогическая характеристика различных типов пегматитов оазиса Холмы Ларсемани

Характеристики	Тип пегматита				
	Боросиликатные пегматиты D <sub>2-3</sub>	Редкометалльные пегматиты D <sub>4</sub>	Калишпатовые пегматиты D <sub>4</sub> '	Мусковитовые пегматиты post-D <sub>4</sub>	Камерные пегматиты post-D <sub>4</sub> '
Возраст, млн лет	578-531 [1, 23]	526-510 [23]	521-517 [1]	515? [3]	?
Распространение	Повсеместное	Западная и центральная части п-ова Брокнес	Западная и центральная части п-ова Брокнес	Северо-западная часть п-ова Брокнес + острова	Северо-западная часть п-ова Брокнес
Вмещающая порода	Парагейсы формации Браттстранд (средний рифей)				
Форма залегания	Линзы [26] / жильные тела	Жилы	Жилы	Жилы / линзы	Линзы
Зональность	Отсутствует	Ясная	Ясная	Ясная	Ясная
Температура образования, °С	750-800 [3]	>800 [3]	550-650 [27]	490-580 [3]	350-500? [28-30]
Давление, ГПа	0,4-0,7 [3]	>0,4-0,7 [3]	0,15-0,45 [27]	0,35-0,2 [3]	>0,25? [28]
Эффективная активность A <sub>эф</sub> , Бк/кг	56,70-59,00	61,50-103,00	17,40-206,00	45,90-67,60	52,20-910,00
Преобладающий полевой шпат	Калиевый полевой шпат + плагиоклаз	Калиевый полевой шпат + плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат
Преобладающий тип слюды	Биотит	Биотит	Биотит	Мусковит	Биотит
Кварц SiO <sub>2</sub>	Серый	Белый	Серый	Светло-серый	Серый, дымчатый
Силлиманит Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	XXX	XXX			
Андалузит Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	(*) [2]			(*) [3]	XXX?
Берилл Al <sub>2</sub> Be <sub>3</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ]		?		XXX [3]	
Турмалин NaR <sub>3</sub> Al <sub>6</sub> (OH) <sub>1+3</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ]	X / XXX	XXX	XXX	X [3]	
Гранат (альмандин) Fe <sup>2+</sup> <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub>	XXX	XXX	XXX		X
Кордиерит Al <sub>3</sub> Mg <sub>2</sub> [AlSi <sub>5</sub> O <sub>18</sub> ]	XXX				
Ортопироксен		X [26]			
Грандидьерит (Mg, Fe)Al <sub>3</sub> [O BO <sub>4</sub>  SiO <sub>4</sub> ]	X / XXX [2, 3]				
Боралсилит Al <sub>16</sub> B <sub>6</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>37</sub>	XXX [3, 24]	X [3]			
Призматин (Mg, Na) <sub>2</sub> Mg(Al, Fe, Mg) <sub>6</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ][(Al, Si) <sub>2</sub> (Si, B)O <sub>10</sub> ]O <sub>4</sub> (O, OH)	XXX				
Дюмортьерит Al <sub>4</sub> [(Al <sub>4</sub> BSi <sub>3</sub> )O <sub>19</sub> OH]	(*) [3]	X [3]			
Вердингит Al <sub>8</sub> [(Mg, Fe) <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> (Al, Fe) <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> (B, Al) <sub>4</sub> ]O <sub>37</sub>	X [24]				
Апатит Ca <sub>5</sub> [(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F, Cl, OH)]	X [24]	X	?		XXX
Монацит (Ce, La, Y)[PO <sub>4</sub> ]	X [3]	X [26]	X		X
Ксенотим YPO <sub>4</sub>	X [24]	X [24]	X		X
Циркон (Zr, Hf, Th, U, TR, Ca, Na) [(Si, Al, P, S) (Ti, Zr, Th) <sub>3</sub> O <sub>7</sub> ]	X [24]	X [24]	X [1]		X
Урансодержащий минерал					XXX
Хризоберилл Al <sub>2</sub> BeO <sub>4</sub>		XXX			
Магнетит Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	XXX	XXX	XXX		X
Шпинель MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>		XXX [26]			
Ильменит FeTiO <sub>2</sub>		X [26]			
Рутил TiO <sub>2</sub>	X [24]	X [23]			X
Корунд Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		(*) [26]			
Диаспор AlOОН		(*) [26]			
Пирит FeS <sub>2</sub>	X [24]				XXX

Примечание. XXX – минерал встречается в значительном количестве; X – минерал встречается в небольших зернах в шлифах или в шликсе; (\*) – вторичный минерал; ? – требуется уточнение. Собственные полевые определения выполнены визуально или с применением рентгенофлуоресцентного анализа.



По данным гамма-спектрометрии выявленные боросиликатные пегматиты D<sub>2-3</sub> практически не отличаются от вмещающих парагнейсов содержаниями изотопов калия, урана и тория (табл.2).

Таблица 2

Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность боросиликатного пегматита D<sub>2-3</sub> и вмещающих парагнейсов субформации Брокнес по результатам гамма-спектрометрии (опорное обнажение № 1)

Зона	Содержание				
	<sup>40</sup> K, %	U ( <sup>226</sup> Ra), ppm	<sup>232</sup> Th, ppm	A <sub>эф</sub> , Бк/кг	Th/U
Вмещающие парагнейсы	5,34	1,50	41,82	56,70	27,84
Контакт вмещающих парагнейсов и пегматитов	7,31	1,36	42,10	57,10	31,05
Центральная часть пегматитового тела	7,39	1,20	43,62	59,00	36,35

*Редкометалльные пегматиты D<sub>4</sub>*. Внедрение более поздних редкометалльных пегматитов D<sub>4</sub> также связывается с Пан-Африканским орогенезом [1]. Предполагается, что они были сформированы в результате дифференциации расплава, образованного из нескольких источников в ходе процессов анатексиса [3] 526-510 млн лет назад [23]. Пегматитовые тела D<sub>4</sub> были зафиксированы в 35 точках наблюдения, в основном среди парагнейсов субформации Брокнес. В структурном отношении данные образования формируют протяженные (до 150-200 м) субвертикальные секущие жилы мощностью до 1 м север-северо-западного простирания, контролируемые субмеридианальными разрывными нарушениями. Данный тип пегматитов наиболее проявлен в западной части п-ова Брокнес (см. рис. 1). Периодически отмечается их секущее положение по отношению к пегматитам D<sub>2-3</sub>. Часто по данным телам развиваются более поздние линейные деформации, представляющие собой зоны милонитизации мощностью до 20 см и крупные протяженные трещины. В качестве порообразующих минералов данных пегматитов выступают оранжевый и розоватый до мясо-красного калиевый полевой шпат, плагиоклаз, белый кварц и крупночешуйчатый биотит. В качестве аксессуарных минералов выделяются магнетит, шпинель, гранат (альмандин), силлиманит, турмалин, а также впервые описываемый на территории оазиса Холмы Ларсеманн и в целом на территории Земли Принцессы Елизаветы хризоберилл, образующий достаточно крупные (до 2-3 см) характерные двойники и тройники. Интересно, что подобные абиссальные пегматиты, описываемые в других частях Земли, никогда не характеризуются одновременным развитием боровой и бериллиевой минерализации [31].

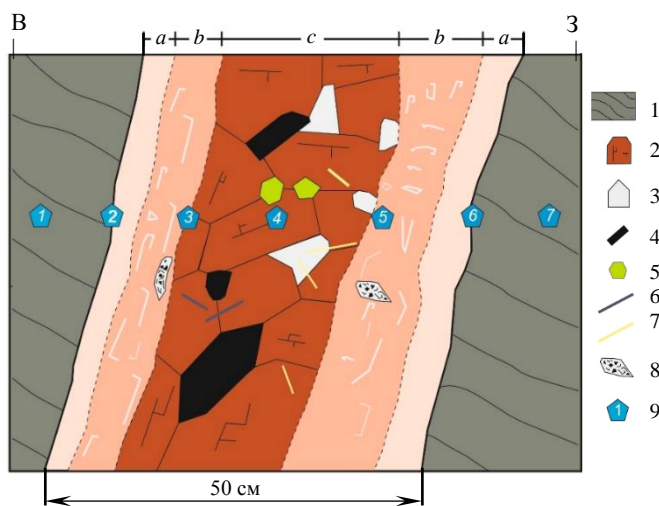


Рис.3. Схематическая зарисовка (в разрезе) зонального строения жилы редкометалльных пегматитов D<sub>4</sub> (опорное обнажение № 2)

- Зоны: *a* – приконтактная; *b* – графическая; *c* – блоковая  
 1 – парагнейсы субформации Брокнес; 2 – калиевый полевой шпат;  
 3 – кварц; 4 – биотит; 5 – хризоберилл; 6 – турмалин; 7 – силлиманит;  
 8 – графические сростки кварца и турмалина;  
 9 – точки гамма-спектрометрических наблюдений

Все жилы данного типа имеют явное зональное строение (рис.3) с постепенными контактами между зонами (от краев к центру, на примере калишпатового пегматита из опорного обнажения № 2):

*a* – приконтактные зоны представлены мелко-среднекристаллическими полевошпат-кварцевыми агрегатами. Наблюдаются скопления магнетита в западных, как правило, лежащих приконтактных зонах;

*b* – графическая зона проявлена не повсеместно, представляет собой крупные агрегаты полевого шпата с немногочисленными ихтиоглиптами кварца и редкими небольшими (1-2 см) графическими сращениями кварца и турмалина;

*c* – блоковая зона представлена крупными идиоморфными кристаллами калиевого полевого шпата, часто с крупночешуйчатым биотитом и значительно реже квар-



цем. В данной зоне в некоторых редкометалльных жилах отмечаются правильные двойники и тройники хризоберилла размером до нескольких сантиметров, кристаллы силлиманита и турмалина.

Редкометалльные пегматиты  $D_4$  отличаются незначительно повышенными по отношению к вмещающим парагнейсам содержаниями естественных радионуклидов, а также эффективной активностью (табл.3).

Таблица 3

Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность редкометалльного пегматита  $D_4$  и вмещающих парагнейсов субформации Брокнес по результатам гамма-спектрометрии (опорное обозначение № 2)

Зона	Содержание				
	$^{40}\text{K}$ , %	U ( $^{226}\text{Ra}$ ), ppm	$^{232}\text{Th}$ , ppm	$A_{\text{эф}}$ , Бк/кг	Th/U
Вмещающие парагнейсы	3,05	1,92	45,30	61,50	23,64
Контакт вмещающих парагнейсов и пегматитов	3,68	3,24	53,87	74,10	16,61
Блоковая зона пегматита	5,25	4,38	75,03	103,00	17,13

Калишпатовые пегматиты  $D_4'$  распространены на изучаемой территории значительно реже, они были встречены всего в трех точках наблюдения в западной части п-ова Брокнес. По данным уран-свинцового изотопного датирования, их возраст составляет 517-521 млн лет [1]. По своему структурному положению и приуроченности к разрывным нарушениям данные образования не отличаются от ранее описанных редкометалльных пегматитов  $D_4$  и не выделяются другими исследователями в отдельную группу. Между тем эти пегматиты надежно выделяются по своему минеральному составу – они фактически нацело сложены крупными (до 30-40 см) белыми удлиненными кристаллами ортоклаза, часто с двойниками, различимыми макроскопически. В подчиненном количестве отмечается серый кварц, чаще всего встречающийся в зальбандах жил или в виде цепочек небольших (до 1 см) кварцевых агрегатов, формирующихся в блоковой зоне на границах кристаллов ортоклаза, и крупночешуйчатый идиоморфный биотит. В качестве аксессуарных минералов отмечаются кристаллы магнетита и граната (альмандина). Данные пегматиты также характеризуются зональным строением (рис.4).

По данным гамма-спектрометрии калишпатовые пегматиты  $D_4'$  также отличаются от редкометалльных повышенными содержаниями изотопов тория, более высокими значениями эффективной активности и торий-уранового соотношения (табл.4).

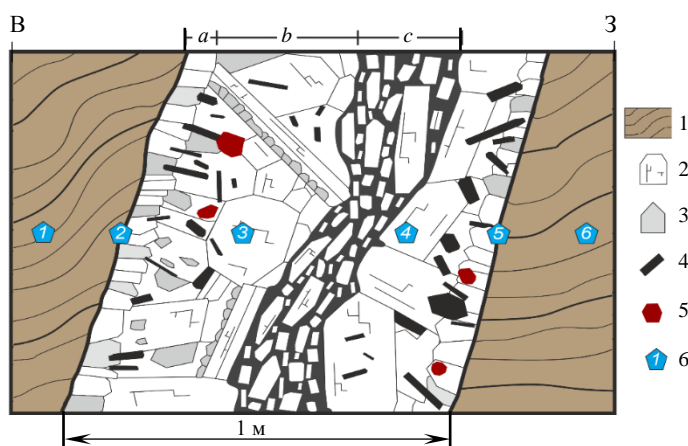


Рис.4. Схематическая зарисовка (в разрезе) строения жилы калишпатовых пегматитов  $D_4'$  (опорное обозначение № 3)  
Зоны: *a* – приконтактная (Ort-Bt-Q-Mag); *b* – блоковая (Ort-Q);  
*c* – милонитизации (Pl-Bt)  
Ort – ортоклаз; Bt – биотит; Q – кварц; Mag – магнетит;  
1 – парагнейсы; 2 – ортоклаз; 3 – кварц; 4 – биотит; 5 – гранат;  
6 – точки гамма-спектрометрических наблюдений

Таблица 4

Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность калишпатового пегматита  $D_4'$  и вмещающих парагнейсов субформации Брокнес по результатам гамма-спектрометрии (опорное обозначение № 3)

Зона	Содержание				
	$^{40}\text{K}$ , %	U ( $^{226}\text{Ra}$ ), ppm	$^{232}\text{Th}$ , ppm	$A_{\text{эф}}$ , Бк/кг	Th/U
Вмещающие парагнейсы	3,58	1,13	12,20	17,40	10,77
Контакт вмещающих парагнейсов и пегматитов	6,41	2,86	79,32	107,00	27,73
Блоковая зона жилы	8,00	4,65	152,80	206,00	32,83

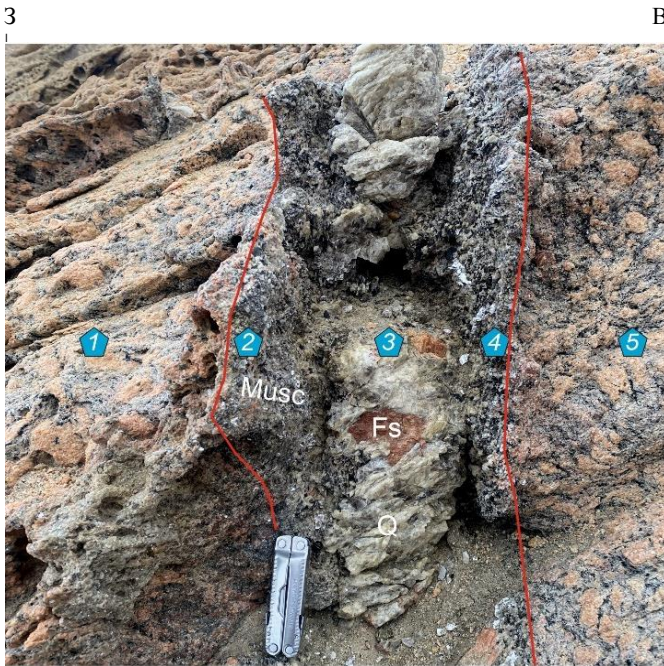


Рис.5. Жила мусковитового пегматита post-D4 в парагнейсах субформации Брокнес (опорное обнажение № 4).  
 Длина ножа 10 см  
 Q – кварц; Musc – мусковит; Fs – калиевый полевой шпат

**Мусковитовые пегматиты post-D4.** Более поздние пегматитовые образования, связанные с Пан-Африканским орогенезом, выделяются некоторыми исследователями в особую группу [3]. Предполагается, что они образованы в одно время с гранитами Прогресс 515 млн лет назад из общего протолита [22]. Данные образования имеют крайне ограниченное распространение на исследуемой территории (северо-запад п-ова Брокнес); пегматитовые тела post-D4 были встречены всего в двух точках наблюдения. Они представлены секущими и субсогласными с вмещающими породами жилами и линзами север-северо-западного простирания, протяженностью до 100-150 м и мощностью до 30 см, часто с явным зональным строением (рис.5). Породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат бледно-оранжевого цвета, крупночешуйчатый идиоморфный мусковит и светло-серый кварц.

Подобные пегматиты, описываемые в работе [3], на некоторых северных островах оазиса, также могут содержать берилл. Именно наличие крупнокристаллического мусковита, не встреченного в других пегматитовых образованиях, позволяет выделить данные пегматиты в отдельную группу. Это обстоятельство, а также возможное наличие берилла позволяет говорить о том, что внедрение мусковитовых пегматитов post-D4 проходило при более низких температурах, и, вероятно, об их более молодом возрасте. Данные гамма-спектрометрии указывают на относительную обедненность рассматриваемых пород радиоактивными элементами по сравнению с редкометалльными, калишпатовыми и камерными пегматитами (табл.5).

Таблица 5

Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность мусковитового пегматита post-D4 и вмещающих парагнейсов субформации Брокнес по результатам гамма-спектрометрии (опорное обнажение № 4)

Зона	Содержание				
	<sup>40</sup> K, %	U ( <sup>226</sup> Ra), ppm	<sup>232</sup> Th, ppm	A <sub>эф</sub> , Бк/кг	Th/U
Вмещающие парагнейсы	5,25	2,49	32,80	45,90	13,18
Контакт вмещающих парагнейсов и пегматитов	4,09	2,04	34,78	48,00	17,07
Центральная зона жилы	5,11	3,71	48,47	67,60	13,05

**Камерные пегматиты post-D4'.** Миароловые пегматиты – наиболее интересные геологические образования. На данный момент в общем доступе нет информации об обнаружении камерных пегматитовых тел в Антарктиде. Подобные образования являются редкими для древних глубоко-метаморфизованных пород, поэтому обнаружение камерного пегматита среди метаморфитов Холмов Ларсеманн представляется весьма важной находкой. Первоначально миароловый пегматит был обнаружен по многочисленным обломкам кристаллов кварца с гранями свободного роста, встречающихся среди делювиальных отложений в верхепротерозойских мигматизированных парагнейсах на западе п-ова Брокнес. Продолжение поисков привело к достаточно крупному (1×0,5×1 м<sup>3</sup>) зональному образованию, горизонтально залегающему субсогласно среди парагнейсов Брокнес. Наличие асимметричной зональности, заполненных кристаллами миароловых пустот (рис.6), а также резкое отличие в содержании естественных изотопов и их активности позволяет выделить данный пегматит в особую группу.

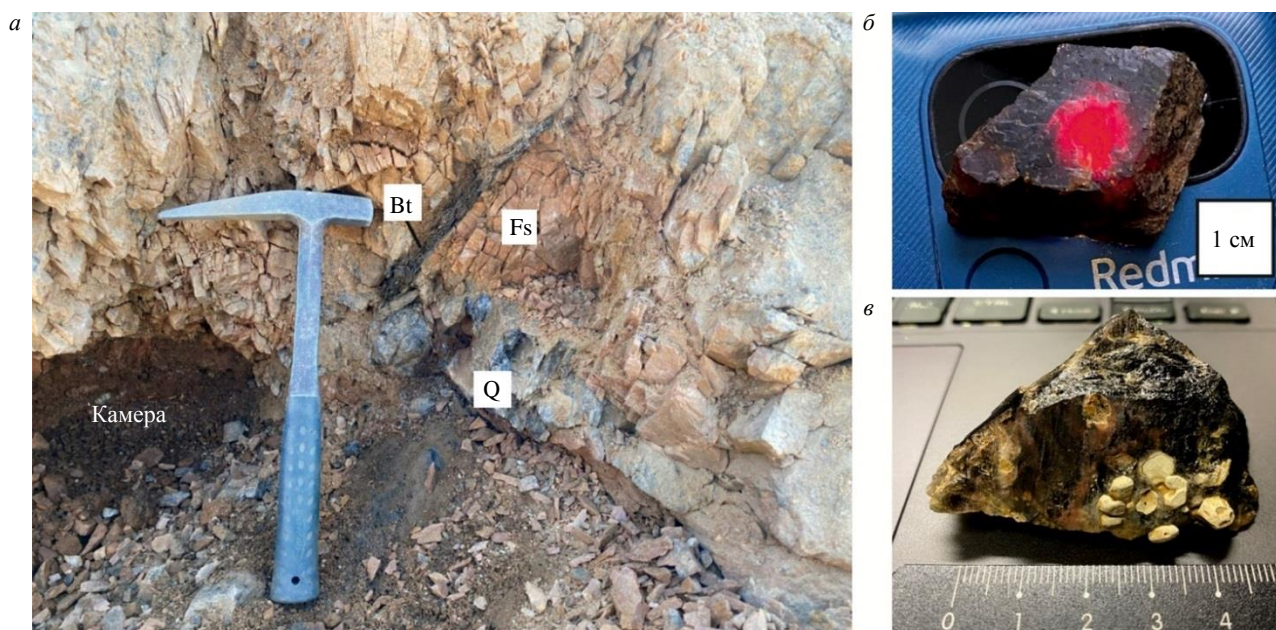


Рис.6. Строение камерного пегматита post-D<sub>4</sub>' (а) и отдельные минералы, найденные в нем, – апатит, подсвеченный фонариком (б), и дымчатый кварц с включениями сильно выветрелого неизвестного минерала (в)

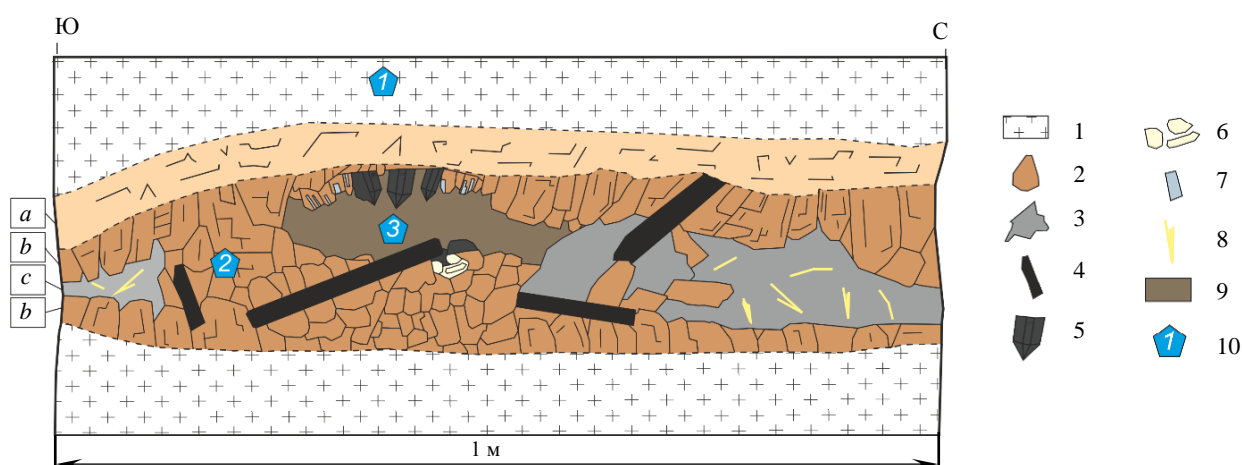


Рис.7. Схематическая зарисовка (в разрезе) строения камерного пегматита (опорное обнажение № 5)

Зоны: а – графическая, б – блоковая, с – кварцевое ядро

1 – парагнейсы Брокнес; 2 – калиевый полевой шпат; 3 – кварцевое ядро; 4 – биотит; 5 – кристаллы кварца; 6 – ильменит (?); 7 – плагиоклаз; 8 – андалузит (?); 9 – глина из миаролы; 10 – точки гамма-спектрометрических наблюдений

В строении описываемого камерного пегматита принимают участие несколько постепенно сменяющих друг друга зон (рис.7):

а – графическая зона, представляющая собой не всегда ясно выраженные закономерные сращения калиевого полевого шпата и кварца;

б – блоковая зона, выполненная крупными агрегатами калиевого полевого шпата с единичными крупными (до 30 см) кристаллами биотита (рис.6, а). В данной зоне отмечаются многочисленные миароловые пустоты размером до 15-30 см, с кристаллами дымчатого кварца (рис.6, в), калиевого полевого шпата, голубоватого ирризирующего плагиоклаза, рутила (в виде включений в кварце), ильменита, коричневатого апатита (рис.6, б) с включениями иттриевого монацита, а также темные радиоактивные скрытокристаллические разности и несколько не определенных на данный момент выветрелых минералов. Полости заполнены рыхлым глинистым веществом с большим количеством мелких золотистых кристаллов ксенотима и монацита;



*c* – ядро, сформированное сплошными крупными кварцевыми агрегатами серого цвета с многочисленными, часто изогнутыми зеленовато-желтыми матовыми кристаллами, вероятно, андалузита, размером до 7-10 см в длину и редкими включениями пирита.

Гамма-спектрометрические наблюдения, проведенные вдоль профиля вкрест зональности пегматитового тела, демонстрируют одни из наиболее высоких на участке работ содержания естественных радионуклидов, а также значения эффективной активности (табл.6).

Таблица 6

Средние содержания естественных радионуклидов и эффективная активность в камерном пегматите post-D<sub>4</sub>' и вмещающих мигматизированных метаморфитов по результатам гамма-спектрометрии (опорное обнажение № 5)

Зона	Содержание				
	<sup>40</sup> K, %	U ( <sup>226</sup> Ra), ppm	<sup>232</sup> Th, ppm	A <sub>эф</sub> , Бк/кг	Th/U
Вмещающие мигматизированные метаморфиты	5,36	0,70	39,00	52,20	55,47
Блоковая зона пегматитового тела	10,89	21,71	592,00	798,00	27,27
Миароловая полость	7,21	39,85	663,70	910,00	16, 66

Данное пегматитовое тело вместе с вмещающими мигматизированными парагнейсами выделяется также и по зафиксированной в ходе работ отрицательной линейной магнитной аномалии протяженностью около 150 м и шириной до 30 м.

### Обсуждение результатов

На территории оазиса Холмы Ларсеманн выделяется несколько типов пегматитов, отождествляемых с Пан-Африканскими орогенными событиями (ок. 580-510 млн лет). Их образование приурочено к глобальному пику тектоно-магматической активности в раннем палеозое, проявившемуся на значительных площадях по всей Земле в период коллизионного орогенеза и сборки суперконтинентов [32].

В последнее время предпринималось несколько попыток систематизировать информацию о пегматитах оазиса Холмы Ларсеманн, выяснить условия и порядок их образования. Одной из главных проблем в исследовании является то, что абсолютные датировки разных типов пегматитов не всегда являются показательными, так как результаты часто могут накладываться друг на друга или различаться лишь в пределах среднеквадратичного отклонения. По калишпатовым, мусковитовым и камерным пегматитам получено крайне мало достоверных данных об их абсолютном возрасте и термобарических условиях образования, или же таковых данных нет в принципе. С этой точки зрения большую ценность представляют первичные полевые данные о взаимоотношении данных типов пегматитов.

Предполагается, что процессы внедрения первых пегматитов связаны с деформационными событиями D<sub>2</sub> и D<sub>3</sub>, приведшими к образованию зон растяжения субмеридионального простирания [1]. В пегматитах D<sub>2-3</sub> обильно проявлена боровая минерализация, а также были найдены очень редкие (грандидьерит, призматин) и даже новые минералы, ранее описанные только в метеоритах (боралсилит) [3, 24, 25]. На основании данных о PT-условиях устойчивости боралсилита предполагается, что пегматиты D<sub>2-3</sub> могли быть образованы при температуре 750-800 °C и давлении 0,4-0,7 ГПа (см. табл.1) при частичном плавлении богатых бором парагнейсов [3]. Результаты определения абсолютного возраста данных образований, полученных по монациту и циркону различными авторами, неплохо соотносятся между собой – 578-531 млн лет [23] и 562-534 млн лет [1] и соответствуют времени тектоно-магматического события, приведшему к частичному плавлению вмещающих пород. Считается, что в ходе последующих процессов данные тела были смяты в складки, чаще всего согласного характера с вмещающими породами, и в отдельных случаях нарушены разрывными дислокациями, по которым происходило внедрение более поздних пегматитов.

По данным полевых наблюдений, пегматитовые образования D<sub>2-3</sub> встречаются повсеместно на территории работ в виде линз и непротяженных жильных тел мощностью до первых метров с неровными контактами, залегающими, как правило, согласно с вмещающими породами.



На п-ове Брокнес в пегматитах  $D_{2-3}$  практически не наблюдается боровая минерализация, ее наиболее крупные проявления сконцентрированы в западной части оазиса, на п-ове Стурнес. По данным гамма-спектрометрических наблюдений, пегматиты  $D_{2-3}$  не демонстрируют существенных отличий по содержанию радионуклидов от вмещающих парагнейсов Брокнес и метапсаммитов Гентнер, при этом характеризуясь пониженными значениями по сравнению с редкометалльными  $D_4$ , калишпатовыми  $D_4'$  и камерными  $post-D_4'$  пегматитами. Это может быть связано как с высокотемпературными условиями кристаллизации данных пегматитов, так и с усилением миграции Th и U в ходе последующих процессов метаморфизма [33].

Далее на участки, испытавшие растяжение в ходе события  $D_3$ , наложился поздние деформационные процессы  $D_4$  [1], которые привели к дальнейшему растяжению и внедрению пегматитов  $D_4$  в ослабленные зоны. В этих породах также были обнаружены редкие включения боралсилита, на основании чего предполагается, что пегматиты  $D_4$  были образованы в сходных с пегматитами  $D_{2-3}$  термобарических условиях [3]. Данные датировок по монациту предполагают, что пегматиты  $D_4$  были сформированы 526-510 млн лет назад [23] в результате частичного плавления субстрата из нескольких источников [3]. По полевым наблюдениям, пегматиты  $D_4$  преимущественно локализованы в западной и центральной частях п-ова Брокнес в пределах полосы длиной 5 км при ширине около 2 км в зоне развития субмеридиональных разрывных нарушений, выделенных в ходе геологических маршрутов и в ходе предыдущих исследований. По данным гамма-спектрометрических наблюдений, редкометалльные пегматиты  $D_4$  характеризуются пониженными содержаниями естественных радионуклидов по сравнению с калишпатовыми  $D_4'$  и камерными пегматитами, но демонстрируют повышенные значения относительно пегматитов  $D_{2-3}$  и мусковитовых пегматитов  $post-D_4$ . Вероятнее всего, это связано с тем, что данный тип пегматитов кристаллизовался в условиях высоких температур и давлений, когда Th и U в значительной степени оставались в расплаве. Интересным и важным является присутствие в этих образованиях развитой высокотемпературной минеральной ассоциации калиевый полевой шпат – силлиманит – хризоберилл. Согласно многочисленным исследованиям [34-36], хризобериллы в пегматитах, как правило, образуются по ранее сформированным кристаллам берилла. Тем не менее, отсутствие реликтов изначальных бериллиевых минералов и высокая степень идиоморфизма обнаруженных авторами кристаллов хризоберилла в пегматитах  $D_4$  позволяют предполагать его первичную природу. Кроме того, наличие хризоберилла может указывать на локальное обогащение расплава глиноземом за счет вмещающих пород [37, 38]. Бериллий при этом мог быть мобилизован из метаморфических бериллиевых минералов (например, сапфирина  $Mg_{2.73}Fe_{1.00}Al_{1.14}Be_{0.12}B_{0.01}Si_{2.4}O_{20}$ ), как это описывается в гранитных пегматитах комплекса Напьер, Антарктида [31]. Данное обстоятельство позволяет предполагать более высокотемпературный характер формирования редкометалльных пегматитов  $D_4$  [27, 31, 38].

Редкие калишпатовые пегматиты  $D_4'$ , встречающиеся локально в зоне развития редкометалльных пегматитов  $D_4$  и не отличающиеся от них по своему структурному положению, не выделяются другими исследователями в отдельный тип. Тем не менее, по их минеральному составу (в первую очередь по преобладанию крупных (30-40 см) кристаллов калиевого полевого шпата) можно предполагать, что данные пегматиты были образованы позднее и при более низких температурах, чем редкометалльные пегматиты  $D_4'$ . Это заключение подтверждается результатами датировок цирконов из идентичных светлоокрашенных пегматитов, согласно которым возраст образования этих тел составляет 521-517 млн лет [1]. Калишпатовые пегматиты, как правило, формируются при температуре в диапазоне 550-650 °C [39]. Такие параметры характерны для позднемагматической и пневматолитово-гидротермальной стадии минералообразования, когда остаточные растворы, насыщенные летучими компонентами, кристаллизуются в трещинах вмещающих пород. Кроме того, по данным гамма-спектрометрических наблюдений, калишпатовые пегматиты  $D_4'$  характеризуются более высокими содержаниями радионуклидов, чем боросиликатные  $D_{2-3}$ , редкометалльные  $D_4$  и мусковитовые пегматиты  $post-D_4$ . Это может объясняться тем, что калиевый полевой шпат имеет тенденцию к удержанию радионуклидов в своей структуре, а указанные температуры способствуют накоплению тория и урана в некоторых минералах [40].



Еще одним более поздним типом пегматитов, выделяемым лишь в работах [3, 23], являются мусковитовые пегматиты post-D<sub>4</sub>. Предполагается, что данный тип наиболее удален от источника расплава и образован при более низких температурах (490-580 °С) и давлении <0,4 ГПа [3]. В настоящее время в открытом доступе отсутствуют данные о возрасте этих тел, но в работе [3] демонстрируется, что мусковитовые пегматиты по изотопным характеристикам близки к кембрийским гранитам Прогресс (см. рис.1), на основании чего предполагается, что время их образования может составлять около 515 млн лет [41]. Данные пегматиты на исследуемой территории имеют крайне ограниченное распространение. Географически они локализованы в северной части ослабленной зоны, залеченной редкометалльными и калишпатовыми пегматитами D<sub>4</sub>. По результатам гамма-спектрометрических наблюдений данные образования обладают одними из самых низких среди зафиксированных пегматитов значениями содержания естественных изотопов – мусковит и кварц слабо аккумулируют уран и торий, и радионуклиды могут мигрировать с более поздними гидротермальными растворами, снижая их концентрацию в породе. По всей видимости, мусковитовые пегматиты должны быть связаны с завершающим этапом анатектических процессов.

Особый интерес представляет обнаружение камерных пегматитов на территории оазиса Холмы Ларсеманн. Подобные образования не были описаны ранее на исследуемой площади, и данная находка требует дальнейшего детального и комплексного изучения. Описываемое тело значительно отличается от всех остальных рассмотренных пегматитов по строению, минеральному составу и результатам гамма-спектрометрических наблюдений, демонстрирующих резкое увеличение в содержании естественных изотопов и их активности. Кроме того, в отличие от всех других пегматитов, оно отчетливо выделяется и по данным магнитной съемки, демонстрируя характеристики, сходные с телами, описанными в работах [42-44]. В настоящее время на основании первичных полевых данных можно предполагать, что формирование этого образования происходило на самых поздних стадиях пегматитового процесса при наименьших среди рассматриваемых типов пегматитов температурах, вероятно около 350-500 °С [28, 45], из алюмосиликатного расплава, обогащенного растворенной водой и летучими компонентами (например, фосфором). При этом, согласно расчетам предшественников, температуры финальных ретроградных стадий Пан-Африканского метаморфического события составляли 550-650 °С [21]. Высокие концентрации летучих компонентов и медленная кристаллизация привели к образованию минералов правильных кристаллографических форм и высоким содержаниям естественных радионуклидов в данном теле. Отсутствие четких границ с вмещающими породами и особый минеральный парагенезис позволяет первично отнести его к редкоэлементным абиссальным пегматитам, связанным с гранитоидами S-типа [46, 47].

По современным представлениям все описанные типы пегматитов относятся к абиссальным пегматитам семейства LCT, сформированным в результате частичного плавления одного или нескольких протолитов. Высокотемпературные разновидности, такие как боросиликатные и редкометалльные пегматиты, вероятно, образовались в условиях гранулитовой фации метаморфизма, ассоциирующегося с Пан-Африканским орогенезом. Другие типы пегматитов формировались при более низких температурах на последующих этапах геодинамической эволюции [23].

### Заключение

На основании полученных данных комплексных геолого-геофизических исследований и согласно исследованиям предшественников, на территории оазиса Холмы Ларсеманн уверенно выделяется пять различных типов пегматитов (боросиликатные D<sub>2-3</sub>, редкометалльные D<sub>4</sub>, калишпатовые D<sub>4</sub>', мусковитовые post-D<sub>4</sub> и камерные пегматиты post-D<sub>4</sub>'), залегающих преимущественно в верхнепротерозойских парагнейсах субформации Брокнес. Все они связываются с различными стадиями Пан-Африканского орогенеза и соответствуют глобальному раннепалеозойскому пику пегматитообразования. По данным полевых измерений, все типы пегматитов хорошо различимы по морфологии пегматитовых тел, характеру их зональности, минеральному составу, данным гамма-спектрометрии и в отдельных случаях магнитной съемки. Так, пегматиты D<sub>2-3</sub> представляют собой часто согласные с вмещающими породами жилообразные и линзовидные тела, в которых



находит развитие редкая боросиликатная минерализация. Секущие редкометалльные пегматиты D<sub>4</sub>, калишпатовые пегматиты D<sub>4</sub>' и мусковитовые пегматиты post-D<sub>4</sub> локализованы в пределах одной полосы максимального развития параллельных север-северо-западных разломов, интерпретируемых как ослабленная зона, которую залечивают описываемые пегматитовые образования. В пределах этой же зоны отмечается и камерный пегматит, природа и время образования которого вызывают наибольшее количество вопросов. Максимальные содержания радионуклидов наблюдаются в калишпатовых и камерных пегматитах, несколько ниже в редкометалльных пегматитах. Наименьшие значения содержания изотопов фиксируются в боросиликатных и мусковитовых пегматитах.

Информация, собранная авторами в течение полевого сезона, и находки новых, ранее не описанных, геологических тел, позволяют расширить понимание не только истории и особенностей пегматитообразования в районе оазиса Холмы Ларсеманн, но и этапов геодинамической эволюции данной территории, а также смежных регионов, например Индийского кратона и других фрагментов бывшей Гондваны. В дальнейшем планируется детальное изучение выделенных типов пегматитов с использованием тонкой геохимии сквозных и акцессорных минералов, уточнение термобарических условий их кристаллизации, определение абсолютного возраста и порядка формирования.

*Авторы выражают искреннюю признательность Российской антарктической экспедиции и коллективу станции Прогресс за всестороннюю поддержку и техническую помощь в успешной реализации программы геолого-геофизических работ на п-ове Брокнес. Также авторы благодарят коллег из ИГГД РАН за активное участие в обработке и интерпретации полученных данных.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Shi Zong, Yingchun Cui, Liudong Ren et al. Geochemical Characteristics, Zircon U-Pb Ages and Lu-Hf Isotopes of Pan-African Pegmatites from the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica and Their Tectonic Implications // Minerals. 2024. Vol. 14. Iss. 1. № 55. DOI: [10.3390/min14010055](https://doi.org/10.3390/min14010055)
2. Wadoski E.R., Grew E.S., Yates M.G. Compositional evolution of tourmaline-supergroup minerals from granitic pegmatites in the Larsemann Hills, East Antarctica // The Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. № 1. P. 381-405. DOI: [10.3749/canmin.49.1.381](https://doi.org/10.3749/canmin.49.1.381)
3. Maas R., Grew E.S., Carson C.J. Isotopic constraints (Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) on the sources of early Cambrian Pegmatites with boron and beryllium minerals in the Larsemann hills, Prydz Bay, Antarctica // The Canadian Mineralogist. 2015. Vol. 53. № 2. P. 249-272. DOI: [10.3749/canmin.1400081](https://doi.org/10.3749/canmin.1400081)
4. Leitchenkov G.L., Griukov G.E. The Tectonic Structure of the Antarctic // Geotectonics. 2023. Vol. 57. Suppl. 1. P. S28-S33. DOI: [10.1134/S0016852123070087](https://doi.org/10.1134/S0016852123070087)
5. Горелик Г.Д., Егоров А.С., Шуклин И.А., Ушаков Д.Е. Обоснование оптимального комплекса геофизических исследований глубинного строения района озера Восток // Горный журнал. 2024. № 9. С. 56-61. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.09](https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.09)
6. Satish-Kumar M., Motoyoshi Y., Osanai Y. et al. Geodynamic Evolution of East Antarctica: A Key to East–West Gondwana Connection. London: The Geological Society, 2008. Geological Society Special Publication № 308. 464 p.
7. Griukov G.E., Mikhalskii E.V. Tectonic structure and evolution of East Antarctica in the light of knowledge about supercontinents // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. Vol. 4. № 4. P. 247-257. DOI: [10.2205/2002ES000099](https://doi.org/10.2205/2002ES000099)
8. Абдрахманов И.А., Гульбин Ю.Л., Гембицкая И.М. Ассоциация Fe–Mg–Al–Ti–Zn оксидов в гранулитах оазиса Бангера, Восточная Антарктида: свидетельства метаморфизма сверхвысоких температур // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 4. С. 38-76. DOI: [10.31857/S086960552104002X](https://doi.org/10.31857/S086960552104002X)
9. Sadiq M., Bhandari A., Arora D. et al. Late Neoproterozoic metamorphic evolution of Larsemann Hills, East Antarctica: Insights from pseudosection modelling and monazite–zircon geochronology of Easter Island porphyroblastic gneiss // Journal of Earth System Science. 2024. Vol. 133. Iss. 4. № 238. DOI: [10.1007/s12040-024-02434-9](https://doi.org/10.1007/s12040-024-02434-9)
10. Гульбин Ю.Л., Абдрахманов И.А., Гембицкая И.М., Васильев Е.А. Ориентированные микровключения оксидов системы Al–Fe–Mg–Ti в кварце из метapelитовых гранулитов оазиса Бангера, Восточная Антарктида // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 4. С. 1-17. DOI: [10.31857/S0869605522040037](https://doi.org/10.31857/S0869605522040037)
11. Mikhalsky E.V., Belyatsky B.V., Presnyakov S.L. et al. The geological composition of the hidden Wilhelm II Land in East Antarctica: SHRIMP zircon, Nd isotopic and geochemical studies with implications for Proterozoic supercontinent reconstructions // Precambrian Research. 2015. Vol. 258. P. 171-185. DOI: [10.1016/j.precamres.2014.12.011](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.011)
12. Abdrakhmanov I.A., Gulbin Y.L., Skublov S.G., Galankina O.L. Mineralogical Constraints on the Pressure–Temperature Evolution of Granulites in the Bunge Hills, East Antarctica // Minerals. 2024. Vol. 14. Iss. 5. № 488. DOI: [10.3390/min14050488](https://doi.org/10.3390/min14050488)
13. Carson C.J., Dirks P.G.H.M., Hand M. et al. Compressional and extensional tectonics in low-medium pressure granulites from the Larsemann Hills, East Antarctica // Geological Magazine. 1995. Vol. 132. Iss. 2. P. 151-170. DOI: [10.1017/S0016756800011729](https://doi.org/10.1017/S0016756800011729)



14. Geology of the Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. 1:25 000 scale. First Edition. Canberra: Geoscience Australia, 2007.
15. Grew E.S., Carson C.J., Christy A.G. et al. New constraints from U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotopic data on the timing of sedimentation and felsic magmatism in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica // Precambrian Research. 2012. Vol. 206–207. P. 87–108. DOI: [10.1016/j.precamres.2012.02.016](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.02.016)
16. Глазунов В.В., Ефимова Н.Н., Зеликман Д.И., Букатов А.А. Локализация зон развития опасных геологических процессов берегового клифа по данным 3D сейсмотомографического прозвучивания // Russian Journal of Earth Sciences. 2025. Т. 25. № 1. № ES1001. DOI: [10.2205/2025es000993](https://doi.org/10.2205/2025es000993)
17. Kelsey D.E., Hand M., Clark C., Wilson C.J.L. On the application of in situ monazite chemical geochronology to constraining P–T–t histories in high-temperature (>850 °C) polymetamorphic granulites from Prydz Bay, East Antarctica // Journal of the Geological Society. 2007. Vol. 164. № 3. P. 667–683. DOI: [10.1144/0016-76492006-013](https://doi.org/10.1144/0016-76492006-013)
18. Kelsey D.E., Wade B.P., Collins A.S. et al. Discovery of a Neoproterozoic basin in the Prydz belt in East Antarctica and its implications for Gondwana assembly and ultrahigh temperature metamorphism // Precambrian Research. 2008. Vol. 161. Iss. 3–4. P. 355–388. DOI: [10.1016/j.precamres.2007.09.003](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.09.003)
19. Hensen B.J., Zhou B. A Pan-African granulite facies metamorphic episode in Prydz Bay, Antarctica: Evidence from Sm–Nd garnet dating // Australian Journal of Earth Sciences. 1995. Vol. 42. Iss. 3. P. 249–258. DOI: [10.1080/08120099508728199](https://doi.org/10.1080/08120099508728199)
20. Grew E.S., Carson C.J., Christy A.G., Boger S.D. Boron- and phosphate-rich rocks in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica: tectonic implications // Antarctica and Supercontinent Evolution. London: The Geological Society, 2013. Vol. 383. P. 73–94. DOI: [10.1144/SP383.8](https://doi.org/10.1144/SP383.8)
21. Fitzsimons I.C.W., Harley S.L. Geological relationships in high-grade gneiss of the Brattstrand Bluffs coastline, Prydz Bay, East Antarctica // Australian Journal of Earth Sciences. 1991. Vol. 38. Iss. 5. P. 497–519. DOI: [10.1080/08120099108727987](https://doi.org/10.1080/08120099108727987)
22. Yanbin Wang, Dunyi Liu, Sun-Lin Chung et al. SHRIMP Zircon Age Constraints From the Larsemann Hills Region, Prydz Bay, for a Late Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic Tectono-Thermal Event in East Antarctica // American Journal of Science. 2008. Vol. 308. Iss. 4. P. 573–617. DOI: [10.2475/04.2008.07](https://doi.org/10.2475/04.2008.07)
23. Spreitzer S.K. In Situ Dating of Multiple Events in Granulite-Facies Rocks of the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica Using Electron Microprobe Analysis of Monazite: A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of Science (in Earth Science and Climate Sciences). USA, Main, 2017. № 2762. 347 p.
24. Grew E.S., McGee J.J., Yates M.G. et al. Boralsilite (Al<sub>16</sub>B<sub>6</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>37</sub>): A new mineral related to sillimanite from pegmatites in granulite-facies rocks // American Mineralogist. 1998. Vol. 83. Iss. 5–6. P. 638–651. DOI: [10.2138/am-1998-5-623](https://doi.org/10.2138/am-1998-5-623)
25. Grew E., Carson C. A treasure trove of minerals discovered in the Larsemann Hills // Australian Antarctic Magazine. 2007. Iss. 13. P. 18–19.
26. Bose S., Mondal A. K., Bakshi A.K., Jose J.R. Petrogenetic re-examination of spinel + quartz assemblage in the Larsemann Hills, East Antarctica // Polar Science. 2020. Vol. 26. № 100588. DOI: [10.1016/j.polar.2020.100588](https://doi.org/10.1016/j.polar.2020.100588)
27. London D., Evensen J.M. Beryllium in Silicic Magmas and the Origin of Beryl-Bearing Pegmatites // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. Vol. 50. № 1. P. 445–486. DOI: [10.2138/rmg.2002.50.11](https://doi.org/10.2138/rmg.2002.50.11)
28. London D. Crystal-Filled Cavities in Granitic Pegmatites: Bursting the Bubble // Rocks & Minerals. 2013. Vol. 88. Iss. 6. P. 527–538. DOI: [10.1080/00357529.2013.826090](https://doi.org/10.1080/00357529.2013.826090)
29. Евдокимов А.Н., Юсуфзай А. Геологическая позиция редкометалльных пегматитов гранитоидного комплекса Лагман, Афганистан // Russian Journal of Earth Sciences. 2025. Т. 25. № 1. № ES1002. DOI: [10.2205/2025ES000998](https://doi.org/10.2205/2025ES000998)
30. Скублов С.Г., Юсуфзай А., Евдокимов А.Н., Галанкина О.Л. Особенности состава цезийсодержащего анальцима в сподуменовых пегматитах Афганистана (месторождение Колатан, провинция Нуристан) // Записки Российского минералогического общества. 2024. Т. 153. № 6. С. 122–140. DOI: [10.31857/S0869605524060053](https://doi.org/10.31857/S0869605524060053)
31. Grew E.S. Boron and beryllium minerals in granulite-facies pegmatites and implications of beryllium pegmatites for the origin and evolution of the Archean Napier Complex of East Antarctica // Memoirs of National Institute of Polar Research. 1998. Special Issue 53. P. 74–92.
32. Кудряшов Н.М., Галеева Е.В., Удоратина О.В. и др. Архейская эпоха редкометалльного (Li, Cs) пегматитообразования в северо-восточной части Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 68–72. DOI: [10.17076/geo1670](https://doi.org/10.17076/geo1670)
33. Bea F., Montero P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. Iss. 7/8. P. 1133–1153. DOI: [10.1016/S0016-7037\(98\)00292-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00292-0)
34. Franz G., Morteani G. The Formation of Chrysoberyl in Metamorphosed Pegmatites // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. Iss. 1. P. 27–52. DOI: [10.1093/petrology/25.1.27](https://doi.org/10.1093/petrology/25.1.27)
35. Rybnikova O., Uher P., Novák M. et al. Chrysoberyl and associated beryllium minerals resulting from metamorphic overprinting of the Maršikov–Schinderhübel III pegmatite, Czech Republic // Mineralogical Magazine. 2023. Vol. 87. Iss. 3. P. 369–381. DOI: [10.1180/mgm.2023.22](https://doi.org/10.1180/mgm.2023.22)
36. Skublov S.G., Hamdard N., Ivanov M.A., Stativko V.S. Trace element zoning of colorless beryl from spodumene pegmatites of Pashki deposit (Nuristan province, Afghanistan) // Frontiers in Earth Science. 2024. Vol. 12. № 1432222. DOI: [10.3389/feart.2024.1432222](https://doi.org/10.3389/feart.2024.1432222)
37. Россковский Л.Н., Шостацкий А.Н. Пегматиты с хризобериллом в одном из районов Средней Азии // Минералы СССР. 1964. Вып. 15. С. 154–161.
38. London D. Reading Pegmatites: Part 1 – What Beryl Says // Rocks & Minerals. 2015. Vol. 90. Iss. 2. P. 138–153. DOI: [10.1080/00357529.2014.949173](https://doi.org/10.1080/00357529.2014.949173)



39. Пономарева Н.И., Гордиенко В.В., Шурекова Н.С. Физико-химические условия формирования берилла в месторождении «Большой Лапотъ» (Кольский п-ов) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2015. Вып. 3. С. 4-20.
40. Gaafar I., Elbarbary M., Sayyed M.I. et al. Assessment of Radioactive Materials in Albite Granites from Abu Rusheid and Um Naggat, Central Eastern Desert, Egypt // Minerals. 2022. Vol. 12. Iss. 2. № 120. DOI: [10.3390/min12020120](https://doi.org/10.3390/min12020120)
41. Carson C.J., Fanning C.M., Wilson C.J.L. Timing of the progress granite, Larsemann hills: Additional evidence for early Palaeozoic orogenesis within the east Antarctic Shield and implications for Gondwana assembly // Australian Journal of Earth Sciences. 1996. Vol. 43. Iss. 5. P. 539-553. DOI: [10.1080/08120099608728275](https://doi.org/10.1080/08120099608728275)
42. Данильев С.М., Мулев С.Н., Шнюкова О.М. Корреляционно-регрессионный анализ активности естественной электромагнитной и акустической эмиссии в образцах горных пород Октябрьского месторождения // Горный журнал. 2024. № 9. С. 51-55. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.08](https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.08)
43. Яковлева А.А., Мовчан И.Б., Мединская Д.К., Садыкова З.И. Количественные интерпретации потенциальных полей: от параметрических пересчетов к геоструктурным // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 11. С. 198-215. DOI: [10.18799/24131830/2023/11/4152](https://doi.org/10.18799/24131830/2023/11/4152)
44. Давыдкина Т.В., Янкилевич А.А., Наумова А.Н. Особенности магнитотеллурических исследований в Антарктиде // Записки Горного института. 2025. Т. 273. С. 80-93.
45. London D., Hunt L.E., Duval C.L. Temperatures and duration of crystallization within gem-bearing cavities of granitic pegmatites // Lithos. 2020. Vol. 360-361. № 105417. DOI: [10.1016/j.lithos.2020.105417](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105417)
46. Bea F., Fershtater G., Corretgé L.G. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium // Lithos. 1992. Vol. 29. Iss. 1-2. P. 43-56. DOI: [10.1016/0024-4937\(92\)90033-U](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90033-U)
47. Рогова И.В., Стативко В.С., Петров Д.А., Скублов С.Г. Редкоэлементный состав циркона из гранитов рапакиви губановской интрузии, Выборгский массив, как отражение флюидонасыщенности расплава // Геохимия. 2024. Т. 69. № 11. С. 975-991. DOI: [10.31857/S0016752524110024](https://doi.org/10.31857/S0016752524110024)

**Авторы:** Иван Александрович Бабенко, аспирант, [babenko\\_ivan@vk.com](mailto:babenko_ivan@vk.com), <https://orcid.org/0009-0000-5282-3883> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Ирина Владимировна Таловина, д-р геол.-минерал. наук, заведующий кафедрой, <https://orcid.org/0000-0003-4132-7010> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Дмитрий Евгеньевич Ушаков, ведущий инженер, <https://orcid.org/0009-0009-6882-3955> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Никита Сергеевич Крикун, ведущий инженер, <https://orcid.org/0000-0003-0350-4987> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## Особенности магнитотеллурических исследований в Антарктиде

Т.В.Давыдкина✉, А.А.Янкилевич, А.Н.Наумова

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Давыдкина Т.В., Янкилевич А.А., Наумова А.Н. Особенности магнитотеллурических исследований в Антарктиде // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16335. С. 80-93. [EDN XCUAZK](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16335.80-93)

### Аннотация

Одним из приоритетных направлений научных исследований Антарктиды является изучение ее глубинного строения. На большей части материка присутствует мощный ледовый покров, поэтому основную геолого-геофизическую информацию получают с помощью геофизических методов, среди которых магнитотеллурические (МТ) обладают наибольшей глубинностью и несущественным влиянием на экологию. Возможность получения качественных МТ-данных в условиях шестого континента долгое время ставилась под сомнение. Цель работы – исследование особенностей методики магнитотеллурических работ в условиях Антарктиды. Были поставлены задачи: обобщить мировой опыт исследования Антарктиды методами МТЗ; выявить факторы, негативно влияющие на получение качественных данных; определить методы минимизации влияния этих факторов. В статье анализируются геофизические исследования, проведенные методом магнитотеллурического зондирования в антарктическом регионе с 1964 г. по настоящее время. Применение метода осложнено следующими особенностями: экстремально низкая температура влияет на падение емкости элементов питания, замерзание раствора неполяризуемых электродов и изменение прочностных свойств материалов; во время сильного ветра возникает электромагнитный шум; близость к источнику магнитотеллурического поля может нарушить принцип плоской волны, на котором базируется метод; ледовый щит, покрывающий большую часть Антарктиды, не позволяет получить оптимальные значения контактного сопротивления заземления электродов; протяженная береговая линия искажает полученные данные. Исследования влияния факторов, осложняющих работу методом МТЗ в прибрежных и центральных частях Антарктиды, позволили сформулировать рекомендации по подготовке оборудования и адаптации технологии проведения работ, модификации графа обработки и комплекса мероприятий по обеспечению безопасности, реализация которых позволит не только безопасно выполнять геофизические работы, но и получать качественные данные.

### Ключевые слова

геофизические исследования; магнитотеллурическое зондирование; электроджет; авроральная зона; плоская волна; контактное сопротивление; ледяной щит; Антарктида

### Финансирование

Исследование выполнено в рамках Государственного задания FSRW-2023-0002.

Поступила: 31.10.2023

Принята: 07.11.2024

Онлайн: 24.01.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Антарктида – самый южный и труднодоступный континент. Проблемы логистики, короткий полевой сезон, покрытие практически всей поверхности мощным ледником, который в центральной части континента превышает 4 км [1] – делают эту территорию сложной для геологического изучения [2-4]. Основная часть информации о строении Антарктиды и ледовых отложений получена с помощью бурения [5-7] и геофизики [8].

Одним из геофизических методов, применяемых для изучения Антарктиды, является метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ), основанный на изучении вариаций естественного переменного электромагнитного поля Земли. Источниками полезного магнитотеллурического сигнала служат процессы в ионосфере и магнитосфере, происходящие при взаимодействии магнитного поля Земли с плазмой солнечного ветра, при которых отсутствует необходимость применения генераторов для возбуждения поля. Благодаря глубинности и экологичности различные модификации метода МТЗ получили широкое распространение по всему миру для изучения строения осадочных бассейнов [9], глубинного строения земной коры и верхней мантии [10], а также для поиска и разведки месторождений углеводородов и твердых полезных ископаемых [11, 12].



В антарктическом регионе существует ряд особенностей, осложняющих проведение геофизических работ методом МТЗ и влияющих на достоверность получаемых результатов: экстремальные климатические условия, мощный высокоомный ледовый покров и близость к магнитному полюсу Земли. Для исследования методики магнитотеллурических работ в условиях Антарктиды были поставлены задачи: обобщить мировой опыт исследования Антарктиды методами МТЗ, выявить факторы, негативно влияющие на получение качественных данных, определить методы минимизации влияния этих факторов.

### Обзор исследований Антарктиды МТ-методами

Несмотря на сложности, проведено достаточно большое количество исследований в различных областях Антарктиды (рис.1, а).

Первые исследования проводились с целью выявления принципиальной возможности регистрации теллурического сигнала в условиях высоких сопротивлений антарктического льда. В 1964 г. на станции Восток были установлены две ортогональные электрические приемные линии длиной по 200 м. Electroдами служили медные полосы размером  $8 \times 0,3$  м, установленные в траншею глубиной 0,3 м, которая вместе с первым слоем засыпки пропитывалась 5 %-ным водным раствором хлорида натрия [13]. Полное сопротивление приемных линий составило 400 кОм, что в разы превышает значения, считающиеся оптимальными для магнитотеллурических методов. На полученных записях наблюдался сильный шум, однако была выявлена корреляция результатов измерений электрического и магнитного полей [14]. С той же целью в 1978-1980 гг. были проведены работы в районе купола С в Восточной Антарктиде [15]. В обоих случаях сделан вывод о возможности проведения магнитотеллурических измерений в подобных условиях.

Целью последующих исследований было изучение глубинного строения Антарктиды. Малое количество измерений (2-4 пикета) до 1993 г. не позволяло получить подробный геологический результат. Тем не менее, выполнение этих работ имело большое практическое значение для отработки технологии проведения магнитотеллурического зондирования. В 1984 г. на леднике Пристли в северной части Земли Виктории аппаратура помещалась в термоизолированный алюминиевый корпус, в котором она нагревалась за счет собственного тепла [16]. Использование латунных шпилек в качестве электродов не дало положительных результатов. Кроме того, была проанализирована суточная запись временных рядов и положение аврорального овала, отмечена связь с интенсивностью амплитуды сигнала.

На о-ве Росса в 1991-1992 гг. измерения выполнялись на участках, практически свободных от ледяного покрова [17]. По результатам работ, проведенных в 1992 и 1993 гг. в районе станций Чанчэн (п-ов Филдс) и Чжуншань (залив Прюдс), отмечалось, что вертикальная компонента магнитного поля  $H_z$  имеет большую амплитуду, что является либо влиянием высокой электропроводности морской воды [18], либо особенностью полярного региона [19].

С 1994 г. количество измерений магнитотеллурическим методом существенно увеличивалось, так, в полевом сезоне 1994-1995 гг. в центральной части Западной Антарктиды над подледниковым бассейном Берда выполнены 12 измерений методом МТЗ (рис.1, б). Для уменьшения влияния высокого контактного сопротивления льда использовалась специально разработанная электрометрическая система с предусилителями, которые располагались в непосредственной близости от приемных электродов [20]. Подробно эта система рассмотрена в статье Р.Е. Wannamaker, описывающей результаты работ, реализованных в 2004 г. в районе Южного полюса [21]. Их целью было исследование структуры и теплового режима в центральной части Антарктиды, а также возможности получения магнитотеллурических данных в экстремальных температурных условиях Южного полюса. При изучении влияния сильного ветра на качество данных было сделано предположение, что шум во время ветра более 8 м/с связан не с движением датчиков или проводов, а с возникновением электрических зарядов во время движения кристаллов льда в воздухе.

Упомянутая система предусилителей или ее модификация использовалась и в более поздних измерениях: в 2007-2008 гг. в районе подледникового бассейна Уилкса [22], в 2008-2009 гг. в районе холмов Вестфолд и группы островов Рауэр в заливе Прюдс (рис.1, ж) [23] и вблизи станции Ноймайер III (рис.1, д) [24]. Применение подобных систем предусилителей при МТЗ в Антарктиде стало стандартом после успешных масштабных работ, проведенных с 2010 по 2012 гг. вдоль профиля длиной 550 км, проходящего через центральную часть Трансантарктических гор [25], и исследований на о-ве Росса в 2014-2017 гг. [26], целью которых было изучение глубинного геологического строения Антарктиды.

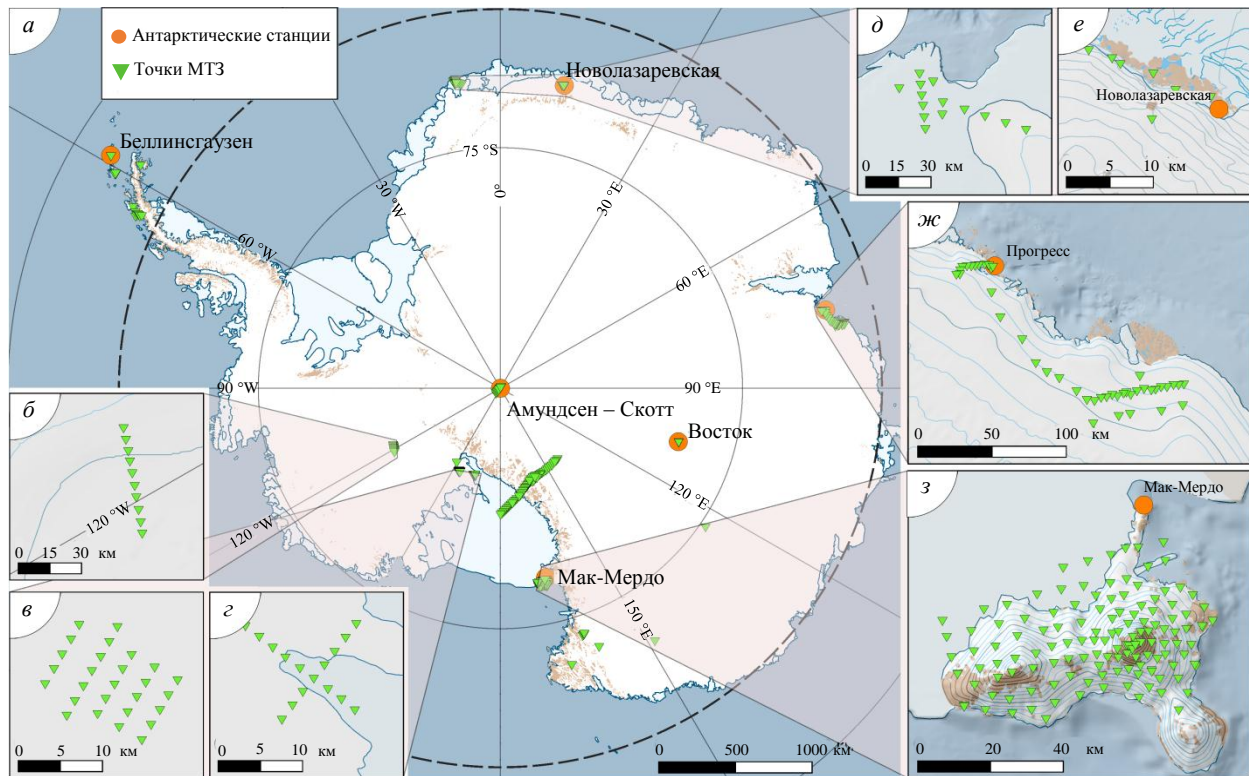


Рис.1. Районы работ методом МТЗ в Антарктиде:

*а* – расположение точек магнитотеллурического зондирования на карте Антарктиды; *б* – район подледникового бассейна Берда; *в* – район подледникового озера Уилланс; *з* – район предполагаемой зоны выхода в океан водотока из подледникового озера Уилланс; *д* – район станции Ноймайер III; *е* – район станции Майтри (оазис Ширмахера); *жс* – район холмов Вестфолд; *з* – район о-ва Росса

На свободных ото льда участках дополнительная модификация оборудования (предусилители) не требуется. В 2004-2006 гг. в районе оазиса Ширмахера (рис.1, *е*) изучалось строение земной коры с целью подтверждения непрерывности Мозамбикского подвижного пояса [27]. Пикеты располагались на прибрежном нунатаке. Были получены кривые магнитотеллурического зондирования удовлетворительного качества в диапазоне  $10^3$ - $10^{-3}$  Гц. Без предусилителей работали и в районе станции Чжуншань в 2019-2020 гг. [28]. Для уменьшения контактного сопротивления в лунки для электродов заливался соленый раствор, а неполяризующиеся электроды группировались для увеличения площади контакта.

В 2002 г. на станции «Академик Вернадский» была установлена мониторинговая магнитотеллурическая станция для изучения влияния аврорального электроджета [29]. В зимние месяцы (с июля по октябрь) раствор электродов замерзал. После оттаивания между согласованными парами значительно увеличилась разность потенциалов, но это не повлияло на результаты измерений. Отмечено, что приближение плоской волны справедливо на расстоянии не менее 600 км от оси аврорального электроджета.

Данные магнитотеллурического зондирования чувствительны к расплавам и повышенным температурам. В 2008 г. на активном вулкане о-ва Десепшен изучалась корреляция между магматической камерой и структурой трещин, связанных с обрушением кальдеры [30]. С 2014 по 2017 гг. проведены площадные геофизические работы, целью которых было изучение процессов мантийного магматизма и строения вулканов Эребус и Террор (рис.1, *з*) на о-ве Росса [26].

В 2018-2019 гг. выполнены комплексные геофизические работы с целью изучения систем подледниковых озер в районе озера Уилланс (рис.1, *в*, *з*). Работы подтвердили результаты моделирования, проводившегося для определения чувствительности магнитотеллурического метода к озерам под ледниковыми щитами [31, 32]. Сделано предположение, что подземные воды Антарктиды взаимосвязаны и влияют на поведение ледниковых потоков.

Параметры, характеризующие исследования МТЗ, такие как количество точек зондирования, время регистрации и технологии заземления электрических приемных линий, приведены в табл.1.



Таблица 1

## Параметры исследований МТЗ

Район работ (ф.т.з.)	Период проведения	Время регистрации	Система регистрации	Электроды	Предусилитель
Станция Восток (1)	1964	14 дней	Микровольтметр Medistor регистратор Esterline Angus	Медные полосы 800×30 см	*
Купол С (*)	1978-1980	~40 ч	Система, управляемая микропроцессором	*	*
Ледник Пристли (4)	1984-1985	4 дня	Цифровая система сбора данных, двухканальный электрограф	Медные пластины 50×50 см	Нет
Остров Джеймса Росса (3)	1991-1992	*	*	Неполяризующиеся электроды Cu-CuSO <sub>4</sub>	Нет
Станция Чанчэн (3)	1992	4-6 дней	MMS-02 (Metronix)	*	*
Станция Чжуншань (2)	1994	*	MMS-02 (Metronix)	Свинцовые пластины и неполяризующиеся электроды Cu-CuSO <sub>4</sub>	*
Подледниковый бассейн Берда (12)	1994-1995	*	*	Титановые пластины с перфорацией, 50 см	Да
Станция «Академик Вернадский» (1)	2002	*	Двухкомпонентный электрометр (ЛЦИКИ)	Неполяризующиеся электроды	*
Южный полюс (10)	2004	3 дня	Система Университета Юты	Титановые пластины 45×60 см	Да
Оазис Ширмахера (9)	2004-2006	3-4 дня	GMS-05 и ADU-06 (Metronix)	Неполяризующиеся электроды с твердым электролитом Cd-CdCl <sub>2</sub> и титановые электроды	Нет
Подледниковый бассейн Уилкса (3)	2007-2008	*	Narod Intelligent Magnetotelluric (NIMS)	Медные пластины 100×100 см	Да
Остров Десепшен (7)	2008	2-3 дня	*	*	*
Холмы Вестфолд и группа Рауэр (34)	2008-2009	5 дней	AuScope MT	Пластины из нержавеющей стали	Да
Трансантарктические горы (57)	2010-2012	4-11 дней	V-5 и V-5a (Phoenix Geophysics Ltd.)	Титановые пластины 45×60 см	Да
Вулкан Эребус и часть острова Росса (129)	2014-2017	3-12 дней	V5-2000 MT (Phoenix Geophysics Ltd.)	Титановые пластины 45×60 см	Да
Станция Чжуншань (8)	2017-2018	6-7 дней	Aether (Crystal Globe)	Неполяризующиеся электроды	Нет
Подледниковое озеро Уилланс (44)	2018-2019	> 20 ч	MTU-5C (Phoenix Geophysics Ltd.) Zen MT receiver (Zonge International Inc.)	Титановые электроды (цельные и с перфорацией)	Да
Станция Ноймайер III (14)	2019	3-13 дней	SPAM4 (The University of Edinburgh and GFZ Potsdam)	Неполяризующиеся электроды Ag-AgCl	Да
Станция Чжуншань (10)	2019-2020	1-6 дней	MTU-5A (Phoenix Geophysics Ltd.)	Группы неполяризующихся электродов с твердым электролитом Cd-CdCl <sub>2</sub>	Нет

\* Информация отсутствует.

Общее число магнитотеллурических зондирований, выполненных в антарктическом регионе с 1964 по 2022 гг., превышает 350 физических точек зондирования (ф.т.з.), большая часть имеет удовлетворительное качество. Основными задачами исследований являлись изучение возможности применения метода МТЗ в сложных антарктических условиях и совершенствование методики полевых работ с учетом особых требований, предъявляемых к логистическому обеспечению и безопасности. Работы выполнялись с использованием аппаратуры и программного обеспечения, разработанных в Австралии, Аргентине, Великобритании, Германии, Канаде и США. Существующие



российские аппаратно-программные комплексы для реализации метода МТЗ не уступают по техническим характеристикам современным зарубежным образцам и позволяют работать в различных климатических условиях, но для успешной работы в Антарктиде им требуется дополнительная модернизация.

### Обсуждение результатов

По результатам обзора литературных источников выявлены основные проблемы, с которыми столкнулись исследователи в процессе деятельности. К основным факторам, оказывающим влияние на выполнение работ методом магнитотеллурического зондирования в Антарктиде, следует отнести (рис.2):

- экстремально низкую температуру (падение емкости элементов питания, замерзание раствора неполяризующихся электродов, изменение прочностных свойств материалов);
- электромагнитный шум от ветра (термоэлектрический эффект в частицах снега и льда);
- близость к источнику МТ-поля (нарушение принципа плоской волны);
- мощный ледовый щит, которым покрыта большая часть Антарктиды (высокое контактное сопротивление);
- протяженная береговая линия (аномалия берегового эффекта).

Задачи, которые вынуждены решать исследователи при работе методом МТЗ в Антарктиде, можно условно разделить на три группы: обеспечение работоспособности измерительной аппаратуры; разработка специального графа обработки данных; выполнение мероприятий по обеспечению безопасности.

*Температурный и ветровой режимы.* Температура окружающего воздуха «шестого континента» сильно меняется от прибрежных зон к центральной части. В табл.2 представлена среднемесячная температура воздуха на шести антарктических станциях, голубым цветом выделены станции, расположенные в центральной части Антарктиды, синим цветом – станции на побережье. Показатели температуры прибрежных районов в разы выше, чем в центральной части, где они достигают экстремально низких значений даже в летние месяцы (декабрь, январь, февраль). При этом основная часть осадков в виде снега (или дождя) выпадает на побережье.

Для оценки ветрового режима различных частей Антарктиды проведен статистический анализ скорости приземного ветра по архивным метеорологическим данным<sup>1</sup>, полученным за 11 летних сезонов на станциях Восток и Прогресс, расположенных в центральной части и на побережье, соответственно. В качестве порогового значения использовалась скорость ветра 7 м/с, поскольку данные МТЗ, полученные в период, когда ветер превышал 6-8 м/с, оказывались низкого

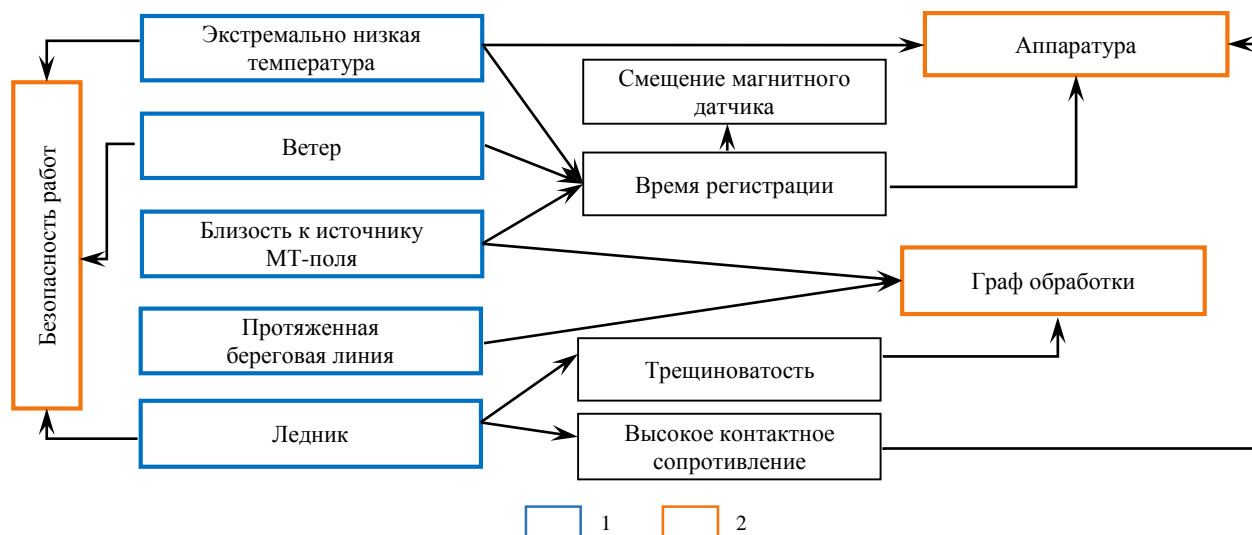


Рис.2. Основные факторы, влияющие на работы методом МТЗ в Антарктиде

1 – генерализованные особенности, оказывающие прямое или опосредованное влияние на выполнение магнитотеллурических исследований в регионе; 2 – обобщенные области исследований, наиболее подверженные влиянию особенностей Антарктиды

<sup>1</sup> Справочно-информационный портал «Погода и климат». URL: [www.pogodaiklimat.ru](http://www.pogodaiklimat.ru) (дата обращения 31.10.2023).



качества [21, 23]. Статистическая выборка (рис.3) количества дней, в которые хотя бы одно измерение скорости ветра превышало пороговое, показывает, что ветровой режим центральной части более спокойный по сравнению с прибрежным районом. На станции Прогресс наблюдались метели продолжительностью до 7-10 дней, на станции Восток ветер такой силы фиксировался гораздо реже, например 1-2 дня за весь летний сезон, или ни разу, как в сезон 2017-2018 гг.

Таблица 2

Месяц	Средняя температура на станциях, °С					
	Восток	Амундсен-Скотт	Прогресс	Мак-Мердо	Беллинсгаузен	Новолазаревская
Январь	-31,8	-28,1	0,7	-2,6	1,6	-0,4
Февраль	-43,8	-40,7	-2,7	-8,8	1,6	-3,2
Март	-58,0	-53,6	-8,3	-17,4	0,5	-7,9
Апрель	-64,8	-57,4	-12,3	-21,1	-1,4	-11,7
Май	-65,7	-57,7	-14,3	-22,2	-3,0	-13,5
Июнь	-65,5	-58,1	-14,6	-22,6	-5,1	-14,5
Июль	-66,0	-60,2	-15,9	-24,7	-6,0	-17,0
Август	-66,8	-59,7	-15,5	-25,3	-5,7	-17,3
Сентябрь	-65,7	-58,9	-14,8	-22,9	-4,3	-16,5
Октябрь	-56,5	-50,9	-11,5	-16,8	-2,6	-12,1
Ноябрь	-41,5	-37,2	-4,5	-8,2	-1,1	-5,6
Декабрь	-31,4	-27,3	0,1	-2,6	0,3	-1,0

Помехи, возникающие во время сильного ветра, связаны не только с колебаниями проводов, но и с возникновением электрических зарядов в выдуваемых с поверхности частицах льда и снега. G.J.Hill [33] описывает три механизма электризации снежинок (термоэлектрический эффект).

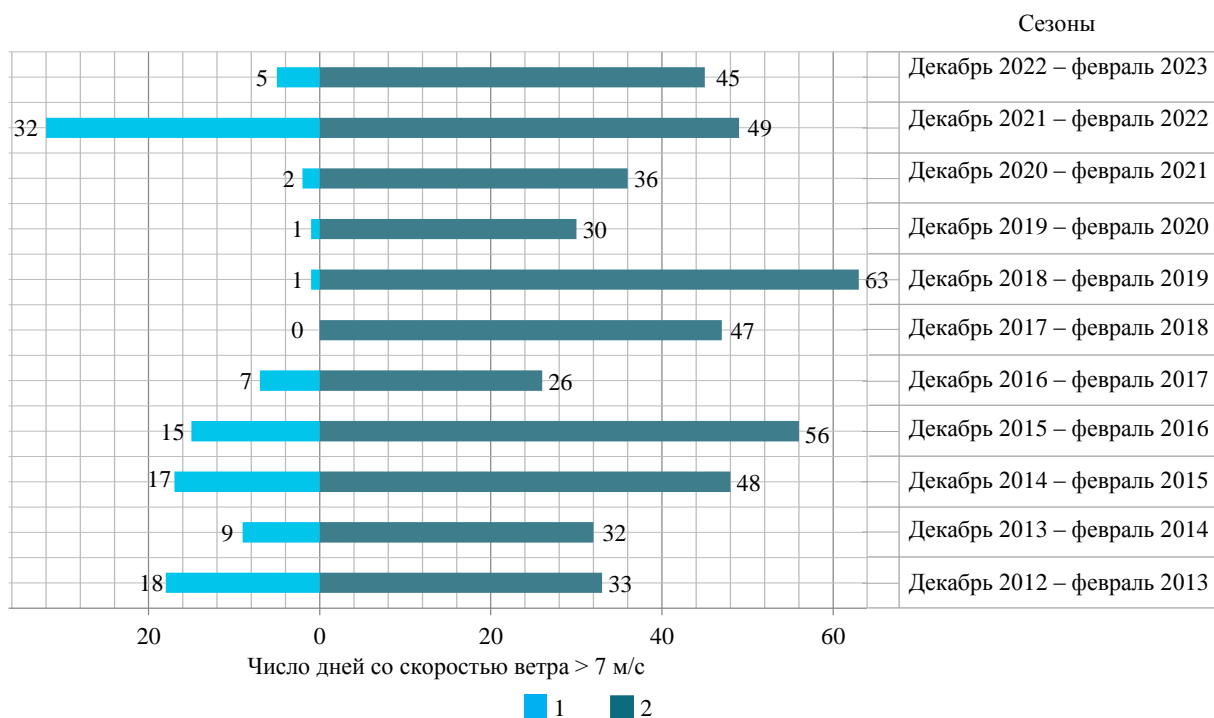


Рис.3. Количество дней со скоростью ветра более 7 м/с на побережье и континентальной части Антарктиды  
1 – станция Восток; 2 – станция Прогресс

<sup>2</sup> Справочно-информационный портал «Погода и климат». URL: [www.pogodaiklimat.ru](http://www.pogodaiklimat.ru) (дата обращения 31.10.2023).

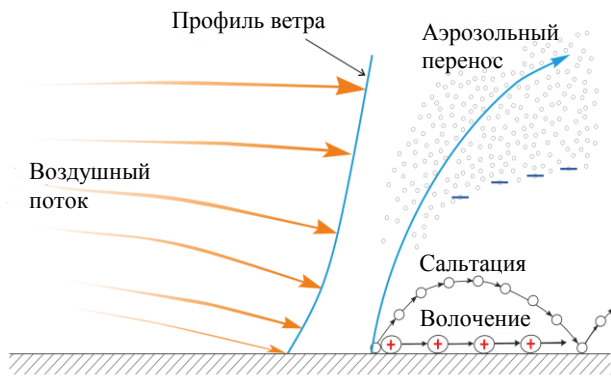


Рис.4. Движение ледяных частиц во время метели

Первый механизм связан с трением частиц льда во время сальтации. Мелкие частицы нагреваются сильнее поверхности, о которую трутся, и приобретают отрицательный заряд, при этом более холодная поверхность становится положительно заряженной.

Второй механизм связан с ситуацией, когда центр снежинки более теплый, а края холодные. В результате столкновения холодные положительно заряженные края отрываются, оставляя отрицательно заряженную центральную часть.

Третий механизм – воздух может оказаться более холодным или более теплым по сравнению

с поверхностью ледника. Мелкие частицы в воздухе остывают или, наоборот, нагреваются, и в зависимости от этого приобретают положительный или отрицательный заряд.

Во время сильного ветра в летние месяцы (когда воздух теплее поверхности) более крупные частицы оседают и поверхность ледника приобретает положительный заряд, а облако мелких частиц, поднимающееся вверх и переносимое ветром, становится заряженным отрицательно (рис.4). В результате образуется градиент электрического потенциала, пропорциональный скорости ветра.

По мнению Р.Е.Wannamaker и др. [21], причиной основного источника ветровой помехи электрического поля являются большие облака взвешенных частиц, ширина которых сравнима с длиной приемных линий электрического поля, поэтому увеличение их до 300 м должно положительно повлиять на соотношение сигнал/шум. Результаты наблюдений позволили предположить, что ветровые помехи пространственно ограничены и не коррелируются ни между точками наблюдений, ни между ортогональными электрическими диполями север-юг (X) и запад-восток (Y). При этом диапазон зашумленных частот зависит от скорости, с которой движется заряд: на побережье Антарктиды, где наблюдались кatabатические ветры, шум фиксировался на частотах 5-0,01 Гц, в районах холмов Вестфолд – 4-0,05 Гц [23], на ледяной равнине Уилланс – 75-0,02 Гц [31], а в районе Южного полюса – на частотах 0,1-0,01 Гц [21].

Проблема, связанная с ветровой помехой, решается в процессе удаления из временных рядов участков записи, полученных при скорости ветра, превышающей 7 м/с. Для этого измеряются скорости ветра непосредственно около пикета или в базовом лагере и время регистрации для получения достаточного количества данных увеличивают до 5-7 дней и более в зависимости от погодных условий [23, 25, 31]. Таким образом, при планировании работ в прибрежной зоне Антарктиды сбор данных может занять в разы больше времени, чем в районах низких и средних широт.

Экстремальные погодные условия влияют на работу геофизического оборудования и усложняют технологию его применения [34, 35]. Длительная регистрация ужесточает требования к системам питания измерительной аппаратуры. Для питания регистратора MTU-5A обычно используют два комплекта аккумуляторов с напряжением 12 В и емкостью до 65 А·ч. В условиях Антарктиды с продолжительностью регистрации данных до одной недели, необходимо применение батарей с большей емкостью и/или других источников питания (солнечные батареи), а также проведение мероприятий по улучшению температурных условий работы оборудования (утепление и/или обогрев).

Требуется более качественная установка магнитных датчиков для недопущения их смещения вследствие возможной деформации льда.

Для работ в суровых условиях Антарктиды необходимо предусмотреть использование специальных морозостойких кабелей. Особое внимание следует обратить на такую характеристику, как минимальная температура монтажа (например, для центральной части Антарктиды –40 °С и ниже).

Традиционные неполяризующиеся электроды представляют собой пластиковый сосуд с рабочей поверхностью в виде полупроницаемой керамической мембраны (дна) со стержнем исключительно чистого металла, заполненный раствором солей того же металла. В условиях низких температур раствор электрода, содержащий воду, может замерзнуть [29].



Добавление в раствор солей и незамерзающей жидкости обеспечивает стабильную работу электродов в течение нескольких дней при температуре до  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  [24], что позволяет использовать электроды в прибрежной части Антарктиды. В центральной части Антарктиды подобные погодные условия маловероятны даже в летние месяцы, там следует использовать неполяризующиеся электроды с твердым электролитом и металлические электроды (см. табл.1).

*Контактное сопротивление на леднике.* Наличие мощного ледника на большей части территории Антарктиды требует специальных мероприятий по снижению контактного сопротивления между электродами и льдом. Физические свойства фирна при этом могут меняться в зависимости от влажности и температуры. Чем ниже температура – тем выше удельное электрическое сопротивление (УЭС) льда. Значения УЭС, достигающие десятков мегаомов в центральных частях Антарктиды, неизбежно приведут к искажениям кривых МТЗ из-за емкостных утечек, особенно в высокочастотной области. По мнению G.J.Hill и P.E.Wannamaker [26], стандартом при магнитотеллурическом зондировании в Антарктиде является использование предусилителей с очень высоким входным сопротивлением, таких как разработанный J.A.Stodt буферный предусилитель Numeric Resources [21].

Буферные усилители имеют односторонний выход (выход сигнала и заземление), который подключается к соответствующей входной клемме и заземлению приемника через витую пару. Предполагается, что провода витой пары, изолированные полиэтиленом, имеют паразитную емкость примерно вдвое меньше, чем с изоляцией из поливинилхлорида, и лучше переносят низкие температуры. Провод заземления экрана подключается к заземлению на приемнике и остается неподключенным на буферном усилителе [25].

Питание буферных усилителей осуществляется локально от батарей типа АА. Для работы в полярных регионах предпочтительнее использовать одноразовые литий-железо-дисульфидные батареи, так как их эксплуатационные характеристики при низких температурах лучше по сравнению с другими химическими элементами, что для данной конструкции обеспечивает непрерывную работу в течение 10-14 дней. Питание от единственного источника (батареи или регистратора) гарантирует единое время работы предусилителей и характеристик входного напряжения, однако требует использования дополнительных экранированных жил в электрических приемных проводах.

*Нарушение принципа плоской волны.* Одним из условий применимости метода магнитотеллурического зондирования является допущение, что расстояние до источника намного больше длины электромагнитной волны на Земле. В этом случае магнитотеллурическое поле в точке наблюдения представляет собой плоскую вертикально падающую электромагнитную волну, в которой векторы поля расположены в горизонтальной плоскости.

Внешним источником магнитотеллурического сигнала считаются токовые системы, которые образуются в околоземном космическом пространстве при взаимодействии солнечного ветра и магнитосферы Земли. В низких и средних широтах, за исключением узкой полосы экваториальной области, условие плоской волны соблюдается. В высоких широтах близость к постоянно существующим электроджетам – токам, текущим на высоте 100-150 км (рис.5), может исказить результаты МТ-зондирования, нарушив условие дальнего источника.

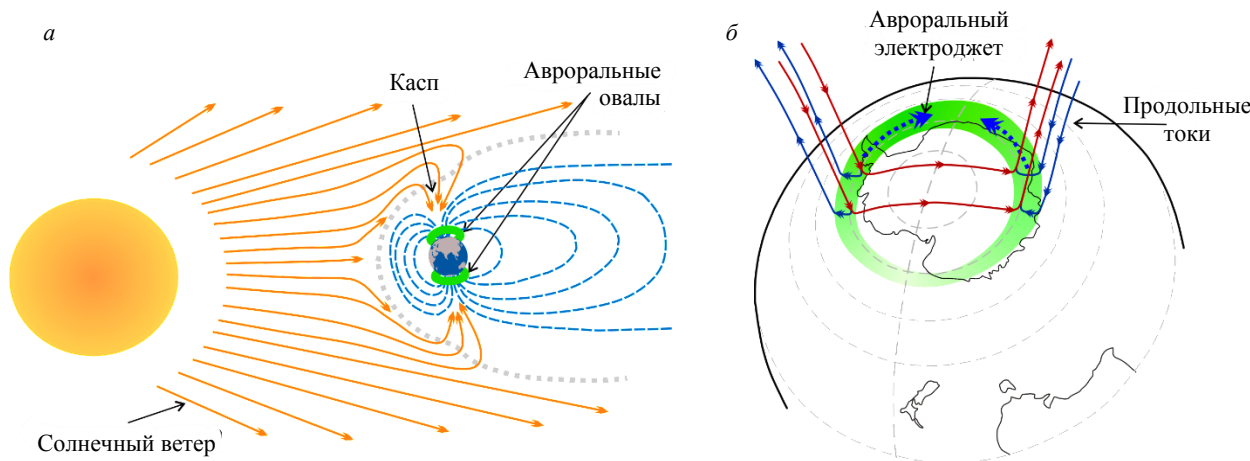


Рис.5. Схематическое изображение магнитного поля Земли (а) и продольных токов в авроральной зоне (б)



Для учета влияния эффектов источника на МТ-данные используют различные подходы: моделирование, определение возмущенных периодов магнитосферы и сравнение с амплитудой сигнала, выявление выбросов значений вертикального магнитного поля, а также применение различных методов робастной обработки.

Происходящие в магнитосфере физические процессы на данный момент не изучены до той степени, чтобы можно было построить точную математическую модель. Упрощенная модель И.Л.Осиповой и др. [36] показала, что участки кривых с частотами менее 0,001 Гц слабо зависят от подстилающей среды. При сравнении экспериментальных данных с практическими отмечено резкое уменьшение кажущегося сопротивления на частотах ниже  $2,7 \cdot 10^{-4}$  Гц, что может быть ошибочно принято за проводник в верхней мантии или за доказательство наличия фазового перехода на глубине 410 км. При этом участки до 0,001 Гц могут отвечать плосковолновому условию. Более сложные модели показывают, что нарушение условий Тихонова – Каньяра может наблюдаться с частот ниже 1 Гц, причем эффект наиболее заметен в высокоомных средах. Исходя из этих соображений, Е.Хiao и др. во время работ вблизи залива Прюдс не использовали данные ниже 0,001 Гц [37].

В исследовании М.Вебло и V.Liebig [16] зафиксирована связь электроджета и изменения амплитуды сигнала, однако, несмотря на видимое его влияние, рассчитанные в работе кажущиеся электрические сопротивления и построенный геоэлектрический разрез не противоречат геологическим представлениям.

В 1998 г. в рамках международного проекта SVEKALAPKO был проведен эксперимент BEAR (Baltic Electromagnetic Array Research) [38], одной из задач которого было изучение влияния сложных токовых систем на данные глубинных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований. Анализ временной изменчивости передаточных функций показал, что резким минимумам амплитуды на отдельных отрезках записи, сопровождаемым заметными фазовыми искажениями, соответствуют минимумы множественной когерентности. Эти участки коррелируют с параметрами геомагнитной активности. Большое количество синхронных записей в эксперименте позволило разработать метод многоточечного робастного оценивания передаточных операторов – импеданса и типпера (метод мульти-RR оценивания), который учитывает несколько удаленных точек с синхронными магнитными наблюдениями и помогает подавить искажающие эффекты неоднородного электромагнитного поля. Методы робастной обработки отбраковывают участки с минимумом когерентности, оставляя записи с умеренной и низкой геомагнитной активностью. Алгоритм мульти-RR оценивания в дальнейшем был реализован в программной системе PRC\_MTMV [39].

Кроме метода мульти-RR, положительные примеры применения робастной обработки отмечены и в других работах, Р.Е.Wannamaker и др. [21] предложили убирать помехи от неплоских волн с помощью робастной процедуры Jackknife, в которой особое внимание уделяется удалению выбросов из записей вертикального магнитного поля [21, 26]. После расчета передаточных функций возможна отбраковка смещенных оценок с помощью метода амплитудно-фазовой коррекции данных [40].

Учет геомагнитной обстановки может проводиться с помощью геомагнитных индексов, наряду с анализом передаточных функций. Признаком магнитной бури является уменьшение горизонтальной и возрастание вертикальной составляющих магнитного поля. Для предварительной оценки можно использовать прогнозы аврорального электроджета на сутки<sup>3</sup>.

N.L.V.Lauritsen [41] построила почасовые значения реальной и мнимой частей импеданса и сравнила с геомагнитными индексами: планетарным индексом геомагнитной активности  $K_p$  и индексом геомагнитной активности авроральной зоны, являющимся показателем суббуревой активности  $AE$ . Корреляции между параметрами не было.

Анализ вариации индекса магнитной активности  $A_p$ , спектральной мощности сигнала, наличия суббурь, а также деление записей на 12-часовые сегменты при изучении вулкана Эребус [26] привели к выводу, что либо влияние неплоской (непланарной) волны было пренебрежимо мало, либо подобные участки были удалены с помощью методов робастной обработки.

<sup>3</sup> Aurora – 30 Minute Forecast. URL: <https://www.swpc.noaa.gov/products/aurora-30-minute-forecast> (дата обращения 31.10.2023).



A.G.Jones и J.Spratt использовали гистограммы распределений вертикальной составляющей магнитного поля  $H_z$  и выбирали участки, которые оставались в заданных пределах [36]. Такой метод применим при одномерной среде, когда  $H_z$  стремится к нулю.

J.R.Peacock и K.Selway [23] оценивали данные по четырем параметрам, изменяемым по времени и по частоте, и отбраковывали их в случае несоблюдения условий: кажущееся удельное электрическое сопротивление – инвариантность во времени; количество главных компонент магнитного поля  $\leq 2$ ; когерентность между измеренным электрическим полем и рассчитанным по магнитному полю  $> 0,5$ ; модуль вертикальной компоненты магнитного поля

$$1,5\sigma \leq \frac{B_z(\omega, t)}{\sqrt{B_x(\omega, t)^2 + B_y(\omega, t)^2}},$$

где  $B_x, B_y, B_z$  – компоненты магнитного поля;  $\sigma$  – стандартное отклонение амплитуды  $B_z$ ;  $\omega$  – угловая частота.

Основываясь на идее, что, используя лишь один геомагнитный индекс, учитывается только один из аспектов активности в магнитосфере, J.E.Borovsky и M.H.Denton [42] предложили применять для описания магнитосферных событий составной индекс, точность которого существенно выше. Однако на данный момент опыта применения составных индексов недостаточно.

Без анализа влияния сложных токовых систем, постоянно присутствующих в районе полярных широт, можно получить непредсказуемые результаты. Опыт предыдущих исследователей показывает, что успешно побороть эффекты источника помогает использование методики работы с одной или несколькими (предпочтительнее) удаленными базовыми станциями, применение методов современной робастной обработки (особенно отмечаются мульти-RR оценивание и метод Jackknife), а также анализ временных рядов и передаточных функций.

*Влияние океана.* Большая часть магнитотеллурических исследований сосредоточена на побережье Антарктиды (см. рис. 1, а). На качество МТ-данных может влиять аномалия берегового эффекта, возникающая под воздействием вихревых токов, возбуждаемых магнитным полем в океане, благодаря существенной разнице сопротивлений проводящего океана и высокоомного континента. Согласно трудам М.Н.Бердичевского и В.И.Дмитриева [43], эта аномалия имеет две компоненты.

Электрический ток, направленный перпендикулярно к берегу, вызывает гальваническую аномалию и делится на две составляющие. Одна втекает в осадочный чехол и канализируется на достаточно большое расстояние, медленно просачиваясь в глубокие слои литосферы – эффект континентальной ловушки. Размер континентальной ловушки зависит от средней интегральной проводимости осадочного чехла и среднего интегрального сопротивления высокоомной коры. Вторая просачивается через дно океана в глубинные проводящие зоны континента. Соотношение двух составляющих определяет степень искажения и чувствительность поперечных кривых МТЗ (ТМ-моды магнитотеллурического поля).

Электрический ток, направленный вдоль берега, вызывает индукционную аномалию, которая связана с взаимодействием океанических и континентальных продольных токов (горизонтальный скин-эффект). Эти токи создают интенсивное магнитное поле, в результате чего вертикальная компонента магнитного поля по амплитуде может превышать горизонтальные компоненты.

В Антарктиде береговой эффект проявляется в разной степени. Интенсивность аномалии зависит от глубины прибрежной части и значения УЭС суши. Чем больше контраст сопротивления и больше глубина – тем ярче береговой эффект. При изучении геологического строения о-ва Десепшен влияние берегового эффекта на МТ-кривые слабое, так как разница УЭС между проводящими вулканическими породами и морской водой невелика, а рельеф подводной части кальдеры плавный [30]. В районе залива Прюдс [37] контраст между сопротивлением морской соленой воды и пород, слагающих берег, большой, и МТ-кривые, полученные в северной части профиля, отличаются на пять порядков от остальных. Одной из возможных причин искажения может быть действие берегового эффекта. Влияние океана на передаточные функции отмечено и в других исследованиях [23, 26, 41], при этом эффект сильнее выражается для ТМ-моды [27]. Изучая влияние аномалии берегового эффекта, N.L.V.Lauritsen [41] выяснила, что вихревые токи сильно искажают кривые импеданса и индукционные векторы.



Береговой эффект при моделировании учитывается при помощи включения тонкого слоя и данных батиметрии с изменяющейся проводимостью [43, 44].

*Статический сдвиг в районах с развитой трещиноватостью.* Горизонтальные неоднородности в верхней части разреза могут вносить сильные искажения в тензор импеданса во всем диапазоне частот, которые проявляются в конформном смещении кривых магнитотеллурического зондирования.

Исследования ледяного керна показывают, что ледниковый покров по физическим свойствам неоднороден [45-47]. Стандартные значения удельного сопротивления ледника находятся в диапазоне от  $4 \cdot 10^4$  до  $4 \cdot 10^5$  Ом·м [31]. В зависимости от температуры приповерхностного фирна, примесей, базального таяния, плотности льда или наличия трещин электрические свойства льда могут меняться. С большей вероятностью неоднородности будут встречаться в прибрежной части, где температура поднимается к нулевым значениям и трещины могут быть заполнены смесью снежно-фирновой массы и замерзшей морской воды [32]. Неоднородности могут вызвать статическое смещение кривых МТЗ. J.R.Peacock и K.Selway предлагают применять любую из стандартных процедур коррекции статических сдвигов [23]. Например, они применили пространственный медианный фильтр, предположив, что на расстоянии 20 км загрязнение пылью будет подобным. Используя дополнительную информацию (магнитовариационное зондирование [48], метод фазового тензора), возможно локализовать приповерхностные неоднородности.

*Безопасность проведения работ.* Антарктида – это самый холодный и высокий континент на планете. Погодные условия здесь меняются очень быстро. В центральной части зимой температуры опускаются до  $-89,2$  °С. Воздух на большей части территории очень сухой, разреженный, атмосферное давление низкое, уровень солнечной радиации повышен. На материке сосредоточены сложные условия, поэтому при планировании и проведении работ необходимо учитывать правила техники безопасности в горной местности [49]. Экстремальные климатические условия влияют на безопасность работ (сбор данных может занять значительно больше времени, чем при работах в средних широтах).

Непогода в Антарктиде может длиться более недели, поэтому, если группа находится далеко от лагеря, надо быть готовым к ситуации, что вернуться будет физически невозможно и возникает необходимость обеспечивать автономную жизнедеятельность в течение нескольких дней.

Расширение площади исследования за счет увеличения длины приемных электрических линий повышает вероятность наличия в зоне проведения работ трещин и других угроз, связанных со строением ледового покрова. В опасных зонах необходима организация страховки – связки (движения по веревке).

Исследователи должны пройти обучение безопасному движению по леднику, иметь специальное оборудование и навыки спасения человека из трещины, распознавания опасных состояний для здоровья, которые возникают в горной местности и резко меняющихся экстремальных погодных условиях (обморожение, гипотермия, отек мозга, отек легких, травмы), а также уметь оказывать первую помощь [50].

Работа в условиях изоляции влияет не только на физическое, но и психологическое состояние человека [51]. Для минимизации травмоопасного поведения М.В.Туманов и др. [52] предлагают оценивать особенности психофизиологических показателей с помощью индекса персонального риска.

### **Заключение**

Анализ проведенных исследований показал, что метод магнитотеллурического зондирования успешно применяется как для уточнения геологического строения земной коры и верхней мантии, так и для решения гидрогеологических задач.

Выделен ряд факторов, которые усложняют получение качественных МТ-данных: экстремально низкая температура, сильный ветер, близость к источнику, протяженная береговая линия, покрытие ледником большей части территории.

Определены методы, реализация которых позволит снизить влияние перечисленных факторов и получить качественные данные МТЗ в условиях Антарктиды.

1. Подготовка оборудования и адаптация технологии проведения работ, включающая:

- мероприятия по минимизации влияния высокого контактного сопротивления между электродами и поверхностным льдом посредством использования пластинчатых электродов с преусилителями с высоким входным сопротивлением;



- обеспечение непрерывной работы оборудования в продолжительный интервал времени от нескольких дней до двух недель с учетом низких температур при помощи батарей большой емкости и солнечных батарей;
  - утепление аппаратуры и использование проводов арктического исполнения с температурой монтажа не выше  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;
  - подбор длины приемных электрических линий для обеспечения достаточного уровня полезного сигнала;
  - увеличение времени регистрации для получения достаточного числа накоплений.
2. Разработка или адаптация графа обработки, предусматривающего:
- использование одной или нескольких удаленных базовых станций и методов робастной обработки – решает проблему близости к геомагнитным полюсам (нарушение принципа плоской волны);
  - удаление из временных рядов участков записи, полученных при скорости ветра, превышающей  $7\text{ м/с}$ , – снижает влияние ветровой помехи (широкополосный электромагнитный шум);
  - учет берегового эффекта и статического сдвига.
3. Обеспечение безопасности работ предполагает комплекс мероприятий:
- снабжение антарктической экспедиции специальным оборудованием и снаряжением для работ на ледниках и в высокогорной местности;
  - обучение персонала безопасному движению по леднику, а также навыкам спасения человека из трещин, распознавания опасных состояний для здоровья, которые возникают в горной местности и резко меняющихся экстремальных погодных условиях, и оказания первой помощи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Литвиненко В.С. Уникальные техника и технологии бурения скважин во льдах Антарктиды // Записки Горного института. 2014. Т. 210. С. 5-10.
2. Михальский Е.В., Лейченко Г.Л. История геологического изучения Антарктиды: роль и достижения отечественных геологических исследований // Вопросы географии. 2020. Сборник 150. С. 150-174.
3. Mikhalsky E.V., Skublov S.G. First data on U-Pb age of mafic dyke in the Mirny Station area (Pravdy Coast, East Antarctica) // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125480. DOI: [10.1016/j.chemer.2018.10.001](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.10.001)
4. Гульбин Ю.Л., Михальский Е.В. Моделирование минеральных парагенезисов и термобарометрия метавулканических пород серии Рукер, Южные горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148. № 5. С. 24-44. DOI: [10.30695/zrmo/2019.1485.01](https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1485.01)
5. Litvinenko V. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125652. DOI: [10.1016/j.chemer.2020.125652](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652)
6. Litvinenko V.S., Leitchenkov G.L., Vasiliev N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125556. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.125556](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556)
7. Большунов А.В., Васильев Н.И., Тимофеев И.П. и др. Перспективное технологическое решение по отбору проб донных отложений подледникового озера Восток: актуальность и постановка задач исследований // Записки Горного института. 2021. Т. 252. С. 779-787. DOI: [10.31897/PMI.2021.6.1](https://doi.org/10.31897/PMI.2021.6.1)
8. Адамович О.О., Горелик Г.Д., Грохотов Е.И. Геофизические исследования в районе станции Восток: история, особенности проведения, перспективы // Бурение и нефть. 2023. Спец. вып. 2. С. 124-125.
9. Пальшин Н.А., Алексанова Е.Д., Яковлев А.Г. и др. Опыт и перспективы использования магнитотеллурических зондирований в осадочных бассейнах // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 2. С. 27-54. DOI: [10.21455/gr2017.2-2](https://doi.org/10.21455/gr2017.2-2)
10. Thiel S., Goleby B.R., Pawley M.J., Heinson G. AusLAMP 3D MT imaging of an intracontinental deformation zone, Musgrave Province, Central Australia // Earth, Planets and Space. 2020. Vol. 72. № 98. DOI: [10.1186/s40623-020-01223-0](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01223-0)
11. Варенцов И.М., Куликов В.А., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В. Возможности методов магнитотеллурики в задачах рудной геофизики // Физика Земли. 2013. № 3. С. 9-29. DOI: [10.7868/S0002333713030174](https://doi.org/10.7868/S0002333713030174)
12. Ермолин Е.Ю., Ингеров О., Янкилевич А.А., Покровская Н.Н. Особенности сигнала АМТ в мертвом частотном диапазоне на Чукотке (Дальний Восток России) // Записки Горного института. 2019. Т. 236. С. 125-132. DOI: [10.31897/PMI.2019.2.125](https://doi.org/10.31897/PMI.2019.2.125)
13. Hessler V.P., Jacobs J. A Telluric Current Experiment on the Antarctic Ice Cap // Nature. 1966. Vol. 210. P. 190-191. DOI: [10.1038/210190a0](https://doi.org/10.1038/210190a0)
14. Bentley C.R., Jezek K.C., Blankenship D.D. et al. Geophysical investigation of the dome C area // Antarctic Journal of the United States. 1979. Vol. 14. № 5. P. 98-100.
15. Shabtaie S., Bentley C.R., Blankenship D.D. et al. Dome C geophysical survey, 1979-80 // Antarctic Journal of the United States. 1980. Vol. 15. № 5. P. 2-5.
16. Beblo M., Liebig V. Magnetotelluric measurements in Antarctica // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1990. Vol. 60. Iss. 1-4. P. 89-99. DOI: [10.1016/0031-9201\(90\)90251-R](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90251-R)
17. Mamani M.J., Borzotta E., Fournier H.G. et al. Magnetotelluric Study in James Ross Island, Antarctic Peninsula // Acta Geodetica et Geophysica Hungarica. 1998. Vol. 33. Iss. 2-4. P. 155-166. DOI: [10.1007/BF03325533](https://doi.org/10.1007/BF03325533)
18. Xiangru Kong, Jianjun Zhang. Deep electrical conductivity structure in the Great Wall Station area, Fildes Peninsula, West Antarctica // Antarctic Research. 1994. Vol. 5. № 1. P. 11-20.



19. Xiangru Kong, Jianjun Zhang. Magnetotelluric sounding study in the region of Zhongshan Station, East Antarctica // *Advances in Polar Science*. 1995. Vol. 6. № 1. P. 24-29.
20. Wannamaker P.E., Stodt J.A., Olsen S.L. Dormant state of rifting below the Byrd Subglacial Basin, West Antarctica, implied by magnetotelluric (MT) profiling // *Geophysical Research Letters*. 1996. Vol. 23. Iss. 21. P. 2983-2986. DOI: [10.1029/96GL02887](https://doi.org/10.1029/96GL02887)
21. Wannamaker P.E., Stodt J.A., Pellerin L. et al. Structure and thermal regime beneath the South Pole region, East Antarctica, from magnetotelluric measurements // *Geophysical Journal International*. 2004. Vol. 157. Iss. 1. P. 36-54. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2004.02156.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02156.x)
22. Armadillo E., Bozzo E., Caneva G. et al. Imaging deep and shallow structures by electromagnetic soundings moving from the Transantarctic Mountains to the Wilkes Subglacial Basin // *Terra Antarctica Reports*. 2007. Vol. 13. P. 65-74.
23. Peacock J.R., Selway K. Magnetotelluric investigation of the Vestfold Hills and Rauer Group, East Antarctica // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. Vol. 121. Iss. 4. P. 2258-2273. DOI: [10.1002/2015JB012677](https://doi.org/10.1002/2015JB012677)
24. Ritter O., Fromm T., Weckmann U. MT\_ANT2 – Magnetotelluric Measurements Around Neumayer Station III, Antarctica. GFZ Data Services, 2020. 20 p. DOI: [10.5880/GIPP-MT.201922.1](https://doi.org/10.5880/GIPP-MT.201922.1)
25. Wannamaker P., Hill G., Stodt J. et al. Uplift of the central transantarctic mountains // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. № 1588. DOI: [10.1038/s41467-017-01577-2](https://doi.org/10.1038/s41467-017-01577-2)
26. Hill G.J., Wannamaker P.E., Maris V. et al. Trans-crustal structural control of CO<sub>2</sub>-rich extensional magmatic systems revealed at Mount Erebus Antarctica // *Nature Communications*. 2022. Vol. 13. № 2989. DOI: [10.1038/s41467-022-30627-7](https://doi.org/10.1038/s41467-022-30627-7)
27. Murthy D.N., Veeraswamy K., Harinarayana T. et al. Electrical structure beneath Schirmacher Oasis, East Antarctica: a magnetotelluric study // *Polar Research*. 2013. Vol. 32. № 17309. DOI: [10.3402/polar.v32i0.17309](https://doi.org/10.3402/polar.v32i0.17309)
28. Jingxue Guo, Enzhao Xiao, Juzhi Deng et al. Electrical Structures of the Lithosphere Along the Prydz Belt: Magnetotelluric Study at Chinese Zhongshan Station, East Antarctica // *Arabian Journal for Science and Engineering*. 2021. Vol. 47. Iss. 1. P. 695-707. DOI: [10.1007/s13369-021-05793-3](https://doi.org/10.1007/s13369-021-05793-3)
29. Korepanov V., Maksymchuk V., Ladanivskyy B. Earth Crust Deep Structure and Dynamics Study at the «Vernadsky Station» Region by Geoelectromagnetic Methods – Present State and Perspectives // *Terra Antarctica Reports*. 2006. Vol. 12. P. 155-166.
30. Pedrera A., Ruiz-Constán A., Heredia N. et al. The fracture system and the melt emplacement beneath the Deception Island active volcano, South Shetland Islands, Antarctica // *Antarctic Science*. 2012. Vol. 24. Iss. 2. P. 173-182. DOI: [10.1017/S0954102011000794](https://doi.org/10.1017/S0954102011000794)
31. Gustafson C.D., Key K., Siegfried M.R. et al. A dynamic saline groundwater system mapped beneath an Antarctic ice stream // *Science*. 2022. Vol. 376. Iss. 6593. P. 640-644. DOI: [10.1126/science.abm3301](https://doi.org/10.1126/science.abm3301)
32. Key K., Siegfried M.R. The feasibility of imaging subglacial hydrology beneath ice streams with ground-based electromagnetics // *Journal of Glaciology*. 2017. Vol. 63. Iss. 241. P. 755-771. DOI: [10.1017/jog.2017.36](https://doi.org/10.1017/jog.2017.36)
33. Hill G.J. On the Use of Electromagnetics for Earth Imaging of the Polar Regions // *Surveys in Geophysics*. 2020. Vol. 41. Iss. 1. P. 5-45. DOI: [10.1007/s10712-019-09570-8](https://doi.org/10.1007/s10712-019-09570-8)
34. Двойников В.М., Бурьлов Д.А., Шпенст В.А. и др. Исследование работы измерительной микроэлектроники в низкотемпературных климатических условиях // *Бурение и нефть*. 2023. Спец. вып. 2. С. 127.
35. Сербин Д.В., Дмитриев А.Н. Экспериментальные исследования теплового способа бурения плавлением скважины в ледовом массиве с одновременным контролируемым расширением ее диаметра // *Записки Горного института*. 2022. Т. 257. С. 833-842. DOI: [10.31897/PMI.2022.82](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82)
36. The Magnetotelluric Method: Theory and Practice / Ed. by A.D.Chave, A.G.Jones. Cambridge University Press, 2012. 552 p. DOI: [10.1017/CBO9781139020138](https://doi.org/10.1017/CBO9781139020138)
37. Enzhao Xiao, Feng Jiang, Jingxue Guo et al. 3D Interpretation of a Broadband Magnetotelluric Data Set Collected in the South of the Chinese Zhongshan Station at Prydz Bay, East Antarctica // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14. Iss. 3. № 496. DOI: [10.3390/rs14030496](https://doi.org/10.3390/rs14030496)
38. Петрищев М.С. Обратная задача магнитотеллурического зондирования в эксперименте «BEAR» на Фенноскандинавском щите // *Наука и технологические разработки*. 2020. Т. 99. № 1. С. 15-30. DOI: [10.21455/std2020.1-3](https://doi.org/10.21455/std2020.1-3)
39. Варенцов Ив.М. Развитие программной системы PRC\_MTMV многоточечной обработки данных синхронных МТ/МВ-зондирований // *Вопросы естествознания*. 2016. № 3 (11). С. 48-52.
40. Юнусов А.И. Амплитудно-фазовая коррекция как инструмент повышения качества полевого материала (на примере стационарного пункта магнитотеллурического мониторинга Чункурчак) // *Современные техника и технологии в научных исследованиях: сборник материалов XII Международной конференции молодых ученых и студентов, 22-24 апреля 2020, Бишкек, Кыргызстан*. Бишкек: Научная станция РАН в г. Бишкеке, 2020. С. 177-182.
41. Lauritsen N.L.B. Magnetotelluric investigation in West Greenland – considering the polar electrojet, ocean and fjords: Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy. Kongens Lyngby: Technical University of Denmark, 2016. 163 p. URL: <https://findit.dtu.dk/en/catalog/587f9f1ade4c81b16300003e> (дата обращения 31.10.2023).
42. Borovsky J.E., Denton M.H. Exploration of a Composite Index to Describe Magnetospheric Activity: Reduction of the Magnetospheric State Vector to a Single Scalar // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2018. Vol. 123. Iss. 9. P. 7384-7412. DOI: [10.1029/2018JA025430](https://doi.org/10.1029/2018JA025430)
43. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
44. Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М. Особенности регионального и локального береговых эффектов в магнитотеллурическом поле Камчатки // *Геофизические исследования*. 2017. Т. 18. № 3. С. 81-94. DOI: [10.21455/gr2017.3-7](https://doi.org/10.21455/gr2017.3-7)
45. Крикун Н.С., Грохотов Е.И., Волкова В.И. Первичные результаты исследований петроструктурных особенностей приповерхностной части ледового купола Антарктиды и планы на перспективу // *Бурение и нефть*. 2023. Спец. вып. 2. С. 128.
46. Игнатьев А.С., Васильев Д.А., Большунов А.В. и др. Экспериментальные исследования переноса ледяного шлама воздухом при бурении снежно-фирновой толщи // *Лед и Снег*. 2023. Т. 63. № 1. С. 141-152. DOI: [10.31857/S2076673423010076](https://doi.org/10.31857/S2076673423010076)
47. Ekaykin A.A., Bolshunov A.V., Lipenkov V.Ya. et al. First glaciological investigations at Ridge B, central East Antarctica // *Antarctic Science*. 2021. Vol. 33. Iss. 4. P. 418-427. DOI: [10.1017/S0954102021000171](https://doi.org/10.1017/S0954102021000171)
48. Ермолин Е.Ю., Ингертов А.И., Шабаб Х.М. Использование вертикальной магнитной компоненты в магнитотеллурическом методе для оценки параметров аномальных объектов, находящихся в стороне от профиля измерений // *Записки Горного института*. 2015. Т. 212. С. 95-100.



49. Gendler S., Prokhorova E. Risk-Based Methodology for Determining Priority Directions for Improving Occupational Safety in the Mining Industry of the Arctic Zone // Resources. 2021. Vol. 10. Iss. 3. № 20. DOI: [10.3390/resources10030020](https://doi.org/10.3390/resources10030020)
50. Байков А.В., Ткаченко Ю.А. Организационно-технические мероприятия повышения безопасности граждан Российской Федерации в Антарктиде // ГосРег: государственное регулирование общественных отношений. 2020. № 3. С. 145-149.
51. Ильин Е.А. Психологический статус полярников и его фармакокоррекция в условиях годовой изоляции на станции «Восток» в Антарктиде // Авиакосмическая и экологическая медицина. 2017. Т. 51. № 4. С. 5-14. DOI: [10.21687/0233-528X-2017-51-4-5-14](https://doi.org/10.21687/0233-528X-2017-51-4-5-14)
52. Туманов М.В., Гендлер С.Г., Кабанов Е.И. и др. Индекс персонального риска, как перспективный инструмент управления человеческим фактором в охране труда // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2022. № 6-1. С. 230-247. DOI: [10.25018/0236\\_1493\\_2022\\_61\\_0\\_230](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_61_0_230)

**Авторы:** Татьяна Васильевна Давыдкина, инженер 1 категории, [davydkina\\_tv@pers.spmi.ru](mailto:davydkina_tv@pers.spmi.ru), <https://orcid.org/0000-0001-8950-5555> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Андрей Александрович Янкилевич, канд. техн. наук, ведущий инженер, <https://orcid.org/0000-0002-6677-0812> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Анна Николаевна Наумова, инженер 2 категории, <https://orcid.org/0000-0003-1112-1679> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## Опыт применения низко- и среднечастотных георадаров для изучения внутреннего строения ледника и рельефа подстилающих горных пород в районе оазиса Ширмахера, Восточная Антарктида

М.П.Кашкевич<sup>1</sup>✉, А.С.Боронина<sup>1</sup>, Е.М.Михайлов<sup>2</sup>, С.В.Попов<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Кашкевич М.П., Боронина А.С., Михайлов Е.М., Попов С.В. Опыт применения низко- и среднечастотных георадаров для изучения внутреннего строения ледника и рельефа подстилающих горных пород в районе оазиса Ширмахера, Восточная Антарктида // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16597. С. 94-107. [EDN YKPEDU](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16597)

### Аннотация

В ходе экспедиционных исследований 2023-2024 гг. в условиях развития мощного покровного ледника Антарктиды впервые были опробованы усовершенствованные и адаптированные для исследования ледников средние и низкочастотные георадары ОКО-3 с антенной 150 МГц и Тритон-М с раздвижной антенной 25-50-100 МГц (ООО «ЛОГИС», Россия). На примере исследования ледникового покрова в районе оазиса Ширмахера показано, что георадар ОКО-3 позволяет получать детальную информацию о внутреннем строении ледникового покрова до глубин около 200 м и успешно решать задачи гляциостратиграфии. Георадар Тритон-М хорошо зарекомендовал себя для картирования кровли подстилающих горных пород до глубин 250-300 м. В статье представлены новые материалы о структуре ледника в районе посадочной площадки станции Новолазаревская, а также сведения о мощности ледника и рельефе подледного скального основания вблизи оазиса Ширмахера (районы станций Новолазаревская и Майтри). Характерными структурами ледниковой толщи этого района являются пологозалегающие слои, а также сменяющие их крутые складки, осложненные трещинами. Подледный рельеф к югу от оазиса достаточно пологий. Отдельные поднятия и впадины в высоту не превышали 30 м. Граница между льдом и скальным основанием зарегистрирована на протяжении 4,5 км к югу от оазиса. На востоке, примерно в километре от последнего скального обнажения, оазис ограничен резким понижением ложа. Новые данные открывают возможность построения моделей покровного ледника, изучения его динамики и эволюции, установления закономерностей в формировании трещин.

### Ключевые слова

георадиолокация; оазис Ширмахера; строение ледника; гляциостратиграфия; подледный рельеф; георадар ОКО-3; георадар Тритон-М

Поступила: 15.10.2024

Принята: 10.04.2025

Онлайн: 02.06.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Отечественные радиолокационные исследования в Антарктиде начались в феврале 1964 г., когда сотрудниками Арктического и антарктического научно-исследовательского института (АНИИ) были выполнены первые эксперименты по изучению распространения электромагнитных волн в теле ледника [1]. С тех пор этот метод успешно применяется на шестом континенте для изучения строения ледника, подледного рельефа, выяснения состояния подледниковой среды, включая наличие водоемов [1-3].

Позже получили развитие портативные радиолокаторы подповерхностного зондирования – георадары (ground penetrating radar, GPR), обладающие меньшей глубиной исследования, но значительно большей детальностью. Благодаря высокой разрешающей способности и мобильности георадаров были решены многие насущные задачи по обеспечению безопасности логистических операций в Антарктиде. Применение георадаров дает возможность изучать строение ледника и снежно-фирновой толщи, выявлять и оконтуривать опасные зоны ледниковых трещин, снежных



болот, снежниц и прочих гидрографических объектов оазисов для оперативной оценки состояния транспортных узлов и путей сообщения [4-6].

Кроме глубинных радиолокационных исследований объектов, расположенных под километровыми толщами льда, и, напротив, очень детальных георадарных приповерхностных съемок с применением высокочастотных антенн, отдельного внимания заслуживают исследования ледника в диапазоне средних глубин (первые сотни метров) с применением средне- и низкочастотных антенн от 25 до 150 МГц. Получаемые при этом данные позволяют изучить особенности внутреннего строения ледниковых толщ и построить их трехмерные модели. Появляется возможность картировать складчатые структуры в леднике и нарушения в них путем прослеживания маркирующих горизонтов, устанавливать корреляцию между элементами складок и областями развития трещин, выявлять и оконтуривать отдельные ледовые потоки и зоны их сочленения. Эти данные служат основой для моделирования процессов, протекающих в ледниках. Подобные георадары, кроме внутреннего строения ледника, позволяют картировать подледный рельеф, имеющий ключевое значение при формировании слоев в ледниковых толщах. От него зависит направление ледовых потоков, вероятность появления трещин и развития внутрiledниковых каналов. Представление о мощности ледникового покрова важно само по себе и является необходимой первичной информацией при математическом моделировании динамики ледника и процессов теплопереноса в нем [7-9]. Кроме того, картирование подледного рельефа является актуальной задачей и с точки зрения обеспечения безопасности транспортных операций и размещения инфраструктуры. В областях с ровными субгоризонтальными границами подстилающих пород с большой долей вероятности стоит ожидать ненарушенные толщи льда, которые представляются наиболее стабильными и безопасными участками. Напротив, ярко выраженный рельеф, перепады высот, большие углы наклона стенок скального основания являются предпосылками для развития деформаций и формирования различного рода нарушений в теле ледника, препятствующих его эксплуатации для организации путей сообщения, возведения сооружений и т.д. Однако задача картирования подледного рельефа с необходимой степенью детальности не является простой. Высокие сопротивления льда [10] и значительные глубины исключают применение электротомографии. Сложные условия возбуждения упругих колебаний ограничивают применение малоглубинной сейсморазведки. Магнитотеллурические методы, метод переходных процессов и другие электромагнитные методы с незаземленными линиями, физические основы которых основаны на уравнении диффузии, не обеспечивают требуемой детальности. Наиболее пригодным методом для решения поставленной задачи представляется георадиолокация с использованием низкочастотных антенн и аппаратуры с большой длиной записи.

В настоящей статье авторы делятся своим опытом применения на покровном леднике Антарктиды двух георадаров, разработанных в компании ООО «ЛОГИС» (Россия) – ОКО-3 с экранированной антенной АБ-150 (центральная частота 150 МГц) и Тритон-М с раздвижными неэкранированными антеннами 25-50-100 МГц.

### **Краткий обзор радиолокационных исследований в Антарктиде**

Радиолокация применяется для изучения ледников с середины прошлого века. Первые отечественные исследования по применению этого метода проводились на станции Мирный в феврале 1964 г. сотрудниками отдела физики льда и океана ААНИИ. Затем через два года были проведены первые эксперименты с локатором, установленным на борту самолета Ил-14, а в феврале 1968 г. на Земле Эндерби была выполнена первая отечественная площадная аэроадиолокационная съемка. В 1967 г. в ААНИИ разработан первый отечественный ледовый локатор для изучения мощных полярных ледников РЛС-60-67 [1]. Аналогичные зарубежные исследования проводились сотрудниками Британского института полярных исследований (SPRI) в декабре 1963 г. на шельфовом леднике Бранта [11].

Начиная с 70-х годов прошлого века, радиолокационные исследования стали основным методом изучения ледника и подледной среды, превзойдя сейсморазведку, используемую ранее для этой цели. Основное достоинство радиолокации заключается в эффективности, особенно в авиационном варианте. В настоящее время практически вся Антарктида, за исключением отдельных внутренних районов, покрыта радиолокационными исследованиями, что позволило получить



достаточно точное представление о мощности ледникового покрова и рельефе подледной поверхности [12]. Обычно для выполнения исследований на мощных ледниках используются частоты метрового диапазона. Это связано с приемлемым поглощением в леднике (которое зависит от частоты) и с размерами антенн, которые критичны для установки на самолет. В отечественной практике долгое время применялись ледовые локаторы с частотой зондирующих импульсов 60 МГц, в последнее время используется прибор с частотой 130 МГц. Обширный обзор по этим видам исследований приводится в работах [1, 3] и др.

Ледовые локаторы, обладая большой мощностью (до 80 кВт) и достаточно широким зондирующим импульсом (до 1 мкс), позволяют успешно лоцировать многокилометровые ледники. Однако по тем же причинам они не могут обеспечить детальность исследований приповерхностной части, при этом именно она представляет значительный интерес как для гляциологии, так и для решения инженерных задач, в частности, обеспечения безопасности транспортных операций путем выявления трещин в теле ледника. Для этой цели используются георадары, обладающие гораздо меньшей мощностью и длительностью зондирующего импульса. После открытия озера Восток [13, 14] метод радиолокации начал активно применяться для выявления и изучения подледниковых водоемов [15-18].

Хорошо себя зарекомендовали высокочастотные георадары (400-900 МГц) для исследования верхней части ледника до глубин 20 м. Первые примеры их успешного применения нашли отражение в работах зарубежных авторов и относятся как к исследованиям ледников Антарктиды, так и горных ледников [2, 19, 20]. С 2013 г. георадары на регулярной основе используются специалистами Российской антарктической экспедиции (РАЭ) для обеспечения безопасности транспортных операций, строительства объектов инфраструктуры и других инженерных задач. Георадиолокационные исследования включают в комплекс гляцио-инженерных изысканий, где они занимают ведущее место среди других методов. Георадары с антеннами указанных частот позволяют выявлять трещины и определять их морфологию, оценивать мощность льда над водоемами, маркировать и оконтуривать опасные зоны на ледниках и снежно-фирновых толщах. В качестве примера можно привести работы по выбору места для строительства аэродрома на станции Мирный, выявлению трещин на участках трассы следования санно-гусеничного похода «Прогресс – Восток» и изучению озера, образовавшегося на месте обширного провала в леднике Долк в районе станции Прогресс [21, 22].

Вблизи станции Прогресс в течение нескольких лет проводились георадиолокационные исследования, позволившие организовать безопасную трассу между станцией и аэродромом [1], выбрать площадки для организации склада хранения топлива, провести обследование участка ледника на предмет наличия трещин, на котором разгружаются научно-экспедиционные суда [23]. Большую роль высокочастотная георадиолокация играет и при организации посадочных площадок в Антарктиде, включая как поиски подходящих участков для последующего строительства, так и обследование действующих взлетно-посадочных полос (ВПП) [24, 25]. В качестве примеров можно привести мониторинг международной посадочной площадки станции Новолазаревская [26], строительство новой взлетно-посадочной полосы «Зенит» вблизи станции Прогресс, поиск безопасных участков на леднике для организации аэродромов вблизи станций Русская и Мирный, а также полевой базы Оазис Бангера. Кроме того, георадиолокация оказывает важную помощь для изучения многолетнемерзлых пород, в том числе и в Антарктиде [27-29].

В сравнении с мощными радарными, обеспечивающими глубину в сотни и даже первые тысячи метров, а также высокочастотными антеннами, используемыми для детального изучения верхней части разреза, незаслуженно мало внимания уделяется низко- и среднечастотным радарам с диапазоном частот 25-150 МГц. Именно они дают возможность детально изучать строение ледниковой толщи до глубин около 200 м, получать данные о морфологии озерных котловин при мощности водной толщи в несколько десятков метров, картировать подледное скальное основание на глубинах 250-300 м [30, 31]. Эти данные являются основой для построения моделей ледников и снежно-фирновых толщ, которые помогают в изучении вопросов динамики и эволюции таких сред.

К примеру, в районе станции Майтри (оазис Ширмахера, Восточная Антарктида) индийским коллегам удалось получить отражение от дна озера L-75 на глубине 34 м, а также отражение от кровли скальных пород под ледником на глубине около 180 м при помощи георадара с антенной 80 МГц [32].



Исследователи РАЭ, начиная с 2017 г., выполняли работы на системе озер Болдер – Ледяное – Долк, а также на провале, образовавшемся на месте озера Долк (район полевой базы Прогресс-1, оазис Холмы Ларсеманн). В работах применялись георадары с набором антенн разной частоты: 900, 500, 200, 150 и 75 МГц. Для получения отражений от дна в наиболее глубоких впадинах указанных озер использовали антенну с частотой 75 МГц. Так, на озере Болдер зарегистрированы отражения при толщине водной массы более 40 м [22]. Новые данные о строении озера Прогресс, в частности его подледниковой части, удалось получить, используя антенны 500 и 38 МГц [33].

В исследовании [29] представлены результаты работ с георадаром GSSI SIR-20 и частотой зондирующих импульсов 100 МГц на границе ледяного купола с оазисом Холмы Ларсеманн, нацеленные на картирование кровли коренных пород под ледником. Максимально возможная глубина зондирования составила 89 м, максимальная глубина идентифицируемых слоев ледника 75 м. Авторы [29] отметили возможность выявления областей скопления талой воды в понижениях скального рельефа при анализе волнового поля.

Для изучения горных ледников Памира, Кавказа, Полярного Урала успешно применяется георадар ВИРЛ-7 (20 МГц). В работе [34] на основе съемок с георадаром ВИРЛ-7 произведен подсчет изменения объема ледника Абрамова на Памире за последние 32 года. Максимальное значение мощности льда составило 219 м. Подобные работы по оценке изменения мощности льда на Эльбрусе за период с 1997 по 2017 гг. выполнялись с использованием георадара ВИРЛ-6 (20 МГц), закрепленного на вертолете [35]. Максимальная мощность льда получена авторами на леднике Большой Азау и составила  $237 \pm 12,6$  м.

Активно и успешно применяют георадары с антеннами разных частот при изучении ледников Шпицбергена. В частности, георадар Pulse Ekko с антенной 50 МГц позволяет получать отражения от границ в толще ледника на глубинах более 250 м. Авторы работ [36-38] демонстрируют положительный опыт при картировании подстилающего скального основания, изучении распространения фрагментов теплого льда в теле ледника и выделении внутриледниковых каналов. Значительный вклад метод георадиолокации вносит в изучение ледников и грунта Гренландии [39, 40], а также Исландии и островов Канадского архипелага [41, 42].

### Район работ и объекты исследования

Район работ располагается в окрестностях оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида), включая его восточную оконечность, а также область к югу, где на ледниковом куполе, примерно в 7 км от оазиса имеется посадочная площадка станции Новолазаревская (рис.1). Объектами исследования

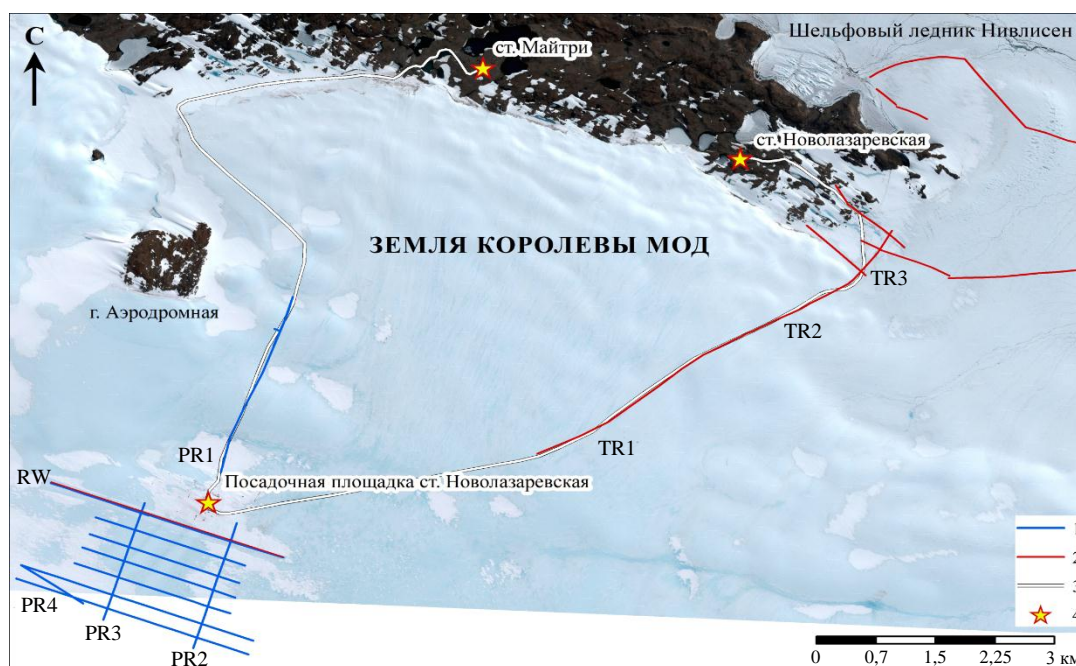


Рис.1. Схема расположения района георадарных профилей

1 – профили, выполненные георадаром ОКО-3, АБ-150; 2 – профили, выполненные георадаром Тритон-М, антенна 25 МГц;  
3 – трасса; 4 – объекты инфраструктуры



были выбраны подледное скальное основание в продолжении оазиса Ширмахера и сам покровный ледник.

Картирование рельефа подледного скального основания проводилось по системе маршрутов, расположенных к востоку от оазиса, а также к югу вдоль трасс, соединяющих российскую станцию Новолазаревская и индийскую станцию Майтри с посадочной площадкой. При выполнении этих работ профили были проложены от скальных выходов оазиса Ширмахера и вблизи горы Аэродромной для надежного картирования подледной поверхности. Начало профилей закладывалось на участках с плавным рельефом горных пород в местах их выхода на дневную поверхность, чтобы избежать боковых отражений от скальных стенок с крутым падением. По этой же причине маршруты не располагались вблизи вертикальных стенок ледникового купола. Разбивке профилей по регулярной сети мешало обилие рек и ручьев, проработавших русла в леднике глубиной более 1 м, а также наличие снежных болот в низинах. Перепад высот на профиле вдоль трассы к посадочной площадке (маршрут TR1) составил около 270 м от абсолютных отметок высот от 144 до 157 м в юго-восточной части оазиса до отметки 420 м в 4,8 км к югу на ледниковом куполе. В широтном направлении высоты менялись незначительно, максимальный перепад составил 14 м.

В пределах самой ВПП, где абсолютные отметки дневной поверхности составляют от 548 до 570 м, отражение от скального основания на радарограммах зафиксировано не было из-за большой мощности ледникового покрова. В сезон 67-й РАЭ (ноябрь – декабрь 2021 г.) авторами были получены первые данные о внутреннем строении ледника в пределах ВПП и в окрестностях посадочной площадки. Тогда была выявлена зона сочленения ледовых потоков и прилегающие к ней с запада и востока системы складок. В ходе настоящего исследования в сезон 69-й РАЭ (декабрь 2023 г. – февраль 2024 г.) авторами был выбран указанный участок для опытно-методических работ по оценке возможностей обсуждаемой аппаратуры для изучения внутреннего строения ледника до глубин 150 м, включая картирование складчатых структур и другие его особенности.

#### **Аппаратура, методика полевых работ и обработки данных**

Георадар Тритон-М с неэкранированной раздвижной антенной 25-50-100 МГц и усовершенствованный георадар ОКО-3 с экранированной антенной 150 МГц с большой длиной записи, адаптированные для исследования ледников, впервые были опробованы в условиях развития мощного покровного ледника Антарктиды. Георадарная съемка была начата с выполнения опытно-методических работ. Они были направлены на выбор оборудования (тип радара и центральная частота антенн) и режимов съемки (количество накоплений, градуировка колеса, развертка, количество точек на трассу и пр.). Цель – сравнение аппаратуры и выбор оптимальных параметров для картирования подледного рельефа и изучения внутреннего строения ледника на глубинах более 100 м.

Съемка проводилась пешим порядком (рис.2). При работе с Тритон-М запись производилась в непрерывном режиме (рис.2, а). При работе с георадаром ОКО-3 с антенной 150 МГц для повышения точности использовался одомер, который обеспечивал равномерность регистрации данных по маршруту через каждые 10 см (рис.2, б). Плановая привязка георадарных маршрутов осуществлялась с помощью DGPS комплекса EFT M2 GNSS (рис.2, в), а при удалении от геодезического пункта на станции Новолазаревская более чем на 3 км – с помощью спутникового приемника Garmin GPSMap 64st по навигационным спутникам систем GPS и GLONASS. Поскольку съемка выполнялась в условиях пересеченного рельефа и значительных превышений, через каждые 100 м в характерных точках рельефа были отсняты точки плановой и высотной привязки. На радарограммах такие пункты были отмечены инструментом «маркер». Затем при камеральной обработке после проведения интерполяции каждая трасса приобретала свою координату. Такая методика обеспечивает точность плановой привязки искомых объектов до первых десятков сантиметров. При обработке и построении глубинных разрезов были учтены высоты дневной поверхности.

Регистрация данных и последующая обработка выполнялись в программах CartScan и Geoscan32 (ООО «Логические системы», Россия) по стандартной методике, которая включала в себя удаление «стоянок», корректировку длины профиля в соответствии с данными спутниковой привязки, регулировку яркости, контраста и усиления, в отдельных случаях применение фильтров и введение рельефа дневной поверхности.

Сложность при обработке и последующей интерпретации георадарных данных часто связана с выбором кинематической модели среды, от которой зависит корректность пересчета временных



Рис.2. Выполнение опытно-методических работ в районе посадочной площадки Новолазаревская

разрезов в глубинные. В нашем случае ситуация упрощается, поскольку район работ расположен на «голубом льду», для которого характерно либо полное отсутствие снежного покрова, либо его мощность весьма незначительна. Таким образом, пересчет временного георадарного разреза в глубинный осуществлялся в рамках модели однородной среды с диэлектрической проницаемостью  $\epsilon = 3,17$ , что соответствует скорости распространения электромагнитных волн 16,8 см/нс. Оценка  $\epsilon$  льда была выполнена по многочисленным годографам дифрагированной волны в леднике и методом общей глубинной точки (ОГТ). Работы методом ОГТ выполнялись с использованием георадара ОКО-2 с раздвижными антеннами АБ-150. Генераторная и приемная антенны разносились симметрично относительно центра с шагом 0,5 м. Максимальный разнос составил 20 м. Расстановки для работ методом ОГТ располагались на участках с горизонтальными границами подледного скального основания, для чего предварительно выполнялась георадарная съемка по системе перпендикулярных профилей. Полученные значения диэлектрической проницаемости и, соответственно, скорости распространения электромагнитных волн хорошо согласуются с аналогичными характеристиками льда, рассмотренными в публикациях [43, 44]. Заверка положения границ по глубине в пределах исследуемого ледника неоднократно осуществлялась с использованием шнекового бурения в рамках работ по изучению озер, перекрытых льдом, и внутриледниковых тоннелей. Ошибка составила не более 3-4 %.

*Георадар Тритон-М.* Форма и строение антенны георадара Тритон-М (раздвижная гибкая монолыжа) позволяют без труда перемещать ее по поверхности ледника, огибая снежные наметы, заструги и прочие неровности. Также к преимуществам можно отнести отсутствие проводов, кабелей и прочих соединений, которые сильно осложняют работу в условиях низких температур, снега и сильного ветра. Автономный блок регистрации и управления связан с ноутбуком по Wi-Fi. В ходе работ были опробованы разные комбинации параметров съемки: частота зондирующего импульса, длина записи, количество точек на трассу.

На профиле RW вдоль оси взлетно-посадочной полосы на отрезке 1300 м от начала была выполнена съемка с антенной 25 МГц, разверткой 1600 нс и количеством точек на трассу, равным 1024. На полученной радарограмме (рис.3, а) видно, что первые 100 нс, соответствующие 9-метровой толщине льда, зашумлены ввиду низкочастотного сигнала и контрастного отражения, предположительно от оператора. Многочисленные реверберации, также маскирующие верхнюю часть георадарного разреза, соответствуют мелким трещинам, преимущественно залеченным. Трещины

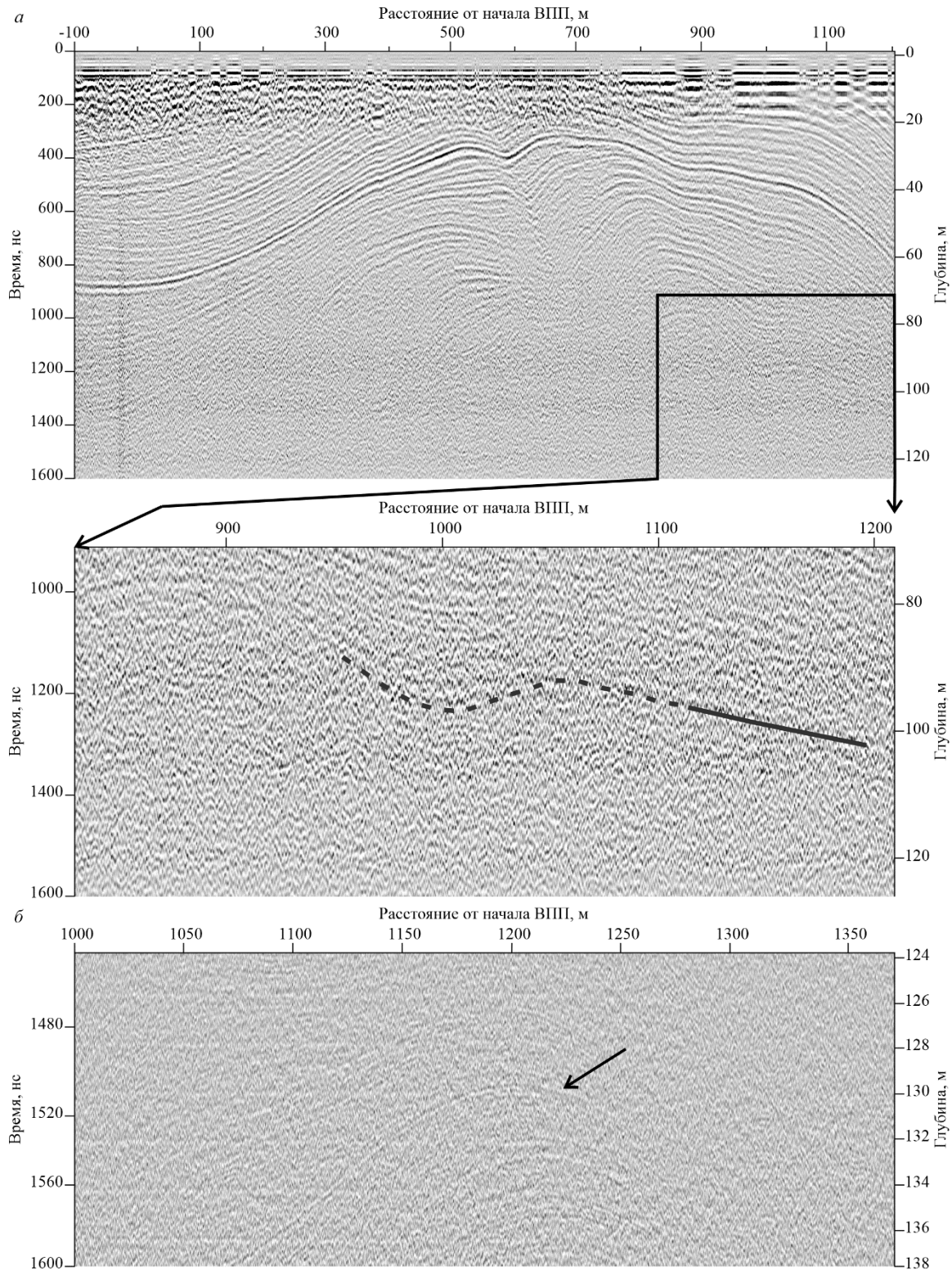


Рис.3. Георадарный разрез по профилю RW вдоль центральной оси ВПП:  
а – полученный георадаром Тритон-М с антенной 25 МГц (на врезке представлен укрупненный участок, выделенный квадратом); б – полученный георадаром ОКО-3, антенна АБ-150, стрелка указывает на один из слоев в теле ледника

имеют сезонный характер, возникают на открытых участках льда в весенний период (октябрь – ноябрь) из-за резких перепадов температур днем и ночью. В период антарктического лета эти мелкие трещины заполняются водой, затем промерзают и, как правило, полностью залечиваются.

На больших временах записи контрастно проявляется слоистость в леднике. Так, до отметки 1200 нс (глубина около 100 м) еще видны оси синфазности (рис.3, а, врезка). Наблюдаемые на



радарограммах слои отражают процессы накопления льда и являются слабо отличимыми по диэлектрической проницаемости. Феномен формирования интенсивных отражений на радарограммах при слабой дифференциации слоев по электрофизическим свойствам можно объяснить низким затуханием электромагнитной волны в однородной и высокоомной среде. Именно такой средой и является лед, где наличие даже незначительных неоднородностей на контакте двух слоев оказывается достаточными, чтобы сформировать отражение высокой амплитуды. Такими неоднородностями предположительно могут быть разная плотность прослоев, содержание минеральных включений, а также форма, ориентировка, размер кристаллов, что объясняется различными погодными условиями в период снегонакопления и его метаморфизма. Таким образом, учитывая минимальное отличие по диэлектрической проницаемости в слоях в теле ледника, полученный результат можно считать вполне удовлетворительным.

*Георадар ОКО-3.* Впервые в условиях Антарктиды опробован усовершенствованный георадар ОКО-3 с антенным моноблоком АБ-150 (см. рис.2, б), который позволяет устанавливать большую длину записи, пропорционально увеличивая при этом количество точек на трассу. Это делает его гораздо более приспособленным для исследования ледников и выгодно отличает от аппаратуры предыдущего поколения ОКО-2, где длина записи была ограничена количеством дискретов на трассу (512 точек), что на развертке 1600 нс делала радарограмму практически нечитаемой, оси синфазности прослеживались плохо, слои оказывались разбиты на прямоугольники.

На рис.3, б приведен фрагмент разреза по маршруту RW (центральная часть), полученный с георадаром ОКО-3, АБ-150 с разверткой 1600 нс и количеством точек на трассу 2048. Благодаря слабому затуханию электромагнитной волны в материковом льду и отсутствию контрастных границ в верхней части разреза амплитуды сигнала хватает, чтобы сформировать четкий отраженный сигнал даже на максимальных временах записи. Благодаря высокой разрешающей способности из-за достаточного количества дискретов и мощной генераторной антенне слои в леднике хорошо различимы на глубине более 130 м.

*Сравнение георадаров ОКО-3 и Тритон-М для изучения внутреннего строения ледника.* В ходе опытно-методических работ было выполнено сравнение временных разрезов с длиной записи 800 нс, полученных на одном и том же участке профиля RW при использовании георадара ОКО-3 с антенным блоком 150 МГц (рис.4, а) и георадара Тритон-М с частотой 50 МГц (рис.4, б).

Из-за отсутствия контрастных целевых границ в ледниковой толще, незначительной разницы в диэлектрической проницаемости исследуемых объектов и зачастую их несущественных размеров

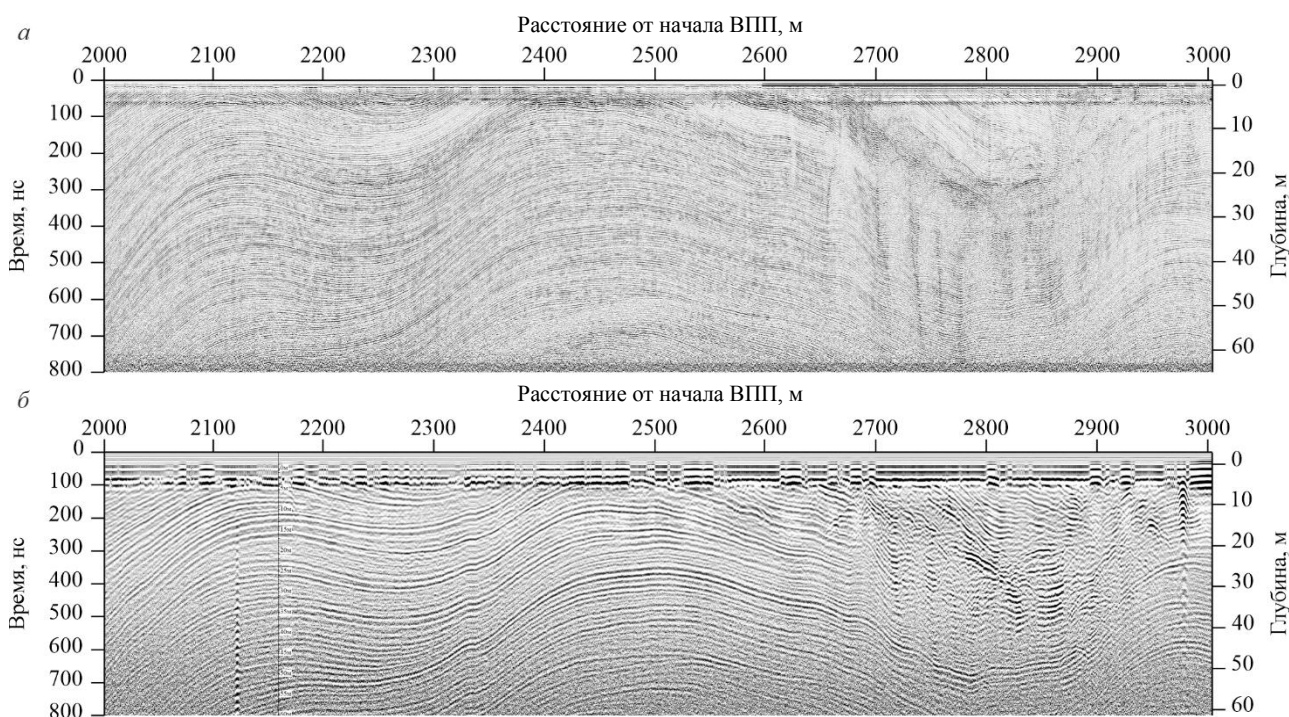


Рис.4. Георадарные разрезы по профилю RW



(прослой льда, различающиеся степенью метаморфизма и наличием минеральных включений; трещины, заполненные воздухом, снегом или залеченные льдом) для изучения внутреннего строения ледника более эффективно использование георадара ОКО-3 с антенной АБ-150.

Антенный блок АБ-150, с одной стороны, обладает мощным генератором, что обеспечивает необходимую глубину исследования и позволяет при использованной развертке уверенно проследить внутреннее строение ледника до глубины 65 м, с другой – имеет достаточную разрешающую способность (в горизонтальном направлении и по вертикали выделяются слои мощностью менее 0,5 м). На обоих представленных разрезах (рис.4) одинаково четко прослеживаются складки и крупные структуры. Однако отдельные трещины, их размеры и морфология на радарограммах, полученных с аппаратурой Тритон-М, определяются значительно хуже. Кроме того, незранированная антенна, используемая в георадаре Тритон-М, регистрирует дополнительные отражения от техногенных металлических объектов на поверхности, таких как металлические фрагменты знаков разметки ВПП и других (120 и 980 м от начала профиля), что представляет собой дополнительные помехи и может маскировать полезную информацию.

*Сравнение георадаров ОКО-3 и Тритон-М для картирования скального основания.* Возможности георадаров с использованием максимальных разверток (3200 нс для Тритон-М и 6400 нс для ОКО-3 с АБ-150) для картирования кровли подстилающих горных пород были опробованы на двух параллельных профилях меридионального направления на ледниковом куполе примерно в 4 км к югу от оазиса Ширмахера. Съемка с георадаром Тритон-М проходила по маршруту TR1 вдоль трассы, соединяющей станцию Новолазаревская с посадочной площадкой, а с георадаром ОКО-3 – в 4,5 км западнее (маршрут PR1) вдоль трассы к станции Майтри вблизи горы Аэродромная (см. рис.1).

На рис.5 представлено сравнение георадарных разрезов, полученных с ОКО-3 и Тритон-М при одинаковой мощности ледникового покрова (250-260 м), что соответствует отражениям от подстилающих горных пород на временах 3000-3200 нс. Как и следовало ожидать, мощность испускаемого импульса георадара ОКО-3 уступает георадару Тритон-М. Кроме того, частота

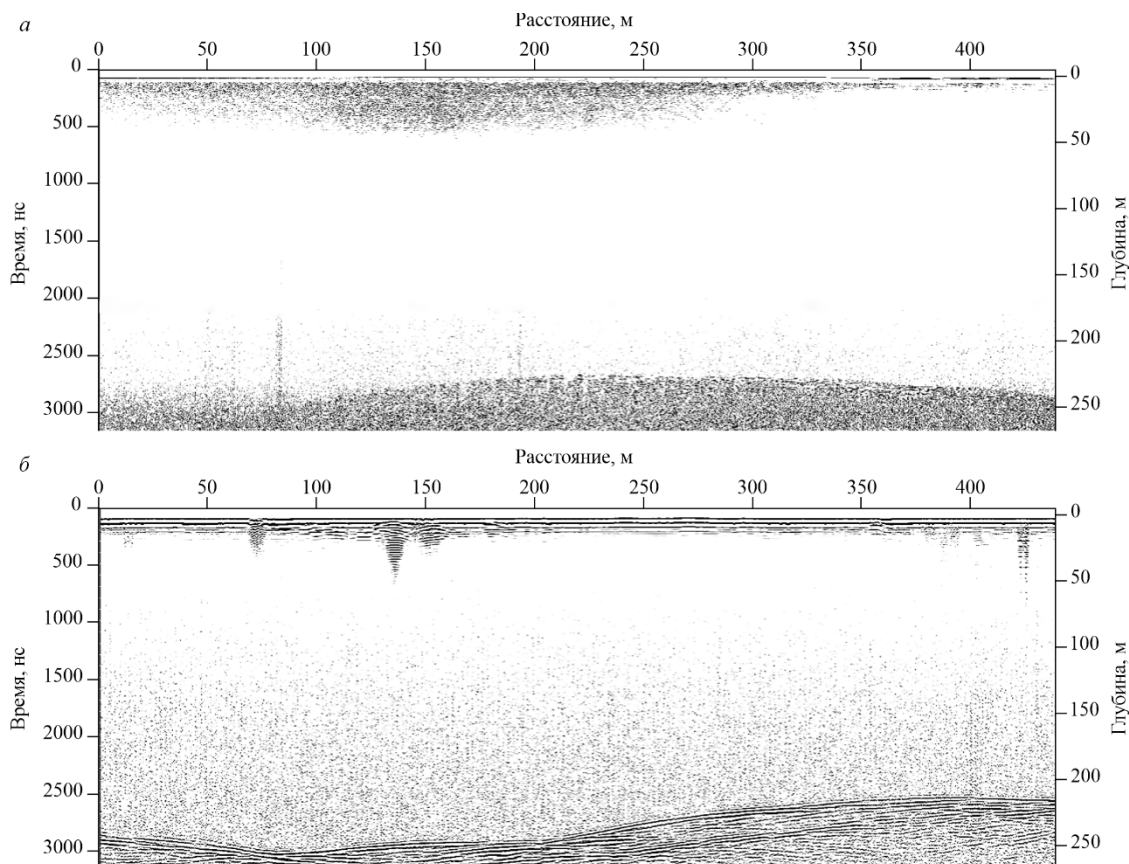


Рис.5. Радарограммы, полученные по параллельным маршрутам в 4 км к югу от южной границы оазиса Ширмахера: а – результат съемки георадаром ОКО-3, антенна 150 МГц, фрагмент профиля PR1; б – результат съемки георадаром Тритон-М, антенна 50 МГц, фрагмент профиля TR1



150 МГц в данном случае представляется слишком высокой по сравнению с частотой 25 МГц. Отражения от скалы на радарограммах, полученных с георадаром Тритон-М, остаются четкими, характеризуются высокой амплитудой и прекрасно трассируются на фоне шумов. К сожалению, глубже 260 м проследить отражение от скального основания не удалось, так как максимальная развертка Тритон-М составляет 3200 нс. На таких же временах записи и в аналогичных условиях радарограммы, полученные с ОКО-3, не демонстрируют столь четких отражений. Соотношение полезный сигнал/шум сильно уступает полученным с Тритон-М. Однако использование ОКО-3 может быть рекомендовано для случаев, когда развертки аппаратуры Тритон-М недостаточно. Так, максимальная глубина, на которой было зафиксировано отражение от скального основания с аппаратурой ОКО-3 АБ-150, составила 320 м (в 1,7 км к северу от посадочной площадки). Глубже сигнал полностью пропал на фоне шумов.

### Результаты работ

Опытно-методические работы, нацеленные на выбор аппаратуры и оптимальных режимов съемки, показали, что для изучения внутреннего строения ледника предпочтительнее использовать георадар ОКО-3 с антенной 150 МГц, а для картирования рельефа горных пород под покровным ледником – георадар Тритон-М с антенной 25 МГц. Приведены первые практические результаты, полученные авторами с использованием выбранной аппаратуры и методики съемки, демонстрирующие особенности строения покровного ледника к югу от оазиса Ширмахера и положение кровли горных пород под ледниковым куполом в окрестностях оазиса.

Строение приповерхностной части покровного ледника вблизи посадочной площадки станции Новолазаревская. На территории 6 км<sup>2</sup> в масштабе 1:25000 была выполнена площадная георадарная съемка. Подробные результаты приведены в работе [26], где на основании георадарной и геодезических съемок проведена оценка безопасности действующей взлетно-посадочной полосы, дано описание внутренней структуры ледника, выявлены наиболее стабильные и динамично развивающиеся участки. В этой работе представлен лишь фрагмент съемки в 2 км к югу от посадочной площадки станции Новолазаревская (рис.6) для демонстрации возможностей георадара ОКО-3.

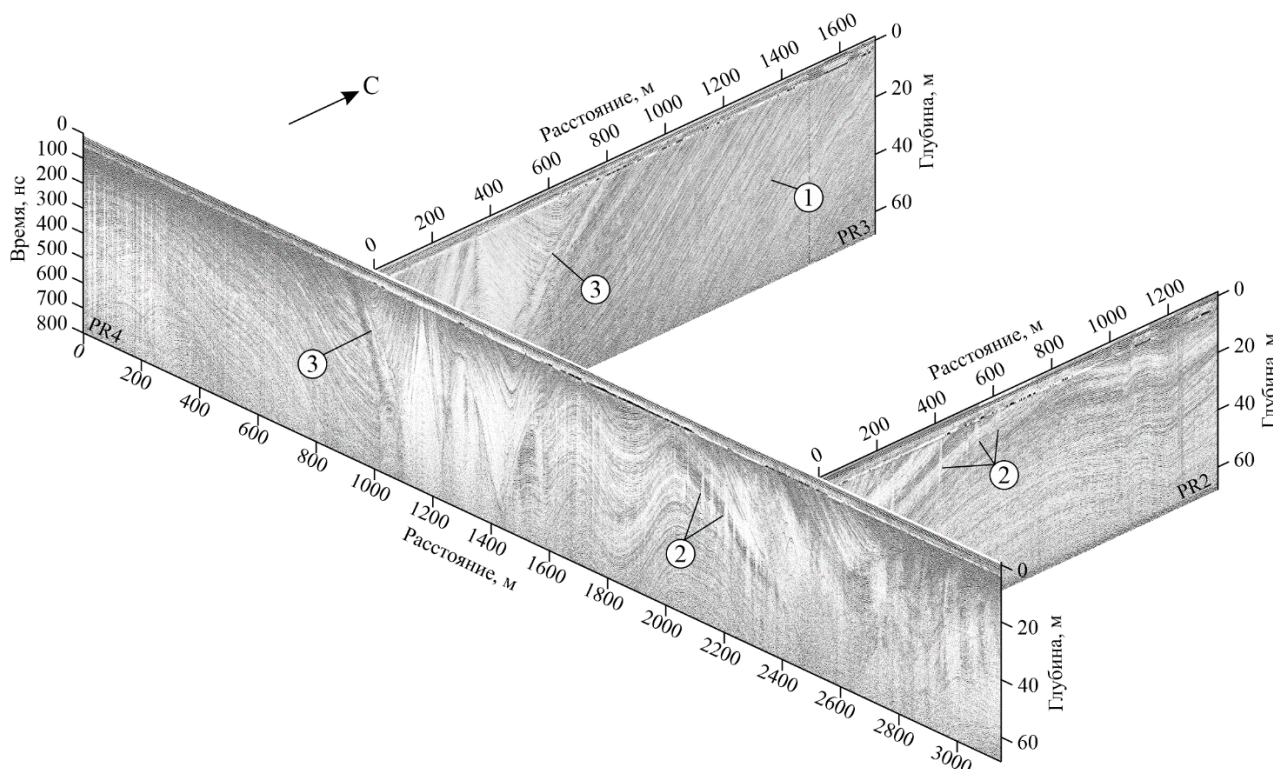


Рис.6. Внутреннее строение покровного ледника до глубины 70 м по данным георадиолокации к югу от посадочной площадки станции Новолазаревская

1 – субгоризонтальные ненарушенные толщи; 2 – трещины на своде антиклинальной складки; 3 – несогласный контакт



На профилях PR2 и PR3, имеющих меридиональное направление, в северной части ледник представлен субгоризонтальными или малыми углами наклона ненарушенными толщами. Именно там располагается взлетно-посадочная полоса. В южной части профилей ледник имеет более сложное строение. На профиле PR2 на своде антиклинальной складки отчетливо выделяются трещины, а на профиле PR3 прослеживается несогласно залегающая синклинальная складка наложенного льда. На профиле PR4 широтного простирания в центральной части наблюдается складчатая структура. При этом антиклинальные куполообразные складки, характеризующиеся локальными областями растяжения, сопровождаются достаточно большим количеством трещин. Синклинальные вогнутые складки, соответствующие зонам сжатия, не демонстрируют развитие трещин. Также на георадарном разрезе профиля PR4 можно проследить субвертикальный несогласный контакт между субгоризонтальной толщей в западной части и смятой в крутые складки в центральной и восточной частях профиля.

Формирования складчатых структур, по-видимому, связаны с неравномерным движением ледника, что подтверждено высокоточными геодезическими съемками [26], а также расчлененным рельефом подстилающего скального основания, о чем свидетельствует наличие горных выходов (нунатаков) в радиусе 4-7 км, склоны которых резко погружаются под ледник. Закартировать подледный рельеф именно на этом участке сейчас не удалось из-за ограниченной длины записи используемых георадаров. Дальнейшие работы по выяснению корреляции между внутренней структурой ледника и рельефом подстилающего скального основания представляются перспективными и интересными в научном и практическом плане.

Таким образом, площадная георадарная съемка с использованием георадара ОКО-3 дает возможность с высокой детальностью рассмотреть внутреннее строение ледника, получить его трехмерную модель и сделать предположения о истории его развития. Дополняя полученные георадарные разрезы результатами бурения, включая изотопный анализ керн, можно перейти к решению вопросов гляциостратиграфии. Опираясь на характерную волновую картину и четкие маркирующие горизонты, возможно выявлять георадарные фации, прослеживая в пространстве толщи определенных возрастов и условий образования по аналогии с сейсмостратиграфией.

В настоящий момент не существует методов, которые с такой же детальностью и до такой же глубины дают возможность изучить любую из геологических сред. Лишь уникальное сочетание физических свойств льда и возможностей георадиолокации позволяют «заглянуть» внутрь ледника и получить четкую картину его внутреннего строения.

*Подледный рельеф вблизи оазиса Ширмахера.* На радарограммах, полученных с аппаратурой Тритон-М, скальное основание прослеживается отчетливо, граница очень контрастная (рис.7). На рис.7, а представлен фрагмент профиля TR1 длиной 4500 м, проложенного от восточной оконечности оазиса в сторону посадочной площадки. К сожалению, реверберации от присутствия воды в руслах ручьев и приповерхностных внутриледниковых каналах частично зашумляют радарограммы, особенно вблизи оазиса и на склоне ледникового купола. Однако отражение от границы лед – скала является настолько контрастным даже на предельно возможных развертках, что реверберации не помешали выделению целевой границы. Вблизи оазиса скала прослеживается на глубине 20-40 м. Далее, по мере подъема на ледник, ближе к нулевым пикетам, граница отмечается на глубине более 250 м от дневной поверхности. К сожалению, глубже 260 м проследить отражение от скального основания не удалось, так как максимальная развертка Тритон-М составляет 3200 нс.

На профиле TR1 подледный рельеф достаточно пологий. Отдельные поднятия и впадины в высоту не превышают 30 м. Наблюдается небольшое понижение рельефа в юго-западном направлении. Все дополнительные маршруты, выполненные в направлении посадочной площадки, не принесли результата, так как скальное основание оказалась ниже предельно возможной глубины регистрации, что свидетельствует об отсутствии его резких подъемов. На перпендикулярном профиле TR3, выполненном в восточном направлении, наблюдается резкое понижение подледного основания. На отрезке длиной 200 м его кровля опускается с отметки –20 м до отметки –180 м. Георадарный маршрут, выполненный с разверткой 3200 нс в продолжение профиля TR3, продемонстрировал, что указанная граница продолжает опускаться под крутым углом и примерно через 100 м уходит за пределы окна записи, т.е. на глубину более 260 м.

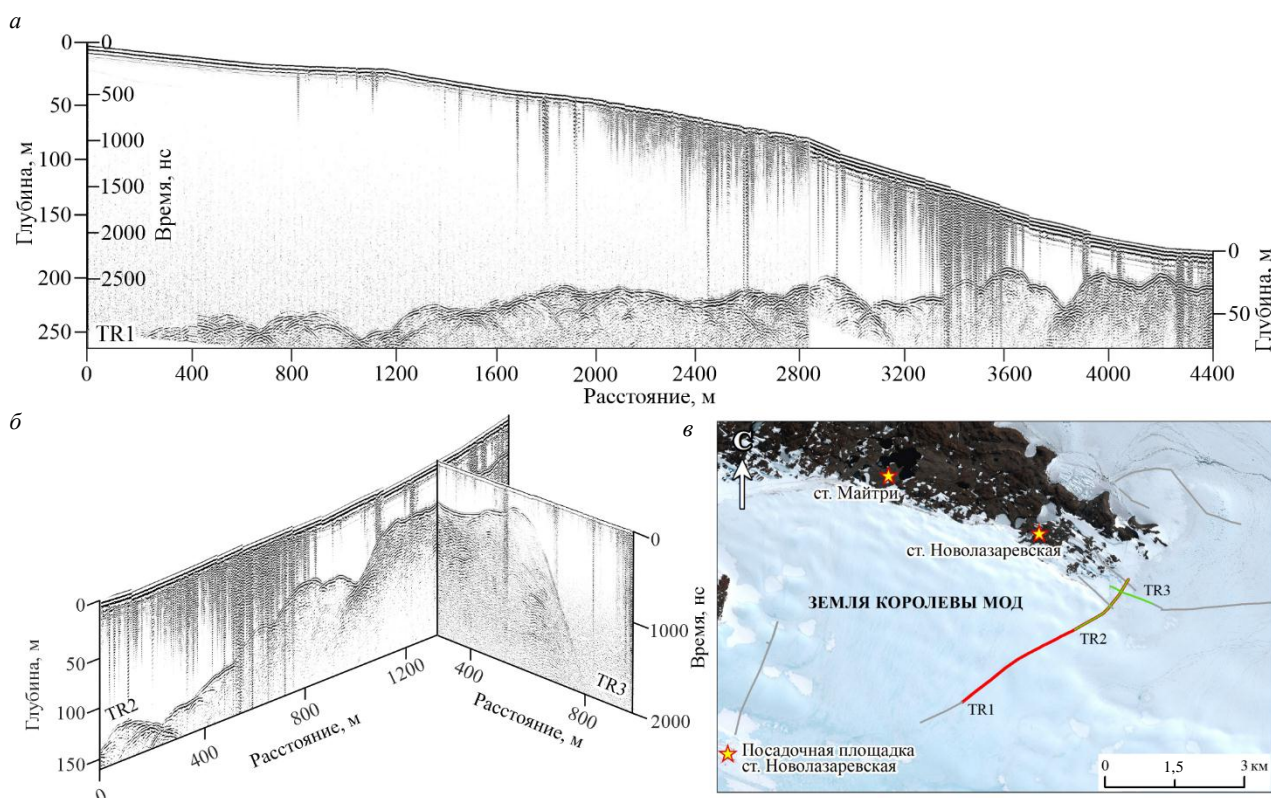


Рис.7. Подледный рельеф горных пород вблизи восточной оконечности оазиса Ширмахера: а – вдоль трассы между станцией Новолазаревская и посадочной площадкой; б – на пересечении трассы и перпендикулярного профиля восточного простирания; в – положение георадарных маршрутов, представленных на рис. а и б

Указанный профиль был продлен на 4,5 км к востоку от оазиса, чтобы проследить возможное повторное поднятие границы к дневной поверхности. Однако этого не произошло, и мощность ледника на всем протяжении оказалась больше 260 м. Аналогичная картина наблюдается на параллельном профиле, расположенном в 2,5 км к югу. Таким образом, вероятно, оазис Ширмахера с восточной стороны ограничен крутым сбросом.

## Выводы

Выполненная георадарная съемка показала возможность использования обоих типов радаров как для изучения внутреннего строения ледника до глубины около 140 м, так и для картирования кровли подстилающего скального основания до глубин 250-300 м. Однако георадар ОКО-3 с антенной АБ-150 дает возможность более детально рассмотреть слоистость ледниковой толщи, нарушения ее сплошности и внутреннюю структуру ледника в целом. Георадар Тритон-М с использованием частоты 25 МГц в большей степени пригоден для изучения подледного рельефа. На максимально возможной развертке 3200 нс, что соответствует глубине 260 м, он демонстрирует четкие отражения от подстилающих горных пород. Таким образом, усовершенствованные, с большой длиной записи, средне- и низкочастотные георадары ОКО-3 с антенной 150 МГц и Тритон-М с раздвижной антенной 25-50-100 МГц характеризуются высокой разрешающей способностью и обеспечивают необходимую глубинность исследований. Они показали надежные результаты, удобны в эксплуатации в условиях полярных регионов и могут быть рекомендованы для изучения покровных ледников Антарктиды толщиной до 250 м и аналогичных объектов.

Авторы выражают благодарность начальнику Российской антарктической экспедиции П.И.Луцеву за организацию полевых исследований и техническую поддержку, сотрудникам зимовочного состава станции Новолазаревская 69-й РАЭ А.Г.Мельникову и М.Г.Бачалдину за помощь в проведении работ, а также ведущему геофизику ООО «ГеофизПоиск» Н.Е.Романовой за полезные обсуждения и техническую помощь.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Popov S. Fifty-five years of Russian radio-echo sounding investigations in Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2020. Vol. 61. Iss. 81. P. 14-24. DOI: [10.1017/aog.2020.4](https://doi.org/10.1017/aog.2020.4)
2. Annan A.P. GPR Methods for Hydrogeological Studies // *Hydrogeophysics*. Springer, 2005. Vol. 50. P. 185-213. DOI: [10.1007/1-4020-3102-5\\_7](https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_7)
3. Schroeder D.M., Bingham R.G., Blankenship D.D. et al. Five decades of radioglaciology // *Annals of Glaciology*. 2020. Vol. 61. Iss. 81. P. 1-13. DOI: [10.1017/aog.2020.11](https://doi.org/10.1017/aog.2020.11)
4. Taurisano A., Tronstad S., Brandt O., Kohler J. On the use of ground penetrating radar for detecting and reducing crevasse-hazard in Dronning Maud Land, Antarctica // *Cold Regions Science and Technology*. 2006. Vol. 45. Iss. 3. P. 166-177. DOI: [10.1016/j.coldregions.2006.03.005](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.03.005)
5. Tess X.H. Luo, Wallace W.L. Lai, Ray K.W. Chang, Goodman D. GPR imaging criteria // *Journal of Applied Geophysics*. 2019. Vol. 165. P. 37-48. DOI: [10.1016/j.jappgeo.2019.04.008](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.04.008)
6. Williams R.M., Ray L.E., Lever J.H., Burzynski A.M. Crevasse Detection in Ice Sheets Using Ground Penetrating Radar and Machine Learning // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2014. Vol. 7. Iss. 12. P. 4836-4848. DOI: [10.1109/JSTARS.2014.2332872](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2014.2332872)
7. Pattyn F., Carter S.P., Thoma M. Advances in modelling subglacial lakes and their interaction with the Antarctic ice sheet // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140296. DOI: [10.1098/rsta.2014.0296](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0296)
8. Coustou L.-A., Siegert M. Dynamic flows create potentially habitable conditions in Antarctic subglacial lakes // *Science Advances*. 2021. Vol. 7. Iss. 8. № eabc3972. DOI: [10.1126/sciadv.abc3972](https://doi.org/10.1126/sciadv.abc3972)
9. Fürst J.J., Rybak O., Goelzer H. et al. Improved convergence and stability properties in a three-dimensional higher-order ice sheet model // *Geoscientific Model Development*. 2011. Vol. 4. Iss. 4. P. 1133-1149. DOI: [10.5194/gmd-4-1133-2011](https://doi.org/10.5194/gmd-4-1133-2011)
10. Johari G.P., Whalley E. The dielectric properties of ice Ih in the range 272-133 K // *The Journal of Chemical Physics*. 1981. Vol. 75. Iss. 3. P. 1333-1340. DOI: [10.1063/1.442139](https://doi.org/10.1063/1.442139)
11. Evans S. Radio techniques for the measurement of ice thickness // *Polar Record*. 1963. Vol. 11. Iss. 73. P. 406-410. DOI: [10.1017/S0032247400053523](https://doi.org/10.1017/S0032247400053523)
12. Frémand A.C., Fretwell P., Bodart J.A. et al. Antarctic Bedmap data: Findable, Accessible, Interoperable, and Reusable (FAIR) sharing of 60 years of ice bed, surface, and thickness data // *Earth System Science Data*. 2023. Vol. 15. Iss. 7. P. 2695-2710. DOI: [10.5194/essd-15-2695-2023](https://doi.org/10.5194/essd-15-2695-2023)
13. Siegert M.J. A 60-year international history of Antarctic subglacial lake exploration // *Geological Society, London, Special Publications*. 2018. Vol. 461. P. 7-21. DOI: [10.1144/SP461.5](https://doi.org/10.1144/SP461.5)
14. Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q. et al. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // *Nature*. 1996. Vol. 381. Iss. 6584. P. 684-686. DOI: [10.1038/381684a0](https://doi.org/10.1038/381684a0)
15. Livingstone S.J., Yan Li, Anja Rutishauser et al. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022. Vol. 3. Iss. 2. P. 106-124. DOI: [10.1038/s43017-021-00246-9](https://doi.org/10.1038/s43017-021-00246-9)
16. Siegert M.J., Ross N., Le Brocq A.M. Recent advances in understanding Antarctic subglacial lakes and hydrology // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140306. DOI: [10.1098/rsta.2014.0306](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0306)
17. Siegert M.J., Priscu J.C., Alekhina I.A. et al. Antarctic subglacial lake exploration: first results and future plans // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140466. DOI: [10.1098/rsta.2014.0466](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0466)
18. Попов С.В., Боронина А.С., Екайкин А.А. и др. Дистанционные исследования и математическое моделирование озера Восток, Восточная Антарктида: прошлое, настоящее и будущее // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024. Т. 70. № 4. С. 460-476 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-460-476](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-460-476)
19. Forte E., Bondini M.B., Bortoletto A. et al. Pros and Cons in Helicopter-Borne GPR Data Acquisition on Rugged Mountainous Areas: Critical Analysis and Practical Guidelines // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. Vol. 176. Iss. 10. P. 4533-4554. DOI: [10.1007/s00024-019-02196-2](https://doi.org/10.1007/s00024-019-02196-2)
20. Campbell S., Affleck R.T., Sinclair S. Ground-penetrating radar studies of permafrost, periglacial, and near-surface geology at McMurdo Station, Antarctica // *Cold Regions Science and Technology*. 2018. Vol. 148. P. 38-49. DOI: [10.1016/j.coldregions.2017.12.008](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.12.008)
21. Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С. и др. Строение верхней части ледника в районе планируемой взлетно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // *Криосфера Земли*. 2017. Т. XXI. № 1. С. 73-84. DOI: [10.21782/KZ1560-7496-2017-1\(73-84\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-1(73-84))
22. Boronina A., Popov S., Pryakhina G. et al. Formation of a large ice depression on Dalk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity // *Journal of Glaciology*. 2021. Vol. 67. Iss. 266. P. 1121-1136. DOI: [10.1017/jog.2021.58](https://doi.org/10.1017/jog.2021.58)
23. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р. Программа комплексного мониторинга опасных природных объектов района станции Прогресс: основные результаты работ 2017-2021 годов // *Российские полярные исследования*. 2021. № 3. С. 13-15.
24. Lili Cheng, Ji Lu, Cheng Zhou. Non-destructive compaction quality evaluation of runway construction based on GPR data // *Nondestructive Testing and Evaluation*. 2024. Vol. 39. Iss. 6. P. 1379-1406. DOI: [10.1080/10589759.2023.2255363](https://doi.org/10.1080/10589759.2023.2255363)
25. Nansha Li, Renbiao Wu, Haifeng Li et al. MV-GPRNet: Multi-View Subsurface Defect Detection Network for Airport Runway Inspection Based on GPR // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14. Iss. 18. № 4472. DOI: [10.3390/rs14184472](https://doi.org/10.3390/rs14184472)
26. Боронина А.С., Кашкевич М.П., Попов С.В. и др. Новые данные о строении и движении ледника в районе посадочной площадки станции Новолазаревская (Восточная Антарктида) // *Лед и Снег*. 2024. Т. 64. № 3. С. 387-402. DOI: [10.31857/S2076673424030065](https://doi.org/10.31857/S2076673424030065)
27. Campbell S., Affleck R.T., Sinclair S. Ground-penetrating radar studies of permafrost, periglacial, and near-surface geology at McMurdo Station, Antarctica // *Cold Regions Science and Technology*. 2018. Vol. 148. P. 38-49. DOI: [10.1016/j.coldregions.2017.12.008](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.12.008)
28. Forte E., French H.M., Raffi R. et al. Investigations of polygonal patterned ground in continuous Antarctic permafrost by means of ground penetrating radar and electrical resistivity tomography: Some unexpected correlations // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2022. Vol. 33. Iss. 3. P. 226-240. DOI: [10.1002/ppp.2156](https://doi.org/10.1002/ppp.2156)
29. Jingxue Guo, Lin Li, Juncheng Liu et al. Ground-penetrating radar survey of subsurface features at the margin of ice sheet, East Antarctica // *Journal of Applied Geophysics*. 2022. Vol. 206. № 104816. DOI: [10.1016/j.jappgeo.2022.104816](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104816)



30. *Dunmire D., Lenaerts J.T.M., Banwell A.F. et al.* Observations of Buried Lake Drainage on the Antarctic Ice Sheet // *Geophysical Research Letters*. 2020. Vol. 47. Iss. 15. № e2020GL087970. DOI: [10.1029/2020GL087970](https://doi.org/10.1029/2020GL087970)
31. *Dugan H.A., Doran P.T., Tulaczyk S. et al.* Subsurface imaging reveals a confined aquifer beneath an ice-sealed Antarctic lake // *Geophysical Research Letters*. 2015. Vol. 42. Iss. 1. P. 96-103. DOI: [10.1002/2014GL062431](https://doi.org/10.1002/2014GL062431)
32. *Swain A.K., Goswami S.* Continuous GPR survey using Multiple Low Frequency antennas – case studies from Schirmacher Oasis, East Antarctica // *International Journal of Earth Sciences and Engineering*. 2014. Vol. 7. № 4. P. 1623-1629.
33. *Grigoreva S.D., Kuznetsova M.R., Kiniabaeva E.R.* New data on Progress Lake (Larsemann Hills, East Antarctica): Recently discovered subglacial part of the basin // *Polar Science*. 2023. Vol. 38. № 100925. DOI: [10.1016/j.polar.2023.100925](https://doi.org/10.1016/j.polar.2023.100925)
34. *Saks T., Rinterknecht V., Lavrentiev I. et al.* Acceleration of Abramov Glacier (Pamir-Alay) retreat since the Little Ice Age // *Boreas*. 2024. Vol. 53. Iss. 3. P. 415-429. DOI: [10.1111/bor.12659](https://doi.org/10.1111/bor.12659)
35. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A. et al.* Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017 // *Frontiers in Earth Science*. 2019. Vol. 7. № 153. DOI: [10.3389/feart.2019.00153](https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153)
36. *Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф. и др.* Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // *Лед и Снег*. 2021. Т. 61. № 1. С. 26-37. DOI: [10.31857/S2076673421010069](https://doi.org/10.31857/S2076673421010069)
37. *Борисик А.Л., Демидов В.Э., Ромашова К.В., Новиков А.Л.* Внутренняя дренажная сеть и характеристики подледникового стока ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2021. Т. 67. № 1. С. 67-88. DOI: [10.30758/0555-2648-2021-67-1-67-88](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-67-88)
38. *Terekhov A.V., Verkulich S., Borisik A. et al.* Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2022. Vol. 54. Iss. 1. P. 584-602. DOI: [10.1080/15230430.2022.2150122](https://doi.org/10.1080/15230430.2022.2150122)
39. *Nielsen L., Bendixen M., Kroon A. et al.* Sea-level proxies in Holocene raised beach ridge deposits (Greenland) revealed by ground-penetrating radar // *Scientific Reports*. 2017. Vol. 7. № 46460. DOI: [10.1038/srep46460](https://doi.org/10.1038/srep46460)
40. *Lamsters K., Karušs J., Krievāns M., Ješkins J.* High-Resolution surface and BED topography mapping of Russell Glacier (SW Greenland) using UAV and GPR // *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences: XXIV ISPRS Congress, Commission II, 31 August – 2 September 2020, Nice, France*. 2020. Vol. V-2-2020. P. 757-763. DOI: [10.5194/isprs-annals-V-2-2020-757-2020](https://doi.org/10.5194/isprs-annals-V-2-2020-757-2020)
41. *Wilken D., Wunderlich T., Zori D. et al.* Integrated GPR and archaeological investigations reveal internal structure of man-made Skipphóll mound in Leiruvogur, Iceland // *Journal of Archaeological Science: Reports*. 2016. Vol. 9. P. 64-72. DOI: [10.1016/j.jasrep.2016.07.005](https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2016.07.005)
42. *Harrison D., Ross N., Russell A.J., Jones S.J.* Ground-penetrating radar (GPR) investigations of a large-scale buried ice-marginal landsystem, Skeiðarársandur, SE Iceland // *Boreas*. 2022. Vol. 51. Iss. 4. P. 824-846. DOI: [10.1111/bor.12587](https://doi.org/10.1111/bor.12587)
43. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
44. *Galley R.J., Trachtenberg M., Langlois A. et al.* Observations of geophysical and dielectric properties and ground penetrating radar signatures for discrimination of snow, sea ice and freshwater ice thickness // *Cold Regions Science and Technology*. 2009. Vol. 57. Iss. 1. P. 29-38. DOI: [10.1016/j.coldregions.2009.01.003](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2009.01.003)

**Авторы:** Марина Петровна Кашкевич, канд. геол.-минерал. наук, доцент, [m.kashkevich@spbu.ru](mailto:m.kashkevich@spbu.ru), <https://orcid.org/0000-0002-3600-5570> (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия), Алина Сергеевна Боронина, старший преподаватель, <https://orcid.org/0000-0002-3486-5243> (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия), Евгений Максимович Михайлов, техник-геофизик, <https://orcid.org/0009-0006-9841-4886> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), Сергей Викторович Попов, д-р геол.-минерал. наук, ведущий инженер, доцент, <https://orcid.org/0000-0002-1830-8658> (ВНИИОкеанология, Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## О результатах беспилотной аэромагнитной съемки в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп, Земля Уилкса, Восточная Антарктида

А.Е.Симаков<sup>1</sup>✉, Ф.Г.Гуторов<sup>1</sup>, Г.Л.Лейченко<sup>2,3</sup>, А.В.Гольинский<sup>2</sup>, В.Г.Анцев<sup>1</sup>,  
Д.А.Гольинский<sup>2</sup>

<sup>1</sup> НПК Беспилотные авиационные и морские системы АО «НПП «Радар ммс», Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Симаков А.Е., Гуторов Ф.Г., Лейченко Г.Л., Гольинский А.В., Анцев В.Г., Гольинский Д.А. О результатах беспилотной аэромагнитной съемки в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп, Земля Уилкса, Восточная Антарктида // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16579. С. 108-122. [EDN TYGGUW](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16579)

### Аннотация

Представлены методика и результаты аэромагнитной съемки масштаба 1:25000, проведенной для обеспечения прироста геофизической изученности на участке площадью 600 км<sup>2</sup> с использованием беспилотной авиационной системы самолетного типа. Работы проводились в Восточной Антарктиде в составе 69-й Российской антарктической экспедиции в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп (Земля Уилкса). Построенная по данным аэромагнитной съемки карта оказалась более подробной, чем любая из опубликованных геологических карт. При этом масштаб выделяемых контрастных объектов варьирует от нескольких десятков метров до крупных структур, прослеживаемых на десятки километров в пределах всего участка съемки. Анализ полученных данных показал, что для исследованного района характерна морфологическая неоднородность аномального магнитного поля и его изменчивость по амплитуде и простирацию, и наряду с относительно спокойными участками имеются области резко дифференцированного поля. Даже неполная интерпретация результатов аэромагниторазведочных работ показывает их высокую информативность. Аэромагнитная съемка с помощью беспилотных авиационных систем представляет собой важный инструмент прикладной геофизики, позволяющий эффективно решать задачи геологического картирования в сложных условиях Антарктики. Она способна эффективно заменить аналогичные работы, традиционно выполняющиеся с помощью пилотируемой авиации.

### Ключевые слова

Антарктида; оазис Бангера; аэромагнитная съемка; аномальное магнитное поле; беспилотные авиационные системы

Поступила: 06.09.2024

Принята: 28.01.2025

Онлайн: 27.03.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Наименее изученной территорией на планете Земля является самый южный континент – Антарктида. Несмотря на то, что регулярные геолого-геофизические исследования проводятся там на протяжении почти 70 лет, огромная площадь, суровые климатические условия и малая плотность научных станций являются серьезным препятствием для изучения данной территории.

Аэрогеофизические исследования, в частности магнитная съемка, в Антарктиде проводятся с середины XX в. [1, 2]. Применение магнитометрии является крайне важным при исследовании Антарктиды и прилегающих территорий Мирового океана, поскольку позволяет расширить представления о геологическом строении этого региона и его роли в глобальных тектонических процессах. Аномальное магнитное поле Земли (Тa) позволяет получать уникальную информацию о тектономагматических процессах, происходивших в земной коре на протяжении длительного времени, устанавливать пространственные границы геологических формаций, осадочных бассейнов, интрузивных образований, блоков земной коры и тектонических нарушений. В условиях Антарктиды, где большая часть территории скрыта подо льдом, данные магниторазведки играют



ключевую роль для анализа строения земной коры и раскрытия ее геологической и тектонической истории, а также в установлении корреляционных связей на территориях с ограниченной геологической информацией [3]. До недавнего времени подобные работы выполнялись с привлечением пилотируемой авиации, хотя попытки применения беспилотных носителей тоже предпринимались [4]. В аэрофотосъемке, исследовании атмосферы и др. беспилотные системы уже довольно широко применяются в Антарктиде [5-7].

Методы беспилотной съемки успешно применяются в геологоразведке по нескольким направлениям, для которых раньше привлекалась пилотируемая авиация или использовались наземные методы [8-10]. За два десятилетия их развития наиболее заметный прорыв был достигнут в области аэромагниторазведки [11-13].

Для геологических задач, решаемых с помощью аэромагнитных съемок, далеко не всегда требуется точно удерживать фиксированную высоту над земной поверхностью, можно проводить полеты с генеральным огибанием форм рельефа или вообще без такового – на постоянной барометрической высоте, что позволяет использовать самолетный носитель [14]. Существующие беспилотные авиационные системы (БАС) самолетного типа, оснащенные двигателями внутреннего сгорания, отличаются продолжительным временем полета (до 12 ч) и большим, по сравнению с обычно используемыми электрическими мультироторными и вертолетными носителями, радиусом действия, который может существенно превышать 100 км при производительности до 1000 км за один вылет.

В сезоне 2023-2024 гг. 69-й Российской антарктической экспедицией (РАЭ) в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп (Земля Уилкса, Восточная Антарктида) на участке площадью около 600 км<sup>2</sup> была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:25000 с использованием БАС. Работы проводились АО «НПП «Радар ммс» по заданию (контракту) ВНИИОкеангеология в рамках Государственного задания Агентства по недропользованию (Роснедра) Минприроды России. В районе исследований отсутствуют взлетно-посадочные полосы, и проведение геофизических работ с использованием пилотируемой авиации не рационально.

Рельеф участка работ представляет собой чередование крупных холмов высотой до 165 м над уровнем моря и долин, частично заполненных пресными и солеными озерами, а также ледников и морских акваторий, занимающих более половины площади. Наземная магнитная съемка в подобных условиях сопряжена с очевидными трудностями, в то время как для аэросъемки участок вполне благоприятен.

При подготовке к экспедиции существовали опасения относительно возможности проведения работ в сложных погодных условиях Антарктики. Участок работ расположен вблизи побережья на границе ледяного щита берега Нокса и характеризуется сильными порывистыми ветрами и резкими перепадами температуры и давления. Кроме того, близость моря с одной стороны и ледникового щита мощностью в несколько сотен метров с другой могут служить причиной возникновения непредсказуемых перемещений воздушных масс. Для беспилотного комплекса при полетах на малой высоте в таких условиях, учитывая его относительно небольшие вес и энерговооруженность, увеличиваются риски столкновения с землей. Несмотря на это было принято решение о выполнении работ. Учитывая значительные размеры участка, в качестве носителя магнитометрической аппаратуры был выбран беспилотный самолет. Результаты аэромагнитной съемки с использованием беспилотного летательного аппарата (БПЛА) представлены в данной статье.

### **Общая информация о районе работ, цели и задачи съемки**

Оазис Бангера (рис.1) расположен на побережье Антарктиды, в западной части Земли Уилкса (берег Нокса моря Моусона) на 46 км южнее о-ва Милл и в 370 км восточнее российской научно-исследовательской станции Мирный. В рамках 1-й Советской антарктической экспедиции на данной территории была организована научно-исследовательская станция Оазис, послужившая местом базирования отечественных исследователей, изучающих геологическое строение оазиса и сопредельных территорий [15-17]. В настоящее время в этом районе находятся три сезонные базы: Оазис (Россия), Добровольский (Польша) и Edgeworth David (Австралия).

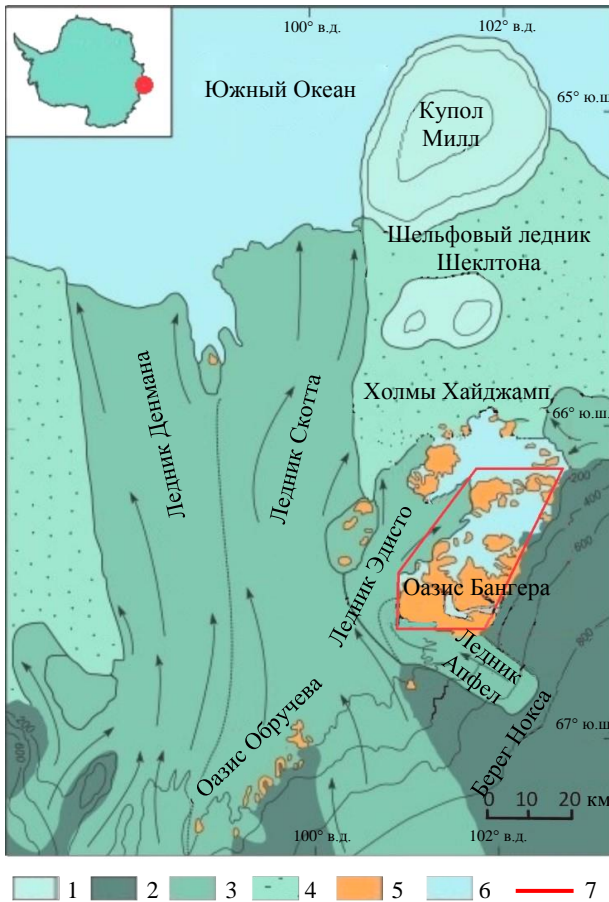


Рис.1. Ситуационный план района работ

- 1 – ледниковые купола; 2 – склоны ледникового покрова;
- 3 – выводные ледники; 4 – шельфовый ледник; 5 – суша;
- 6 – водоемы; 7 – контур участка

Изучение оазиса Бангера продолжается в настоящее время, поскольку данная территория является одним из ключевых регионов Восточной Антарктиды, что привлекает исследователей разных стран [18-20]. В геологическом отношении он является частью мезопротерозойского орогена и сложен преимущественно метаморфизованными архейско-протерозойскими породами различного генезиса. Метаморфические толщи смяты в крупные складки, крылья которых осложнены более мелкими складками высших порядков.

Район работ характеризуется относительно невысоким уровнем геофизической изученности. Исследования магнитного поля в Антарктиде начались во время 1-й Комплексной антарктической экспедиции (КАЭ) в 1956-1957 гг. в районе научной станции Мирный [16, 17]. Они проводились в площадном варианте по сети маршрутов через 1-2 км в обширном районе, включающем территорию оазиса Бангера. Долгое время результаты этих съемок, по объективным причинам достаточно низкого качества, служили единственным источником геофизической информации для обширной территории Восточной Антарктиды, включая Землю Уилкса [21].

Следующий этап исследований региона ледника Денмана и холмов Обручева связан с реализацией международных проектов ICECAP-IceBridge (2009-2011) и EAGLE\*

(Grounding Line Experiment) (2015-2016) [22-24]. В результате этих работ была получена геофизическая информация о потенциальных полях и подледном рельефе для обширной территории Восточной Антарктиды [25, 26]. Полеты выполнялись в том числе в районе холмов Хайджамп оазиса Бангера, однако их территорию они практически не затронули.

Начиная с работ 62-й РАЭ, в помощь геологическому картированию масштаба 1:50000 специалистами АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» по контрактам с ВНИИ-Океангеология в центральной части оазиса Бангера проводятся наземные магнитометрические исследования как вдоль отдельных геологических маршрутов, так и в площадном формате по сети маршрутов через 250-300 м для изучения аномального магнитного поля над разновозрастными геологическими толщами, зонами минерализации и интрузивными образованиями. По состоянию на 2024 г. общий объем этих наблюдений составил около 500 км.

Целью описываемых в статье аэромагниторазведочных работ было установление информативности крупномасштабной магнитной съемки в антарктических оазисах, частично перекрытых моренами, ледниками и озерами, и за пределами оазисов для геологического картирования, а также использование полученных данных для интерпретации средне- и мелкомасштабных геологических съемок. На этапе подготовки и планирования магнитной съемки с использованием БАС

\* Roberts J.L., Blankenship D.D., Greenbaum J.S. et al. EAGLE/ICECAP II – geophysical observations (surface and bed elevations, ice thickness, gravity disturbance and magnetic anomalies). Australian Antarctic Data Centre, 2023. Ver. 2. DOI: 10.26179/5xhc-4836



были определены границы участка, а также выбрана схема съемочных маршрутов. По результатам съемки должен был быть подготовлен комплект материалов (карты аномального поля, базы данных и т.д.), который совместно с результатами предшествующих исследований впоследствии будет использован для комплексной интерпретации и уточнения информации о геологическом строении района оазиса Бангера и архипелага Хайджамп.

### Описание беспилотного магнитометрического комплекса

Для описываемых работ применялась магнитометрическая система, где в качестве носителя использовалась БАС «Диам-20», представляющая собой беспилотный самолет с максимальной взлетной массой 29 кг и грузоподъемностью до 5 кг (табл.1). Это воздушное судно сконструировано по аэродинамической схеме «утка» с винтомоторной группой, расположенной в его кормовой части. Чувствительный элемент цезиевого магнитометра типа «ДМ» находится на стингере перед носовой частью самолета на максимально возможном удалении от основных магнитных масс и источников электромагнитных помех – двигателя и силовой электроники. Однако носитель все равно создает определенную магнитную помеху, и для соблюдения требований к качеству аэромагнитной съемки ее необходимо компенсировать во избежание появления ложных аномалий.

Таблица 1

Характеристики магнитометрической аппаратуры, входящей в состав БАС

Характеристики	Марка	
	ДМ	МТФ-Ц
Производитель	АО «НПП «Радар ммс» (Санкт-Петербург)	АО «НПП «Радар ммс» (Санкт-Петербург)
Тип	Квантовый	Феррозондовый
Измеряемая величина магнитного поля Земли	Полный модуль	Три компоненты – x, y, z
Диапазон измерения, нТл	От 20000 до 100000	От –100000 до 100000
Градиентоустойчивость, нТл/м	20000	> 50000
Рабочая зона, град	±35	360
Среднеквадратическое отклонение (СКО) измерений, нТл	0,002	1
Чувствительность, нТл/√Гц	0,2	100
Уровень собственных шумов	0,003 нТл в полосе; 0,1-1 Гц	≤ 1нТл; 0,1-1 Гц
Ориентационная погрешность, нТл	Не более 0,5	–
Абсолютная погрешность, нТл	Не более 1	Не более ±100
Потребляемая мощность, Вт	12	1
Частота записи данных, Гц	1000	1000
Диапазон рабочих температур, °С	От –40 до +65	От –40 до +65
Вес, кг	1,5	0,5

Методики компенсации магнитной помехи носителя, созданные для пилотируемой авиации [27-29], в равной степени применимы и к авиации беспилотной. В данном случае в качестве компенсатора помехи носителя в состав комплекса помимо квантового магнитометра входил трехкомпонентный феррозондовый датчик МТФ-Ц, расположенный в грузовом отсеке самолета. Компонировочная и габаритная схемы магнитометрической системы, использовавшейся для работ в оазисе Бангера, приведены на рис.2, основные характеристики беспилотного носителя представлены в табл.2. Во время работ в оазисе Бангера было задействовано два идентичных беспилотных комплекса.

До начала работ в Антарктиде магнитометрический комплекс был в достаточной мере отлажен и хорошо зарекомендовал себя во время полевых работ на территории России, включая северные районы и местности с горным рельефом. В 2019-2023 гг. общий объем аэромагниторазведочных работ, выполненных с помощью беспилотного самолета, превысил 11000 км.

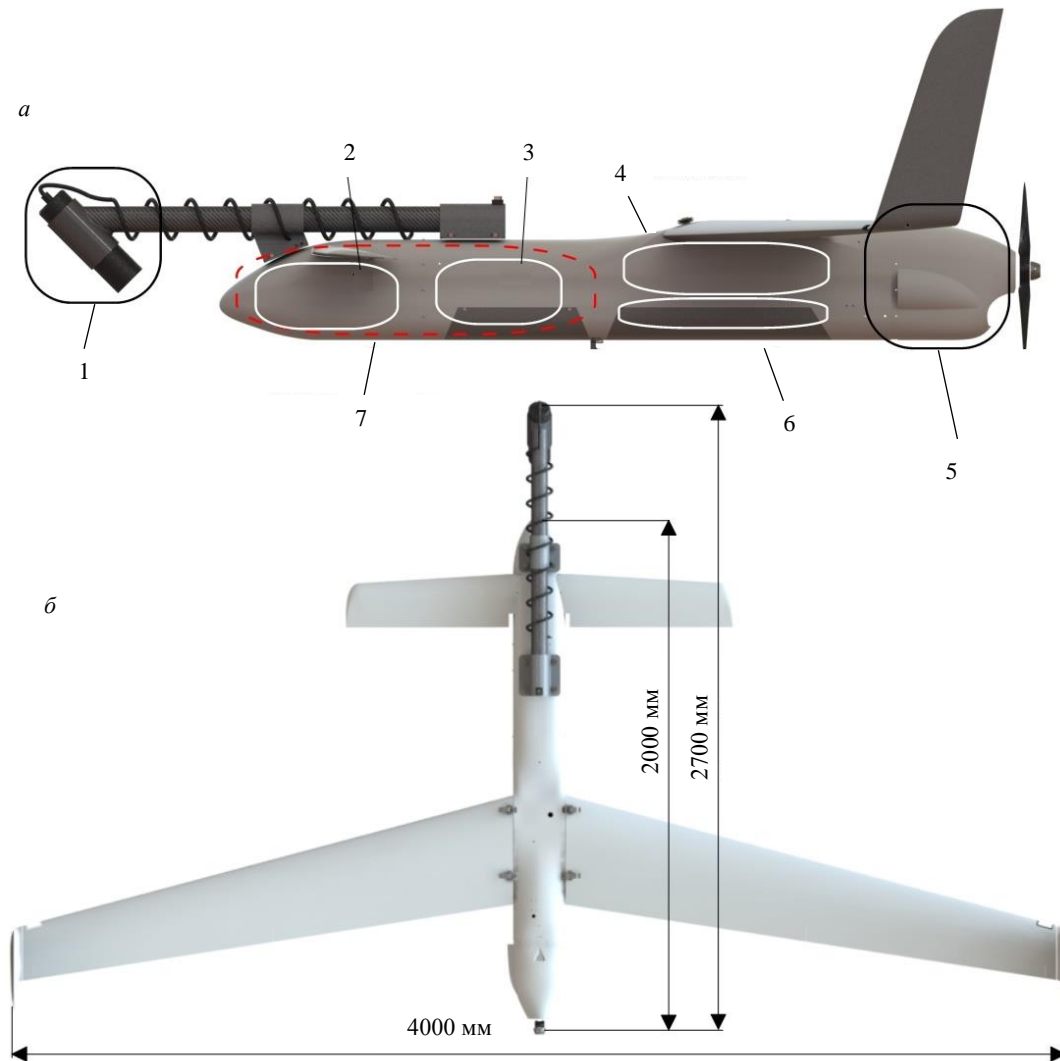


Рис.2. Компоновочная (а) и габаритная (б) схемы магнитометрической системы на базе беспилотного носителя самолетного типа

1 – квантовый магнитометр; 2 – феррозондовый магнитометр; 3 – блок сбора; 4 – топливный бак; 5 – двигатель и электроника; 6 – парашют; 7 – грузовой отсек

Таблица 2

**Характеристики беспилотного носителя «Диам-20» ООО «ДИАМ-АЭРО» (Санкт-Петербург)**

Характеристики	Показатель
Максимальная взлетная масса, кг	До 29
Размах крыла, мм	4000
Длина, мм	2000
Масса полезной нагрузки, кг	До 5
Максимальная скорость полета, м/с (км/ч)	45 (160)
Тип силовой установки	ДВС
Крейсерская скорость полета, м/с (км/ч)	22-24 (80-90)
Максимальная продолжительность полета, ч	14
Максимальная дальность полета, км	1000
Максимальная высота полета, м	4000
Режим взлета	С пусковой установки (катапульта)
Режим посадки	На парашюте
Ограничения по скорости ветра, м/с	≤15
Температурный диапазон окружающей среды, °С	От -30 до +40



Данные квантового и феррозондового магнитометров, а также спутниковой навигационной системы геодезического класса точности (OEM 7700, NovAtel Inc.) передаются на блок сбора и обработки (БСО), где на карту памяти формата SD с частотой 1000 Гц записывается двоичный файл, содержащий всю необходимую для обработки информацию. БСО позволяет в онлайн-режиме при запуске БАС в полет и в послеполетном режиме связываться с компьютером через интерфейсы Wi-Fi и Ethernet и контролировать работу магнитометров и навигационной системы, а также передавать полученные во время вылета данные в систему постполетного контроля и обработки. Кроме того, децимированные данные на частоте 2 Гц транслируются по радиоканалу автоматической системы управления БАС на наземную станцию управления (НСУ), что позволяет операторам контролировать их качество и работоспособность магнитометрической системы (ММС) в процессе полета.

### Методика сбора и обработки данных

Магнитометрическое оборудование и полевой отряд в составе двух человек были доставлены в Восточную Антарктиду на борту научно-исследовательского судна «Академик Федоров» в конце декабря 2023 г. С 29 декабря 2023 г. по 2 января 2024 г. проводились тестирование и проверка оборудования, были выбраны места для старта БАС и установки магнитовариационной станции. Поскольку использовавшийся беспилотный носитель стартует с помощью механической катапульты, для его запуска не требовалась большая площадка. Район запуска находился в окружении каменистых холмов высотой до 30 м, расположенных на удалении 200-300 м. Выбранная точка старта БАС представляла собой относительно ровный участок поверхности  $50 \times 50$  м, в центре которого была установлена катапульта. Направление пусковой установки выбиралось перед каждым вылетом, исходя из погодных условий (направления ветра).

*Запись вариаций магнитного поля Земли.* Магнитовариационная станция МВС-ДМ (производства АО «НПП «Радар ммс»), оснащенная квантовым магнитометром, аналогичным входящему в состав бортовой ММС (см. табл.1), размещалась по результатам рекогносцировочных работ в месте с незначительным горизонтальным градиентом магнитного поля на берегу оз. Фигурное на расстоянии около 300 м от наземной станции управления, расположенной вблизи жилых модулей. Также в состав МВС входил GNSS-модуль геодезического класса, аналогичный установленному на борту беспилотного носителя, что позволяло вводить дифференциальные поправки по технологии PPK (post-processing kinematic). Координаты точки установки МВС (СК WGS84):  $-66,2753^\circ$  ю.ш.;  $100,7444^\circ$  в.д. Во время проведения аэромагнитной съемки место установки МВС не менялось.

На протяжении полевых работ средняя амплитуда вариаций магнитной активности в течение рабочего дня составляла около 200 нТл, а в отдельные дни могла существенно превышать это значение, что, конечно, является значительной величиной. При этом в период съемки (в те дни, когда она проводилась) индекс магнитной активности ( $K_p$ -index) ни разу не достигал значения в четыре единицы, что соответствует слабому уровню возмущений.

*Методика съемки.* Полеты начались 3 января 2024 г. и продолжались с перерывами на нелетную погоду до 11 января. Съемка проводилась по 112 рядовым маршрутам (РМ) длиной 20000-25000 м по азимутам  $90^\circ$  и  $270^\circ$  с межмаршрутным расстоянием 250 м.

Для увязки данных по рядовым маршрутам, ортогонально был проложен 31 опорный маршрут (ОМ) длиной 2000-29000 м (азимуты  $0^\circ$  и  $180^\circ$ ). Расстояние между опорными маршрутами составляло 1250 м. Кроме того, для оценки погрешности итоговой карты аномального магнитного поля по внутренней увязке по главным диагоналям участка съемки были проложены три секущих маршрута (СМ) длиной 20000-47000 м, которые пересекали все РМ. Схема аэромагнитной съемки в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп представлена на рис.3, а.

При планировании вылетов были подготовлены десять полетных миссий средней продолжительностью около четырех часов каждая (рис.3, б), где кроме начальных и конечных точек профилей указывались траектории подлетов и отлетов, а также зоны маневрирования для захода на маршрутные точки. Миссии загружались на борт носителя на этапе предполетной подготовки. Для их выполнения не требовалась прямая связь с НСУ, т.е. беспилотный комплекс действовал полностью автономно. Характеристики носителя позволяли выполнять полеты большей длительности, однако было принято решение сделать миссии короче и уменьшить взлетную массу за счет снижения количества топлива, при этом увеличив маневренность и скороподъемность.

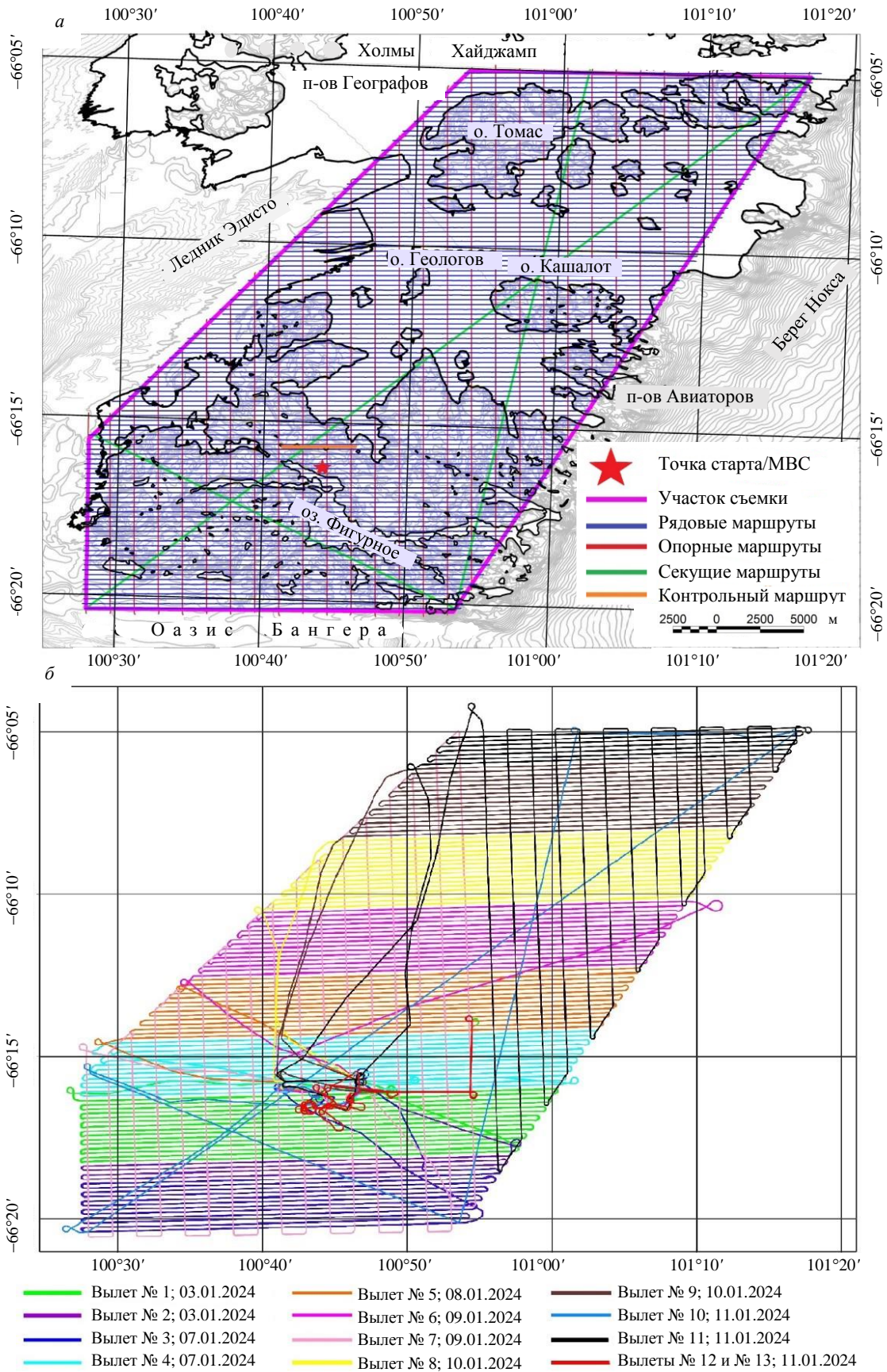


Рис.3. Схемы профилей аэромагнитной съемки БПЛА (а) и вылетов (б), выполненных на участке «Оазис Бангера» в рамках 69-й РАЭ

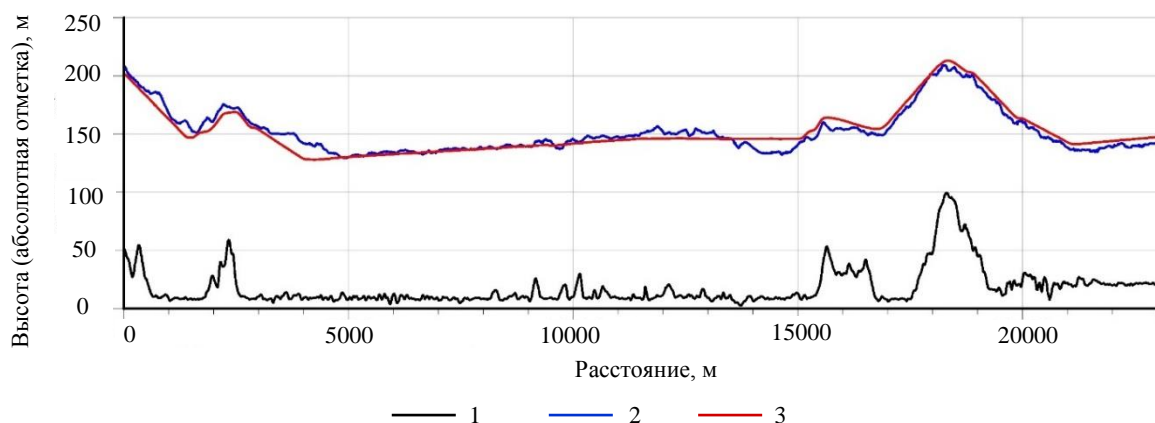


Рис.4. Пример траектории беспилотного магнитометрического комплекса при генеральном огибании основных форм рельефа (пролет по маршруту РМ-54 08.01.2024 г.)

1 – абсолютная отметка рельефа; 2 – фактическая высота полета; 3 – запланированная высота полета

Съемка проводилась с генеральным огибанием рельефа на базовой высоте 130 м. При составлении полетного задания степень генерализации обтекания выбиралась, исходя из требований технического задания, степени дислоцированности рельефа и средней расчетной скороподъемности БАС (1,5 м/с) на крейсерской скорости 24 м/с. Для планирования огибания (рис.4) использовалась цифровая модель местности района оазиса Бангера и холмов Хайджамп, составленная специалистами ВНИИОкеангеология в универсальной поперечной проекции Меркатора (UTM 47S) на основе 5 м грида, полученного по данным спутника Европейского космического агентства SPOT 5 HRS satellite (рис.4).

Суммарный объем летных работ составил 3343 км (с учетом всех типов маршрутов, включая повторные и контрольные), объем работ на рядовых и опорных маршрутах составил 2948 км на участке площадью 601 км<sup>2</sup>. Движение БАС осуществлялось полностью в автоматическом режиме и контролировалось внешним экипажем по радиоканалу и с помощью GNSS-трекера.

Всего с 3 по 11 января 2024 г. на участке «Оазис Бангера» было проведено 13 самолетовылетов на аэромагнитную съемку общей продолжительностью 48 ч 11 мин.

*Настройка компенсатора магнитной помехи носителя.* В состав использовавшегося магнитометрического комплекса входит модуль компенсации магнитной помехи носителя на основе феррозондового магнитометра. Для получения коэффициентов компенсации была выполнена

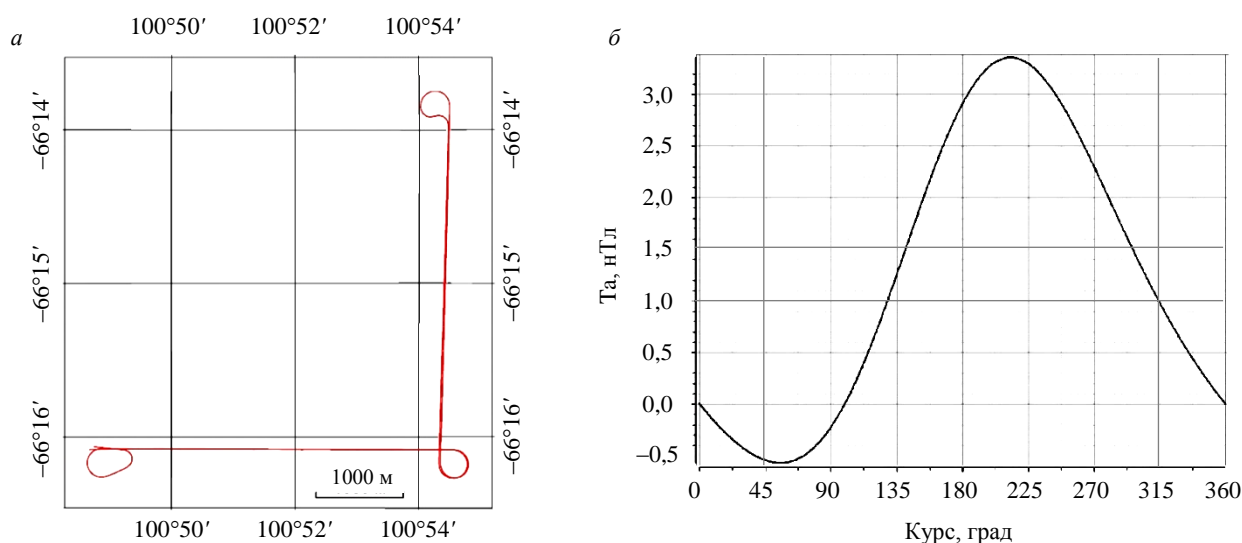


Рис.5. Траектория маршрута для получения коэффициентов компенсации магнитных помех носителя (а) и кривая курсовой девиации (б), вылет 11.01.2024 г.



аэромагнитная съемка на девиационном маршруте, представляющем собой два ортогональных друг другу галса протяженностью 4 км каждый с тремя разворотами в точках смены курса (рис.5, а). Направления галсов совпадают с азимутами ОМ и РМ ( $0^\circ$  и  $90^\circ$ ), маршрут проходил в прямом и обратном направлениях. Для минимизации влияния аномальной части магнитного поля Земли на определение коэффициентов компенсации полеты проводились на высоте 1500 м.

По результатам обработки данных, зарегистрированных на девиационном маршруте двумя беспилотными комплексами, были получены наборы коэффициентов компенсации, позволяющие учитывать влияние постоянной, вихревой и индуктивной компонент магнитного поля носителя [28, 30]. Величина полной курсовой девиации обоих комплексов не превышала 3,5 нТл (рис.5, б), а значение некомпенсированной (остаточной) магнитной помехи не превышало 0,2 нТл, что сопоставимо с ориентационной погрешностью бортового магнитометра.

*Методика обработки данных.* После каждого вылета файл данных, содержащий результаты записи всех модулей бортовой ММС, копировался на компьютер со специальным ПО «PostFlyProcessor», разработанным АО «НПП «Радар ммс». С помощью этого ПО оператор может предварительно оценить качество собранных данных – целостность файла, корректность работы магнитометра и навигационной системы, полноту выполнения полетного задания, а также скомпенсировать магнитную помеху носителя. Далее в автоматическом режиме по полетному заданию, а в ряде случаев в ручном режиме с использованием графического интерфейса проводилась нарезка записи бортового магнитометра на съемочные маршруты. Затем эти данные собирались в единый файл с синхронизированными результатами записи вариаций магнитного поля.

По завершении этого этапа формировались массивы, результирующие бортовые данные на маршрутах съемки, и запись в файл формата ASCII, предназначенный для импорта в базу данных для дальнейшей обработки в специализированном ПО (формат совместим с ПО «Geosoft Oasis Montaj»). Камеральная обработка данных съемки проводилась по стандартной методике, включающей ввод поправок за вариации и за нормальное магнитное поле (IGRF), а также внутреннюю увязку по опорным маршрутам.

Уровень вариаций отсчитывался от среднего значения поля, измеренного МВС с 3 по 11 января 2024 г., которое составило 61658 нТл. По завершении обработки были подготовлены карты аномального магнитного поля масштаба 1:25000, на базе которых в настоящее время готовится схема геологической интерпретации.

### Методика оценки качества

На первом этапе качество съемки оценивалось на соответствие требованиям технического задания по отклонению от линии заданного пути (ЛЗП) в плане и по высоте. По результатам анализа данных бортовой навигационной системы, СКО разности реальной высоты полета и ЛЗП составило 7,3 м (6 %), при этом средняя высота полета над дневной поверхностью – 131,5 м.

Нормативные требования к точности удержания траектории полета в плане подразумевают допустимые отклонения в пределах 10 % межмаршрутного расстояния (250 м), т.е. границы допустимого коридора составляют  $\pm 25$  м от ЛЗП. По результатам анализа реальной траектории полета магнитометрических комплексов на участке «Оазис Бангера» выходов за эти пределы зафиксировано не было: в среднем точность удержания ЛЗП в плане составляла  $\pm 6$  м, в дни с сильным боковым ветром ЛЗП удерживалась в коридоре  $\pm 20$  м.

*Анализ четвертой разности.* Оценка шумов магнитометрического комплекса осуществлялась по величине четвертых разностей\*, при этом количество значений четвертой разности, превышающих нормативный порог  $\pm 1,6$  нТл, составило 3 % от общей выборки (при допустимом пределе 10 %) [13, 14]. При этом стандартное отклонение четвертой разности в окне  $\pm 1,6$  нТл составило 0,56 нТл, что удовлетворяет требованиям, предъявляемым к качеству съемки.

\* Асламов Ю.В., Бабаянц П.С., Глинский Н.А. и др. Методические рекомендации по проведению комплексных аэрогеофизических съемок. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2021. 50 с.



Стандартное значение шума магнитометра ДМ, входящего в комплект беспилотной ММС, составляет 0,003 нТл в полосе 0,1-1 Гц, а по опыту предыдущих работ при установке на БВС СКО четвертой разности в полете составляло 0,015 нТл. Однако для обеспечения безопасности полетов в антарктических условиях часть элементов беспилотного носителя (некоторые сервоприводы управления) была заменена на более мощные, шумы которых увеличили СКО четвертой разности записи магнитометра примерно до 0,5 нТл. В дальнейшем на основании приобретенного опыта работ в оазисе Бангера конструкция носителя будет доработана таким образом, чтобы вернуться к стандартным шумовым характеристикам комплекса.

*Анализ данных на контрольном маршруте.* В соответствии с согласованной методикой проведения работ и нормативными требованиями, одним из критериев оценки качества являлось сравнение данных, зарегистрированных при прохождении контрольного маршрута в начале и конце каждого вылета во встречных направлениях. Обычно эти измерения делаются для оценки дрейфа показаний магнитометра, а также для оценки точности учета вариаций. На рис.3, а контрольный маршрут, располагавшийся в нескольких километрах севернее точки старта, выделен оранжевым цветом. Всего за период полевых работ один и тот же контрольный маршрут длиной 3600 м проходил 22 раза – по 11 раз в обоих направлениях. Значения аномального магнитного поля, зарегистрированного на контрольном маршруте за время полевых работ, представлены на рис.6, а. Среднеквадратичное отклонение рассчитывалось по формуле Бесселя:

$$\text{СКО}(\delta) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i^2}{2(n-1)}}.$$

Отмечается хорошая повторяемость данных аэромагнитной съемки. Вычисление СКО проводилось для точек записи, находящихся на прямом и обратном маршрутах, на расстоянии не более 10 м (примерно 1200 точек). Вылет 3.01.2024 г. проводился в условиях очень сильного ветра (около 28 м/с), и контрольный маршрут был пройден с погрешностью 9,93 нТл. Среднее СКО по всем контрольным маршрутам составило 5,32 нТл, тогда как для маршрутов, пройденных только в дни со слабым ветром, оно равнялось 4,8 нТл.

Если для расчета погрешности съемки брать только километровый участок контрольного маршрута в зоне с относительно низким (100 нТл/км) горизонтальным градиентом аномального магнитного поля (рис.6, а), то СКО по этой выборке составит 4,03 нТл.

*Оценка погрешности съемки по результатам повторных измерений.* В соответствии с методикой работ, для оценки качества данных и погрешности съемки проводились повторные измерения на восьми рядовых маршрутах длиной около 25 км каждый. Их итоговая протяженность составила 160 км или 5,75 % от общего объема съемки.

Рядовая и повторная съемки выполнялись в разные дни (3 и 7 января 2024 г.) двумя разными беспилотными магнитометрическими комплексами, в которые было загружено одно полетное задание. Пример данных, полученных при повторной съемке на одном из рядовых маршрутов (РМ-4), представлен на рис.6, б. Величина СКО по результатам сравнения измерений на рядовых и повторных маршрутах, даже несмотря на то, что работы выполнялись в зоне с высокими градиентами  $T_a$ , составила 4,87 нТл.

*Внутренняя увязка.* Оценка погрешности аэромагнитной съемки проводилась согласно требованиям нормативных документов, по точкам пересечения рядовых и секущих маршрутов. Оба набора этих данных были предварительно увязаны по опорной сети независимо друг от друга и по одной методике.

Для оценки погрешности составленной карты планировалось брать точки пересечений СМ и РМ только тех участков, где значения горизонтального градиента не превышали 50 нТл/км, как того требуют нормативные документы. Однако ввиду крайне незначительного количества таких зон (после фильтрации оставалось менее 10 % от общего числа точек пересечений) отбраковка была более грубой и проводилась по значению горизонтального градиента, не превышающего 40 нТл на 100 м. Это значение соответствует изменению на 1 нТл на отсчет при частоте записи 10 Гц и скорости съемки 24 м/с.

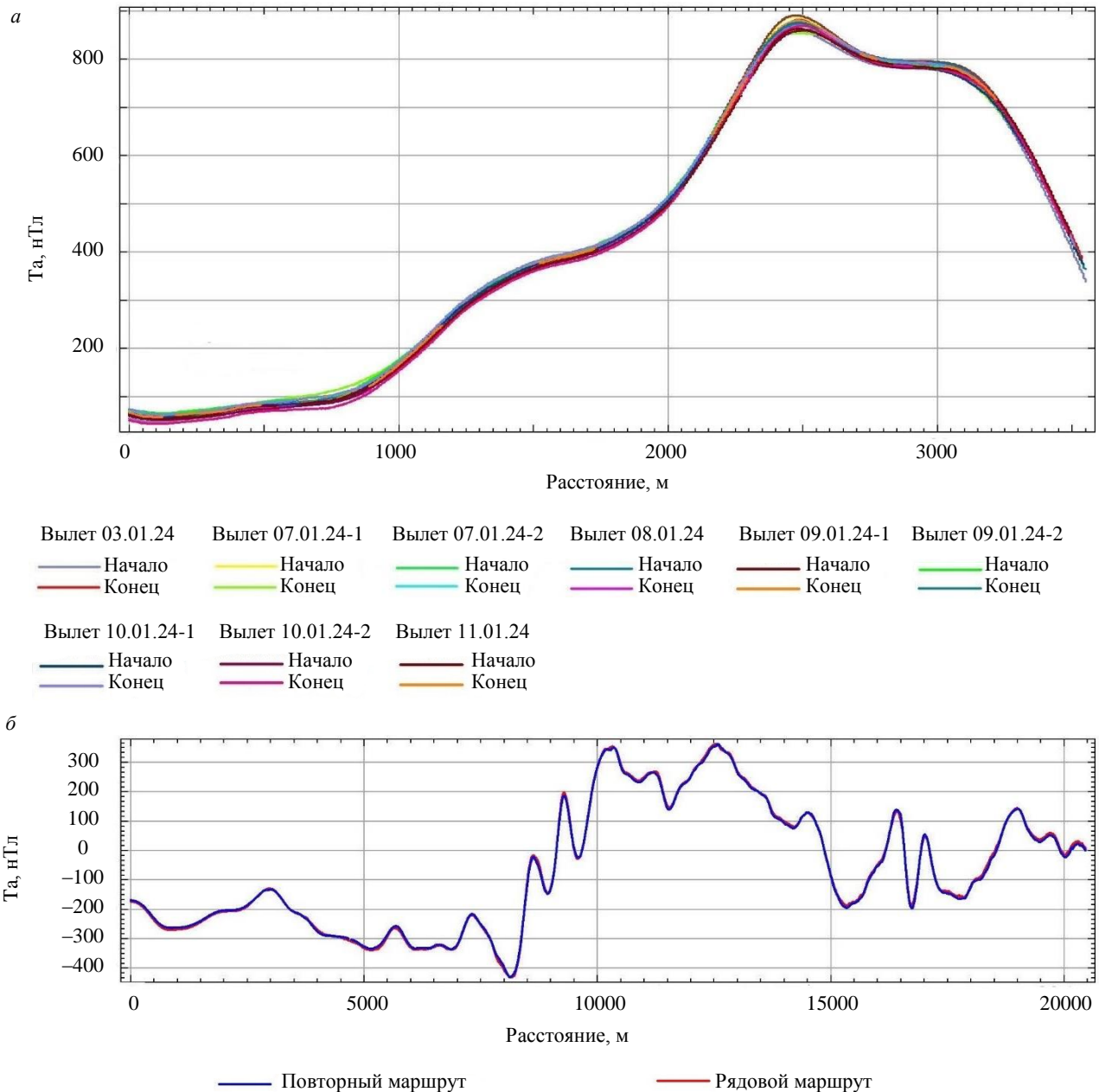


Рис.6. Значения аномального магнитного поля  $T_a$ , зарегистрированные на контрольном маршруте за весь период полевых работ (а), и результаты повторных измерений на одном из рядовых маршрутов (РМ = 54) (б)

В результате для оценки использовались данные по 106 точкам пересечений СМ и РМ, что составляет около 40 % от их общего количества (255 точек). Среднеквадратичное отклонение, рассчитанное по формуле по пересечениям текущих маршрутов с рядовыми, составило 7,3 нТл. С одной стороны, данная величина выше нормативного значения 5 нТл, предъявляемого к качеству увязки итоговой карты, с другой стороны необходимо отметить, что полученное СКО было рассчитано по 40 % от общего количества точек пересечений для участка, где средние значения горизонтального градиента аномального магнитного поля превышают несколько сотен нанотесл, а зон со спокойным полем (до 50 нТл на 1000 м) на участке практически нет. В связи с этим корректную оценку точности итоговой карты по пересечениям с текущими маршрутами провести не представляется возможным. Тем не менее, полученное значение СКО с учетом сильной дифференцированности аномального поля на участке «Оазис Бангера» следует считать адекватным задачам геологического картирования.



Основным источником расчетной погрешности съемки после увязки являются высокие значения вертикальных и горизонтальных градиентов магнитного поля на участке, которые влекут за собой повышенную погрешность даже при минимальной (первые метры) разности высот в точках пересечения рядовых и секущих маршрутов.

### Результаты

По результатам обработки данных была построена карта аномального магнитного поля, анализ которой свидетельствует о морфологической неоднородности и изменчивости по амплитуде  $T_a$  для района оазиса Бангера и холмов Хайджамп, характерной для глубокометаморфизованных комплексов древних орогенов, наряду с относительно спокойными участками в районе работ имеются области резко дифференцированного поля. Измеренное аномальное магнитное поле региона и, соответственно, распределение по площади возмущающих магнитоактивных источников представлено детальнее, чем любая из существующих опубликованных геологических карт [15, 31, 32]. При этом масштаб выделяемых контрастных аномалообразующих объектов варьирует от нескольких десятков метров до структур регионального масштаба, прослеживаемых в пределах всего участка съемки (рис.7, а).

Геологическая интерпретация результатов аэромагнитной съемки выходит за рамки данной статьи, однако даже беглый анализ аномального магнитного поля и опубликованных материалов по геологическому строению оазиса Бангера и холмов Хайджамп (рис.7, б) показывает высокую информативность полученных данных.

Наглядным примером является проявление в магнитном поле крупной интрузии (батолита) габбрового и монцо-габбрового состава в районе залива Паз-Коув оазиса Бангера (рис.7). Краевая ее часть картируется высокоамплитудной аномалией в южной половине и прослеживается в виде относительного максимума в северной, скрытой под ледником, образуя овальную структуру. Аномальный эффект связан с приконтактными изменениями в самой интрузии и во вмещающей толще, которые произошли при внедрении магматических пород. Основная масса батолита в большей мере является слабомагнитной и характеризуется локальными магнитными аномалиями, включающими аномалии овальной формы.

В юго-восточной части оазиса Бангера с помощью геологической съемки выявлено два комплекса горных пород, которые представлены тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами архейского блока земной коры и нерасчлененной толщей амфиболит-биотит пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев мезопротерозойского орогена (рис.7, б), однако в магнитном поле различия между комплексами не наблюдаются (рис.7, а). Это означает, что геологическая карта требует уточнения и, скорее всего, весь район занимают архейские породы древнего кратона, возможно, частично переработанные в мезопротерозойское время, как предполагается современными исследователями [33, 34].

Также обращает на себя внимание контрастное магнитное поле в северо-западной части района работ (рис.7, а), где на карте показано развитие нерасчлененной толщи гранат-силлиманит-кордиеритовых и гранат-биотитовых гнейсов (рис.7, б). Это свидетельствует о явной неоднородности геологического строения указанной территории с возможным присутствием других типов пород, формирующих положительную магнитную аномалию СВ-ЮЗ простирания.

За счет высокой точности аэромагнитных наблюдений удастся проследить даже небольшие долеритовые дайки мезопротерозойского возраста. Лучше всего это видно на профилях, где наблюдаются линейно-коррелируемые аномалии, амплитуда которых на высоте съемки достигает 100 нТл, но наиболее мощная (до 20-30 м) и протяженная дайка в центральной части оазиса Бангера проявляется на карте слабым, но видимым линейным трендом (рис.7, а).

### Заключение

В сезон 2023-2024 гг. впервые в мировой практике в Антарктиде была проведена полноценная крупномасштабная аэромагнитная съемка с использованием беспилотной авиационной системы. Магнитометрический комплекс на базе носителя самолетного типа позволил в короткие сроки провести съемку 2940 км на площади 601 км<sup>2</sup>.

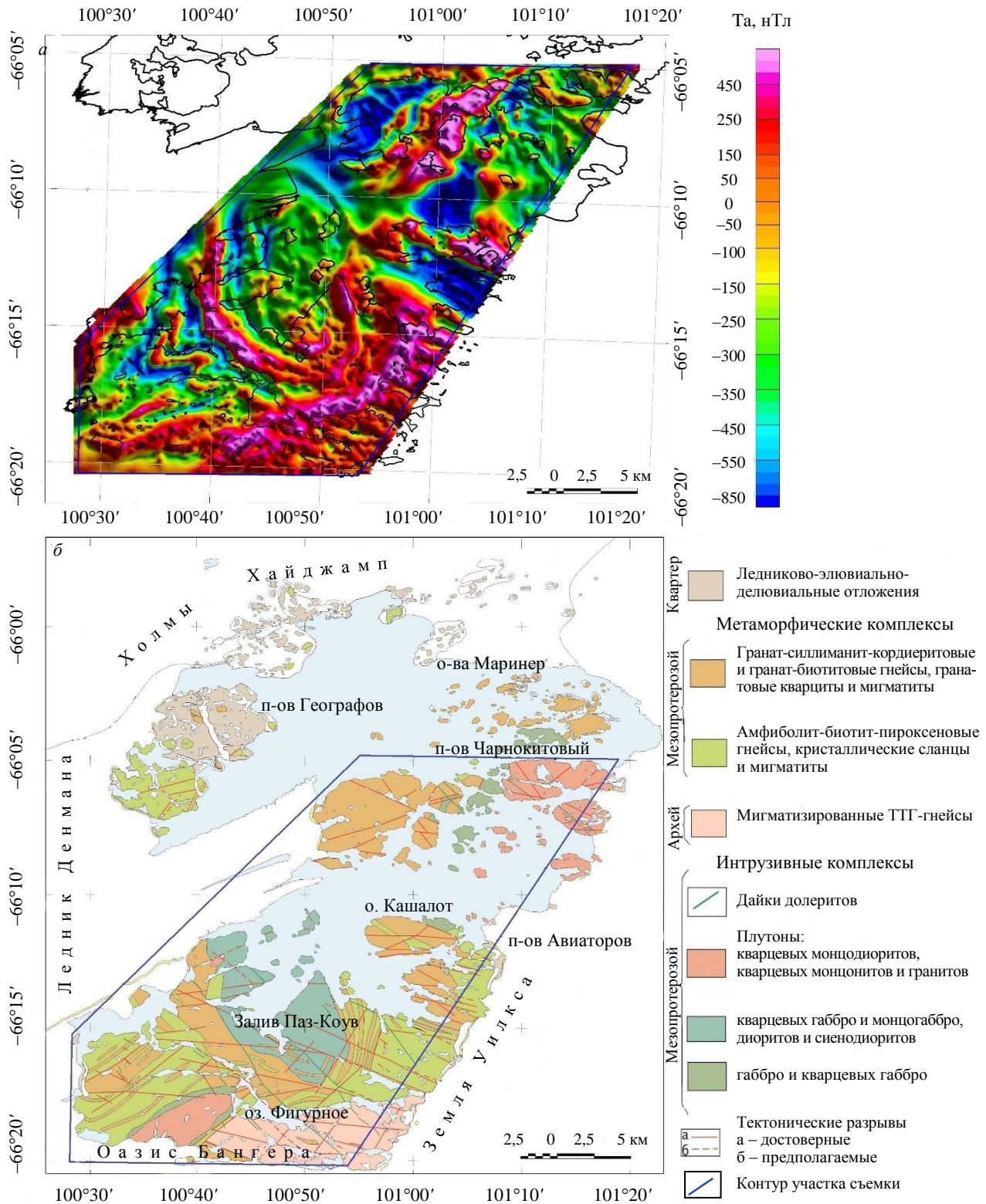


Рис.7. Карта аномального магнитного поля района оазиса Бангера и холмов Хайджамп масштаба 1:25000, построенная по результатам беспилотной аэромагнитной съемки 69-й РАЭ (а), и упрощенная геологическая карта региона масштаба 1:200000 (б) по [35] с уточнением возраста магматических и метаморфических комплексов пород по [32]

По результатам работ была построена карта аномального магнитного поля масштаба 1:25000, которая демонстрирует морфологическое и амплитудное разнообразие зарегистрированных аномалий. Не только простираение аномалий, но и их форма, как отдельных объектов, так и аномальных



систем, существенным образом различаются. Протяженность аномалий может достигать нескольких десятков километров, а их ширина – от первых сотен метров до первых километров. В полном наборе амплитудных, морфологических и структурных признаков аномального поля хорошо отражается сложное геологическое устройство данной территории, где неогарнейские породы граничат с мезопротерозойскими и обильно представленными интрузивными образованиями различного состава, от основных до кислых пород [15, 36, 37].

Результаты съемки обеспечили прирост геолого-геофизической изученности района работ, особенно тех его частей, что скрыты под ледниками или под водой. Подтверждено, что беспилотная аэромагнитная съемка является важным инструментом прикладной геофизики, позволяющим эффективно решать задачи геологического картирования масштаба 1:25000 и мельче в сложных условиях Антарктики. Она способна эффективно заменить аналогичные работы, традиционно выполняющиеся с помощью пилотируемой авиации, особенно на станциях, не оснащенных местами базирования авиатехники. Дополнительными преимуществами беспилотной съемки являются ее относительная дешевизна, по сравнению с выполняющейся с использованием пилотируемой авиации, и безопасность внешнего экипажа, осуществляющего удаленный контроль беспилотного комплекса.

Опыт описанных в статье работ позволит усовершенствовать как сами беспилотные магнитометрические комплексы, так и методику выполнения съемок в Антарктике и других регионах.

*Авторы выражают благодарность персоналу сезонной базы «Оазис» за гостеприимство и помощь в проведении полевых работ, а также членам аэромагнитного отряда П.Полозову и М.Фираго, задействованным в проведении съемки.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Frémand A.C., Bodart J.A., Jordan T.A. et al. British Antarctic Survey's aerogeophysical data: releasing 25 years of airborne gravity, magnetic, and radar datasets over Antarctica // *Earth System Science Data*. 2022. Vol. 14. Iss. 7. P. 3379-3410. DOI: [10.5194/essd-14-3379-2022](https://doi.org/10.5194/essd-14-3379-2022)
2. Ferraccioli F., Armadillo E., Jordan T. et al. Aeromagnetic exploration over the East Antarctic Ice Sheet: A new view of the Wilkes Subglacial Basin // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 478. Iss. 1-2. P. 62-77. DOI: [10.1016/j.tecto.2009.03.013](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.013)
3. Гольинский Д.А., Мандриков В.С., Егоров М.С. Результаты наземных магнитометрических работ 64-й РАЭ // *Российские полярные исследования*. 2019. № 3. С. 22-25.
4. Funaki M., Higashino S.-I., Sakanaka S. et al. Small unmanned aerial vehicles for aeromagnetic surveys and their flights in the South Shetland Islands, Antarctica // *Polar Science*. 2014. Vol. 8. Iss. 4. P. 342-356. DOI: [10.1016/j.polar.2014.07.001](https://doi.org/10.1016/j.polar.2014.07.001)
5. Gaffey C., Bhardwaj A. Applications of Unmanned Aerial Vehicles in Cryosphere: Latest Advances and Prospects // *Remote Sensing*. 2020. Vol. 12. Iss. 6. № 948. DOI: [10.3390/rs12060948](https://doi.org/10.3390/rs12060948)
6. Григорьева С.Д., Кузнецова М.Р., Киньябаева Э.Р. Опыт применения беспилотных летательных аппаратов в научно-прикладных изысканиях сезонных 63-66-й РАЭ в Антарктиде // *Российские полярные исследования*. 2021. № 1. С. 31-33.
7. Pina P., Vieira G. UAVs for Science in Antarctica // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14. Iss. 7. № 1610. DOI: [10.3390/rs14071610](https://doi.org/10.3390/rs14071610)
8. Watts A.C., Ambrosia V.G., Hinkley E.A. Unmanned Aircraft Systems in Remote Sensing and Scientific Research: Classification and Considerations of Use // *Remote Sensing*. 2012. Vol. 4. Iss. 6. P. 1671-1692. DOI: [10.3390/rs4061671](https://doi.org/10.3390/rs4061671)
9. Huang Yao, Rongjun Qin, Xiaoyu Chen. Unmanned Aerial Vehicle for Remote Sensing Applications – A Review // *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11. Iss. 12. № 1443. DOI: [10.3390/rs11121443](https://doi.org/10.3390/rs11121443)
10. Cunningham M., Samson C., Wood A., Cook I. Aeromagnetic Surveying with a Rotary-Wing Unmanned Aircraft System: A Case Study from a Zinc Deposit in Nash Creek, New Brunswick, Canada // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. Vol. 175. Iss. 9. P. 3145-3158. DOI: [10.1007/s00024-017-1736-2](https://doi.org/10.1007/s00024-017-1736-2)
11. Yaixin Zheng, Shiyun Li, Kang Xing, Xiaojuan Zhang. Unmanned Aerial Vehicles for Magnetic Surveys: A Review on Platform Selection and Interference Suppression // *Drones*. 2021. Vol. 5. Iss. 3. № 93. DOI: [10.3390/drones5030093](https://doi.org/10.3390/drones5030093)
12. Walter C., Braun A., Fotopoulos G. High-resolution unmanned aerial vehicle aeromagnetic surveys for mineral exploration targets // *Geophysical Prospecting*. 2020. Vol. 68. Iss. 1. P. 334-349. DOI: [10.1111/1365-2478.12914](https://doi.org/10.1111/1365-2478.12914)
13. Døssing A., Lima Simoes da Silva E., Martelet G. et al. A High-Speed, Light-Weight Scalar Magnetometer Bird for km Scale UAV Magnetic Surveying: On Sensor Choice, Bird Design, and Quality of Output Data // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13. Iss. 4. № 649. DOI: [10.3390/rs13040649](https://doi.org/10.3390/rs13040649)
14. Астафьев П., Коноплин А. Оценка уровня собственных шумов датчиков геомагнитного и геоэлектрического полей методом многоканальных измерений // *Измерительная техника*. 2020. № 9. С. 60-66. DOI: [10.32446/0368-1025it.2020-9-60-66](https://doi.org/10.32446/0368-1025it.2020-9-60-66)
15. Равич М.Г., Климов Л.В., Соловьев Д.С. Докембрий Восточной Антарктиды. М.: Недра, 1965. 470 с.
16. Глебовский Ю.С. Основные результаты мелкомасштабной аэромагнитной съемки, проведенной к югу от шельфового ледника Шеклтона // *Бюллетень Советской антарктической экспедиции*, 1959. № 12. С. 37-40.



17. Глебовский Ю.С. Геологическое строение района обсерватории Мирный // Бюллетень Советской антарктической экспедиции, 1959. № 8. С. 21-23.
18. Berg S., Melles M., Gore D.B. et al. Postglacial evolution of marine and lacustrine water bodies in Bunge Hills // Antarctic Science. 2020. Vol. 32. Special Issue 2. P. 107-129. DOI: [10.1017/S0954102019000476](https://doi.org/10.1017/S0954102019000476)
19. Gore D.B., Leishman M.R. Salt, sediments and weathering environments in Bunge Hills // Antarctic Science. 2020. Vol. 32. Special Issue 2. P. 138-152. DOI: [10.1017/S0954102020000073](https://doi.org/10.1017/S0954102020000073)
20. Abdurkhanov I.A., Gulbin Y.L., Skublov S.G., Galankina O.L. Mineralogical Constraints on the Pressure-Temperature Evolution of Granulites in the Bunge Hills, East Antarctica // Minerals. 2024. Vol. 14. Iss. 5. № 488. DOI: [10.3390/min14050488](https://doi.org/10.3390/min14050488)
21. Гольинский А.В., Гольинский Д.А., Киселев А.В., Масолов В.Н. Российские магнитометрические исследования в Антарктике // Вопросы географии. 2020. Сборник 150. С. 175-197.
22. Aitken A.R.A., Betts P.G., Young D.A. et al. The Australo-Antarctic Columbia to Gondwana transition // Gondwana Research. 2016. Vol. 29. Iss. 1. P. 136-152. DOI: [10.1016/j.gr.2014.10.019](https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.019)
23. Aitken A.R.A., Roberts J.L., van Ommen T.D. et al. Repeated large-scale retreat and advance of Totten Glacier indicated by inland bed erosion // Nature. 2016. Vol. 533. № 7603. P. 385-389. DOI: [10.1038/nature17447](https://doi.org/10.1038/nature17447)
24. Aitken A.R.A., Young D.A., Ferraccioli F. et al. The subglacial geology of Wilkes Land, East Antarctica // Geophysical Research Letters. 2014. Vol. 41. Iss. 7. P. 2390-2400. DOI: [10.1002/2014GL059405](https://doi.org/10.1002/2014GL059405)
25. Wei Wei, Donald D. Blankenship, Jamin S. Greenbaum et al. Getz Ice Shelf melt enhanced by freshwater discharge from beneath the West Antarctic Ice Sheet // The Cryosphere. 2020. Vol. 14. Iss. 4. P. 1399-1408. DOI: [10.5194/tc-14-1399-2020](https://doi.org/10.5194/tc-14-1399-2020)
26. Liu-Schiaffini M., Ng G., Grima C., Young D. Ice Thickness From Deep Learning and Conditional Random Fields: Application to Ice-Penetrating Radar Data With Radiometric Validation // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2022. Vol. 60. № 5119014. DOI: [10.1109/TGRS.2022.3214147](https://doi.org/10.1109/TGRS.2022.3214147)
27. Tuck L.E., Samson C., Laliberté J., Cunningham M. Magnetic interference mapping of four types of unmanned aircraft systems intended for aeromagnetic surveying // Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems. 2021. Vol. 10. Iss. 1. P. 101-112. DOI: [10.5194/gi-10-101-2021](https://doi.org/10.5194/gi-10-101-2021)
28. Каршаков Е.В., Тхоренко М.Ю., Павлов Б.В. Аэромагнитная градиентометрия и ее применение в навигации // Проблемы управления. 2016. № 2. С. 72-80.
29. Groom R.W., Ruizhong Jia, Bob Lo. Magnetic Compensation of Magnetic Noises Related to Aircraft's Maneuvers in Airborne Survey // 17th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, 22-26 February 2004, Colorado Springs, CO, USA. European Association of Geoscientists & Engineers, 2004. № cp-186-00008. DOI: [10.3997/2214-4609-pdb.186.AIR02](https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.186.AIR02)
30. Семевский Р.Б., Аверкиев В.В., Яроцкий В.А. Специальная магнитометрия. СПб: Наука, 2002. 227 с.
31. Абдрахманов И.А. Физико-химическое моделирование условий формирования мафического гранулита (оазис Бангера, Восточная Антарктида) // Вестник геонаук. 2021. № 2 (314). С. 14-18. DOI: [10.19110/geov.2021.2.3](https://doi.org/10.19110/geov.2021.2.3)
32. Tucker N.M., Hand M., Clark C. The Bunge Hills: 60 years of geological and geophysical research // Antarctic Science. 2020. Vol. 32. Special Issue 2. P. 85-106. DOI: [10.1017/S0954102019000403](https://doi.org/10.1017/S0954102019000403)
33. Leitchenkov G.L., Grikurov G.E. The Tectonic Structure of the Antarctic // Geotectonics. 2023. Vol. 57. Suppl. 1. P. S28-S33. DOI: [10.1134/S0016852123070087](https://doi.org/10.1134/S0016852123070087)
34. Cox S.C., Lyttle B.S., Elkind S. et al. A continent-wide detailed geological map dataset of Antarctica // Scientific Data. 2023. Vol. 10. № 250. DOI: [10.1038/s41597-023-02152-9](https://doi.org/10.1038/s41597-023-02152-9)
35. Равич М.Г., Соловьев Д.С. Геологическая карта оазиса Бангера масштаба 1:100000 // Атлас Антарктики. 1966. Т. 1. М.: Главное управление геодезии и картографии; Л.: Гидрометеорологическое изд-во. С. 166-167.
36. Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P. Geology of the Bunge Hills-Denman Glacier region, East Antarctica. Canberra: Australian Government Publishing Service, 1995. Bulletin 244. 124 p.
37. Tucker N.M., Payne J.L., Clark C. et al. Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunge Hills, East Antarctica // Precambrian Research. 2017. Vol. 298. P. 16-38. DOI: [10.1016/j.precamres.2017.05.013](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.05.013)

**Авторы:** Александр Евгеньевич Симаков, главный геофизик, [simakov\\_ae@radar-mms.com](mailto:simakov_ae@radar-mms.com), <https://orcid.org/0000-0002-2006-3071> (НИПК Беспилотные авиационные и морские системы АО «НИПП «Радар ммс», Санкт-Петербург, Россия), Федор Глебович Гуторов, ведущий геофизик, <https://orcid.org/0009-0009-6720-2997> (НИПК Беспилотные авиационные и морские системы АО «НИПП «Радар ммс», Санкт-Петербург, Россия), Герман Леонидович Лейченко, д-р геол.-минерал. наук, заместитель генерального директора, начальник отдела, профессор, <https://orcid.org/0000-0001-6316-8511> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия), Александр Владимирович Гольинский, старший научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0003-2546-4082> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия), Василий Георгиевич Анцев, директор, <https://orcid.org/0009-0007-4472-7139> (НИПК Беспилотные авиационные и морские системы АО «НИПП «Радар ммс», Санкт-Петербург, Россия), Дмитрий Александрович Гольинский, научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0001-8717-0894> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Научная статья

Геотехнология и инженерная геология

## О результатах крупномасштабной пешеходной магнитометрической съемки в пределах полуострова Брокнес (холмы Ларсеманн, Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида)

Г.Д.Горелик✉, Н.П.Сенчина, Д.Е.Ушаков

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Горелик Г.Д., Сенчина Н.П., Ушаков Д.Е. О результатах крупномасштабной пешеходной магнитометрической съемки в пределах полуострова Брокнес (холмы Ларсеманн, Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида) // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16735. С. 123-135. [EDN TAUJYJ](#)

### Аннотация

В ходе сезонных работ 70-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) в 2024–2025 гг. в рамках полевых геолого-геофизических исследований Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II на территории п-ова Брокнес (холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) выполнена площадная пешеходная наземная магнитная съемка в масштабе 1:10000. Изучаемая территория характеризуется высокой степенью обнаженности пород кембрийского и докембрийского возраста с локализацией в отдельных частях магнетит-содержащих комплексов. Работы включали опытно-методические исследования, съемку в двух режимах (дискретном и непрерывном) с контролем качества данных, а также последующую обработку и начальную интерпретацию полученных результатов. Построены детальная карта аномального магнитного поля, охватывающая площадь 17,5 км<sup>2</sup>, и карты трансформант поля – вертикальной производной, модуля горизонтального градиента и др. Качественная интерпретация позволила выделить морфологически однородные участки исследуемой территории, характеризующиеся различными особенностями аномального магнитного поля. Результаты проведенных исследований будут использованы в дальнейшем для геологического истолкования аномалий и создания структурно-тектонической схемы региона.

### Ключевые слова

Восточная Антарктида; холмы Ларсеманн; магнитные аномалии; наземная магниторазведка; обработка данных; докембрийские образования

### Финансирование

Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации FSRW-2024-0003 (Фундаментальные междисциплинарные исследования геологических образований Антарктиды в районе станции Восток).

Поступила: 30.04.2025

Принята: 05.06.2025

Онлайн: 07.07.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Антарктический оазис – это территория, свободная от ледников и постоянного снежного покрова. В пределах континента оазисы составляют не более 0,03 % площади и распространены преимущественно у побережья [1]. Такие территории особенно ценны при изучении геологического строения Восточно-Антарктической плиты, так как предоставляют редкую возможность непосредственных геологических наблюдений и крупномасштабных геофизических съемок. Результаты геолого-геофизического изучения оазисов могут быть экстраполированы на ближайшие территории, покрытые ледниками, тем самым сообщая дополнительную информацию о геологическом строении прилегающих регионов Восточной Антарктиды [2, 3].

Холмы Ларсеманн расположены в восточной части залива Прюдс на побережье моря Содружества (берег Ингрид Кристенсен, Земля Принцессы Елизаветы). Территория оазиса была впервые нанесена на карту капитаном судна норвежской экспедиции Клариусом Миккельсенем в 1935 г.



Границы территории четко очерчены ледниковыми структурами: на востоке оазис ограничивает выводной ледник Долк, на юге – обширное ледниковое плато, на западе – массивный ледник Полларарбокен. Ландшафт оазиса формируют невысокие холмы, разделенные фьордами и бухтами (Тала, Нелла, Клеменс, Долкой и Уилкок). В состав оазиса входят два крупных полуострова – Стурнес и Брокнес, три небольших – Гровнес, Браттневет, Стинир, а также около 130 островов. Среди последних выделяются относительно крупные – Фишер, Маннинг и Маклеод (рис.1). Исследования проводились на п-овах Брокнес и Стинир.

Отметки высот в пределах холмов Ларсеманн находятся в небольшом диапазоне значений и варьируются преимущественно от 0 до 120 м. Максимальная высота рельефа соотносится с пиком Бланделл и составляет 158 м над уровнем моря. Наличие складок и разломов в метаморфических коренных породах служит объяснением для продолговатых (вытянутых) морфологических форм крупных элементов рельефа. Присутствует значительное количество больших (около 150) и небольших по размерам озер, в ряде случаев распространены снежники, особенно на юге площади.

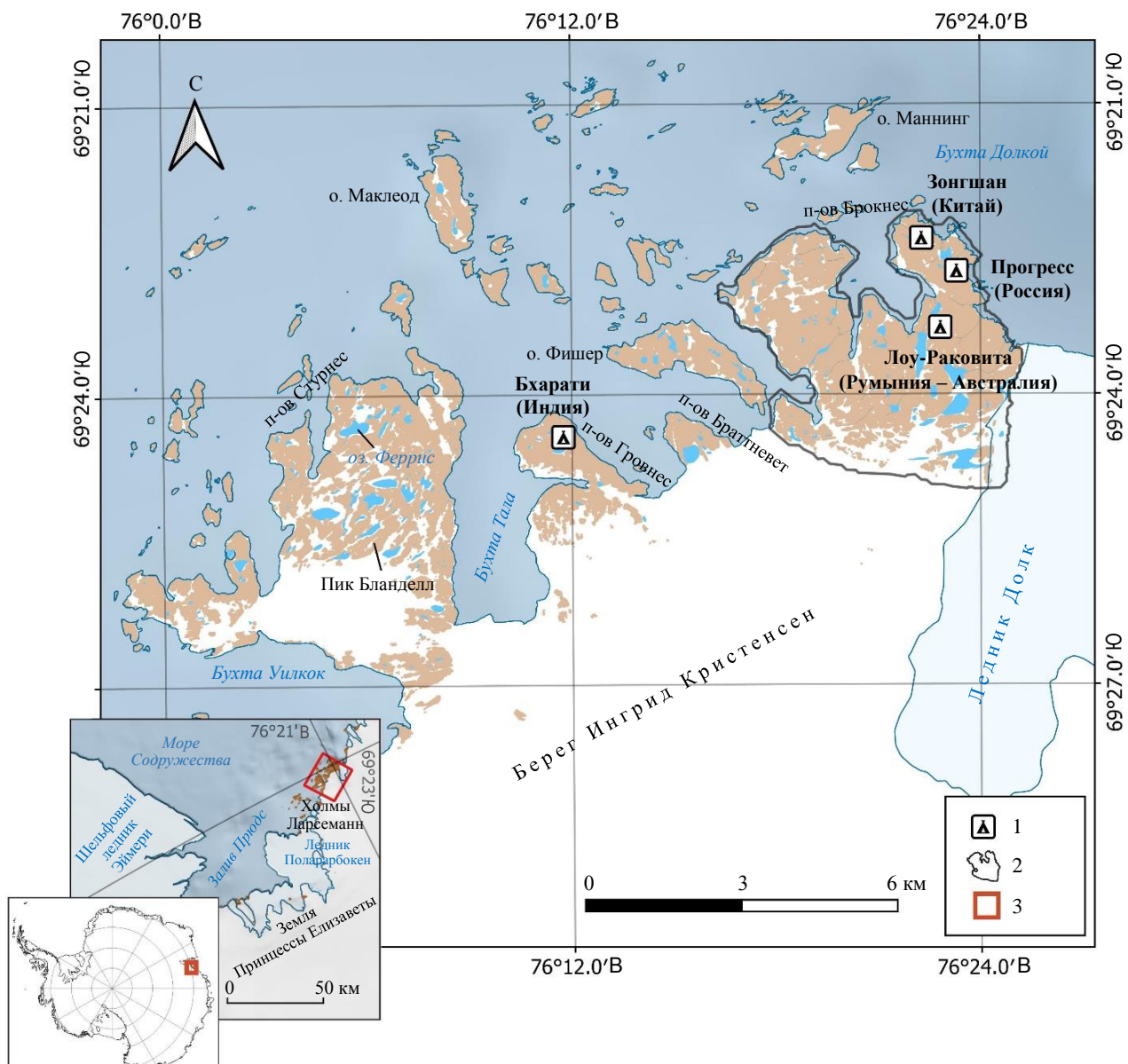


Рис.1. Обзорная схема холмов Ларсеманн и изучаемый район (врезка) на карте Антарктиды. При составлении использованы материалы цифровой базы данных SCAR (ver. 7.0) международного ГИС-проекта Quantarctica 3.2. Здесь и далее система координат – EPSG: 4326 – WGS84

1 – научные станции и полевые базы; 2 – контур площади работ; 3 – границы схемы на врезке



Холмы Ларсеманн являются Особо управляемым районом Антарктики № 6 [4], а п-ов Стурнес и прилегающие районы – Особо охраняемым районом Антарктики № 174 (геологическим заказником) [5]. В оазисе находятся три круглогодичные полярные станции – Прогресс (Россия), Зонгшан (Китай), Бхарати (Индия) и одна сезонная база Лоу-Раковита (Австралия – Румыния). В нескольких километрах к югу от станции Прогресс на ледовом плато находится аэродром Зенит (Россия), который используется для проведения логистических операций и геофизических работ как российскими, так и зарубежными исследователями [3, 6, 7].

Свободная от ледникового покрова территория представляет большой интерес для исследований ученых разных стран. Так, например, значительное число публикаций связано с исследованиями озер, которые часто служат источником информации о произошедших климатических изменениях в данном регионе Восточной Антарктиды. Донные отложения озер содержат сведения о динамике ледникового покрова за последние тысячелетия [8, 9]. Озера, расположенные в восточной части п-ова Брокнес, проясняют наиболее древнюю историю донных отложений среди всех поверхностных озер Антарктики [4]. В соответствии с представлениями, ледниковый щит никогда не продвигался дальше оз. Нелла и не выпахивал оз. Прогресс. По этой причине озера, расположенные в северной оконечности полуострова, представляют особую ценность для научного сообщества [4]. Интенсивное изучение выводного ледника и оз. Долк обусловлено тем, что в 2018 г. здесь случился прорыв, приведший к формированию огромного провала в леднике [10-12]. Большой интерес представляют работы, направленные на изучение рельефа и его динамики во времени [13], которые позволяют обнаружить следы ледниковой экзарации (борозды, шрамы) и аккумулятивные формы рельефа (моренные гряды), свидетельствующие о древней ледниковой активности, а также идентифицировать зоны ветровой и водной эрозии, формирующие микро- и мезорельеф территории.

Кроме того, существенный объем работ в пределах холмов Ларсеманн и на прилегающих территориях Земли Принцессы Елизаветы посвящен геофизическим методам изучения особенностей геологического строения региона [14]. Национальный центр исследований наук о Земле (NCESS) Индии успешно создал постоянную широкополосную сейсмологическую обсерваторию в оазисе холмы Ларсеманн [15]. Записи микросейсм позволяют получить новые данные о тектонической эволюции Восточной Антарктиды и динамических процессах внутри Земли. По результатам обработки и интерпретации данных метода рассеянных волн установлена структура земной коры и проведена оценка глубины границы Мохоровичича, составившая около 37 км [16].

Земная кора Восточной Антарктиды характеризуется магнитными свойствами, которые отражают возраст, литологический состав, степень переработки, деформации и метаморфические изменения горных пород. Для внутриконтинентальных территорий Восточной Антарктиды, скрытых ледниковым покровом, магнитометрические данные предоставляют уникальную возможность изучения геологии фундамента и его структуры, а также позволяют предположительно картировать границы между архейскими стабильными кратонами и протерозойскими подвижными поясами [17]. Весьма успешными представляются беспилотные аэромагнитные исследования в пределах Земли Уилкса, осуществленные впервые в мировой практике в рамках совместного проекта ВНИИОкеангеологии и Радар ммс в сезоне 2023-2024 гг. Выполненная съемка представила уникальные материалы об изменчивости аномального магнитного поля в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп. Результаты съемки информативны для дальнейшей геологической интерпретации и превышают по уровню детальности исследований имеющиеся геологические материалы [18].

Обобщающие сведения о магниторазведочных работах в Антарктиде опубликованы в статье А.В.Голынского и соавторов [19]. В этой работе приведены данные о магнитометрических исследованиях Антарктики, выполненных за более чем шестидесятилетний период работ представителями отечественных и зарубежных экспедиций, а также составлен второй вариант карты аномального магнитного поля Антарктики.

В период проведения 32-й Советской антарктической экспедиции 1987 г. в окрестностях холмов Ларсеманн выполнена аэромагнитная съемка по сети маршрутов через 5 км [2], но только четыре профиля наблюдений находились непосредственно над территорией оазиса, что не позволило дать объективное истолкование зарегистрированных магнитных аномалий. Кроме того, навигационная система 1987 г., базирующаяся на ДИСС-013 и фотокамере, не обеспечила необходимую точность в привязке маршрутов.



В результате съемки закартирован фрагмент интенсивной положительной аномалии, которая впоследствии названа линеамент Эймери, одной из наиболее протяженных (~700 км), зарегистрированных в Восточной Антарктиде [20].

В сезоне 2022-2023 гг. в северо-западной части Земли Принцессы Елизаветы реализована аэромагнитная съемка по сети маршрутов через 1 км, частично захватывающая и южную часть п-ова Брокнес. Цель съемки заключалась в выборе места заложения скважины в ледовой толще для бурения с отбором керна базального льда и подледниковых пород в рамках выполнения российско-китайского проекта [3]. Проект направлен на установление геологической природы высокоамплитудной линейной магнитной аномалии (линеамент Эймери), которая простирается параллельно побережью на протяжении более 700 км от Земли Принцессы Елизаветы до Земли Мак-Робертсона, пересекая зону рифта Ламберта [21].

В ходе наземных исследований аномального магнитного поля в районе индийской станции Бхарати, проведенных в 2007 г., выполнено 410 физических наблюдений, а зарегистрированные положительные аномалии приурочены к зонам развития гранат-магнетит-биотитовых гнейсов [22].

Таким образом, детальная магнитная съемка в районе п-ова Брокнес до сих пор не проводилась, несмотря на потенциально высокую геологическую информативность этого геофизического метода исследований. Выполнение подобных работ представляется актуальной задачей для изучения характера аномального магнитного поля над породами фундамента, зонами минерализации и интрузивными образованиями различного состава.

### Геологическое строение участка исследований

Полуостров Брокнес, расположенный на побережье залива Прюдс в пределах холмов Ларсеманн, сложен характерными для Восточной Антарктиды докембрийскими метаморфическими породами, подвергшимися нескольким этапам регионального метаморфизма. В геологическом строении участвуют орто- и парагнейсы, принадлежащие к амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма [23] и включающие мезопротерозойские мафические гранулиты Нелла, неопротерозойские лейкогнейсы Зонгшан и парагнейсы, объединенные в формацию Браттстранд [24]. Последняя делится на несколько субформаций, среди которых выделяются метапелиты оз. Феррис, парагнейсы Брокнес, метапсаммиты Гентнер и лейкогнейсы Уайт-Хилл [24] (рис.2). В пределах территории исследования ортогнейсы, представленные мафическими гранулитами Нелла, картируются в северной части п-ова Зеркальный, где формируют отдельные выходы метаморфизованных мафических пород гранулитовой фации изометричной формы размером до 500 м в плане. Метаморфические породы прорваны дайками и штокообразными телами раннекембрийских гранитоидов формации Прогресс и кислых пегматитов [24].

Дайки микрогранита Прогресс представлены тонко-среднезернистым сиеногранитом от розового до оранжеватого, с акцессорными апатитом, цирконом и силлиманитом. Предположительно относятся к гранитному комплексу Прогресс. Граниты Прогресс, в свою очередь, распространены в виде оранжевого биотитового (сиено)гранита, акцессорные минералы которого представлены гранатом, магнетитом, шпинелью, монацитом, цирконом (около 515 млн лет). Лейкогнейсы Уайт-Хилл – светло-серые лейкократовые гнейсы (биотит, кварц и плагиоклаз), на территории холмов Ларсеманн отмечены сиплектиты кордиерита и кварца, жилы калиевого полевого шпата, редко гранат. Метапсаммиты Гентнер представлены кварц-полевошпатовыми псаммитами с гранатом и биотитом, могут содержать небольшие линзы силлиманита, шпинели/магнетита и линзы роговообманко-плагиоклазового метабазита. Парагнейсы Брокнес – неоднородный желтый гранатсодержащий кварц-полевошпатовый парагнейс с примесями силлиманита, шпинели и магнетита. Метапелиты оз. Феррис встречаются с темноцветным гранатом, силлиманитом, биотитом и с переменным содержанием шпинели и магнетита, редко кордиерита, также отмечены лейкосомы К-полевого шпата размерами до сантиметра. Гнейсы Зонгшан в пределах п-ова Брокнес распространены в виде лейкократовых кварц-полевошпатовых гнейсов с прожилками граната и редкого биотита (около 940 млн лет). Мафические гранулиты Нелла – темноокрашенный мафический гранулит, состоящий из ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, местами содержащий хлорит, с незначительным количеством магнетита, биотита, титанита и циркона (около 1100 млн лет) [24].

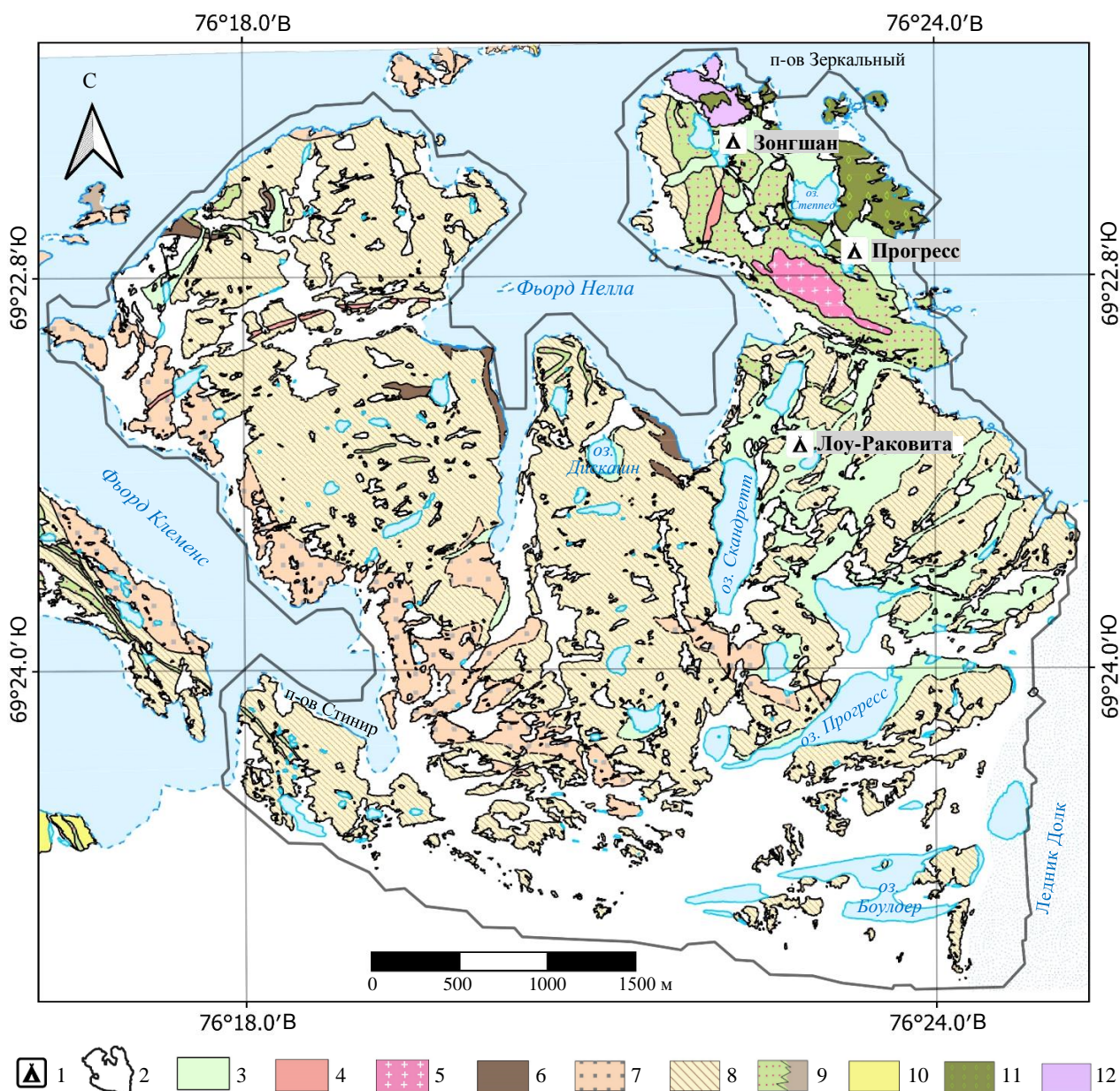


Рис.2. Геологическая схема п-ова Брокнес и окрестностей, холмы Ларсеманн [24]

1 – научные станции и полевые базы; 2 – контур площади работ; 3 – рыхлые осадки; 4 – дайка микрогранита Прогресс; 5 – граниты Прогресс; 6-9 – парагнейсы формации Браттстранд (6 – лейкогнейсы Уайт-Хилл, 7 – метапсаммиты Гентнер, 8 – парагнейсы Брокнес, 9 – метапелиты оз. Феррис/Стюве (метапелиты оз. Стюве – силлиманитовые пелиты с переменным количеством кордиерита, незначительные количества магнетита и шпинели, изоклиналильные лейкосомы микроклина); 10 – ортогнейсы Бланделл (кремовые гранатовые салические ортогнейсы, местами с крупными кристаллами К-полевого шпата); 11 – гнейсы Зонгшан; 12 – мафические гранулиты Нелла

В ходе полевых геолого-геофизических исследований сотрудники Горного университета обнаружили, что темные разновидности метапелитов оз. Феррис состоят из агрегатов кордиерита, магнетита и в меньшей степени биотита. Магнетит представлен выделениями неправильной формы с синей побелостью, что может говорить о примеси титана в минерале, вплоть до формирования титаномагнетита, характерного для пород гранулитовой фации. Более того, отдельные кордиерит-магнетитовые прослои и линзы северо-северо-западного простирания мощностью до 5 м при протяженности около первых десятков метров закартированы в парагнейсах Брокнес в центральной и северной частях полуострова. Магнетит в большом количестве отмечается в метаморфизованных гранитах формации Прогресс, образующих шток и серию дайкообразных тел в западной и восточной частях территории исследования. При этом на контактах со вмещающими парагнейсами Брокнес и метапелитами оз. Феррис наблюдается увеличение содержания железо-содержащих минералов.



## Аппаратура и методика работ

Программа сезонных работ полевого отряда Горного университета на п-ове Брокнес включала одновременную реализацию двух видов исследований – геологическое изучение площади, в рамках которого проводилась геологическая съемка и специализированные детальные исследования, а также геофизические работы, включающие пешеходную магнитную съемку, результаты которой представлены в работе.

Магнитное поле измерялось с помощью трех магнитометров MiniMag (Россия), два из которых использовались для рядовых измерений вдоль профилей, а третий в качестве магнитовариационной станции. Топогеодезическая привязка результатов каждого измерения осуществлялась с использованием встроенного в прибор GNSS-приемника, для ориентации на местности применялись GPS-приемники Garmin GPSMap 66st/66sr (США).

Наземная магнитная съемка в масштабе 1:10000 в пределах изучаемой площади (рис.3) выполнена в двух модификациях. Непрерывная пешеходная съемка проводилась по профилям, ориентированным под углом  $53,4^\circ$  к географическому меридиану  $76^\circ$ , с межпрофильным расстоянием 100 м, проложенным вдоль простирания основных топографических элементов местности и вкрест простирания известных геологических структур. Интервал записи составлял 2 с, что приблизительно соответствует расстоянию между точками наблюдения от 1 до 3 м. Дискретная – стационарные многократные измерения на пикетах, расположенных вдоль профилей с шагом, равным 100 м, с получением равномерной сети наблюдений.

Стоит отметить, что затраты труда в первом и втором случаях примерно одинаковые, поскольку пройдено одинаковое расстояние. Однако при съемке по отдельным пикетам более точно выполняется позиционирование оператора на рядовых и контрольных пунктах наблюдения. Каждое измерение произведено как минимум трижды с последующим расчетом погрешности на каждой точке дискретных наблюдений.

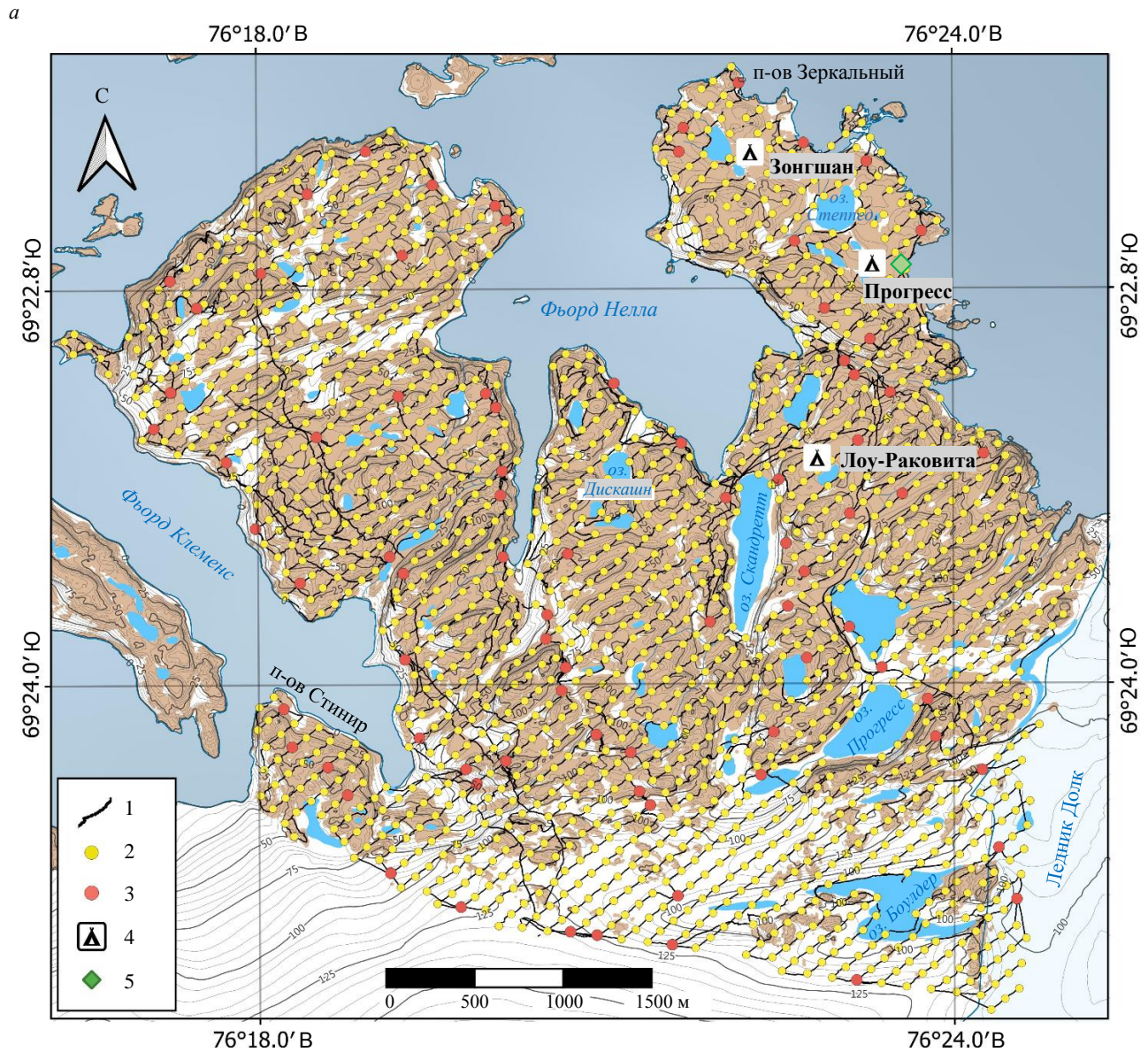
Общее число пикетов при дискретном способе съемки составляет 1697, в непрерывном режиме база данных включает более 140 тыс. строк, протяженность маршрутов – 169 км.

Другие элементы методики наблюдений стандартные – магнитовариационная станция с интервалом записи 1 с, измерения на контрольном пункте всеми приборами съемочной группы в начале и в конце рабочего дня.

При непрерывной съемке получена более детальная карта, что продемонстрировано на рис.4, для фрагмента карты аномального магнитного поля, расположенного в северо-западной части п-ова Брокнес. Карты графиков магнитных аномалий принято строить по непрерывным вдоль профилей записям значений магнитного поля, однако авторы предпочли площадной анализ карт изолиний с построением трансформаций поля, оставив возможность выполнения более детальной интерпретации по отдельным профилям.

Основные этапы обработки данных включали учет магнитных вариаций путем вычитания значения магнитного поля, зарегистрированного магнитовариационной станцией, из измеренного на рядовой точке в тот же момент времени. Для расчета и ввода поправки за систематическую невязку между приборами выполнены анализ сходимости результатов на контрольном пункте, а также расчет средних квадратических отклонений (СКО) на рядовых и контрольных точках дискретных наблюдений. Общее число контрольных точек на участке работ равно 108 (~6 % от всех измерений). По результатам контрольных наблюдений СКО составило 1,7 нТл, что позволяет отнести результаты съемки к классу высокоточных (погрешность ниже 5 нТл). Средние значения модуля вектора магнитной индукции на участке работ варьируются около 54000 нТл, склонение и наклонение вектора составляют  $-81^\circ$  и  $-71^\circ$  соответственно. Размер участка работ – 17,5 км<sup>2</sup>, поэтому нормальное магнитное поле в пределах площади исследований меняется незначительно [25].

Построение грида – цифровой модели поля в виде сети с равномерным распределением узлов, выполнено несколькими способами с анализом величины невязки грида с полученными в точках измерения значениями. Выбраны оптимальные метод и шаг гридирования – метод минимальной кривизны с размером ячейки грида  $5 \times 5$  м и расстоянием интерполяции 100 м (для заполнения неизученных областей озер внутри исследованной области зона построения грида увеличена



*б*



Рис.3. Схема фактического материала выполненных магниторазведочных работ на основе материалов цифровой базы данных SCAR (ver. 7.0) международного ГИС-проекта Quantarctica 3.2 (*a*) и полевые исследования (*б*) на п-ове Брокнес

1 – маршруты непрерывной съемки; 2 – точки дискретных измерений; 3 – точки контрольных измерений;  
4 – станции и полевые базы; 5 – положение магнитовариационной станции и контрольного пункта

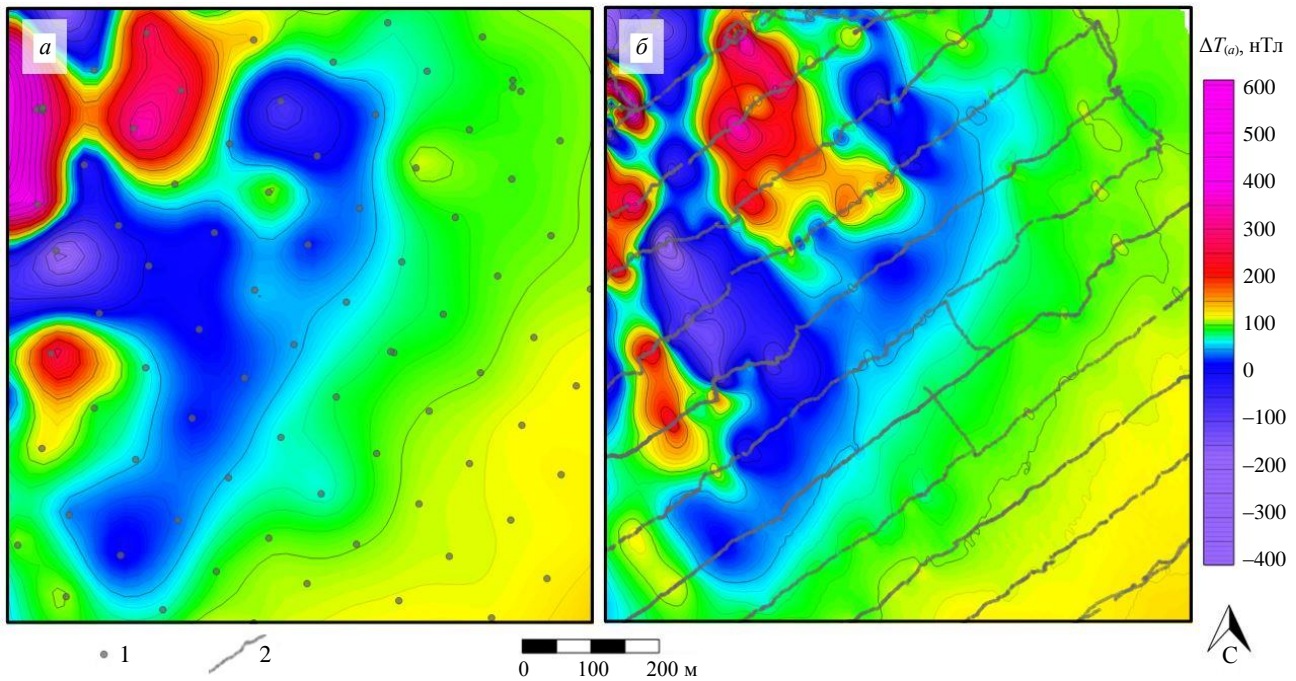


Рис.4. Фрагменты карты аномального магнитного поля северо-западной части п-ова Брокнес по данным дискретной съемки (а); по данным непрерывной съемки (б). Сечение изолиний 10 нТл

1 – точки дискретных измерений; 2 – маршруты непрерывной съемки

до 150 м от ближайшей точки измерений). Выбранный шаг гридирования позволил сохранить детальность исследований вдоль маршрутов, а выбранный метод обеспечил отсутствие ложных аномалий между профилями, что проконтролировано при построении карты. Участок съемки также характеризуется малым объемом помех, которые в основном представлены источниками антропогенного происхождения в пределах исследовательских станций и баз. На этапе обработки аномалии негеологической природы отбраковывались и отсутствуют на итоговой карте для интерпретации и дальнейшего анализа. Съемка частично не выполнялась в пределах крупных озер ввиду отсутствия устойчивого ледового покрова, на данные области поле было интерполировано.

### Результаты

Итоговая карта аномального магнитного поля (АМП) для п-ова Брокнес представлена на рис.5. Диапазон изменения составляет около 10000 нТл, но более 80 % площади соответствуют диапазону  $\pm 500$  нТл. Экстремальные значения АМП порядка 2000-5000 нТл зарегистрированы между станциями Прогресс и Лоу-Раковита, в области контакта гранитов Прогресс, метapelитов оз. Феррис и парагнейсов Брокнес. Характер АМП на участках различается по амплитудно-частотному составу, преобладающим направлениям осей аномалий или градиентных зон. Области наиболее короткопериодных и интенсивных аномалий в северной части исследуемой территории в большинстве случаев соответствуют наблюдаемым на поверхности выходам магнетитсодержащих горных пород.

Для более полного анализа связей зарегистрированных аномалий с данными сопутствующих наблюдений выполнены математические преобразования модели площадного распределения аномального магнитного поля. В первую очередь, спектральным методом рассчитана вертикальная производная поля (рис.6, а), подчеркивающая, как и все дифференциальные трансформации, локальные аномалии различного происхождения – геологического, либо связанного с дефектами съемки и обработки данных. Помимо этого, осуществлена редукция поля к магнитному полюсу (рис.6, б), дающая возможность скорректировать косую индуцированную намагниченность геологических тел, приводя ее к вертикальному положению. Также рассчитан угол наклона вектора градиента TDR (tilt derivative) (рис.6, в), позволяющий усилить проявленность низкоамплитудных

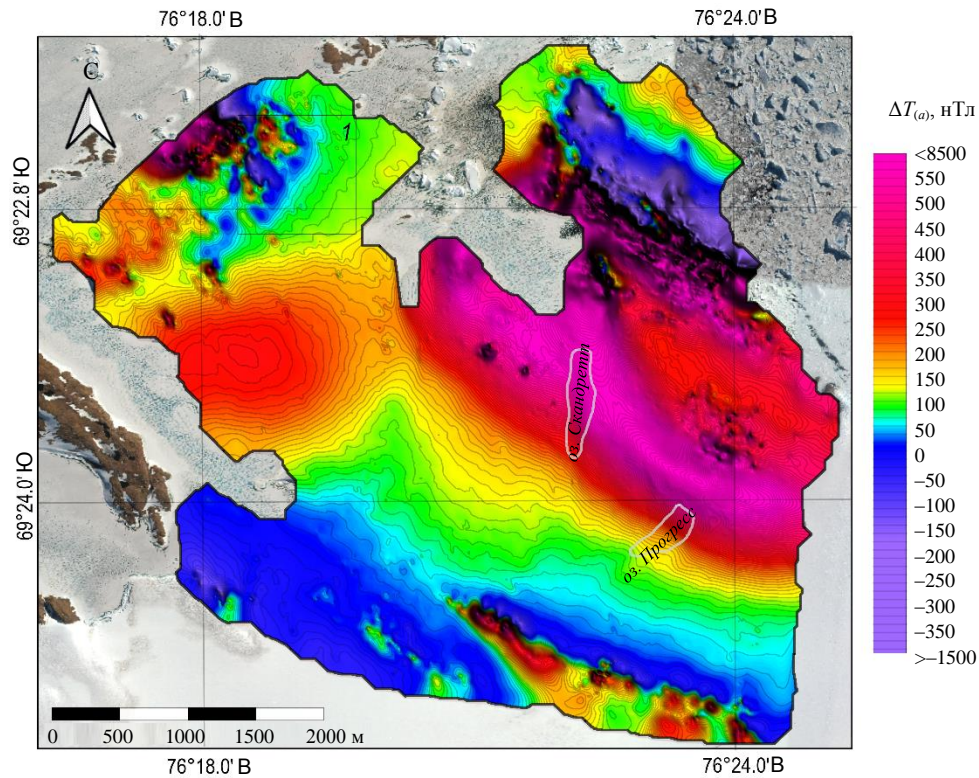


Рис.5. Карта АМП п-ова Брокнес на фоне космоснимка местности. Сечение изолиний составляет 10 нТл. 1 – площадь, показанная на рис.4

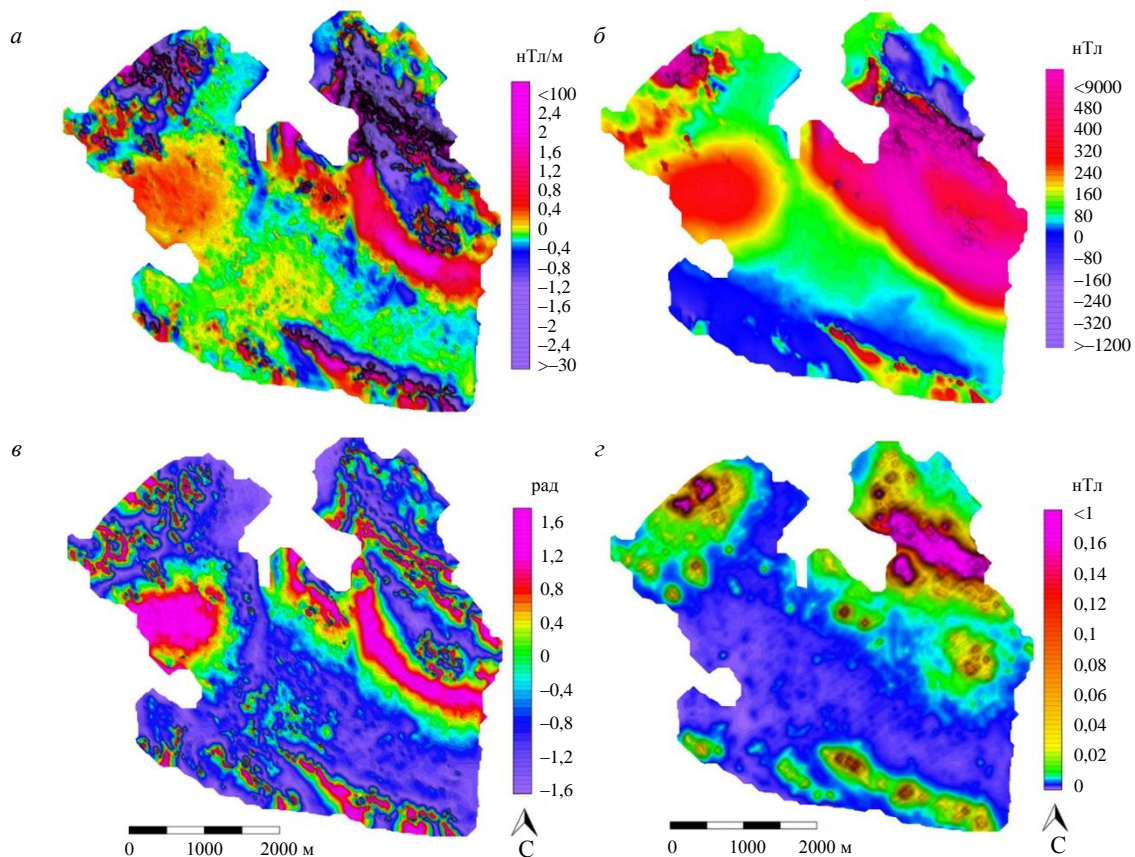


Рис.6. Схемы трансформаций АМП: вертикальной производной (а), редуцированного к полюсу магнитного поля (б), угла наклона вектора градиента TDR (в), осредненного модуля короткопериодной составляющей поля (г)



аномалий, например распространенных в центральной области исследуемой площади и не проявленных на прочих схемах. Трансформация (рис.6, з) – осредненные в скользящем окне значения модуля короткопериодной составляющей, является полезным преобразованием поля для решения задач районирования, характеризуя плотность локальных аномалий. Для расчета указанной трансформации на первом этапе в спектральной области выделена наиболее короткопериодная компонента поля (до 10 м, так называемая шумовая компонента, несущая геологическую информацию [26]), далее найдены ее абсолютные значения, а результат усреднен в скользящем окне диаметром 500 м. Параметры расчета трансформации установлены опытным путем.

### Дискуссия

На основе анализа карты АМП и основных трансформаций выполнено районирование по характеру проявления магнитных аномалий. Это вариант качественной интерпретации, при которой площадь исследований подразделена на несколько крупных блоков, в пределах которых описывающий изменения магнитного сигнал представляется близким к стационарному по амплитудно-частотным характеристикам и направлению простирания аномалий (рис.7). Также приведена информация о геологической природе характерных аномалий поля.

Наиболее обширная часть полуострова характеризуется наличием низкоамплитудных (в основном до 50 нТл) региональных и локальных аномалий магнитного поля. Это позволяет сделать предположения о низких значениях магнитной восприимчивости парагнейсов Брокнес и метапсаммитов Гентнер, а также об отсутствии различия между ними по магнитным характеристикам.

Блок I расположен в северо-западной части площади, в области выхода на поверхность магнетитсодержащих горных пород, картируемых с помощью геологических наблюдений. Здесь среди доминирующих парагнейсов формации Брокнес в ходе работ зафиксированы мусковитовый и камерный миароловый пегматиты, содержащие вкрапления магнетита, над которыми наблюдаются интенсивные магнитные аномалии различной частоты. Наиболее выражены аномалии шириной около 60-100 м, амплитуда достигает 500 нТл.

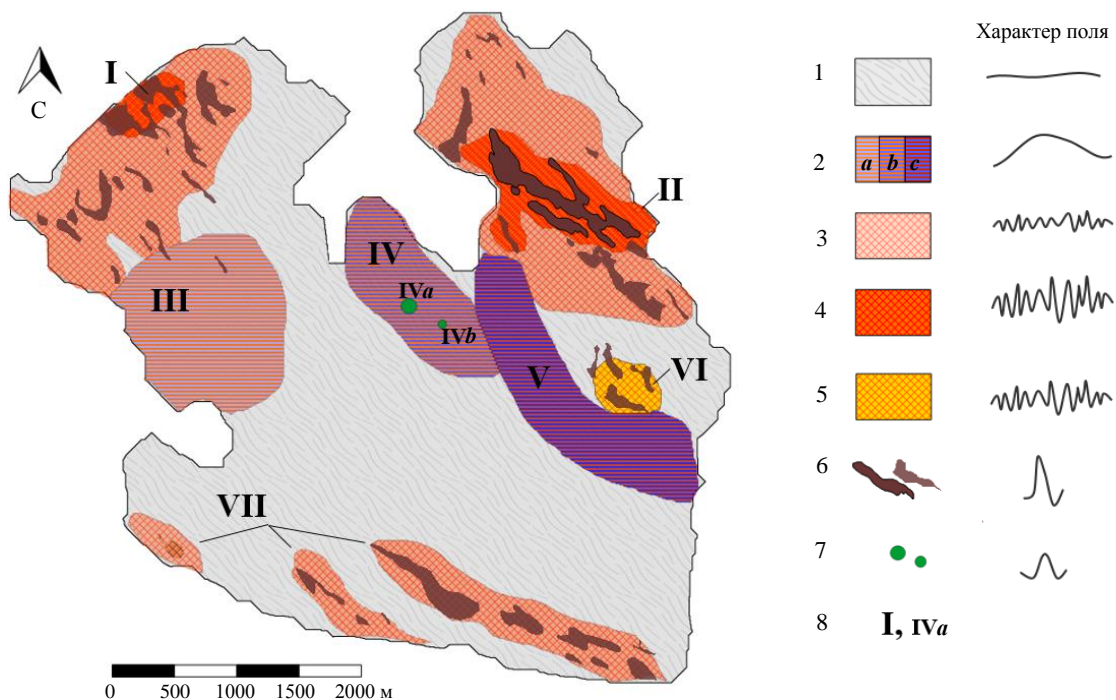


Рис.7. Схема районирования аномального магнитного поля

1 – зона низкоамплитудных региональных и локальных аномалий (в основном до 50 нТл), геологически соответствует вмещающим парагнейсам Брокнес и метапсаммитам Гентнер; 2 – блоки, характеризующиеся крупными широкими аномалиями амплитудой до 200 нТл (a), 400 нТл (b), 800 нТл (c), источники которых не установлены; 3 – зоны развития локальных аномалий (до 200 нТл); 4 – блоки интенсивных локальных аномалий магнитного поля (до 1000 нТл), проявленные по данным геологического картирования как выходы магнетитсодержащих горных пород; 5 – блок локальных аномалий магнитного поля (до 300 нТл), проявленный как область интенсивной мигматизации метаморфических пород; 6 – отдельные аномалии, связанные с приповерхностными намагниченными жильными объектами или прослоями магнетита; 7 – изометричные знакопеременные аномалии дискуссионного происхождения; 8 – номера блоков и аномалий



Блок II находится на северо-востоке площади вблизи антарктической круглогодичной станции Прогресс. Здесь закартированы интрузии гранитов и микрогранитов формации Прогресс, содержащие большое количество вкраплений магнетита в приконтактных частях. В пределах блока II зарегистрированы наиболее выраженные высокоамплитудные знакопеременные аномалии величиной до 8000 нТл. Локальная составляющая поля позволяет выделить отдельные линейные аномалии шириной около 100 м, вытянутые в северо-западном направлении. Протяженность отдельных аномалий в блоке превышает 1000 м.

Блок III представляет собой относительно широкую, диаметром около 1500 м, изометричную в плане положительную аномалию величиной до 200 нТл. По всей вероятности, источник аномалии находится на глубине, поскольку на поверхности отсутствуют выходы каких-либо магнитных пород. Также нет убедительных предпосылок для предположения латеральной неоднородности магнитных свойств пород, слагающих верхнюю часть разреза.

Блок IV характеризуется широкой дугообразно вытянутой положительной аномалией, интенсивность которой достигает 400 нТл, на севере соотносящейся с закартированными метапелитами. Блок осложнен выраженными локальными аномалиями дискуссионного происхождения. Аномалия IVa приурочена к оз. Дискашн, однако ее природа пока не определена. Аномалия IVb соответствует локальному выходу так называемых синих гнейсов (предположительно, это метапелиты оз. Феррис).

По своей морфологии блок V представляет собой широкий дугообразный сегмент, простирающийся в северо-северо-западном направлении, интенсивность аномалий достигает 800 нТл, что наиболее вероятно соотносится с погребенным комплексом с высоким содержанием магнетита, о составе которого можно судить по результатам комплексного моделирования и бурения.

К рассмотренной аномалии примыкает округлый блок VI, проявленный в локальной компоненте аномального магнитного поля и связанный с закартированной зоной интенсивной мигматизации метаморфических пород [27].

Три вытянутых аномалии, две из которых вероятно можно проследить за пределами площади на юго-востоке под ледниковым покровом, обозначены цифрой VII. Эти аномалии находятся в поле отрицательных значений  $\Delta T_{(a)}$ , которое, возможно, является периферийным минимумом аномалиеобразующего объекта, находящегося за пределами площади исследования или проявлением латеральной неоднородности магнитных свойств пород, слагающих п-ов Брокнес. В виду наличия ледникового покрова геологические наблюдения в области выполнялись лишь на отдельных обнажениях, выходящих к поверхности, что затрудняло однозначную интерпретацию АМП без выполнения дополнительных видов исследований.

В дальнейшем планируется осуществить исследования п-ова Брокнес как в области развития относительно региональных аномалий, никак геологически не проявленных на поверхности, так и в зонах доминирования локальных аномалий, где присутствует возможность детального геологического изучения территории и получения данных опробования.

Решить вопрос определения основных характеристик предполагаемых погребенных намагниченных тел может геолого-геофизическое моделирование [28, 29], заверенное бурением с отбором и изучением керна. Для реализации планируется предварительная оценка магнитной восприимчивости и направления намагниченности ориентированных образцов горных пород [30]. Расширение области детальных магниторазведочных работ в окрестностях п-ова Брокнес возможно при помощи магнитометрии на беспилотных летательных аппаратах (БПЛА) [18, 31, 32].

Результаты количественной интерпретации наиболее достоверны при наличии априорной информации. Сопровождение материалами подробных геологических исследований и дополнение данными геофизических методов [33], таких как сейсморазведочные работы [34], магнитотеллурическое зондирование [35, 36], гамма-спектрометрия, гравиметрия, позволят снизить неоднозначность интерпретации при моделировании или использовании других приемов толкования магнитных аномалий [37, 38]. Продолжение исследований оазисов Антарктиды и прилегающих областей, покрытых ледниковым щитом, является ключом к расшифровке истории развития, геолого-структурной и тектонической эволюции континента [39].



## Заключение

В рамках выполнения комплексных геолого-геофизических исследований п-ова Брокнес в зоне 70-й Российской антарктической экспедиции выполнена наземная пешеходная магнитометрическая съемка территории в масштабе 1:10000. Общая протяженность профилей измерений составила 169 км. Параллельно выполнялись геологические исследования, в результате которых проведена площадная геологическая съемка в масштабе 1:50000, собрана обширная коллекция представительных образцов горных пород п-ова Брокнес, описаны и опробованы опорные обнажения с составлением 3D-моделей посредством использования БПЛА, а также подробно изучены пегматитовые образования на площади работ, в том числе с редкой минерализацией. В результате геофизических работ построены карты аномального магнитного поля и основных трансформант, а также выполнена предварительная геологическая интерпретация выявленных аномалий.

## Доступ к данным

Полевые материалы к работе доступны по ссылкам:

Приложение 1, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/supplementary/16735/61499>;

Приложение 2, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/supplementary/16735/61582>;

Приложение 3, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/supplementary/16735/61583>.

*Авторы благодарны участникам научной антарктической партии «Горный» за неоценимый вклад в развитие работ Горного университета в Антарктиде, а также сотрудникам Российской антарктической экспедиции и начальнику станции Прогресс Д.В.Шепелеву за поддержку при проведении исследований в поле.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Сократова И.Н. Антарктические оазисы. История и результаты исследований. СПб: Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 2010. 274 с.
2. Golynsky A.V., Masolov V.N., Volnukhin V.S., Golynsky D.A. Crustal Provinces of the Prince Charles Mountains Region and Surrounding Areas in the Light of Aeromagnetic Data // Antarctica. Springer, 2006. P. 83-94. DOI: 10.1007/3-540-32934-X\_10
3. Leitchenkov G.L., Talalay P.G., Zhang N. et al. First targeted geological sampling beneath the East Antarctic ice sheet: joint Russian-Chinese drilling project // Exploration & Protection of Mineral Resources. 2024. Special issue. P. 75-78.
4. Особо управляемый район Антарктики № 6 «Холмы Ларсеманн» (Восточная Антарктика): пересмотренный План управления // Заключительный отчет XLIII Консультативного совещания по Договору об Антарктике, 14-24 июня 2021, Париж, Франция. Буэнос-Айрес: Секретариат Договора об Антарктике, 2021. Т. 2. Мера 1. С. 19-59.
5. Особо охраняемый район Антарктики (ООРА) № 174 «Стурнес» (Холмы Ларсеманн, Земля Принцессы Елизаветы): План управления // Заключительный отчет XXXVII Консультативного совещания по Договору об Антарктике, 28 апреля – 7 мая 2014, Бразилиа, Бразилия. Буэнос-Айрес: Секретариат Договора об Антарктике, 2014. Т. 2. Мера 12, Приложение. С. 217-232.
6. Xiangbin Cui, Greenbaum J.S., Shinan Lang et al. The Scientific Operations of Snow Eagle 601 in Antarctica in the Past Five Austral Seasons // Remote Sensing. 2020. Vol. 12. Iss. 18. № 2994. DOI: 10.3390/rs12182994
7. Поляков С.П., Попов С.В. Исследование и разработка технологии строительства снежных аэродромов для приема колесных самолетов в Антарктиде // Записки Горного института. 2025. Т. 273. С. 159-168.
8. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р., Кашкевич М.П. Геофизические методы в составе комплекса работ по обследованию прорывоопасных ледниковых водоемов на примере озера Прогресс (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) // Инженерная и рудная геофизика 2021: Материалы 17-й научно-практической конференции и выставки, 26-30 апреля 2021, Геленджик, Россия. М.: «ЕАГЕ Геомодель», 2021. 8 с. DOI: 10.3997/2214-4609.202152040
9. Григорьева С.Д., Кузнецова М.Р., Шитов М.В. и др. Аномальный рельеф дна малого озера в оазисе Ларсерманн (Восточная Антарктида) // Лед и Снег. 2022. Т. 62. № 3. С. 377-386. DOI: 10.31857/S2076673422030139
10. Sukhanova A., Bantsev D., Popov S. et al. The current state of Lake Dalk (Larsemann Hills, East Antarctica) // Polar Science. 2023. Vol. 38. № 101006. DOI: 10.1016/j.polar.2023.101006
11. Mishra P., Tripathi N., Singh S.K. et al. Comprehending the surface melt characteristics, calving processes, and seasonal ice velocity of Dalk glacier in Larsemann Hills, East Antarctica // Polar Science. 2024. Vol. 42. № 101081. DOI: 10.1016/j.polar.2024.101081
12. Скрытыцына Т.Н., Захаров В.Г., Киселева А.С. и др. Эволюция рельефа выводного ледника Долк (залив Прюдс, Восточная Антарктида) по данным беспилотных аэрофотосъемок 2017-2019 годов // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. 2021. Т. 65. № 5. С. 517-528. DOI: 10.30533/0536-101X-2021-65-5-517-528
13. Флоринский И.В. Геоморфометрическое моделирование и картографирование антарктического оазиса Холмы Ларсеманн // ИнтерКарто. ИнтерГИС. Геоинформационная поддержка устойчивого развития регионов в условиях кризиса: Материалы Международной конференции, 12-14 сентября 2023, Улан-Удэ, Россия, 16-18 сентября 2023, Улан-Батор, Монголия. М.: Географический факультет МГУ, 2023. Т. 29. Ч. 1. С. 482-510. DOI: 10.35595/2414-9179-2023-1-29-482-510
14. Lin Li, Enzhao Xiao, Xiaolong Wei et al. Crustal Imaging across the Princess Elizabeth Land, East Antarctica from 2D Gravity and Magnetic Inversions // Remote Sensing. 2023. Vol. 15. Iss. 23. № 5523. DOI: 10.3390/rs15235523
15. Padma Rao B, Krishna Jha, Suresh Kumar Thatikonda. A broadband seismological observatory at Larsemann Hills, Antarctica: Noise characteristics and data quality // Polar Science. 2023. Vol. 38. № 100970. DOI: 10.1016/j.polar.2023.100970
16. Rao B.P. Imaging of crustal structure beneath the Larsemann Hills, Antarctica using scattered wave technique – First Results // Polar Science. 2023. Vol. 38. № 100980. DOI: 10.1016/j.polar.2023.100980



17. Golynsky A.V. Magnetic Anomalies in East Antarctica: A Window on Major Tectonic Provinces and Their Boundaries // Antarctica: A Keystone in a Changing World: Online Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 26 August – 1 September 2007, Santa Barbara, CA, USA. U.S. Geological Survey and U.S. National Academy, 2007. USGS OF-2007-1047, Short Research Paper 006. DOI: [10.3133/of2007-1047.srp006](https://doi.org/10.3133/of2007-1047.srp006)
18. Симаков А.Е., Гуторов Ф.Г., Лейченко Г.Л. и др. О результатах беспилотной аэромагнитной съемки в районе оазиса Бангера и холмов Хайджамп, Земля Уилкса, Восточная Антарктида // Записки Горного института. 2025. Т. 273. С. 108-122.
19. Golynsky A.V., Ferraccioli F., Hong J.K. et al. New Magnetic Anomaly Map of the Antarctic // Geophysical Research Letters. 2018. Vol. 45. Iss. 13. P. 6437-6449. DOI: [10.1029/2018GL078153](https://doi.org/10.1029/2018GL078153)
20. Golynsky A.V., Alyavdin S.V., Masolov V.N. et al. The composite magnetic anomaly map of the East Antarctic // Tectonophysics. 2002. Vol. 347. Iss. 1-3. P. 109-120. DOI: [10.1016/S0040-1951\(01\)00240-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00240-2)
21. Гольинский А.В., Гольинский Д.А., von Frese R.R. Compiling ship and airborne measurements for the Antarctic's second-generation magnetic anomaly map // Russian Journal of Earth Sciences. 2022. Т. 22. № 3. № ES3007 (in English). DOI: [10.2205/2022ES000801](https://doi.org/10.2205/2022ES000801)
22. Reddy C.D., Dhar A. Magnetic anomaly map for Bharati promontory, Larsemann Hills, East Antarctica // Current Science. 2008. Vol. 94. № 6. P. 715-717.
23. Shi Zong, Yingchun Cui, Liudong Ren et al. Geochemical Characteristics, Zircon U-Pb Ages and Lu-Hf Isotopes of Pan-African Pegmatites from the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica and Their Tectonic Implications // Minerals. 2023. Vol. 14. Iss. 1. № 55. DOI: [10.3390/min14010055](https://doi.org/10.3390/min14010055)
24. Geology of the Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. 1:25 000 scale. First Edition. Canberra: Geoscience Australia, 2007.
25. Brown W., Beggan C., Cox G., Macmillan S. The new WMM2020 and IGRF-13 models, and a retrospective analysis of IGRF secular variation // EGU General Assembly 2020, 4-8 May 2020. № EGU2020-9775. DOI: [10.5194/egusphere-egu2020-9775](https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9775)
26. Петров А.В. Технология оценки и анализ шумовых компонент геофизических полей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов по материалам 46-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г.Успенского, 20-25 января 2019, Пермь, Россия. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2019. Вып. 1 (46). С. 297-299.
27. Xuanhua Chen, Rongbao Jiang, Jinglin Wan et al. Cenozoic Exhumation of Larsemann Hills, East Antarctica: Evidence from Apatite Fission-track Thermochronology // Acta Geologica Sinica – English Edition. 2010. Vol. 84. Iss. 2. P. 306-320. DOI: [10.1111/j.1755-6724.2010.00142.x](https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2010.00142.x)
28. Егоров А.С., Калинин Д.Ф., Секерина Д.Д. Геотектоническая модель глубинного строения Змеиногорского рудного района Рудного Алтая по данным геологической интерпретации комплекса геофизических съемок // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 335. № 8. С. 148-160. DOI: [10.18799/24131830/2024/8/4431](https://doi.org/10.18799/24131830/2024/8/4431)
29. Мартышко П.С., Федорова Н.В., Рублев А.Л. Результаты моделирования источников магнитных аномалий в земной коре Среднего Урала // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 303-308. DOI: [10.31857/S2686739722601715](https://doi.org/10.31857/S2686739722601715)
30. Lowe M., Jordan T., Ebbing J. et al. Comparing geophysical inversion and petrophysical measurements for northern Victoria Land, Antarctica // Geophysical Journal International. 2024. Vol. 239. Iss. 1. P. 276-291. DOI: [10.1093/gji/ggae272](https://doi.org/10.1093/gji/ggae272)
31. Садыкова З.И., Мовчан И.Б., Яковлева А.А., Гоглев Д.А. Технология комплексной геолого-геофизической интерпретации данных, полученных при помощи БПЛА на примере участка в Мурманской области // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2023. Вып. 6 (43). С. 161-169.
32. Мовчан И.Б., Шайгаллямова З.И., Яковлева А.А. Выявление факторов структурного контроля коренных золоторудных проявлений методом беспилотной аэромагниторазведки на примере Нерюнгринского района Якутии // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 217-233. DOI: [10.31897/PMI.2022.23](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.23)
33. Litvinenko V.S., Trushko V.L. Modelling of geomechanical processes of interaction of the ice cover with subglacial Lake Vostok in Antarctica // Antarctic Science. 2025. Vol. 37. № 1. P. 39-48. DOI: [10.1017/S0954102024000506](https://doi.org/10.1017/S0954102024000506)
34. Большунов А.В., Васильев Д.А., Дмитриев А.Н. и др. Результаты комплексных экспериментальных исследований на станции Восток в Антарктиде // Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 724-741.
35. Давыдкина Т.В., Янкилевич А.А., Наумова А.Н. Особенности магнитотеллурических исследований в Антарктиде // Записки Горного института. 2025. Т. 273. С. 80-93.
36. Murthy D.N., Veeraswamy K., Harinarayana T. et al. Electrical structure beneath Schirmacher Oasis, East Antarctica: a magnetotelluric study // Polar Research. 2013. Vol. 32. № 17309. DOI: [10.3402/polar.v32i0.17309](https://doi.org/10.3402/polar.v32i0.17309)
37. Калинин Д.Ф., Долгаль А.С., Ворошилов В.А. Вероятностный анализ геолого-структурных перспектив нефтегазосности Западной Якутии с применением трехмерной эмпирической модовой декомпозиции потенциальных полей // Георесурсы. 2024. Т. 26. № 2. С. 53-68. DOI: [10.18599/grs.2024.2.6](https://doi.org/10.18599/grs.2024.2.6)
38. Таловина И.В., Мангал Ф., Смух Г.В., Крикун Н.С. Интерпретация геолого-геофизических данных для изучения глубинного строения Кабульского массива // Горный журнал. 2024. № 9. С. 68-77. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.11](https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.11)
39. Таловина И.В., Бабенко И.А., Илалова Р.К., Дурягина А.М. Оливин-шпинелевая геотермометрия – индикатор формационной принадлежности пород и основа для геодинамических реконструкций в условиях Антарктиды // Горный журнал. 2024. № 9. С. 77-82. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.12](https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.12)

**Авторы:** Глеб Дмитриевич Горелик, канд. техн. наук, доцент, [gorelik\\_gd@pers.spmi.ru](mailto:gorelik_gd@pers.spmi.ru), <https://orcid.org/0000-0002-9890-5275> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Наталия Петровна Сенчина, канд. геол.-минерал. наук, доцент, <https://orcid.org/0000-0001-5458-648X> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Дмитрий Евгеньевич Ушаков, ведущий инженер, <https://orcid.org/0009-0009-6882-3955> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## Исследование взаимодействия заливочной жидкости и озерной воды при вскрытии подледникового озера Восток в Антарктиде

Д.В.Сербин✉, Г.В.Буслаев, А.Ю.Лаврик, В.Г.Кадочников, А.Н.Дмитриев

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Сербин Д.В., Буслаев Г.В., Лаврик А.Ю., Кадочников В.Г., Дмитриев А.Н. Исследование взаимодействия заливочной жидкости и озерной воды при вскрытии подледникового озера Восток в Антарктиде // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16610. С. 136-146. [EDN NLWJEQ](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16610)

### Аннотация

Приведены результаты лабораторных исследований процессов образования и разрушения эмульсий воды и кремнийорганической жидкости, а также образования и диссоциации гидратов азота в термобарических условиях, приближенных к условиям на контакте ледника и подледникового озера Восток с использованием комплекса Gas Hydrate Autoclaves GHA 350. В качестве исследуемой была выбрана кремнийорганическая жидкость – полидиметилсилоксан WACKER AK-10 (в российской классификации по ГОСТ 13032-77 – ПМС-10) плотностью 0,9359 г/см<sup>3</sup>, кинетической вязкостью 10 мм<sup>2</sup>/с. Установлено, что понижение температуры эмульсии приводит к увеличению времени ее разрушения, образованию микроэмульсий и множественных эмульсий типа «масло – в воде – в масле», особенно это проявляется при температурах ≤10 °С. Среднее время разрушения эмульсии составило 107 с. Минимальное время разрушения эмульсии наблюдается при минимальной частоте вращения мешалки 100 об/мин и максимальной температуре 60 °С, а максимальное время разрушения эмульсии наблюдается при частоте вращения мешалки 500 об/мин и температуре –2,8 °С. Установлено, что гидраты азота образуются при давлении 35,0±0,5 МПа и температуре ≤ –1 °С.

### Ключевые слова

эмульсии; кремнийорганические жидкости; газовые гидраты; бурение скважин во льду; экологически чистые технологии бурения; вскрытие подледникового озера Восток

### Финансирование

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № FSRW-2024-0003.

Поступила: 10.11.2024

Принята: 10.04.2025

Онлайн: 07.07.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

В 1996 г. вышла первая официальная публикация об открытии огромного озера под мощным ледником Антарктиды в районе станции Восток, автором которой стал российский ученый А.П.Капица [1]. Из-за этого вектор научных исследований сместился в сторону комплексного междисциплинарного и международного исследования подледниковых озер [2, 3]. На сегодняшний день в Антарктиде обнаружено 675 подледниковых озер [4], а реализованных проектов бурения льда с последующим проникновением в озера всего четыре – Восток [5, 6], Уиланс [7, 8], Мерсер [8, 9] и Фильхнер [10]. Наибольший интерес российского научного сообщества вызывает крупнейшее из открытых – озеро Восток [2, 11, 12]. С 1990 г. проводилось бурение глубокой скважины 5Г специалистами Горного университета и Арктического и антарктического научно-исследовательского института (АНИИ) при материально-технической и научной поддержке французских специалистов и логистической поддержке американских специалистов.

Целью бурения глубокой скважины сначала являлся отбор керна по всей мощности ледника, однако с открытием подледникового озера добавилась еще одна цель – экологически безопасное вскрытие озера с последующим чистым отбором проб озерной воды [13, 14]. В результате продолжительного бурения 5 февраля 2012 г. на глубине 3769,3 м российские ученые достигли поверхности подледникового озера Восток, а 25 января 2015 г. вскрыли его повторно [5, 6, 13]. Однако отобрать чистые пробы озерной воды так и не удалось. В настоящее время специалисты Горного



университета активно ведут разработки эффективных и экологически чистых технологий бурения ледникового покрова и исследований подледниковых сред [15-19].

Бурение глубоких скважин во льду ведется с использованием различных низкотемпературных жидкостей (заливочные жидкости – ЗЖ), которые заливают в скважину с устья. ЗЖ обеспечивают компенсацию литостатического (горного) давления и являются очистным агентом. Без них бурение глубоких скважин невозможно, так как лед является пластично-хрупкой горной породой, в которой особенно активно проявляются пластические деформации при высоких давлениях и температурах массива, близких к температурам плавления. Вследствие этого уменьшается диаметр скважины, что приводит к осложнениям и авариям.

Низкотемпературные жидкости можно разделить на четыре основные группы (рис.1): двухкомпонентные жидкости на основе углеводородов с добавлением утяжелителя, спиртовые соединения, сложнэфирные соединения и силиконовые масла [20, 21]. Большинство этих жидкостей являются экологически небезопасными. Например, наиболее распространенная ЗЖ – смесь углеводородов, используемая в скважине 5Г, несмотря на преимущества (дешевизна, низкая вязкость, регулируемая в широком диапазоне плотность, инертность по отношению ко льду, гидрофобность), создана на основе авиационного топлива (ТС-1, Jet A-1) и является высокотоксичным соединением, а применяемые утяжелители класса фторуглеродов (фреон HCFC-141b) оказывают отрицательное воздействие на озоновый слой Земли [22].

Вскрытие подледниковых водоемов базируется на принципе недокомпенсации давления, которая представляет собой разницу между литостатическим давлением  $P_L$  (давление льда) и гидростатическим  $P_{гст}$  (давление столба ЗЖ). Литостатическое давление должно быть больше гидростатического. Соблюдение данного условия обеспечивает при вскрытии подъем воды из озера в скважину, а ее поступление продолжается до момента, пока не наступит баланс давлений «жидкость в скважине – озеро» [23-25].

В момент вскрытия струя озерной воды, поступающая в скважину, активно перемешивается с ЗЖ, образуя эмульсию. Причем чем больше значение дифференциального давления, тем выше

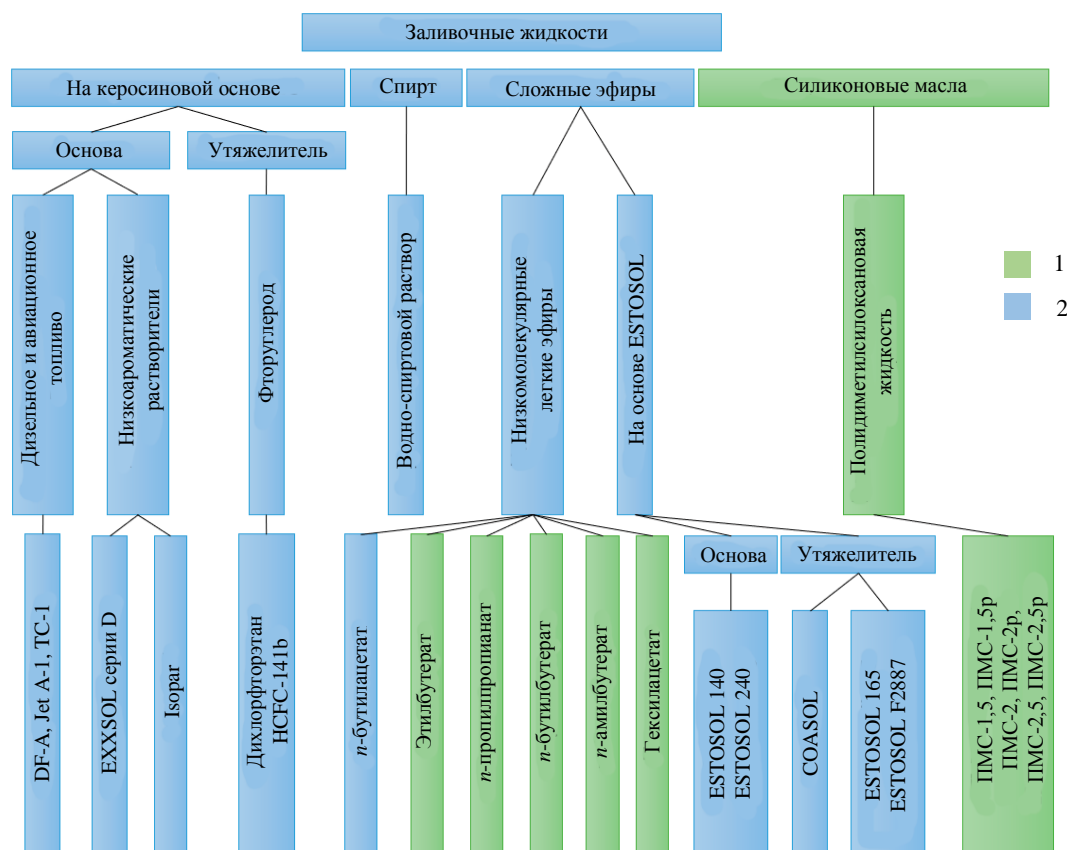


Рис.1. Классификация заливочных жидкостей [20]

1 – используемые в бурении; 2 – перспективные



первоначальная скорость струи, и, соответственно, скорость и высота подъема озерной воды в скважину [25]. Эмульсия представляет собой смесь воды и более холодной ЗЖ, которая может способствовать более быстрому замерзанию, в сравнении с чистой водой, а также к загрязнению озерной воды в скважине, что не позволит отобрать чистые пробы [26-28].

Вскрытие также может осложниться образованием гидратов, которое затрудняет перемещение оборудования в скважине и повышает риски прихвата инструмента. С поверхности дна озера поступают пластовые воды, содержащие газы органического и неорганического происхождения, выступающие в роли гидратообразователя. Рост гидратной фазы происходит при определенных термобарических условиях и наличии гидратообразующих веществ, а ускоряют этот процесс высокие скорости потока, перемешивание, центры кристаллизации и свободная вода. Во время вскрытия подледниковых водоемов происходит активное перемешивание, что при наличии большой площади поверхности контакта озерной воды и холодной ЗЖ приводит к образованию твердых гидратов [29-31].

Образование гидратов обусловлено как химическим взаимодействием воды и ЗЖ, так и бюджетом атмосферных газов – кислорода и азота, которые поступают в озеро с талой водой [32, 33]. Например, в 2012 и 2015 годах при вскрытии подледникового озера Восток образовывался столб клафратов фреона, который разделял озерную воду и ЗЖ. Термобарические условия на контакте системы «озеро – ледник» являются оптимальными для образования многих видов гидратов. В работе [32] косвенно оценен объем и концентрация атмосферных газов, поступающих в озеро, однако прямые измерения не проводились ввиду отсутствия доступа к подледниковому пространству.

В данной статье рассматривается применение перспективных экологически чистых ЗЖ – силиконовых (кремнийорганических) жидкостей (масел) [34]. Силиконовые жидкости прозрачны, бесцветны, не имеют запаха, практически нерастворимы в воде и весьма устойчивы к химической и окислительной деградации [35]. Они имеют широкий спектр промышленного, потребительского, пищевого и фармацевтического применения как в чистом виде, так и в качестве ингредиента в составе готового продукта. Часто силиконовые добавки можно встретить в составе косметических средств. Многие поставщики используют эти силиконовые жидкости для создания своих собственных промышленных смесей и эмульсий, но силиконовые жидкости производятся лишь несколькими компаниями в мире и являются товарным продуктом.

Силиконовые жидкости используются в пищевой промышленности, например, пищевая добавка E900 представляет собой жидкий полидиметилсилоксан (ПМС) и является пеногасителем при промышленном производстве продуктов питания. Добавка применяется как связующий агент, стабилизатор, текстуратор, антикомкователь и антислеживатель, что подтверждает ее экологическую безопасность [22, 36]. ПМС также используют в качестве добавки к буровым растворам при бурении эксплуатационных скважин на нефть и газ [21]. Развитие и инвестирование производства кремнийорганических жидкостей с каждым годом неуклонно растет, что в итоге может привести к рациональному распределению их изготовления с учетом потребления, логистики и энергообеспеченности процессов, особенно в быстрорастущих азиатских регионах, а также открытию новых направлений применения (например, в бурении глубоких скважин во льдах Арктики и Антарктики [37, 38]).

К преимуществам ПМС относят экологическую чистоту, нетоксичность, гидрофобность, смешиваемость, сохранение плотностных и реологических характеристик в широком диапазоне температур, к недостаткам – высокая стоимость, низкая скорость испарения, высокая сжимаемость и значительное изменение плотности в зависимости от температуры.

Новым технологическим решением ПМС является использование в качестве ЗЖ при бурении глубоких скважин во льду [20]. Специалисты из России, Китая, США и Европы проводят всесторонние исследования: взаимодействие ПМС с ледяным шламом, выбор марки и производителя для конкретных условий бурения по плотностным и реологическим свойствам, проводят экспериментальное бурение, изучают влияние на гидравлическую систему и взаимодействие с материалами и др.

В настоящее время не существует реализованных проектов бурения скважин с применением ПМС [21], поэтому процессы бурения льда и вскрытия подледниковых водоемов с использованием ПМС линейного строения до сих пор остаются малоизученными. Моделирование и прогнозирование процессов вскрытия подледниковых водоемов с обеспечением технологических и экологических требований требует подробного рассмотрения ключевых задач исследования процессов образования и разрушения эмульсий (воды и ПМС) и газовых гидратов. Объектом исследования является



взаимодействие ПМС и озерной воды при вскрытии подледниковых водоемов, а предметом – процессы образования и разрушения эмульсий и газовых гидратов. Цель исследования заключается в определении влияния температуры жидкостей, интенсивности их перемешивания и типа газа на процессы образования и разрушения эмульсий и газовых гидратов с учетом термобарических условий на контакте ледника и подледникового озера Восток.

### Методы исследования

В качестве исследуемой жидкости использовалась кремнийорганическая жидкость WACKER АК-10 (ПМС-10 в российской классификации по ГОСТ 13032-77) от немецкой химической компании Wacker Chemie (табл. 1).

Таблица 1

Технические характеристики кремнийорганической жидкости WACKER АК-10 при  $T = 25\text{ °C}$  [9]

Параметр	Показатель	Метод определения
Видимость	Бесцветный, чистый	–
Плотность, г/см <sup>3</sup>	0,93	DIN 51757
Температура кипения, °C	180	ISO 2592
Температура воспламенения (жидкости), °C	365	EN 14522
Температура застывания, °C	–80	DIN 51794
Поверхностное натяжение, Н/м	0,020	DIN 53914
Кинетическая вязкость, мм <sup>2</sup> /с	10	DIN 53019
Динамическая вязкость, МПа·с	9,3	
Коэффициент теплового расширения при 0-150 °C, м <sup>2</sup> ·10 <sup>-4</sup> /(м <sup>2</sup> ·°C)	10	

Исследования проводились с использованием лабораторного оборудования научного центра «Арктика» Горного университета. На первоначальном этапе в лабораторных условиях определялись плотностные и реологические свойства исследуемой жидкости. Плотность WACKER АК-10 измерялась двумя независимыми методами: при помощи электронного плотномера Mettler Toledo Density meter Easy D40 и ареометра АОН-1; температура – с использованием цифрового термометра ЛТ-300; вязкость – вискозиметра Fann 35SA. Образование и разрушение эмульсий и газовых гидратов изучались с использованием немецкой газогидратной автоклавной системы Gas Hydrate Autoclaves GHA-350, которая включает автоклав GHA-350, верхнеприводную мешалку, термостат Huber Ministat 240, газовые бустеры с максимальным давлением 15 и 40 МПа, систему приготовления модельного газа, три видеокамеры и компьютер. Газогидратная автоклавная система позволяет создать термобарические условия, близкие к условиям в точке вскрытия подледникового озера Восток скважиной 5Г (давление  $33,78 \pm 0,05$  МПа; температура плавления льда на контакте ледника с озером  $-2,72 \pm 0,10$  °C [8]; объем жидкостей в автоклаве – вода 200 мл, ПМС 125 (200) мл). В воду предварительно добавлялся концентрат красителя – метиленовый синий – для лучшей визуализации процесса. В качестве газа для создания давления использовались азот, гелий и их смесь в соотношении 1:1. В качестве озерной воды использовалась вода, полученная из керна озерного льда скважины 5Г на станции Восток. Лабораторные исследования проводились с видеозаписью процессов образования и разрушения эмульсии при давлении  $P = 35,0 \pm 0,2$  МПа с изменением частоты вращения мешалки  $n$  от 100 до 700 об/мин и температуры эмульсий  $T_3$  от  $-3,5$  до 60 °C. Время перемешивания жидкостей составляло 60 с (подобрано экспериментально таким образом, чтобы эмульсия при дальнейшем перемешивании не изменяла своей дисперсности). Опыты при одинаковых  $PT_3$  условиях проводились 1-4 раз. По окончании опытов проводилась визуальная обработка всех видеозаписей.

### Обсуждение результатов

Результаты измерений плотностных и реологических свойств WACKER АК-10 при  $T = 25\text{ °C}$ : плотность  $0,9359\text{ г/см}^3$ ; кинетическая вязкость  $10\text{ мм}^2/\text{с}$ . Проведено 10 серий (168 опытов, из них семь опытов с длительностью видеозаписи 20-600 мин) лабораторных исследований процесса образования и разрушения эмульсий.



Интенсивность перемешивания имеет большое влияние на дисперсность эмульсии. Перемешивание WACKER АК-10 и воды при  $P = 35$  МПа и частоте вращения  $n < 200$  об/мин приводит к образованию полидисперсных эмульсий, а при частоте вращения  $n \geq 200$ –400 об/мин (диапазон обусловлен изменением  $T_3$ ) образуются монодисперсные эмульсии. Увеличение частоты вращения мешалки приводит к уменьшению размеров глобул эмульсии. На рис.2, *а* представлена эмульсия в момент остановки мешалки, образованная при  $T_3 = 0$  °С,  $P = 35$  МПа и  $n = 100$  об/мин, которая характеризуется полидисперсностью, так как глобулы имеют разные размеры (0,2–6 мм). Эмульсия на рис.2, *б*, образованная при  $T = 0$  °С,  $P = 35$  МПа и  $n = 700$  об/мин является монодисперсной, размеры ее глобул составляют 1–2 мм.

Понижение температуры перемешиваемых жидкостей  $T \leq 10$  °С приводит к образованию мелкодисперсных эмульсий с размерами глобул 0,1–0,5 мм (рис.2, *в*, *з*). Понижение температуры жидкостей до 0 °С и ниже в редких случаях приводит к образованию множественных эмульсий типа М/В/М

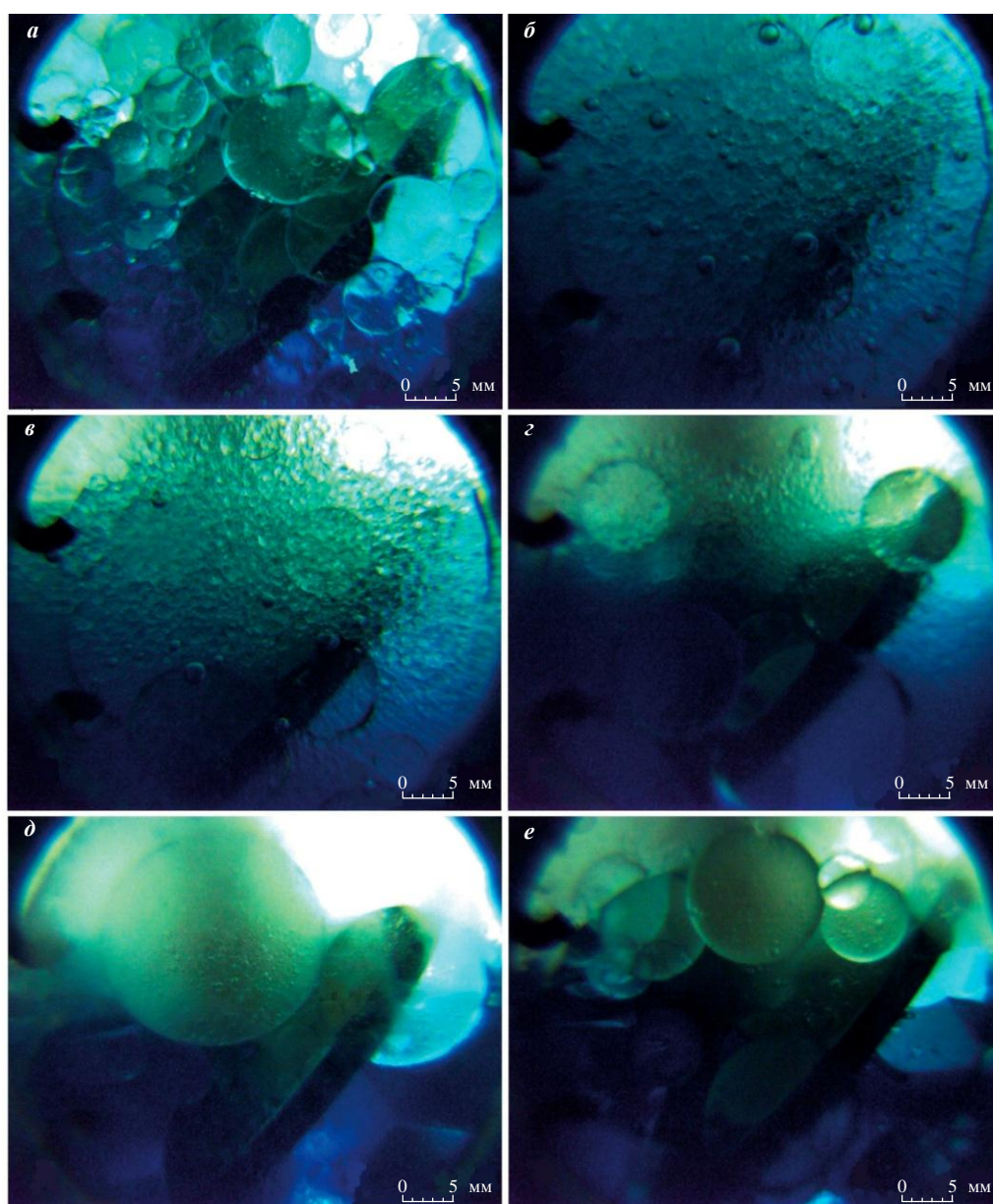


Рис.2. Результаты образования и разрушения эмульсий и воды: *а* – вид эмульсии в момент остановки мешалки при  $T = 0$  °С и  $n = 100$  об/мин; *б* – вид эмульсии в момент остановки мешалки при  $T = 0$  °С и  $n = 700$  об/мин; *в* – образование мелкодисперсных эмульсий в процессе разрушения при  $T = 0$  °С и  $n = 600$  об/мин; *з* – образование мелкодисперсных эмульсий в процессе разрушения при  $T = -3,5$  °С и  $n = 400$  об/мин; *д* – образование эмульсии типа М/В/М при  $T = -2,8$  °С и  $n = 100$  об/мин; *е* – образование эмульсии типа М/В/М при  $T = -3,5$  °С и  $n = 150$  об/мин

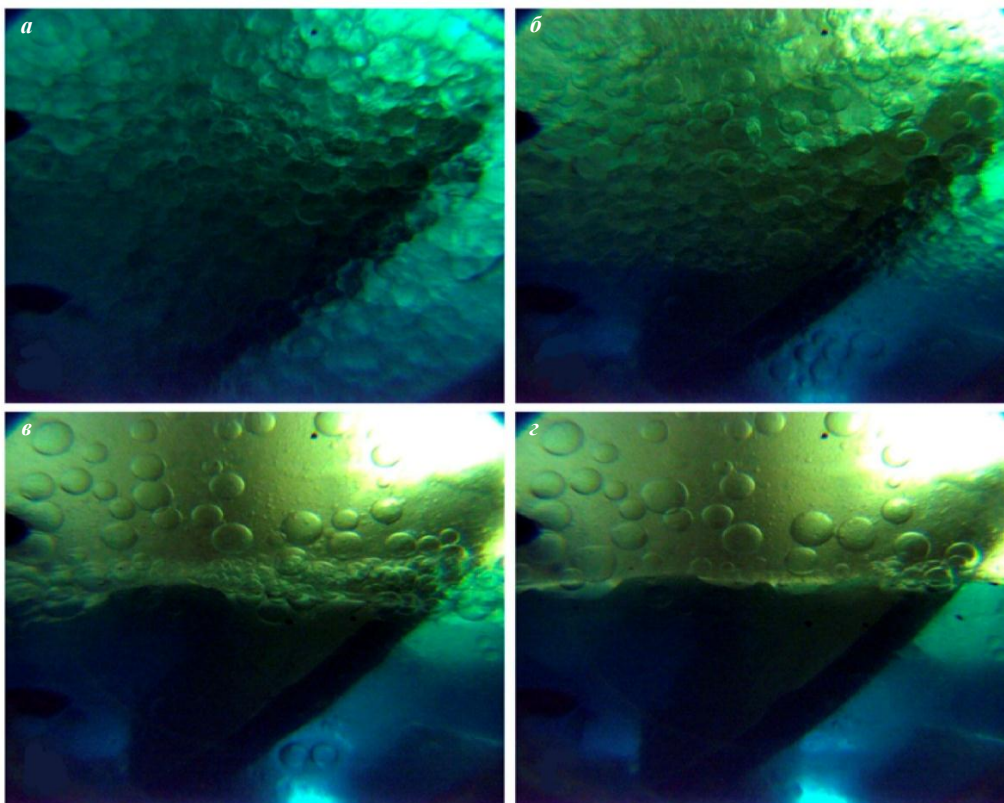


Рис.3. Процесс разрушения эмульсии WACKER АК-10 и воды при  $P = 35$  МПа,  $T = 10$  °С,  $n = 250$  об/мин:  $a - 10$  с;  $б - 30$  с;  $в - 60$  с;  $г - 84$  с (полное разрушение эмульсии)

Видео по ссылке <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/supplementary/16610/61581>



(масло – в воде – в масле). На рис.2,  $д$ ,  $е$  представлены эмульсии, диаметр большой глобулы воды которой составляет 6,75 мм с маленькими глобулами кремнийорганической жидкости внутри диаметром 0,05-0,30 мм. Как правило, время жизни таких отдельных глобул не превышает 5 мин.

Процесс разрушения эмульсии представлен на рис.3. После остановки перемешивания наблюдается активное слияние глобул воды и образование более крупных, превышающих первоначальный размер в 2-7 раз, при этом проявляется кинетическая неустойчивость, приводящая к кремажу эмульсий (процесс всплывания частиц дисперсной фазы под влиянием силы тяжести; в данном случае дисперсной фазой является вода) с последующей коалесценцией.

Процесс слияния (коалесценции) двух глобул с образованием новой, большей по размеру, глобулы запечатлен на рис.4. При появлении в кадре четкой границы раздела эмульсии и воды на ней образуется мелкодисперсная эмульсия. Слой глобул постепенно уменьшается и в итоге образуются более крупные образования – флоккулы и глобулы – совокупность нескольких макромолекул. Флоккулы разрушаются в первые минуты, а время существования отдельных глобул может достигать до десятков часов. Отдельные глобулы, которые дольше всего существуют, находятся на контакте двух жидкостей и твердой поверхности, что приводит к их последующему слиянию.

Результаты лабораторных исследований времени разрушения эмульсии представлены в табл.2 и рис.5. При частоте вращения мешалки в интервале 150-300 об/мин с использованием азота наблюдаются верхние экстремумы времени разрушения эмульсий, которые падают до минимальных значений при  $n = 400$  об/мин. При  $n > 400$  об/мин зависимость от частоты вращения уменьшается и становится линейной, особенно это проявляется при  $T_3 = 30-60$  °С. Также наблюдается смещение экстремумов времени разрушения эмульсии в зависимости от частоты вращения мешалки, так при  $T_3 = 60$  °С экстремум достигается при  $n = 300$  об/мин, а при  $T_3 = 10$  °С экстремум находится при  $n = 150$  об/мин. На рис.5 представлены зависимости времени разрушения эмульсии от частоты вращения мешалки с использованием гелия. Прослеживается линейная слабовосходящая зависимость, и для этих данных разработаны математические модели с целью определения времени разрушения эмульсии  $y$  в зависимости от температуры жидкостей  $T$  и частоты вращения мешалки  $x$ :

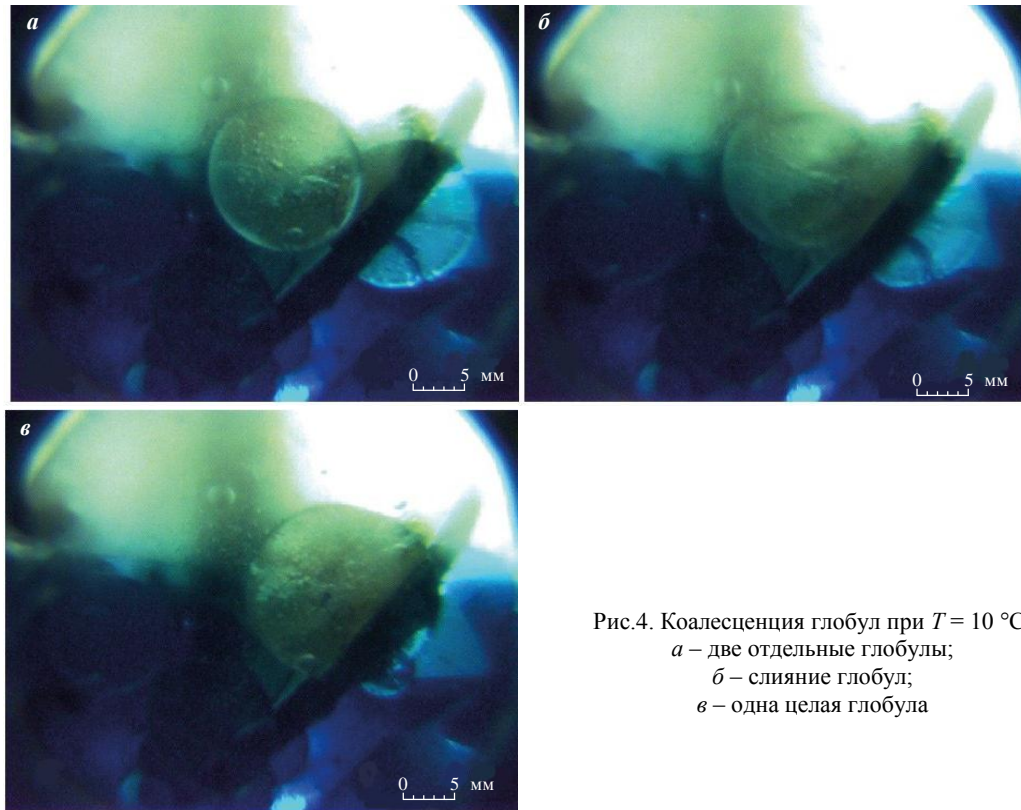


Рис.4. Коалесценция глобул при  $T = 10 \text{ }^\circ\text{C}$ :  
 а – две отдельные глобулы;  
 б – слияние глобул;  
 в – одна целая глобула

$$T = 10 \text{ }^\circ\text{C}, y = 0,2696x + 29,329;$$

$$T = 0 \text{ }^\circ\text{C}, y = 0,2673x + 70,971;$$

$$T = -2,8 \text{ }^\circ\text{C}, y = 0,3194x + 71,757;$$

$$T = -3,5 \text{ }^\circ\text{C}, y = 0,1642x + 93,485.$$

Эти модели представляют наибольший интерес, так как по  $PT$  условиям близки к условиям на контакте подледникового озера Восток и ледника.

Таблица 2

Результаты лабораторных исследований процесса разрушения эмульсии WACKER AK-10 (ПМС-10) и воды

№ п/п	Частота вращения $n$ , об/мин	Газ, используемый для создания давления в автоклаве									
		Азот ( $N_2$ )					$N_2+He$		Гелий (He)		
		Объем жидкости в автоклаве									
		125 мл ЗЖ + 200 мл воды					200 мл ЗЖ + 200 мл воды				
		Среднее время разрушения эмульсии $t_p$ при различных температурах, с									
60 °C	50 °C	40 °C	30 °C	20 °C	10 °C	10 °C	0 °C	-2,8 °C	-3,5 °C		
1	100	0,0	0,0	28,0	31,0	32,0	90,5	59,3	82,5	106,0	–
2	150	–	60,0	61,0	92,0	102,0	148,3	86,0	89,0	102,0	115,0
3	200	92,0	85,7	117,0	112,0	72,0	107,8	79,0	118,0	128,5	125,0
4	250	–	102,0	118,0	80,3	78,0	91,7	89,0	149,0	144,0	140,0
5	300	108,5	57,0	57,0	66,5	70,5	96,0	93,5	151,5	157,0	140,0
6	350	–	–	–	58,5	74,0	90,0	106,0	174,5	180,0	155,0
7	400	41,5	37,0	38,0	53,5	74,5	80,0	143,0	209,0	235,0	165,0
8	500	41,8	39,0	39,0	50,0	100,0	83,0	184,5	240,0	279,0	170,0
9	600	–	43,0	42,0	54,0	97,0	93,3	210,0	225,0	270,0	182,0
10	700	45,8	42,0	50,0	60,0	107,0	102,5	200,0	220,0	250,0	216,0

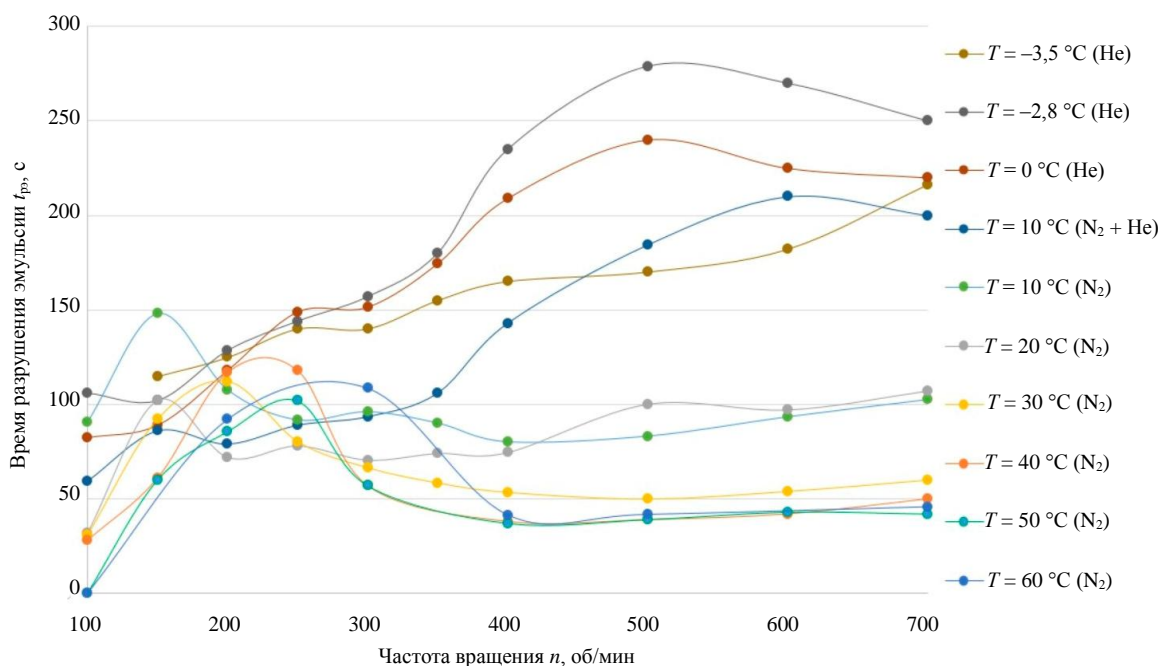


Рис.5. Зависимости времени разрушения эмульсии из WACKER AK-10 и воды от частоты вращения мешалки при  $T = -3,5-60,0^\circ\text{C}$  и  $P = 35\text{ МПа}$

Изменение вида газа и увеличение объема пробы WACKER AK-10 от 125 до 200 мл приводит к увеличению времени разрушения эмульсии. В диапазоне частот вращения 100-250 об/мин наблюдается минимальное время разрушения эмульсии при использовании гелия, в диапазоне 250-300 об/мин время разрушения эмульсии для гелия и азота одинаковое, а выше 300 об/мин эмульсии с гелием разрушаются в два раза медленнее, чем эмульсии с использованием азота.

Понижение температуры жидкостей приводит к увеличению времени разрушения эмульсии, особенно это проявляется при температуре  $T \leq 20^\circ\text{C}$  и ниже. Например, изменение температуры от 30 до  $10^\circ\text{C}$  при одинаковой интенсивности перемешивания  $n = 700$  об/мин увеличивает время разрушения эмульсии в два раза.

Исследования процесса образования и разрушения (диссоциации) гидратов в смеси воды, кремнийорганической жидкости и газа в условиях, приближенных к условиям поверхности подледникового озера Восток, проводились с использованием газогидратной автоклавной системы. Учитывая технологию вскрытия подледниковых водоемов и термобарические условия образования гидратов, нужный интервал температур составляет от  $-10$  до  $+10^\circ\text{C}$ . По результатам лабораторных исследований установлено: гидраты азота образуются при  $P = 35 \pm 0,5\text{ МПа}$  и  $T \leq -1^\circ\text{C}$ , это означает, что при наличии достаточного объема азота во льду еще до вскрытия могут образовываться гидраты азота. В смеси азота и гелия в соотношении 1:1 при  $P = 35 \pm 0,5\text{ МПа}$  и  $T \leq -2,8^\circ\text{C}$  также образуются гидраты, с учетом инертности гелия образованные соединения являются гидратами азота.

Добавление инертного газа – гелия – в азот привело к сдвигу  $PT$  условий образования твердых газовых гидратов в сторону уменьшения температуры. Использование гелия для создания давления в автоклаве и наличие остаточного азота в жидкостях привело к образованию гидрата азота при  $P = 35 \pm 0,5\text{ МПа}$  и  $T \leq -5^\circ\text{C}$  (рис.6, 7, а), в данном случае точное содержание азота установить сложно. В некоторых опытах увеличение частоты вращения мешалки приводило к ее прихвату в автоклаве, в результате чего опыт заканчивался. Это происходило из-за мгновенной интенсификации процесса образования большого количества гидратов за счет активного перемешивания воды и кремнийорганической жидкости. Данное явление особенно необходимо учитывать при разработке технологий бурения скважин во льдах и вскрытия подледниковых водоемов.

Известно, что диссоциация газовых гидратов инициируется за счет уменьшения давления или повышения температуры. После понижения давления в автоклаве с 35 до 25 МПа наблюдается выделение пузырьков газа малого размера 0,2-0,8 мм из гидратов и накопление их в замкнутом

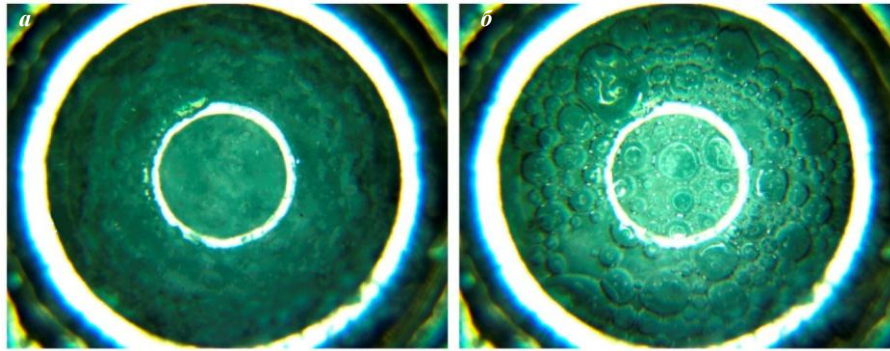


Рис.6. Образование и разрушение гидрата азота: *a* – до диссоциации; *б* – после диссоциации гидратов азота при  $T = -5\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 25\text{ МПа}$

пространстве (рис.7, *б*). Пузырьки сливаются и формируют большие пузырьки размером 1-5 мм. По накоплению критического объема газа (через 70-90 с после начала изменения давления) пузырьки разрушаются, и газ вырывается вверх (рис.7, *в*). Процесс диссоциации интенсифицируется с высвобождением первых пузырьков, и через 30-40 с наблюдается увеличение их размера с 0,2-0,8 до 0,8-5 мм (рис.7, *г*), они покрывают более 70 % поверхности смотрового окна. Слияние маленьких пузырьков в большие и их высвобождение продолжается 40-60 с, после чего размер образующихся пузырьков вновь уменьшается до 0,2-0,8 мм, и образуются отдельные слияния в пузырьки до 5 мм (рис.7, *д*, *е*).

Понижение температуры в автоклаве  $T \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  и образование льда/гидратов на внутренней стороне смотровых окон для видеокамер приводит к конденсации с наружной стороны. Это мешает визуальному наблюдению за процессами, что необходимо учитывать в дальнейших исследованиях.

### Заключение

Проведен комплекс исследований, направленный на изучение образования и разрушения эмульсий и газовых гидратов при взаимодействии двух жидкостей (воды и кремнийорганической жидкости) и создания давления с помощью гелия и/или азота, которое носило характер опытно-методических работ, поскольку лабораторные исследования эмульсий и газовых гидратов в термобарических условиях, приближенных к условиям на контакте ледника и подледникового озера Восток, не проводились.

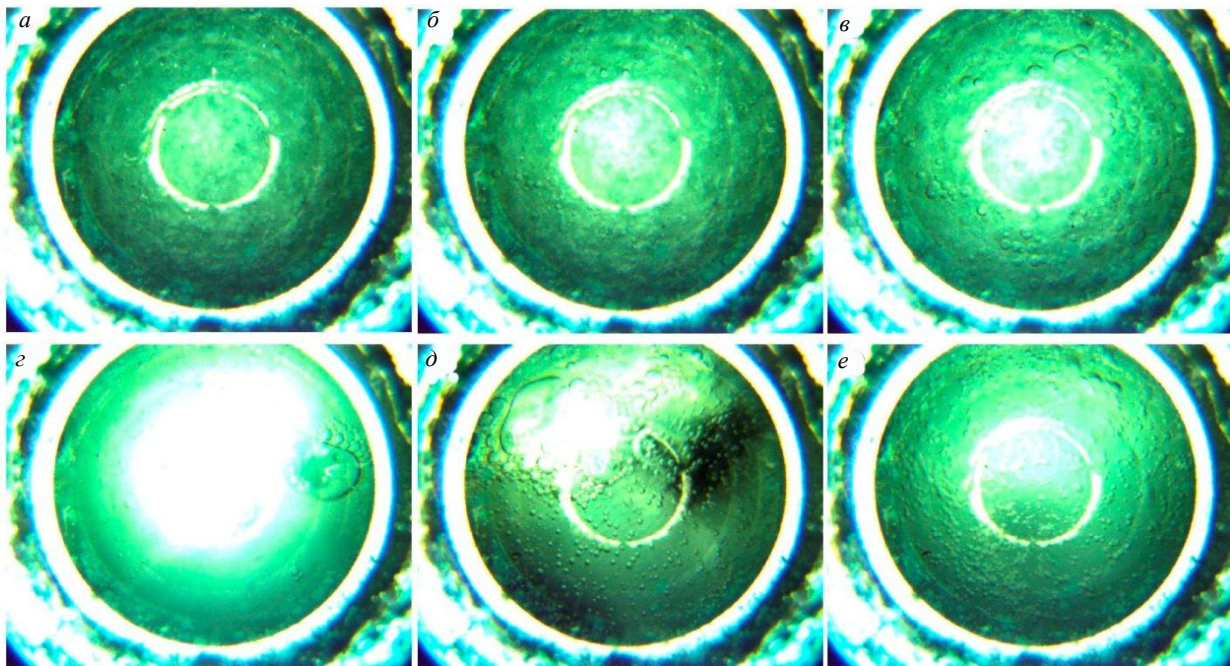


Рис.7. Диссоциация гидрата азота при  $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 25\text{ МПа}$  по истечении времени: *a* – 0 мин; *б* – 1 мин; *в* – 2 мин; *г* – 3 мин; *д* – 4 мин; *е* – 5 мин



Изучено влияние температуры жидкостей, интенсивности перемешивания и типа газа на процессы образования и разрушения эмульсий из воды и WACKER АК-10:

- наблюдается низкая термодинамическая и кинетическая устойчивость исследуемой эмульсии;
- интенсивность перемешивания во многом влияет на дисперсность (с увеличением интенсивности перемешивания уменьшаются размеры глобул) и время разрушения эмульсий (опыты с использованием азота показали точки максимума при частоте вращения мешалки  $n = 150-300$  об/мин, с использованием гелия при частоте вращения мешалки  $n = 600-700$  об/мин).

### Выводы

Апробированная методика лабораторных исследований с использованием комплекса Gas Hydrate Autoclaves GHA 350 является применимой для изучения процессов образования и разрушения эмульсий и газовых гидратов. В лабораторных условиях с использованием современного поверенного оборудования измерены плотностные и реологические свойства исследуемой кремнийорганической жидкости WACKER АК-10 при  $T = 25$  °С: плотность –  $0,9359$  г/см<sup>3</sup>, кинетическая вязкость –  $10$  мм<sup>2</sup>/с.

Установлено, что понижение температуры эмульсии приводит к увеличению времени ее разрушения, образованию микроэмульсий, которые характеризуются снижением межфазного натяжения между водной и органической фазами до сверхнизких значений и множественных эмульсий типа М/В/М, особенно это проявляется при  $T_3 \leq 10$  °С. Среднее время разрушения эмульсии составило  $107$  с. Минимальное время разрушения эмульсии наблюдается при минимальной частоте вращения мешалки  $n = 100$  об/мин и максимальной температуре  $T_3 = 60$  °С, а максимальное время разрушения эмульсии наблюдается при частоте вращения мешалки  $n = 500$  об/мин и температуре  $T_3 = -2,8$  °С.

Установлено, что гидраты азота образуются при давлении  $P = 35 \pm 0,5$  МПа и температуре  $T \leq -1$  °С. Добавление инертного газа – гелия – в азот приводит к сдвигу  $PT$  условий образования гидратов азота – с соотношением газов 1:1 гидраты азота образуются при  $P = 35 \pm 0,5$  МПа и  $T \leq -2,8$  °С.

Исследования процессов образования и разрушения эмульсий и газовых гидратов являются актуальными и значимыми при разработке технологии экологически безопасного и безаварийного вскрытия подледниковых водоемов с использованием кремнийорганических жидкостей.

При проведении дальнейших исследований необходимо использовать другие марки кремнийорганических жидкостей, например ПМС-1,5, ПМС-2,0, ПМС-2,5, ПМС-3,0, ПМС-1,5р, ПМС-2,0р, ПМС-2,5р, представляющие наибольший интерес с точки зрения применимости при вскрытии подледникового озера Восток.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В. Отечественные геофизические исследования подледникового озера Восток, Восточная Антарктида // Вопросы географии. 2020. Сборник 150. С. 212-224.
2. Siegert M.J. A 60-year international history of Antarctic subglacial lake exploration // Geological Society, London, Special Publications. 2018. Vol. 461. P. 7-21. DOI: [10.1144/SP461.5](https://doi.org/10.1144/SP461.5)
3. Большунов А.В., Васильев Н.И., Тимофеев И.П. и др. Перспективное технологическое решение по отбору проб донных отложений подледникового озера Восток: актуальность и постановка задач исследований // Записки Горного института. 2021. Т. 252. С. 779-787. DOI: [10.31897/PMI.2021.6.1](https://doi.org/10.31897/PMI.2021.6.1)
4. Livingstone S.J., Yan Li, Rutishauser A. et al. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. Vol. 3. Iss. 2. P. 106-124. DOI: [10.1038/s43017-021-00246-9](https://doi.org/10.1038/s43017-021-00246-9)
5. Talalay P.G., Markov A.N. Thermobaric Conditions at Ice-Water Interface in Subglacial Lake Vostok, East Antarctica // Natural Resources. 2015. Vol. 6. № 6. P. 423-432. DOI: [10.4236/nr.2015.66040](https://doi.org/10.4236/nr.2015.66040)
6. Литвиненко В.С. Уникальные техника и технологии бурения скважин во льдах Антарктиды // Записки Горного института. 2014. Т. 210. С. 5-10.
7. Malczyk G., Gourmelen N., Werder M. et al. Constraints on subglacial melt fluxes from observations of active subglacial lake recharge // Journal of Glaciology. 2023. Vol. 69. Iss. 278. P. 1900-1914. DOI: [10.1017/jog.2023.70](https://doi.org/10.1017/jog.2023.70)
8. Mikucki J.A., Lee P.A., Ghosh D. et al. Subglacial Lake Whillans microbial biogeochemistry: a synthesis of current knowledge // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140290. DOI: [10.1098/rsta.2014.0290](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0290)
9. Yan Zhou, Xiangbin Cui, Zhenxue Dai et al. The Antarctic Subglacial Hydrological Environment and International Drilling Projects: A Review // Water. 2024. Vol. 16. Iss. 8. № 1111. DOI: [10.3390/w16081111](https://doi.org/10.3390/w16081111)
10. Griffiths H.J., Anker P., Linse K. et al. Breaking All the Rules: The First Recorded Hard Substrate Sessile Benthic Community Far Beneath an Antarctic Ice Shelf // Frontiers in Marine Science. 2021. Vol. 8. № 642040. DOI: [10.3389/fmars.2021.642040](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.642040)
11. Васильев Н.И., Лейченко Г.Л., Загривный Э.А. Перспективы получения образцов донных отложений подледникового озера Восток // Записки Горного института. 2017. Т. 224. С. 199-208. DOI: [10.18454/PMI.2017.2.199](https://doi.org/10.18454/PMI.2017.2.199)



12. Siegert M.J., Ross N., Le Brocq A.M. Recent advances in understanding Antarctic subglacial lakes and hydrology // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140306. DOI: [10.1098/rsta.2014.0306](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0306)
13. Bulat S.A. Microbiology of the subglacial Lake Vostok: first results of borehole-frozen lake water analysis and prospects for searching for lake inhabitants // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140292. DOI: [10.1098/rsta.2014.0292](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0292)
14. Игнатьев С.А., Васильев Д.А., Большунов А.В. и др. Экспериментальные исследования переноса ледяного шлама воздухом при бурении снежно-фирновой толщи // Лед и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 141-152. DOI: [10.31857/S2076673423010076](https://doi.org/10.31857/S2076673423010076)
15. Большунов А.В., Васильев Д.А., Игнатьев С.А. и др. Механическое бурение ледников с очисткой забоя сжатым воздухом // Лед и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 35-46. DOI: [10.31857/S2076673422010114](https://doi.org/10.31857/S2076673422010114)
16. Коробов Г.Ю., Воронцов А.А. Исследование условий образования газогидратных и асфальтосмолопарафиновых отложений при добыче нефти механизированным способом // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 10. С. 61-75. DOI: [10.18799/24131830/2023/10/4181](https://doi.org/10.18799/24131830/2023/10/4181)
17. Bolobov V., Martynenko Y., Yurtaev S. Experimental Determination of the Flow Coefficient for a Constrictor Nozzle with a Critical Outflow of Gas // Fluids. 2023. Vol. 8. Iss. 6. № 169. DOI: [10.3390/fluids8060169](https://doi.org/10.3390/fluids8060169)
18. Шишкин Е.В., Большунов А.В., Тимофеев И.П. и др. Модель шагающего пробоотборника для исследования донной поверхности подледникового озера Восток // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 853-864. DOI: [10.31897/PMI.2022.53](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.53)
19. Litvinenko V., Trushko V. Modelling of geomechanical processes of interaction of the ice cover with subglacial Lake Vostok in Antarctica // Antarctic Science. 2025. Vol. 37. Iss. 1. P. 39-48. DOI: [10.1017/S0954102024000506](https://doi.org/10.1017/S0954102024000506)
20. Talalay P.G. Mechanical Ice Drilling Technology. Springer, 2016. 284 p. DOI: [10.1007/978-981-10-0560-2](https://doi.org/10.1007/978-981-10-0560-2)
21. Triest J., Alemnay O. Drill fluid selection for the SUBGLACIOR probe: a review of silicone oil as a drill fluid // Annals of Glaciology. 2014. Vol. 55. Iss. 68. P. 311-321. DOI: [10.3189/2014AoG68A028](https://doi.org/10.3189/2014AoG68A028)
22. Solomon S., Ivy D.J., Mills M.J. et al. Emergence of healing in the Antarctic ozone layer // Science. 2016. Vol. 353. Iss. 6296. P. 269-274. DOI: [10.1126/science.aae0061](https://doi.org/10.1126/science.aae0061)
23. Sukhanov A., Gansheng Yang, Vishniakov R., Vasilev N. The electromechanical drill penetrates the subglacial lake Vostok – A Case Study // Oil Gas European Magazine. 2020. Vol. 46. Iss. 2. P. 12-16. DOI: [10.19225/200611](https://doi.org/10.19225/200611)
24. Michaud A.B., Vick-Majors T.J., Achberger A.M. et al. Environmentally clean access to Antarctic subglacial aquatic environments // Antarctic Science. 2020. Vol. 32. Iss. 5. P. 329-340. DOI: [10.1017/S0954102020000231](https://doi.org/10.1017/S0954102020000231)
25. Сербин Д.В. Предотвращение образования эмульсии при вскрытии подледниковых водоемов // Известия Уральского государственного горного университета. 2021. Вып. 3 (63). С. 80-88. DOI: [10.21440/2307-2091-2021-3-80-88](https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-3-80-88)
26. Vasilev N.I., Timofeev I.P., Bolshunov A.V. et al. Extension-Type Pulling-and-Running Gear for Investigations of Subglacial Lake Vostok // International Journal of Engineering and Technology. 2017. Vol. 9. № 4. P. 3330-3337. DOI: [10.21817/ijet/2017/v9i4/170904424](https://doi.org/10.21817/ijet/2017/v9i4/170904424)
27. Липенков В.Я., Туркеев А.В., Екайкин А.А. и др. Вскрытие подледникового озера Восток: уроки и выводы для будущих полномасштабных исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 4. С. 477-498 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-477-498](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-477-498)
28. Lukin V.V., Vasiliev N.I. Technological aspects of the final phase of drilling borehole 5G and unsealing Vostok Subglacial Lake, East Antarctica // Annals of Glaciology. 2014. Vol. 55. Iss. 65. P. 83-89. DOI: [10.3189/2014AoG65A002](https://doi.org/10.3189/2014AoG65A002)
29. Gizatullin R., Dvoynikov M., Romanova N., Nikitin V. Drilling in Gas Hydrates: Managing Gas Appearance Risks // Energies. 2023. Vol. 16. Iss. 5. № 2387. DOI: [10.3390/en16052387](https://doi.org/10.3390/en16052387)
30. Gaidukova O., Misyura S., Morozov V., Strizhak P. Gas Hydrates: Applications and Advantages // Energies. 2023. Vol. 16. Iss. 6. № 2866. DOI: [10.3390/en16062866](https://doi.org/10.3390/en16062866)
31. Alekhina I., Ekaykin A., Moskvina A., Lipenkov V. Chemical characteristics of the ice cores obtained after the first unsealing of subglacial Lake Vostok // Geological Society, London, Special Publications. 2017. Vol. 461. P. 187-196. DOI: [10.1144/SP461.3](https://doi.org/10.1144/SP461.3)
32. Липенков В.Я., Туркеев А.В., Васильев Н.И. и др. Температура плавления льда и газосодержание воды на контакте ледника с подледниковым озером Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 348-367. DOI: [10.30758/0555-2648-2021-67-4-348-367](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-348-367)
33. Fourteau K., Martinerie P., Faïn X. et al. Estimation of gas record alteration in very low-accumulation ice cores // Climate of the Past. 2020. Vol. 16. Iss. 2. P. 503-522. DOI: [10.5194/cp-16-503-2020](https://doi.org/10.5194/cp-16-503-2020)
34. Talalay P.G. Perspectives for development of ice-core drilling technology: a discussion // Annals of Glaciology. 2014. Vol. 55. Iss. 68. P. 339-350. DOI: [10.3189/2014AoG68A007](https://doi.org/10.3189/2014AoG68A007)
35. Qinglei Wang, Huanrui Zhang, Zili Cui et al. Siloxane-based polymer electrolytes for solid-state lithium batteries // Energy Storage Materials. 2019. Vol. 23. P. 466-490. DOI: [10.1016/j.ensm.2019.04.016](https://doi.org/10.1016/j.ensm.2019.04.016)
36. Xiao-ying Zhang, Pei-ying Zhang. Polymersomes in Nanomedicine – A Review // Current Nanoscience. 2017. Vol. 13. Iss. 2. P. 124-129. DOI: [10.2174/1573413712666161018144519](https://doi.org/10.2174/1573413712666161018144519)
37. Bohan Zhang, Jianfu Ma, Khan M.A. et al. The Effect of Economic Policy Uncertainty on Foreign Direct Investment in the Era of Global Value Chain: Evidence from the Asian Countries // Sustainability. 2023. Vol. 15. Iss. 7. № 6131. DOI: [10.3390/su15076131](https://doi.org/10.3390/su15076131)
38. Barykin S.E., Sergeev S.M., Provotorov V.V. et al. Sustainability Analysis of Energy Resources Transport Based on A Digital N-D Logistics Network // Engineered Science. 2024. Vol. 29. № 1093. DOI: [10.30919/es1093](https://doi.org/10.30919/es1093)

**Авторы:** Данил Васильевич Сербин, канд. техн. наук, ассистент, [Serbin\\_DV@pers.spmi.ru](mailto:Serbin_DV@pers.spmi.ru), <https://orcid.org/0000-0002-9855-7178> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Георгий Викторович Буслаев, канд. техн. наук, научный руководитель лаборатории, <https://orcid.org/0000-0002-4987-8645> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Анна Юрьевна Лаврик, аспирант, <https://orcid.org/0000-0001-7284-6003> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Вячеслав Григорьевич Кадочников, канд. техн. наук, ассистент, <https://orcid.org/0000-0003-2892-3950> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Андрей Николаевич Дмитриев, канд. техн. наук, доцент, <https://orcid.org/0000-0003-4615-3179> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Научная статья

Геотехнология и инженерная геология

## Экспериментальное бурение льда с кремнийорганической жидкостью снарядом КЭМС-135 в скважине 5Г (станция Восток, Антарктида)

А.В.Большунов<sup>1</sup>✉, С.А.Игнатьев<sup>1</sup>, Д.В.Сербин<sup>1</sup>, А.В.Туркеев<sup>2</sup><sup>1</sup> Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия<sup>2</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Большунов А.В., Игнатьев С.А., Сербин Д.В., Туркеев А.В. Экспериментальное бурение льда с кремнийорганической жидкостью снарядом КЭМС-135 в скважине 5Г (станция Восток, Антарктида) // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16749. С. 147-158. [EDN VWTPCM](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16749)

### Аннотация

Представлены результаты экспериментального бурения конжеляционного льда в стволе скважины 5Г-5 на станции Восток (Антарктида) с применением колонкового снаряда КЭМС-135 в среде кремнийорганической жидкости ПМС-3. Исследования проводились во время 70-й Российской антарктической экспедиции и были направлены на оценку эффективности технологии при глубоком бурении ледников и вскрытии подледниковых водоемов, а также определение рациональных режимных параметров бурения. Подготовка скважины включала извлечение заливочной жидкости, комплекс геофизических исследований и калибровку ствола. Доставка ПМС-3 на забой осуществлялась с использованием специализированного устройства «Слоник». Экспериментальное бурение конжеляционного льда проходило с применением колонкового снаряда КЭМС-135. Выполнено два буровых рейса с отбором керна длиной 1,10 и 1,14 м, глубина бурения – 3595,15-3597,39 м. Контроль наличия на забое ПМС-3 осуществлялся посредством геофизических исследований и пробоотбора. Особое внимание уделялось анализу режимов бурения, включая механические скорости, характеристики шлама и влияние ПМС-3 на элементы бурового оборудования. Результаты экспериментального бурения показали увеличение механической скорости бурения в среде кремнийорганической жидкости ПМС-3 на 15-20 % по сравнению с используемой заливочной жидкостью (керосин + дихлорфторэтан), а также отсутствие зашламования коронки и улучшение смазывающих свойств жидкости. Определены перспективные направления дальнейших исследований, связанных с оптимизацией конструкции бурового снаряда для работы в среде ПМС-3 и изучением долгосрочного воздействия на подледниковые экосистемы.

### Ключевые слова

Антарктида; подледниковое озеро Восток; экологически безопасное бурение; колонковый снаряд КЭМС-135; кремнийорганическая жидкость

### Финансирование

Исследование выполнено с помощью субсидии на выполнение Государственного задания в сфере научной деятельности на 2024 г. № FSRW-2024-0003.

Поступила: 26.04.2025

Принята: 05.06.2025

Онлайн: 07.07.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Подледниковые озера Антарктиды представляют собой уникальные природные резервуары, сохраняющие ценную геологическую, палеоклиматическую и потенциально биологическую информацию [1-3]. Исследование данных объектов требует разработки специализированных технологий бурения, обеспечивающих минимальное воздействие на хрупкие подледниковые экосистемы [4-6].

Особый научный интерес представляет подледниковое озеро Восток – крупнейший подледниковый водоем Антарктиды, изолированный от внешней среды ледниковым щитом мощностью около 4000 м на протяжении миллионов лет [7-9]. С 1970 г. Санкт-Петербургский горный университет в сотрудничестве с Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом (АНИИ) проводит систематические исследования на станции Восток, находящейся над одноименном озером [10-12]. В результате выполненных работ пробурено пять глубоких скважин, получены километры ледяного керна, а в 2012 и 2015 годах осуществлены два успешных вскрытия озера [13, 14].



В последние годы сотрудниками Горного университета ведутся научно-исследовательские работы по созданию новых и совершенствованию существующих технологий бурения ледников, а также исследование подледниковых сред [15-17].

С 1990 г. для бурения в скважине 5Г применяется колонковый электромеханический снаряд КЭМС-135 с заливочной жидкостью (ЗЖ) на основе смеси керосина Jet A-1 и дихлорфторэтана (НСFC-141b) в качестве утяжелителя [18, 19]. Плотность такой смеси регулируется в широком диапазоне и обычно близка к плотности льда ( $0,92 \text{ г/см}^3$ ). Несмотря на доказанную надежность данной технологии, ее существенным недостатком является низкая экологическая безопасность используемых реагентов [20-22].

В рамках 70-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) был проведен эксперимент по замене традиционной заливочной жидкости кремнийорганической жидкостью ПМС-3, обладающей рядом преимущественных характеристик [23-25]: высокая экологическая безопасность [26]; низкая температура кристаллизации ( $-80 \text{ }^\circ\text{C}$ ) [27]; отличные смазывающие свойства; химическая стабильность в широком температурном диапазоне\*; биоинертность; способность абсорбировать газовые выбросы; оптимальные реологические свойства [27].

Выбор марки ПМС-3 (производитель ООО «Силан», ТУ 20.16.57-036-44216037-2023) для экспериментального бурения ствола 5Г-5 был обусловлен близостью ее плотности к плотности льда в термобарических условиях скважины и оптимальными реологическими свойствами [28, 29]. В ходе работ были исследованы температурно-плотностные характеристики жидкости в атмосферных условиях станции Восток.

## Методы

Подготовка скважины 5Г к экспериментальному бурению льда включало несколько этапов:

- извлечение ЗЖ из верхних горизонтов скважины;
- комплекс геофизических исследований скважины (барометрия, термометрия, кавернометрия);
- калибровка (расширение) ствола скважины 5Г-5;
- доставка ПМС-3 на забой ствола скважины 5Г-5;
- контроль качества доставки.

*Извлечение заливочной жидкости из верхних горизонтов скважины.* Отбор ЗЖ из скважины проводился для понижения ее уровня с целью создания оптимального дифференциального давления системы «ледник – ЗЖ» в скважине при нахождении снаряда на забое [14].

Устройство для отбора заливочной жидкости представляет собой набор колонковых труб, в верхней части которых выполнено отверстие для забора жидкости, а на нижнем торце установлен электромагнитный клапан для ее слива. Устройство с закрытым электромагнитным клапаном опускается в скважину ниже уровня ЗЖ, которая через отверстие в верхней части заполняет внутреннюю полость колонковых труб. Затем устройство поднимается на поверхность, открывается электромагнитный клапан, и жидкость сливается в емкость. Данное устройство показало высокую надежность при многократном использовании и способность извлечения от 70 до 100 л жидкости за один рейс. Всего было выполнено пять рейсов и извлечено на поверхность 400 л ЗЖ, при этом ее уровень понизился от 51 до 70 м. Средний объем извлеченной жидкости за рейс составил 80 л.

*Геофизические исследования скважины (ГИС)* проводились для оценки технического состояния скважины 5Г после ее расконсервации. Такой мониторинг выполняется ежегодно минимум два раза в сезон – до начала и после окончания работ [30, 31]. Последний раз ГИС проводились в январе 2024 г. после окончания сезонных работ 69-й РАЭ.

Измерения давления и температуры осуществлялись прибором КМТ-009 (скважинный манометр-термометр), изготовленным и откалиброванным в НПП «Грант» (г. Уфа), а также протестированным в морозильной камере Лаборатории изменения климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ. В соответствии с паспортными характеристиками разрешающая способность датчиков температуры КМТ-009 составляет  $0,002 \text{ }^\circ\text{C}$ , а систематическая погрешность измерений не превышает  $\pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$  [30]. Измерения проводились в процессе спуска прибора КМТ-009 от устья до забоя с шагом 100 м (10 м в призабойной зоне скважины) и выстойкой в течение одной минуты, скорость спуска 1000-3600 м/ч. На каждой точке помимо измерения давления и температуры (рис.1, а) проводился оперативный

\* Алексеев П.Г., Скороходов И.И., Поварнин П.И. Свойства кремнийорганических жидкостей. М.: Энергоатомиздат, 1997. 328 с.

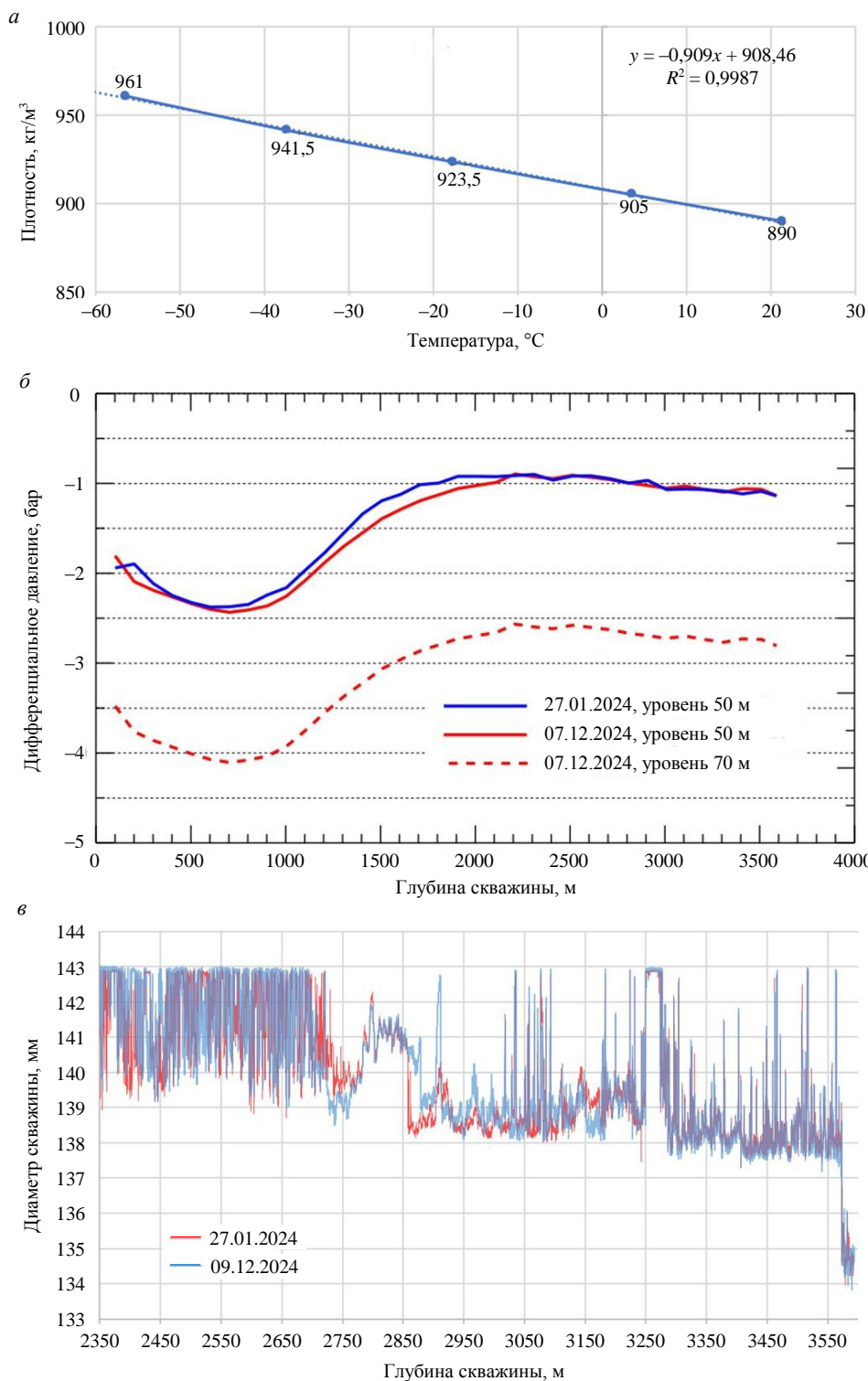


Рис.1. Данные геофизических исследований при подготовке скважины к экспериментальному бурению: *а* – зависимость плотности ПМС-3 от температуры; *б* – дифференциальное давление, приведенное к глубинам 50 и 70 м; *в* – квернограммы ствола скважины 5Г-5 в интервале глубин 2350-3593 м

контроль динамического уровня ЗЖ при помощи эховолнометрического уровнемера с разрешающей способностью 0,01 м «Сигма-Арт» производства ООО «Технопарк-Сигма» (г. Казань). Уровень ЗЖ определялся по времени прохождения сигнала до уровня раздела фаз «воздух – жидкость» и обратно.

По результатам барометрии и термометрии с контролем уровня ЗЖ рассчитано дифференциальное давление системы «ледник – ЗЖ», приведенное к уровню 50 м (снаряд находится на



забое) и 70 м (снаряд находится на поверхности) в скважине 5Г. График дифференциального давления (рис.1, б), рассчитанного В.Я.Липенковым (ЛИКОС ААНИИ), показывает, что давление в призабойной зоне такое же, как было 21 января 2024 г. – в конце предыдущего сезона. Следовательно, поддержание уровня ЗЖ около 50 м при нахождении бурового снаряда на забое позволяет выполнять работу в скважине без риска заклинивания снаряда из-за схлопывания ее стенок. Дополнительная доставка утяжелителя дихлорфторэтана (НСFC-141b) в скважину не потребовалась.

Кавернометрия проводилась с целью выявления суженных участков скважины 5Г после годичной консервации. Диаметр скважины измерялся каверномером рычажного типа разработки Санкт-Петербургского горного университета. Сравнение кавернограмм 27.01.2024 (окончание сезона 69-й РАЭ) и 09.12.2024 (начало сезона 70-й РАЭ) (рис.1, в) позволило сделать вывод о том, что диаметр скважины по всей глубине за время консервации не изменился, т.е. можно было продолжить работы с предварительной калибровкой (расширением) нижнего участка ствола скважины 5Г-5, начиная с глубины 3540 м до забоя.

*Калибровка (расширение) ствола скважины 5Г-5* проводится с целью устранения неровностей стенок и увеличения диаметра скважины для снижения гидравлических сопротивлений в процессе призабойной циркуляции ЗЖ и предотвращения аварийных ситуаций при бурении [32, 33].

В сезоне 70-й РАЭ калибровка проводилась двумя породоразрушающими инструментами: четырехрезцовой коронкой (рис.2, а) и шестирезцовым механическим расширителем МР-138 (рис.2, б). Четырехрезцовая коронка с внешним диаметром 138 мм ранее использовалась для забуривания дополнительного пятого ствола скважины 5Г в сезоне 64-й РАЭ (2018/19 гг.) [34], с ней выполнено два рейса в интервале 3540,0-3584,5 м с механической скоростью бурения 10-12 м/ч. Расширитель МР-138 (внешний диаметр по резцам 137,5 мм), разработанный в Санкт-Петербургском горном университете, в этом сезоне проходил скважинные испытания. Было выполнено два рейса в интервале 3584,6-3595,0 м с механической скоростью бурения 16 м/ч. После испытаний при визуальном осмотре расширителя МР-138 на поверхности зашламований резцов и промывочных окон не обнаружено.

Процесс калибровки ствола скважины коронкой и расширителем протекал стабильно, без осложнений, однако с расширителем достигнута большая механическая скорость бурения (расширения) и отмечен рост крупности шлама, приводящий к увеличению рейсовой проходки. Скважинные испытания нового расширителя МР-138 прошли успешно и позволили выявить ряд преимуществ относительно четырехрезцовой коронки. Рекомендуется его использование в дальнейших буровых работах для калибровки и расширения скважины 5Г.

*Доставка ПМС-3 на забой ствола скважины 5Г-5.* Целью работ являлось создание столба ПМС-3 в призабойной зоне ствола скважины 5Г-5, необходимого для проведения экспериментальных буровых работ.

Основной идеей методики доставки заливочной жидкости являлось ее пошаговое ламинарное нагнетание на забой с дискретным подъемом скважинного доставочного устройства, разработанного

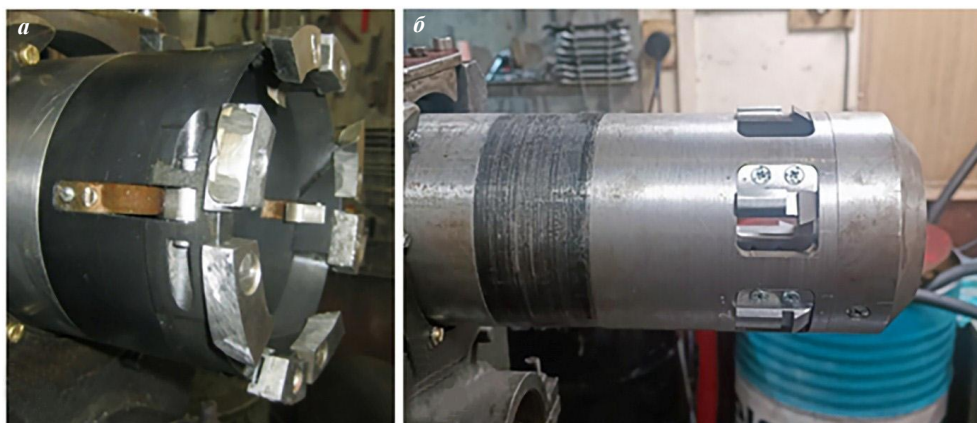


Рис.2. Технические средства для расширения скважины 5Г-5:  
а – четырехрезцовая коронка; б – новый механический расширитель МР-138



и изготовленного на станции Восток специалистами Санкт-Петербургского горного университета и ААНИИ. Устройство из-за особенностей конструкции получило название «Слоник». Устройство позволяет доставлять заданный объем жидкости в призабойную зону скважины на необходимую глубину, его конструкция включает следующие элементы: кабельный замок, электроотсек, бак для жидкости, фильтровый отсек, насосный отсек, расходомер, узел электромагнитного клапана и дозатор. Основные технические характеристики устройства «Слоник»: наружный диаметр 127 мм; длина 12,9 м; масса 210 кг; объем бака для жидкости 87 л.

На первом этапе были проведены испытания устройства на поверхности, а затем в скважине на глубинах 1250 и 3595 м. В результате испытаний (рис.3, а) были установлены оптимальные режимы работы устройства, в частности производительность электроцентробежного насоса ЭЦН-91, скорректирована методика доставки заливочной жидкости на забой и написана инструкция по работе с устройством.

Было выполнено три рейса по доставке ПМС-3 в призабойную зону ствола скважины 5Г-5. Объем доставленной ПМС-3 составил 261 л, что позволило создать столб высотой 17,46 м в интервале глубин 3577,69-3595,15 м. В процессе работы из устройства через дозатор ПМС-3 нагнеталась в призабойную зону скважины, а через отверстия в верхней части бака внутрь устройства поступала заливочная жидкость, таким образом происходило замещение заливочной жидкости на ПМС-3. После извлечения устройства на поверхность в стерильные емкости отбирались пробы ЗЖ с шагом 5 л с измерением ее плотности и температуры. Всего было отобрано 58 проб жидкости, из них 43 отправлены в Санкт-Петербургский горный университет для химического анализа.

*Контроль качества доставки ПМС-3 на забой ствола скважины 5Г-5.* Для анализа качества доставки ПМС-3 на забой, а также для последующего химического анализа ЗЖ необходимо было определить концентрации ПМС-3, керосина и фреона в ЗЖ в призабойной зоне ствола скважины 5Г-5.

Отбор проб ЗЖ с глубоких горизонтов скважины осуществлялся многосекционным пробоотборником (МП) с принудительно всасывающим принципом работы, разработанным проф. Н.И.Васильевым (рис. 3, б). Устройство, управляемое с пульта оператора, позволяет отбирать несколько проб ЗЖ объемом 400 мл на разных глубинах за один рейс. Каждая секция МП работает автономно, в используемой компоновке устройства было три секции, общая длина – 1,1 м, наружный диаметр корпуса – 127 мм.

Из-за 10-летнего пребывания МП в законсервированном состоянии перед началом работ в скважине необходимо было выполнить следующие виды проверок: полное техническое обслуживание; поверхностные стендовые испытания для проверки работоспособности МП, определения режимных параметров встроенных насосов и времени заполнения каждой секции (испытания проводились в смеси керосина Jet A-1 и утяжелителя дихлорфторэтана HCFC-141b, а также отдельно в ПМС-3); скважинные испытания на глубинах 1250 и 3590 м для определения режимных параметров и работоспособности в условиях высоких гидростатических давлений и низких температур.

В результате испытаний установлено, что из-за большой длины грузонесущего кабеля (4000 м) происходит падение напряжения постоянного тока на 91,2-91,4 %, это необходимо было учитывать при проведении скважинных работ. Также в результате испытаний был внесен ряд изменений в конструкцию: заменены обратные клапаны и часть насосов, установлена сетка по всей внутренней части корпуса МП. Мелкоячеистая сетка диаметром 0,375 мм выполняла функцию фильтрации жидкости от механических примесей.

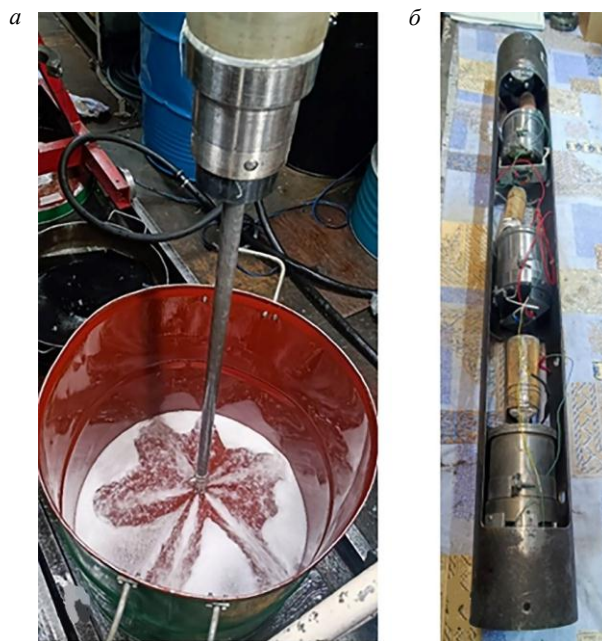


Рис.3. Технические средства для работы с кремнийорганической жидкостью:  
а – скважинное доставочное устройство «Слоник»;  
б – многосекционный пробоотборник

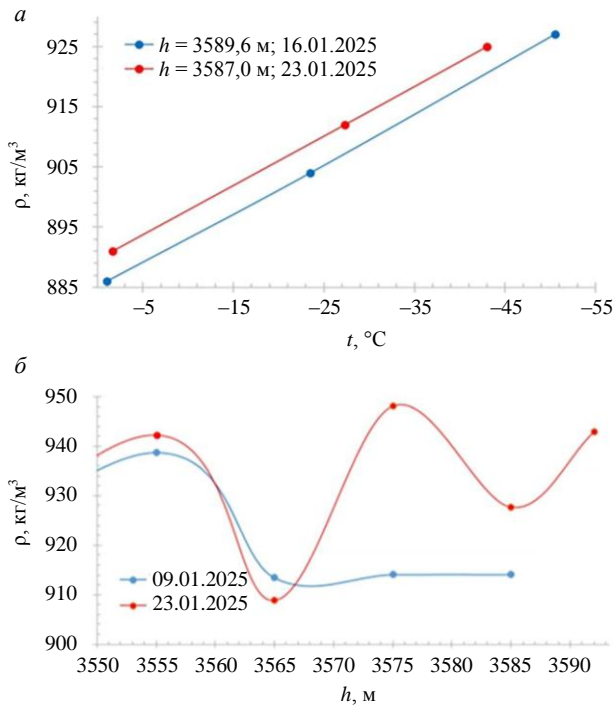


Рис.4. Результаты доставки кремнийорганической жидкости на забой: зависимость плотности проб заливаемой жидкости от температуры различных глубин (а) и расчетная плотность ЗЖ в стволе скважины 5Г-5 по результатам барометрии (б) 09.01.2025 (до доставки ПМС-3) и 23.01.2025 (после доставки ПМС-3)

керосина Jet A-1 и дихлорфторэтана HCFC-141b, который позволит окончательно интерпретировать данные по пробоотбору.

После доставки ПМС-3 в призабойную зону скважины 5Г были измерены давление и температура. В отличие от предыдущих работ, скорость спуска и подъема на глубине 3550-3594 м составляла 40 м/ч. Такая низкая скорость была принята для предотвращения перемешивания ПМС-3 со смесью керосина Jet A-1 и утяжелителя дихлорфторэтана HCFC-141b. Результаты барометрии и термометрии ствола скважины, проведенных до доставки ПМС-3 в призабойную зону скважины (09.01.2025) и после (23.01.2025), представлены в табл.1. При наличии ряда исходных данных по давлению, температуре и уровню ЗЖ в скважине, полученных прямыми измерениями с соблюдением одинаковых условий, проводился сравнительный анализ плотностей.

По результатам барометрии была рассчитана средняя плотность жидкости в скважине на интервалах измерения по следующей формуле:

$$\rho = \frac{P_n - P_{n-1}}{g \left( (h_n - H_{n \text{ ср}}) - (h_{n-1} - H_{n-1 \text{ ср}}) \right)} \cdot 10^5,$$

где  $P_n$  – давление ЗЖ в нижней точке  $n$ -го интервала, бар;  $g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;  $h_n$  – глубина скважины в нижней точке  $n$ -го интервала, м;  $H_{n \text{ ср}}$  – уровень ЗЖ от устья скважины, измеренный при постановке прибора КМТ-009 в нижней точке  $n$ -го интервала и рассчитанный как средний по трем измерениям, м.

При анализе расчета плотности ЗЖ в стволе скважины 5Г-5 по результатам барометрии до и после доставки ПМС-3 в призабойную зону скважины 5Г-5 (рис.4, б) отмечалось заметное увеличение плотности ЗЖ с глубины 3570 м до забоя. При этом экстремум плотности ( $\rho = 948,09$  кг/м<sup>3</sup>) находился на отметке 3575 м (серединная точка интервала измерений), соответствующей верхней границе созданного столба ПМС-3, что позволило сделать вывод о наличии ПМС-3 в призабойной зоне ствола скважины 5Г-5 и, следовательно, об успешной реализации технологии и технического средства доставки ПМС-3.

Было выполнено пять рейсов отбора проб ЗЖ из призабойной зоны ствола скважины 5Г-5, из них три рейса до доставки ПМС-3, один рейс после доставки ПМС-3 и один рейс после экспериментального бурения.

Пробы из МП на поверхности перемещались в стерильные емкости, далее измерялись их плотность и температура для сравнения с исходными компонентами смесей жидкостей и интерпретации термобарометрии. Всего было отобрано 15 проб.

На рис.4, а представлены результаты измерения плотности жидкостей в зависимости от температуры, отобранных МП 16.01.2025 с глубины 3589,6 м (до доставки ПМС-3) и 23.01.2025 с глубины 3587,0 м (после доставки ПМС-3). Каждая кривая построена по трем точкам измерений и имеет линейную зависимость. На графике можно выделить увеличение плотности ЗЖ после доставки ПМС-3 в призабойную зону ствола скважины, измеренную при атмосферном давлении (среднегодовое давление на станции Восток 460 мм рт.ст.), что свидетельствует о наличии ПМС-3 в призабойной зоне. Полученные пробы были отправлены в Санкт-Петербургский горный университет для химического анализа – определения концентраций ПМС-3,



Таблица 1

Результаты барометрии и термометрии ствола скважины 5Г-5  
до и после доставки ПМС-3 в призабойную зону

№ п/п	$h$ , м	$P_1$ , бар	$t$ , °С	$H_{ср}$ , м	$h_{ср}$ , м	$\rho$ , кг/м <sup>3</sup>
09.01.2025						
1	3400	304,58	-10,75	48,68		
2	3500	313,68	-8,68	48,06	3450	921,91
3	3550	318,20	-7,63	47,61	3525	913,23
4	3560	319,12	-7,39	47,62	3555	938,76
5	3570	320,02	-7,21	47,57	3565	913,47
6	3580	320,92	-6,99	47,54	3575	914,08
7	3590	321,82	-6,79	47,50	3585	914,08
23.01.2025						
1	3400	305,06	-10,76	43,29		
2	3500	314,16	-8,71	42,62	3450	921,45
3	3550	318,68	-7,64	42,10	3525	911,90
4	3560	319,60	-7,45	42,14	3555	942,22
5	3570	320,48	-7,19	42,27	3565	908,86
6	3580	321,38	-6,93	42,60	3575	948,09
7	3590	322,28	-6,77	42,71	3585	927,64
8	3594	322,65	-6,64	42,71	3592	942,92

**Обсуждение результатов**

Целью экспериментального бурения ствола скважины 5Г-5 колонковым электромеханическим буровым снарядом КЭМС-135 на грузонесущем кабеле в среде кремнийорганической жидкости являлось определение оптимальных режимов бурения, выявление особенностей бурения теплого конгломерационного льда и очистки забоя от шлама. Стандартный колонковый электромеханический буровой снаряд КЭМС-135 общей длиной 12,4 м укомплектован тремя шламовыми трубами (4,95 м) с тремя фильтрами и двумя колонковыми трубами (КТ) (3,3 м).

Перед экспериментальным бурением были проведены полное техническое обслуживание бурового снаряжения и ремонт датчиков комплекса телеметрии – осевой нагрузки, проворота и измерения мощности (тока), а также измерена производительность роторного насоса, установленного в буровом снаряде, при прокачке ПМС-3 при температуре жидкости  $-2$  °С и плотности  $903$  кг/м<sup>3</sup>, которая составила  $94$  л/мин. Было выполнено два рейса колонкового бурения ствола скважины 5Г-5 с использованием КЭМС-135 в среде ПМС-3: № 22 (25.01.2025) и № 23 (26.01.2025).

При спуске бурового снаряжения проводилась специальная проходка для предотвращения перемешивания заливочных жидкостей и обеспечения заполнения внутреннего пространства КТ и шламосборного отсека жидкостью ПМС-3. В интервале  $3570$ - $3580$  м спуск осуществлялся со скоростью  $30$  м/ч. С учетом производительности роторного насоса и внутреннего диаметра колонковых труб была определена рациональная скорость спуска КЭМС-135 с включенным насосом в интервале  $3580$ - $3595$  м, которая составила  $500$  м/ч. При данной скорости спуска скорость жидкости, которая всасывается насосом и проходит через КТ и шламосборный отсек бурового снаряжения, относительно стенок скважины равна нулю. Буровой снаряд замещает собственный вытесненный объем с учетом прокачки, ЗЖ заполняет все его внутренние полости, и снаряд проходит через ЗЖ без ее перемешивания. Далее выполнялась стандартная проходка с вращением КТ и включенным насосом, спуск до забоя осуществлялся со скоростью  $8$  м/ч.

При постановке на забой ток на приводном электродвигателе (ПЭД) бурового снаряжения резко возрастал, подача снаряжения останавливалась до стабилизации токовой нагрузки (рис.5, а). После стабилизации тока начиналось бурение скважины с минимально возможной механической скоростью бурения и плавным ее увеличением до  $2,1$  м/ч.

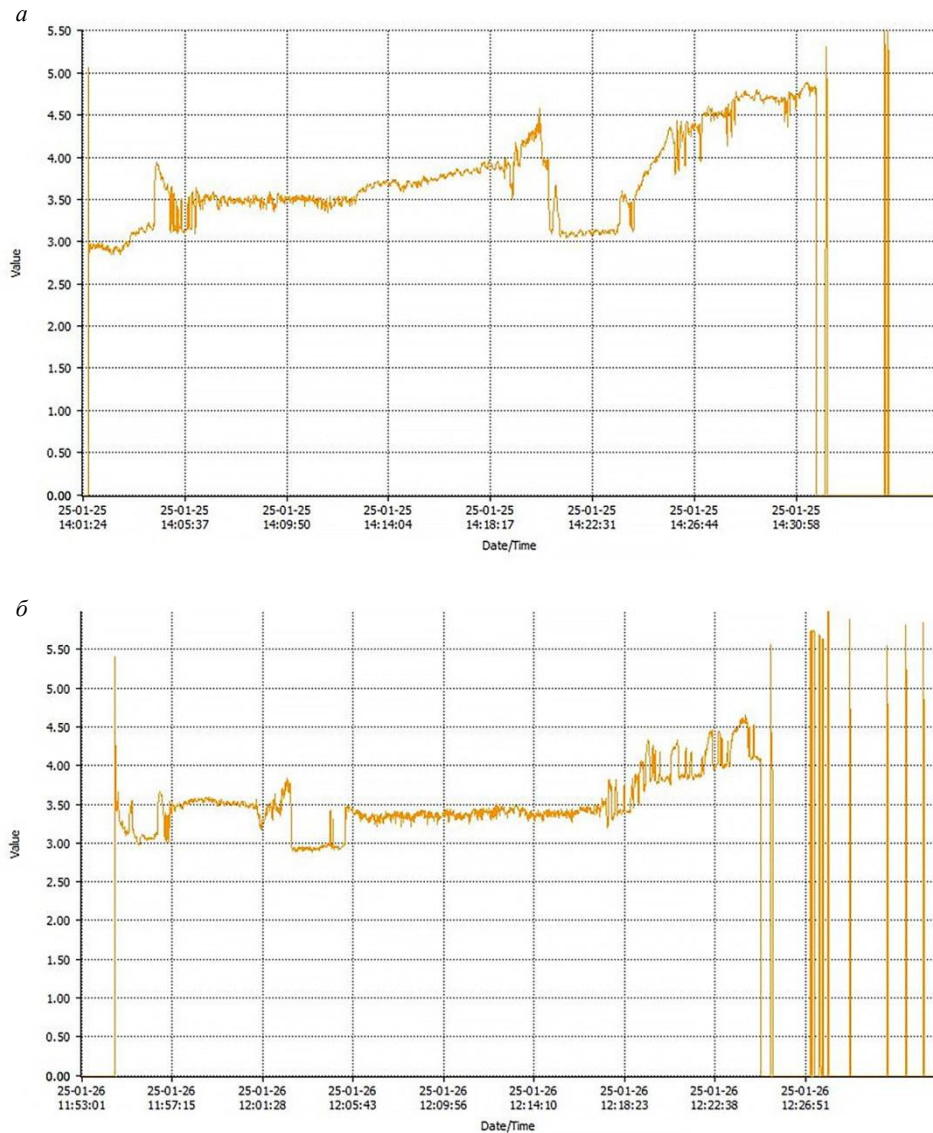


Рис.5. Токовая нагрузка на двигатель снаряда при бурении:  
а – рейс № 22; б – рейс № 23

Забой рейса № 22 находился на отметке 3595,15 м, после проходки 0,35 м механическую скорость бурения увеличили до 3 м/ч, процесс бурения протекал стабильно. Однако было отмечено плавное постоянное повышение тока ПЭД, что характерно для заполнения фильтров шламом, но с большей интенсивностью, чем обычно. После проходки 0,7 м ток ПЭД достиг более 4 А. При проходке 0,9 м на глубине 3596,05 м буровой снаряд начал проворачиваться, его подача была мгновенно остановлена. После трех минут простоя без подачи проворот бурового снаряда полностью прекратился, и бурение продолжилось с механической скоростью 2,1 м/ч. После проходки 0,05 м механическую скорость уменьшили до 1,1 м/ч, при этом ток ПЭД не стабилизировался и постоянно возрастал, на глубине 3596,35 м бурение остановили. Характер возрастания тока ПЭД без возвращения к оптимальным режимам сигнализировал о полной забивке фильтровой системы шламом.

Бурение льда (рейс № 23) началось с минимально возможной скоростью бурения и плавным увеличением до 2,5, затем 3 м/ч. После проходки 0,3 м произошел проворот бурового снаряда на забое, которому предшествовало явное увеличение токовой нагрузки (рис.5, б). Подача бурового снаряда мгновенно была остановлена, после трех минут проворот прекратился, и бурение продолжилось со скоростью 2,1 м/ч. Процесс бурения был стабильный – после проходки 0,95 м отмечен рваный график токовой нагрузки, при этом скорость бурения была снижена до 1,7 м/ч. Бурение остановлено после интенсивного возрастания тока ПЭД на глубине 3597,5 м.



Процесс отрыва керна при бурении в среде ПМС-3 аналогичен отрыву при бурении в керосине с фреоном. В рейсе № 22 керн оторвался с первого раза, а в рейсе № 23 – с третьего, при этом во втором случае отрыв был неявным, также было отмечено повышенное натяжение грузонесущего кабеля, что характеризуется увеличением значения тока лебедки до 80А.

Подъем бурового снаряда с забоя до глубины 3570 м осуществлялся со скоростью 50 м/ч для предотвращения перемешивания заливочных жидкостей, далее – при максимальных возможных скоростях.

Данные, полученные во время рейсов экспериментального бурения КЭМС-135 в среде ПМС-3, представлены в табл.2.

Таблица 2

Результаты экспериментального бурения КЭМС-135 в среде ПМС-3

Параметры	Номер рейса	
	22	23
Проходка, м	1,2	1,1
Время бурения, мин	25	26
Средняя механическая скорость бурения, м/ч	2,88	2,54
Максимальная механическая скорость бурения, м/ч	3,00	3,00
Длина керна, м	1,10	1,14
Продолжительность рейса, чч:мм	05:05	04:54

После обоих рейсов при извлечении керна из колонковой трубы (рис.6, а) были обнаружены шламовые пробки над керном: длиной 0,215 м и диаметром 0,112 м (рис.6, б) (рейс № 22), длиной 0,15 м и диаметром 0,107-0,109 м (рис.6, в) (рейс № 23). Керн, полученный в рейсе № 23, имеет борозды от кернорвальных ножей (рис.6, в), что случается при отрыве керна не с первого раза. Зашламования коронки и кернорвальных ножей после бурения не замечено. Характер истечения ЗЖ из шламосборного отсека в ходе обслуживания КЭМС-135 изменился. Наблюдались тонкие струйки ЗЖ по периметру трубы (рис.6, з), а шламосборный отсек был полностью заполнен ЗЖ.

В процессе разборки фильтровой системы была обнаружена полная забивка шламом обратного клапана фильтровой системы (рис.6, д), который остался открытым в процессе подъема бурового снаряда из скважины. Такая ситуация наблюдалась после обоих рейсов.

Забивка фильтров шламом после рейса № 22 следующая: верхний фильтр – 100, средний фильтр – 70, нижний фильтр – 50 %. Нижний фильтр после рейса оказался очень грязным (рис.6, е), на наружной стороне сетки обнаружены механические примеси, что характеризует интенсивно загрязненную призабойную зону скважины. Забивка фильтров шламом после рейса № 23 следующая: верхний фильтр – 80, средний фильтр – 70, нижний фильтр – 70 %.

В ходе обслуживания бурового снаряда были отобраны по две пробы ЗЖ из фильтровой системы и по шесть проб шлама с каждого рейса (рис.6, ж). Визуально отмечается увеличение крупности шлама по сравнению с бурением на керосине с фреоном. Все пробы отправлены в Санкт-Петербургский горный университет для дальнейших лабораторных исследований.

В ходе технического обслуживания бурового снаряда после двух рейсов в среде кремнийорганической жидкости было установлено, что элементы привода (зубчатые колеса и подшипники) покрыты тонкой пленкой ПМС-3 (обладающей смазывающей способностью), что положительно влияет на механическую работу бурового снаряда.

Анализ двух рейсов колонкового бурения скважины с использованием КЭМС-135 в среде кремнийорганической жидкости (ПМС-3) показал следующее: возрастание механической скорости бурения до 3 м/ч; увеличение крупности шлама; отсутствие зашламования коронки и кернорвальных ножей; отсутствие слипания шлама; стабильное протекание процесса бурения; положительное влияние смазывающих способностей жидкости на элементы привода снаряда.



Рис.6. Результаты экспериментального бурения: керн в колонковой трубе после извлечения бурового снаряда из скважины (а); керн и шламовая пробка рейса № 22 (б); рейса № 23 (в); истечение ЗЖ из шламособорного отсека в ходе разборки бурового снаряда после рейса № 22 (з); забитый шламом обратный клапан (д); нижний фильтр после рейса № 22 (е); пробы шлама (ж)

## Заключение

Экспериментальное бурение льда в скважине 5Г (станция Восток, Антарктида) с применением кремнийорганической жидкости (ПМС-3) в качестве заливочной среды позволили получить значимые результаты, подтверждающие перспективность данной технологии для глубокого бурения в ледниках. По результатам работ можно сформулировать следующие основные выводы.

*Эффективность применения.* Использование ПМС-3 продемонстрировало ряд преимуществ по сравнению с традиционной смесью керосина Jet A-1 и дихлорфторэтана HCFC-141b: повышение механической скорости бурения до 3 м/ч; увеличение рейсовой проходки; улучшение смазывающих свойств, что положительно сказалось на работе элементов привода бурового снаряда КЭМС-135; отсутствие зашламования коронки и кернорвательных ножей, а также слипания шлама, что свидетельствует о стабильности процесса бурения.

*Экологическая безопасность.* ПМС-3 обладает высокой биоинертностью и низкой токсичностью, что делает ее экологически предпочтительной для работ в уникальных природных условиях Антарктиды. Это особенно важно для проектов, связанных с исследованием подледниковых озер, где минимизация загрязнения окружающей среды является критически важной задачей.

*Технологические аспекты.* Успешная доставка ПМС-3 на забой скважины с использованием устройства «Слоник» подтвердила возможность создания стабильного столба жидкости в призабойной зоне. Контроль качества доставки, включая отбор проб многосекционным пробоотборником



и проведение барометрии, показал высокую точность и надежность методики. Калибровка ствола скважины с применением расширителя МР-138 позволила увеличить рейсовую проходку и снизить гидравлические сопротивления.

*Выявленные особенности.* Наблюдалось увеличение крупности шлама, что требует дальнейшего изучения для оптимизации работы фильтровых систем бурового снаряда. Интенсивное зашламование фильтров и обратного клапана указывает на необходимость модернизации конструкции снаряда для работы в среде ПМС-3.

*Перспективы дальнейших исследований:* разработка модернизированного бурового снаряда, адаптированного для работы с ПМС-3, с улучшенной системой шламоудаления; углубленное изучение взаимодействия ПМС-3 с различными типами льда, включая базальный и конжеляционный; проведение дополнительных экспериментов для оптимизации режимов бурения и оценки долгосрочной стабильности ПМС-3 в условиях высоких давлений и низких температур.

Результаты экспериментального бурения подтвердили, что ПМС-3 является перспективной альтернативой традиционным заливочным жидкостям, применение которой не только повышает эффективность буровых работ, но и соответствует современным экологическим стандартам. Для внедрения данной технологии в практику глубокого бурения рекомендуется провести дополнительные исследования жидкостей в различных термобарических условиях, разработать методические руководства по использованию ПМС-3 и обеспечить мониторинг химического состава жидкости в процессе длительной эксплуатации.

Проведенные работы открывают новые возможности для реализации проектов по исследованию подледниковых озер и других уникальных природных объектов Антарктиды с минимальным воздействием на окружающую среду.

*Авторы выражают благодарность сотрудникам 70-й Российской антарктической экспедиции за помощь в организации и проведении научно-исследовательских работ на станции Восток.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Siegert M.J., Priscu J.C., Alekhina I.A. et al. Antarctic subglacial lake exploration: first results and future plans // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. DOI: [10.1098/rsta.2014.0466](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0466)
2. Livingstone S.J., Yan Li, Rutishauser A. et al. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. Vol. 3. Iss. 2. P. 106-124. DOI: [10.1038/s43017-021-00246-9](https://doi.org/10.1038/s43017-021-00246-9)
3. Smith A.M., Woodward J., Ross N. et al. Evidence for the long-term sedimentary environment in an Antarctic subglacial lake // Earth and Planetary Science Letters. 2018. Vol. 504. P. 139-151. DOI: [10.1016/j.epsl.2018.10.011](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.011)
4. Priscu J.C., Kalin J., Winans J. et al. Scientific access into Mercer Subglacial Lake: scientific objectives, drilling operations and initial observations // Annals of Glaciology. 2021. Vol. 62. Iss. 85-86. P. 340-352. DOI: [10.1017/aog.2021.10](https://doi.org/10.1017/aog.2021.10)
5. Yan Zhou, Xiangbin Cui, Zhenxue Dai et al. The Antarctic Subglacial Hydrological Environment and International Drilling Projects: A Review // Water. 2024. Vol. 16. Iss. 8. № 1111. DOI: [10.3390/w16081111](https://doi.org/10.3390/w16081111)
6. Талалай П.Г., Фан Х. Альтернативные решения экологически чистого вскрытия подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 4. С. 499-513 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-499-513](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-499-513)
7. Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q. et al. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. Vol. 381. Iss. 6584. P. 684-686. DOI: [10.1038/381684a0](https://doi.org/10.1038/381684a0)
8. Попов С.В., Боронина А.С., Екайкин А.А. и др. Дистанционные исследования и математическое моделирование озера Восток, Восточная Антарктида: прошлое, настоящее и будущее // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 4. С. 460-476 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-460-476](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-460-476)
9. Лукин В.В., Марков А.Н. Гипотеза тектонического доледникового генезиса котловины и водного тела антарктического озера Восток // География и природные ресурсы. 2024. Т. 45. № 2. С. 153-164. DOI: [10.15372/GIPR20240216](https://doi.org/10.15372/GIPR20240216)
10. Lukin V., Bulat S. Vostok Subglacial Lake: Details of Russian Plans/Activities for Drilling and Sampling // Antarctic Subglacial Aquatic Environments. American Geophysical Union, 2011. Vol. 192. P. 187-197. DOI: [10.1002/9781118670354.ch11](https://doi.org/10.1002/9781118670354.ch11)
11. Litvinenko V. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125652. DOI: [10.1016/j.chemer.2020.125652](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652)
12. Горелик Г.Д., Егоров А.С., Шуклин И.А., Ушаков Д.Е. Обоснование оптимального комплекса геофизических исследований глубинного строения района озера Восток // Горный журнал. 2024. № 9. С. 56-61. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.09](https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.09)
13. Vasiliev N.I., Talalay P.G., Robin N.E. et al. Deep drilling at Vostok station, Antarctica: history and recent events // Annals of Glaciology. 2007. Vol. 47. P. 10-23. DOI: [10.3189/172756407786857776](https://doi.org/10.3189/172756407786857776)
14. Липенков В.Я., Туркеев А.В., Екайкин А.А. и др. Вскрытие подледникового озера Восток: уроки и выводы для будущих полномасштабных исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 4. С. 477-498 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-477-498](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-477-498)
15. Большунов А.В., Васильев Н.И., Тимофеев И.П. и др. Перспективное технологическое решение по отбору проб донных отложений подледникового озера Восток: актуальность и постановка задач исследований // Записки Горного института. 2021. Т. 252. С. 779-787. DOI: [10.31897/PMI.2021.6.1](https://doi.org/10.31897/PMI.2021.6.1)



16. Игнатъев С.А., Васильев Д.А., Большунов А.В. и др. Экспериментальные исследования переноса ледяного шлама воздухом при бурении снежно-фирновой толщи // Лед и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 141-152. DOI: [10.31857/S2076673423010076](https://doi.org/10.31857/S2076673423010076)
17. Шишкин Е.В., Большунов А.В., Тимофеев И.П. и др. Модель шагающего пробоотборника для исследования донной поверхности подледникового озера Восток // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 853-864. DOI: [10.31897/PML2022.53](https://doi.org/10.31897/PML2022.53)
18. Васильев Н.И., Дмитриев А.Н., Липенков В.Я. Результаты бурения скважины 5Г на российской станции «Восток» и исследования кернов льда // Записки Горного института. 2016. Т. 218. С. 161-171.
19. Talalay P.G. Mechanical Ice Drilling Technology. Springer, 2016. 284 p. DOI: [10.1007/978-981-10-0560-2](https://doi.org/10.1007/978-981-10-0560-2)
20. Алехина И.А., Москвин А.Л., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Фенольные соединения в скважине 5Г на станции Восток после вскрытия подледникового озера // Лед и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 417-426. DOI: [10.15356/2076-6734-2017-3-417-426](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-417-426)
21. Липенков В.Я., Екайкин А.А., Алехина И.А. и др. Эволюция климата, оледенения и подледниковой среды Антарктиды по данным исследований ледяных кернов и проб воды озера Восток (Основные итоги работ по проекту РНФ, 2014-2016 гг.) // Лед и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 133-141. DOI: [10.15356/2076-6734-2017-1-133-141](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-133-141)
22. Алехина И.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Предварительные результаты исследований химического состава воды, замерзшей в буровой скважине после вскрытия озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (100). С. 5-14.
23. Triest J., Alemany O. Drill fluid selection for the SUBGLACIOR probe: a review of silicone oil as a drill fluid // Annals of Glaciology. 2014. Vol. 55. Iss. 68. P. 311-321. DOI: [10.3189/2014AogG68A028](https://doi.org/10.3189/2014AogG68A028)
24. Alemany O., Talalay P., Boissonneau P. et al. The SUBGLACIOR drilling probe: hydraulic considerations // Annals of Glaciology. 2021. Vol. 62. Iss. 84. P. 131-142. DOI: [10.1017/aog.2020.79](https://doi.org/10.1017/aog.2020.79)
25. Litvinenko V., Trushko V. Modelling of geomechanical processes of interaction of the ice cover with subglacial Lake Vostok in Antarctica // Antarctic Science. 2025. Vol. 37. Iss. 1. P. 39-48. DOI: [10.1017/S0954102024000506](https://doi.org/10.1017/S0954102024000506)
26. Talalay P.G., Hong J. Perspectives for development of ice drilling technology: continuation of the discussion // Annals of Glaciology. 2021. Vol. 62. Iss. 84. P. 143-156. DOI: [10.1017/aog.2020.81](https://doi.org/10.1017/aog.2020.81)
27. Ning Liu, Huiwen Xu, Yang Yang et al. Physicochemical properties of potential low-temperature drilling fluids for deep ice core drilling // Cold Regions Science and Technology. 2016. Vol. 129. P. 45-50. DOI: [10.1016/j.coldregions.2016.06.004](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.06.004)
28. Talalay P., Cheng Yang, Pinlu Cao et al. Ice-core drilling problems and solutions // Cold Regions Science and Technology. 2015. Vol. 120. P. 1-20. DOI: [10.1016/j.coldregions.2015.08.014](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.08.014)
29. Litvinenko V.S., Leitchenkov G.L., Vasiliev N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125556. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.125556](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556)
30. Липенков В.Я., Туркеев А.В., Васильев Н.И. и др. Температура плавления льда и газосодержание воды на контакте ледника с подледниковым озером Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 348-367. DOI: [10.30758/0555-2648-2021-67-4-348-367](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-348-367)
31. Markov A., Talalay P., Sysyov M. et al. Borehole multi-functional logger for geophysical high-precision monitoring in Antarctic and Greenland ice sheets and glaciers // Annals of Glaciology. 2021. Vol. 62. Iss. 85-86. P. 374-384. DOI: [10.1017/aog.2021.17](https://doi.org/10.1017/aog.2021.17)
32. Motoyama H., Takahashi A., Tanaka Y. et al. Deep ice core drilling to a depth of 3035.22 m at Dome Fuji, Antarctica in 2001–07 // Annals of Glaciology. 2021. Vol. 62. Iss. 85-86. P. 212-222. DOI: [10.1017/aog.2020.84](https://doi.org/10.1017/aog.2020.84)
33. Kern Z., Perşoiu A. A Review of Ice Core Drilling in Cave Environment – Challenges, Achievements and Future Directions // Frontiers in Earth Science. 2022. Vol. 9. № 720038. DOI: [10.3389/feart.2021.720038](https://doi.org/10.3389/feart.2021.720038)
34. Turkeev A.V., Vasilev N.I., Lipenkov V.Ya. et al. Drilling the new 5G-5 branch hole at Vostok Station for collecting a replicate core of old meteoric ice // Annals of Glaciology. 2021. Vol. 62. Iss. 85-86. P. 305-310. DOI: [10.1017/aog.2021.4](https://doi.org/10.1017/aog.2021.4)

**Авторы:** Алексей Викторович Большунов, канд. техн. наук, научный руководитель лаборатории, [Volshunov\\_AV@pers.spmi.ru](mailto:Volshunov_AV@pers.spmi.ru), <https://orcid.org/0000-0002-3879-7380> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Сергей Анатольевич Игнатъев, канд. техн. наук, заведующий кафедрой, <https://orcid.org/0000-0002-5527-0978> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Данил Васильевич Сербин, канд. техн. наук, ассистент, <https://orcid.org/0000-0002-9855-7178> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Алексей Викторович Туркеев, научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-9453-4059> (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



## Исследование и разработка технологии строительства снежных аэродромов для приема колесных самолетов в Антарктиде

С.П.Поляков<sup>1</sup>, С.В.Попов<sup>2,3</sup>✉

<sup>1</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Поляков С.П., Попов С.В. Исследование и разработка технологии строительства снежных аэродромов для приема колесных самолетов в Антарктиде // Записки Горного института. 2025. Т. 273. № 16489. С. 159-168. [EDN EKGJNF](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16489)

### Аннотация

Строительство нового зимовочного комплекса на антарктической станции Восток потребовало оперативной доставки строителей и механиков на станцию Прогресс для их дальнейшего следования в район работ. Для решения этой важной логистической задачи в период с марта по август 2022 г. на месте прежней посадочной площадки в районе станции Прогресс была подготовлена новая, впоследствии названная «Зенит», сертифицированная для приема тяжелых самолетов на колесном шасси. Была сформирована снежная плита покрытия общей площадью 350 тыс. м<sup>2</sup> и толщиной от 100 до 120 см. Она создавалась путем нанесения снежных слоев с последующим их уплотнением, для чего применялась специально разработанная уплотняющая платформа для создания снежных аэродромов, пригодных для тяжелых самолетов на колесном шасси. В итоге подготовлено покрытие с твердостью поверхности не менее 1 МПа. Слой от 30 до 60 см имеет твердость не менее 0,8 МПа, а нижний слой – не менее 0,6 МПа. Первый борт самолета Ил-76ТД-90ВД российской компании «Волга-Днепр» был принят на новую взлетно-посадочную полосу 7 ноября 2022 г. Посадка самолета прошла в штатном режиме. Глубина колеи от колес шасси после посадки не превысила 3 см. В ходе исследований получены углубленные представления о механизмах формирования опорного основания взлетно-посадочной полосы из снежно-ледового материала в условиях Антарктиды. Полученный опыт может быть использован при решении подобных задач в районах Крайнего Севера.

### Ключевые слова

посадочная площадка Зенит; взлетно-посадочная полоса; снежно-ледовый аэродром; физико-механические свойства; снежный покров; штамповые испытания; станция Прогресс; Антарктида

Поступила: 11.05.2024

Принята: 28.01.2025

Онлайн: 21.03.2025

Опубликована: 07.07.2025

### Введение

Основная причина создания аэродрома в районе российской станции Прогресс в Восточной Антарктиде – вступление в основную фазу строительства нового зимовочного комплекса (НЗК) Восток, который в начале 2024 г. принят в эксплуатацию в Центральной Антарктиде на российской станции Восток [1]. Важность и актуальность обновления станции связаны с изучением подледникового озера Восток, с реализацией Мероприятия 21 «Комплексные исследования подледникового озера Восток и палеоклимата Земли в районе российской антарктической станции Восток», в рамках «Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике до 2030 года», утвержденной Распоряжением Правительства РФ от 21 августа 2020 г. № 2143-р. Возведение НЗК позволит не только улучшить бытовые условия полярников [2], но и приступить к исследованию водной среды озера и его донных отложений [3-5].

На первом этапе строительства в район станции Прогресс судами были завезены блоки, из которых создавался НЗК Восток, техника для доставки, а также необходимое топливо. Главной задачей следующего этапа стала своевременная транспортировка строителей и механиков в район станции Прогресс для последующей доставки на станцию Восток, чтобы как можно эффективнее



использовать каждый день короткого антарктического лета, когда погодные условия в центральной части материка благоприятствуют выполнению работ. На этом этапе блоки НЗК Восток от места хранения доставлялись к месту строительства тягачами на санях, после чего строители приступали к сборке конструкций. Следует отметить, что в начале весеннего периода припайный лед у берегов Антарктиды характеризуется наибольшей мощностью, что затрудняет использование судов для доставки людей и грузов. В связи с этим было принято решение организовать доставку грузов и личного состава на станцию Прогресс тяжелыми самолетами типа Ил-76, способными на беспосадочный перелет с Африканского континента в Антарктиду. Для осуществления плана на станции Прогресс необходимо было подготовить посадочную площадку, способную принимать самолеты на колесном шасси. Технически сложная задача была выполнена, а посадочная площадка получила название «Зенит». Цель настоящей работы заключается в описании этапов подготовки и строительства этого уникального объекта российской логистической инфраструктуры.

Следует обратиться к авиационной терминологии, изложенной в статье 40 действующей (2022 г.) редакции Воздушного кодекса РФ, а также к Федеральным авиационным правилам «Требования, предъявляемые к аэродромам, предназначенным для взлета, посадки, руления и стоянки гражданских воздушных судов», утвержденным приказом Министерства транспорта России от 25 августа 2015 г. № 262:

- взлетно-посадочная полоса (ВПП) – определенный прямоугольный участок сухопутного аэродрома, подготовленный для посадки и взлета воздушных судов;
- посадочная площадка (ПП) – участок земли, льда, поверхности сооружения, в том числе поверхности плавучего сооружения, либо акватория, предназначенные для взлета, посадки или для взлета, посадки, руления и стоянки воздушных судов;
- аэродром – участок земли или акватория с расположенными на нем зданиями, сооружениями и оборудованием, предназначенный для взлета, посадки, руления и стоянки воздушных судов;
- перрон – определенная площадь сухопутного аэродрома, предназначенная для размещения воздушных судов в целях посадки или высадки пассажиров, погрузки или выгрузки почты или грузов, заправки, стоянки или технического обслуживания ВПП.

Важно обратиться еще к двум терминам – прочность и твердость. Прочность – это предельная нагрузка, при которой среда разрушается, ввиду превышения предела пластичности, т.е. по достижении предельных напряжений. Под твердостью в данной работе понимается способность среды оказывать сопротивление проникновению другого тела до возникновения остаточных деформаций. Твердость определялась по методике, разработанной в работе [6], путем вдавливания штампа в исследуемую среду. Указанные величины выражаются в паскалях.

Как правило, аэродромы или посадочные площадки вблизи станций на Антарктическом континенте строятся на леднике<sup>1,2</sup> или морском льду [7-9]. Не является исключением и ситуация в районе станции Прогресс, расположенной в оазисе Холмы Ларсеманн, рельеф поверхности которого абсолютно не пригоден для организации грунтового аэродрома. Основная проблема строительства посадочной площадки на леднике в этом районе – отсутствие в разумной близости зон голубого льда (участков, где на леднике нет постоянного снежного покрова) – существенно усложняет решение поставленной задачи. Место строительства посадочной площадки выбрано в 6 км от станции Прогресс на леднике, мощность снежного покрова варьировалась от 3 до 10 м, а рельеф поверхности позволял выбрать участок, пригодный для строительства ВПП длиной не менее 3000 м, требуемой для посадки и взлета самолетов типа Ил-76 (рис.1).

Выбранный район хорошо изучен, так как многие годы здесь располагалась посадочная площадка сначала Советской, а затем и Российской антарктической экспедиции, принимавшая самолеты малой авиации на лыжном шасси. С середины 80-х годов прошлого века она использовалась для выполнения отечественных комплексных геолого-геофизических исследований [10-12], а также для доставки грузов и личного состава на станцию Восток самолетами Douglas (Basler)

<sup>1</sup> Kovacs A., Abele G. Runway site survey. Pensacola Mountains, Antarctica. Special Report 77-14. Hanover: Corps of Engineers, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1977. 49 p.

<sup>2</sup> Blaisdell G.L., Lang R.M., Crist G. et al. Construction, Maintenance, and Operation of a Glacial Runway, McMurdo Station, Antarctica. Monograph 98-1. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1998. 139 p.



VT-67 и Turbo-67 (DC-3). Среднегодовое снегонакопление в этом районе составляет около 30 см, а среднегодовая скорость перемещения ледника не превышает 2 м/год [13]. По международной классификации [14] участок ледника можно отнести к инфильтрационной зоне. Ранее здесь наблюдалось эпизодическое образование трещин [15], но, как правило, не более полуметра шириной, что позволяло их оперативно бутить и восстанавливать таким образом целостность снежно-ледового покрытия.

Во второй половине прошлого века при участии сотрудников ААНИИ была разработана методика строительства ПП на глубоком снегу для приема тяжелых самолетов на колесном шасси (Инструкция по проектированию, строительству и оценке эксплуатационной пригодности снежных и снежноледовых аэродромов Антарктиды ВСН37-76. Л., 1976) [16]. В частности, она успешно применялась для организации взлетно-посадочной полосы на станции Молодежная в течение многих лет. Методика предполагала строительство ВПП сроком не менее двух лет с обязательным использованием минимум одного летнего сезона. В это время температура снежной поверхности приближается к температуре фазового перехода, что значительно облегчает уплотнение снега. В рассматриваемом случае ставилась задача строительства аэродрома за полгода, причем в зимний период, поскольку решение об организации было принято в конце февраля 2022 г., а начать полеты на станцию Прогресс требовалось не позднее начала ноября того же года.

## Методы

Самым простым и эффективным способом строительства ВПП на глубоком снегу для самолетов на колесном шасси является метод послойного уплотнения снега до необходимой прочности [16, 17]. Основой вновь разработанной методики послужили комплексные исследования, проведенные на станции Восток в течение летних полевых сезонов 2006-2008 гг. [18]. В ходе этих работ выполнены штамповые испытания снежного покрова для выяснения возможности уплотнения холодного снега до твердости 1 МПа и более, необходимой, чтобы выдержать нагрузку от колес шасси тяжелых самолетов. В результате исследований была получена зависимость плотности образующегося снега от оказанного на покров воздействия штампа с различным давлением для разных исходных характеристик снега при температуре около  $-30^{\circ}\text{C}$ . Она представлена на рис.2.

При достижении снежным материалом плотности  $550\text{ кг/м}^3$  его прочность на одноосное сжатие, измеренная при температуре  $-10^{\circ}\text{C}$ , может достигать 0,85 МПа, а при плотности свыше  $600\text{ кг/м}^3$  может превышать 1 МПа. Также в ходе экспериментов по уплотнению снега на станции Восток была обнаружена принципиально важная зависимость изменения прочности с течением времени. Сразу после уплотнения прочность снега может даже уменьшиться по сравнению с исходной [1, 18]. Это связано с разрывом связей между гранулами и кристаллами снега. Однако

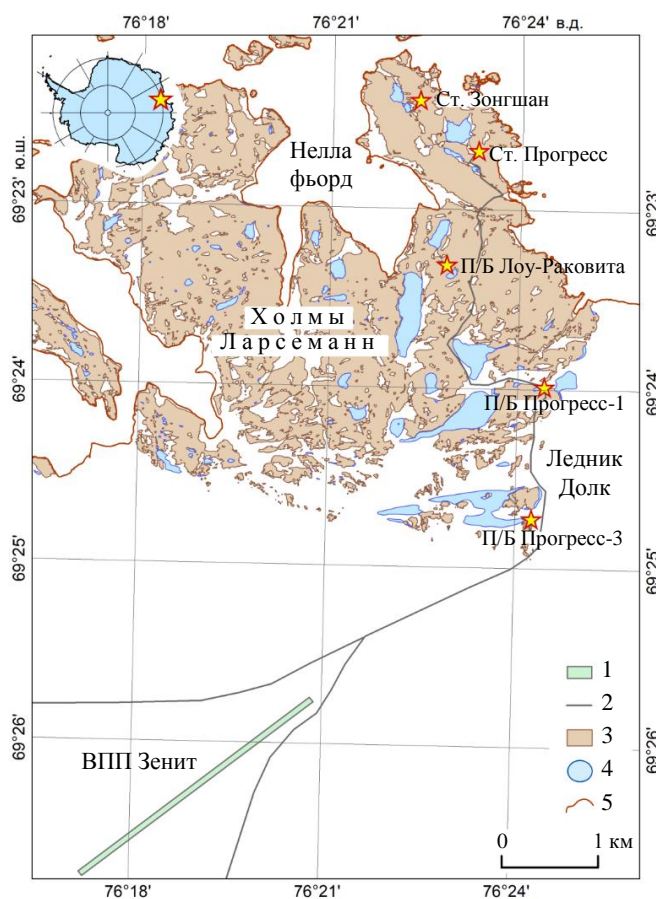


Рис.1. Положение посадочной площадки Зенит

1 – ВПП Зенит; 2 – трассы следования санно-гусеничных походов; 3 – горные выходы; 4 – водоемы; 5 – береговая линия (3-5 – по Antarctic Digital Database (ADD). Cambridge: British Antarctic Survey, 2023. Ver. 7.8. URL: <https://www.bas.ac.uk/project/add/> (дата обращения 07.10.2024)

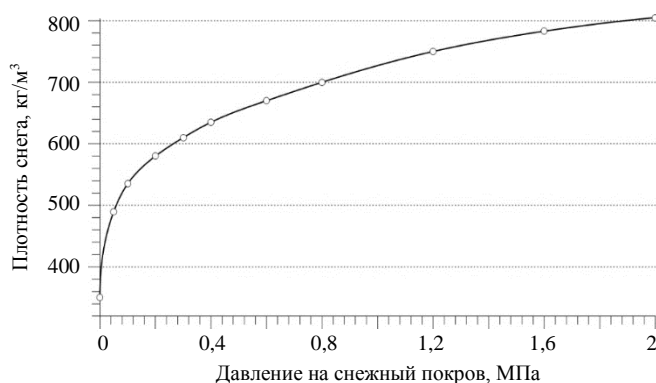


Рис.2. Зависимость плотности образующегося снега от давления штампа при температуре снега около  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$

позднее под воздействием механизма диффузионного спекания кристаллов и гранул снега его прочность возрастает и через несколько дней достигает нового значения, превышающего исходное.

Штамповые испытания в районе станции Восток проводились как на естественном снежном покрове, так и на снежном аэродроме для самолетов на лыжном шасси, размером  $4000\times 100\text{ м}$ , где можно было выбрать площадки с различными исходными характеристиками снега. В качестве штампа использовалась металлическая пластина, в которую упирался гидравлический домкрат с измерителем

силы на штоке. В качестве верхнего упора для домкрата применялась тяжелая техника (тягач весом около 40 т). Далее подбирались площадки с различными характеристиками снега (плотность и твердость). При воздействии домкрата на пластину регистрировались сила воздействия и размер деформации снега под пластиной. Длительность воздействия составляла порядка 20 с. Затем, по истечении некоторого фиксированного времени, в месте воздействия отбирался керн и в гляциологической лаборатории измерялись плотность и прочность образовавшегося в результате уплотнения снега. Также непосредственно в месте воздействия с помощью пенетрометра фиксировалась твердость образовавшегося покрытия.

Штамповый эксперимент, результаты которого приведены на рис.2, проводился при температуре снега  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Измерения прочности и плотности снега после уплотнения проводились по взятым кернам в лаборатории станции Восток, где температура воздуха, а соответственно и образцов, составляла  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Твердость измерялась пенетрометром в пункте штампового эксперимента, т.е. при температуре окружающего воздуха  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Плотность снега от температуры образца практически не зависит, поэтому представленные выводы вполне справедливы.

Кроме того, перед посадкой самолета с помощью фрезы Kässbohrer PristenBully Polar 300 (PB-300) на поверхности ВПП и перрона создавался слой ледяной крошки до 4 см толщиной. Это увеличивает коэффициент сцепления колес шасси с поверхностью до 50 %.

Основным устройством, используемым для уплотнения снежных слоев покрытия посадочной площадки, была уплотняющая платформа. Она сконструирована и изготовлена специально для создания ПП на глубоком снегу в Антарктиде, пригодных для приема тяжелых самолетов на колесном шасси [19]. На рис.3, а представлен фрагмент уплотнения снежного слоя с помощью этого устройства.

Нанесение снежных слоев плиты ВПП производилось с помощью отвалов транспортеров PB-300. После нанесения слоя исходная плотность снега, равная  $350\text{ кг/м}^3$ , возрастала ориентировочно до  $420\text{ кг/м}^3$  в результате перемешивания. Процесс нанесения был самым трудозатратным

а



б



Рис.3. Фрагмент уплотнения снежного слоя с помощью уплотняющей платформы (а) и автомобиль-кран, используемый в качестве тестовой тележки для проверки прочности покрытия аэродрома (б)



при строительстве посадочной площадки. В частности, пять машин РВ-300, работая по 8 ч в сутки, наносили один снежный слой толщиной около 30 см на всю территорию ВПП примерно две недели. Уплотнение слоев осуществлялось одновременно с нанесением других.

Наиболее важным аспектом подготовки посадочной площадки является контроль качества создаваемого покрытия. Оперативное измерение прочностных свойств создаваемого покрытия производится с помощью пенетromетра с энергией разрушения 8,5 Дж. Подробные характеристики прибора представлены в Инструкции по проектированию... (1976) и в [20]. На конечном этапе формирования покрытия использовалась тестовая тележка с нагрузкой на колесо и характеристиками, схожими с колесами шасси самолета (рис.3, б). Вес машины с дополнительным балластным грузом доведен до 60 т, а давление в колесах – до 0,8 МПа. Автомобиль при необходимости может использоваться в качестве дополнительного самодвижущегося уплотняющего устройства с давлением на поверхность до 0,8 МПа.

## Результаты

В ходе проведения испытаний получена зависимость глубины воздействия на снежный покров от оказанного давления штампа для различных исходных характеристик снега. Под глубиной воздействия подразумевается та глубина слоя покрова, на которой изменились физико-механические характеристики снега после оказанного механического воздействия. Полученная зависимость – важный практический результат, который, исходя из технических возможностей уплотняющего устройства, позволял выбрать максимальную толщину наносимого снежного слоя, подлежащего уплотнению. Обязательным условием являлось уплотнение всего нанесенного слоя по толщине, т.е. толщина слоя не должна превышать глубину воздействия. С помощью штампных испытаний также была проведена оценка рассеяния напряжений под колесом шасси самолета с глубиной. Для этого выбирался штамп, размеры которого близки к площади пятна контакта колеса шасси с поверхностью. На предварительно уплотненный снежный покров с известными механическими характеристиками было оказано воздействие этим штампом с различным давлением. Измерялась глубина воздействия на исследуемый снежный покров. На рис.4 представлены зависимости глубины воздействия от приложенного давления для некоторых характеристик снежного покрова. Вертикальной пунктирной линией показано номинальное давление ( $P = 0,35$  МПа) на уплотняемую поверхность одного из основных уплотняющих устройств, использованных при строительстве посадочной площадки.

Была получена кривая рассеяния механических напряжений с глубиной для различных характеристик снежного покрова. В качестве примера на рис.5 представлена кривая для снежного покрова плотностью  $550 \text{ кг/м}^3$  при размере штампа, близкого к размеру пятна контакта колеса шасси самолета Ил-76ТД. Представленные значения согласуются с аналогичными данными (Инструкция по проектированию..., 1976).

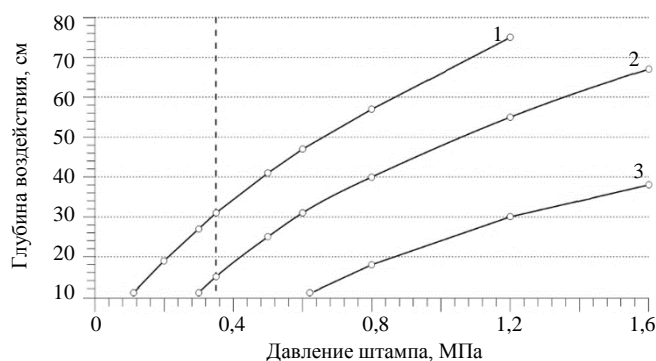


Рис.4. Глубина воздействия на снежный покров в зависимости от давления штампа для исходных характеристик снежного покрова:  $\rho$  – плотность снега,  $\text{кг/м}^3$ ,  $H_B$  – твердость снега, МПа

1 –  $\rho = 420$ ,  $H_B = 0,045$ ; 2 –  $\rho = 500$ ,  $H_B = 0,2$ ; 3 –  $\rho = 580$ ,  $H_B = 0,45$

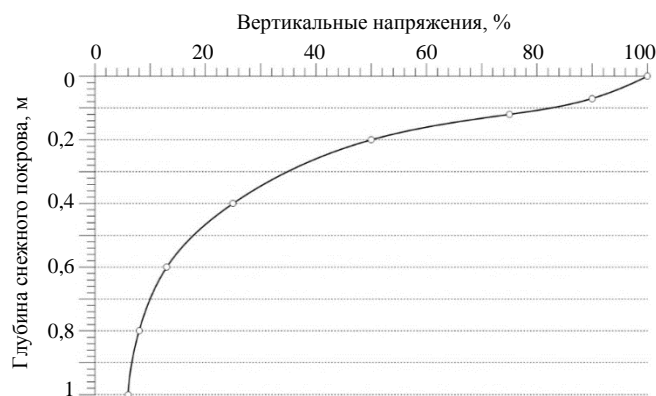


Рис.5. Ослабление механических напряжений с глубиной под колесом шасси самолета для снежного покрова плотностью  $550 \text{ кг/м}^3$



Твердость созданного верхнего слоя снежного покрытия глубиной 30 см составила от 1 до 1,5 МПа. Соответственно, для слоя от 30 до 60 см – не менее 0,8 МПа, а для нижнего от 60 до 100 см – не менее 0,6 МПа. По образцам, полученным с помощью кернов, взятых из созданного покрытия, на механическом прессе измерена прочность на одноосное сжатие снежного покрытия, которая показала схожие с твердостью результаты. Расхождение в значениях между твердостью и прочностью не превысило 10 % и находится в пределах погрешности измерений. Плотность снежной плиты определялась стандартным образом взвешиванием образцов снега известного размера. Средняя плотность созданного покрытия составила около 620 кг/м<sup>3</sup>. Также контролировалась твердость и прочность на сжатие естественного снежного покрова, на который опирается снежная плита покрытия. Минимальная твердость естественного снега составила не менее 0,15 МПа.

Учитывая известное рассеяние вертикальных напряжений под колесами шасси самолета в снежной плите покрытия ВПП, представленное на рис.5, а также то, что плита опирается на твердое основание в виде естественного снежного покрова, твердость которого не менее 0,15 МПа, проведен расчет толщины снежной плиты, достаточной, чтобы выдержать нагрузку от колеса шасси самолета с давлением на поверхность до 1 МПа. Расчет основан на том, что если рассеянное давление от колеса шасси самолета на нижней кромке снежной плиты не превысит прочности материала на сжатие, на который эта плита опирается, то в ней не произойдет изгибных деформаций, и она гарантированно не сломается на изгиб. Как следует из рис.5, на глубине 1 м вертикальные напряжения в плите покрытия уменьшаются с 1 МПа до примерно 0,08 МПа, т.е. более, чем на порядок. Таким образом, толщина плиты в один метр является достаточной.

Для того, чтобы предотвратить внедрение колеса в снежную плиту, достаточно, чтобы твердость поверхности покрытия была выше давления, оказываемого колесом. Твердость верхнего слоя плиты должна быть не менее 0,8 МПа (давление в колесах шасси Ил-76 составляет 0,7 МПа). Похожий результат был получен ранее, при разработке ВПП станции Прогресс. Так, минимально допустимая прочность на одноосное сжатие покрытия снежной ВПП для эпизодической эксплуатации самолета ИЛ-76 для верхнего слоя глубиной 30 см должна составлять не менее 0,9 МПа, для слоя на глубине от 30 до 60 см, – не менее 0,75 МПа, а для нижнего базового слоя, расположенного на глубине от 60 до 100 см – не менее 0,4 МПа. Вся снежная плита покрытия должна опираться на естественный снежный покров прочностью на сжатие не менее 0,15 МПа.

Помимо обладания необходимой прочностью и толщиной покрытия аэродрома, чтобы выдержать нагрузку от колеса шасси самолета, снежная плита должна выдержать нагрузку от веса всего самолета. Несущая способность плиты рассчитывалась как оценка максимального допустимого веса самолета при заданной геометрии распределения колес шасси. В случае для Ил-76 основной вес сосредоточен на двух задних группах колес шасси, в каждой из которых по 8 колес. Общее пятно касания колес шасси характеризуется размерами 8×3,2 м. Суть оценки заключается в том, что если давление от шасси самолета, которое через плиту покрытия передается на естественный снежный покров, не превысит его прочности на сжатие, то, как следствие, не произойдет и деформации плиты покрытия на изгиб, и она гарантированно не сломается.

Заметное уменьшение напряжений от шасси самолета произойдет на глубине, сравнимой с характерным размером пятна его контакта с поверхностью, т.е. на глубине свыше 4 м. В приведенных расчетах в качестве оценки принято, что рассеяние напряжений внутри плиты покрытия отсутствует, и давление от шасси самолета полностью передается на естественный снежный покров, на который опирается плита. Таким образом, давление от шасси не должно превысить прочность на сжатие естественного снежного покрова. Максимально допустимая масса самолета в этом случае составляет:

$$M = \frac{1}{g} \sigma S, \quad (1)$$

где  $\sigma$  – минимальная прочность на сжатие естественного снежного покрова, на который опирается плита покрытия,  $\sigma = 0,15$  МПа;  $S$  – площадь пятна опоры шасси самолета,  $S = 25$  м<sup>2</sup>;  $g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>.

Подставляя соответствующие значения в соотношение (1), получим оценочную величину  $M = 375$  т. Покрытие может гарантированно выдержать самолет с геометрией шасси, сходной



с Ил-76, весом до 375 т. Учитывая, что его реальный вес составляет 150 т, имеется более чем двукратный запас прочности несущей способности подготовленной снежной плиты покрытия.

Одна из угроз для любого инженерного сооружения, расположенного на леднике, – возможность образования трещин вблизи поверхности, на которой это сооружение построено. Не является исключением и посадочная площадка. Основным методом проверки наличия трещин или пустот внутри ледника – георадарный контроль [21-23]. Следует отметить, что образование трещин внутри ледника, расположенного в береговой зоне антарктического континента, является обычным делом, так как разные части ледника двигаются с разной скоростью, что является причиной возникновения напряжений. Если они превышают критические значения, то формируются трещины [24, 25]. Перед приемом самолета в проверку готовности ПП, помимо контроля физико-механических характеристик покрытия, также входит георадарный контроль наличия приповерхностных трещин. В случае их возможного выявления в ходе анализа временных георадарных разрезов [15, 26, 27] в пункте производится заверочное бурение для выяснения реальных размеров этих объектов. Для дальнейшей эксплуатации аэродрома важно оценить, насколько обнаруженный внутри ледника объект в виде трещины или пустоты угрожает проведению авиационных операций. Георадарные исследования на посадочных площадках проводятся время от времени. Интервал такого мониторинга зависит от конкретных условий. В частности, на ВПП Зенит подобные работы были выполнены в сезон 68-й Российской антарктической экспедиции (2022/2023 гг.) [28]. В ходе проверки обнаружили небольшие трещины, которые, однако, не препятствуют эксплуатации ВПП.

Трещины в теле ледника периодически возникают вследствие его неравномерного движения [29, 30]. Кроме того, количество трещин в будущем, вероятно, будет увеличиваться в связи с глобальными климатическими изменениями и увеличением скорости движения (растекания) ледника с ростом его температуры [31]. Поэтому целесообразно рассчитать несущую способность снежной плиты покрытия при наличии под ней трещины или пустоты заданного размера. Пусть имеется бесконечная пластина из материала с известными характеристиками  $\Omega_F$ , которая опирается на нижележащий снежный покров  $\Omega_S$ , а в нем – трещина известного размера  $\Omega_C$  (рис.6). На пластину (в рассматриваемом случае – на снежную плиту) опирается колесо шасси самолета с известной нагрузкой. Рассчитаем предельно допустимую ширину трещины в снежном покрове, на который опирается снежная плита, чтобы она не сломалась под указанной нагрузкой.

Для упрощенной оценки представим снежную плиту над трещиной как балку с закрепленными концами, опирающуюся на снежный покров, на котором расположена плита. Пусть  $F$  – сила от колеса шасси, действующая на плиту, направленная вниз;  $h$  – толщина плиты;  $\sigma_{сж}$  и  $\sigma_{из}$  – прочность плиты на одноосное сжатие и на изгиб;  $L$  – ширина трещины под плитой;  $b$  – ширина балки, которая ассоциируется с плитой. Тогда, используя формулу Журавского [32, 33] для расчета предельной прочности балки с закрепленными концами, получим

$$F = \frac{2\sigma_{из}bh^2}{3L}.$$

Для оценки минимальной несущей способности плиты примем  $b = h$ , а также используем известное соотношение  $\sigma_{из} \approx 1/3\sigma_{сж}$ . После преобразований получим

$$F \approx \frac{2\sigma_{сж}h^3}{9L}.$$

В этом случае максимально допустимая ширина трещины под плитой покрытия составит

$$L \approx \frac{2\sigma_{сж}h^3}{9F}. \quad (2)$$

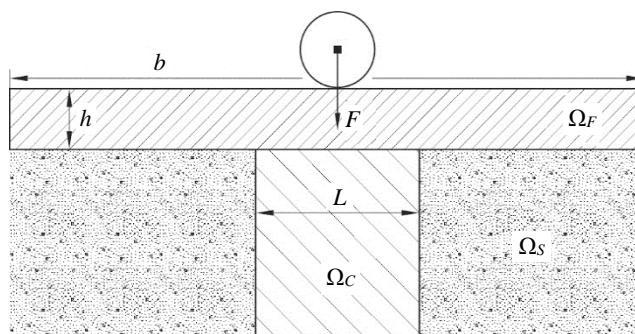


Рис.6. Расчетная схема несущей способности снежной плиты покрытия ВПП Зенит при наличии под ней трещины или пустоты заданного размера

$\Omega_F$  – уплотненная снежная плита;  
 $\Omega_S$  – снежный покров;  $\Omega_C$  – трещина

В рассматриваемом случае  $h = 1$  м;  $\sigma_{сж} = 1$  МПа;  $F = 100$  кН (сила, с которой колесо шасси самолета Ил-76 опирается на поверхность). Используя соотношение (2), получим оценку максимально допустимой ширины трещины  $L \approx 2$  м.

Если ширина трещины меньше, чем толщина плиты, задача сводится к расчетам разрушения балки на срез у краев трещины [32]. В этом случае также аппроксимируем плиту балкой толщиной  $h$  и шириной  $h$ . Площадь среза у каждого края балки будет равна  $h^2$ . Предполагаем самый худший сценарий, когда нагрузка от колеса подвески самолета  $F$  приложена к одному краю балки. Рассчитаем срез с одной из сторон:

$$\sigma_{ср} = \frac{F}{h^2},$$

где  $\sigma_{ср}$  – прочность плиты на срез. Тогда формула расчета минимальной толщины балки, которая выдержит нагрузку силой  $F$ , имеет вид:

$$h = \sqrt{\frac{F}{\sigma_{ср}}}.$$

Учитывая известное соотношение  $\sigma_{ср} = 0,6 \sigma_{сж}$ , получим:

$$h = 1,29 \sqrt{\frac{F}{\sigma_{сж}}}. \quad (3)$$

Рассчитаем по соотношению (3) минимальную толщину плиты, которая не сломается на срез при заданной нагрузке. Если  $\sigma_{сж} = 1$  МПа, а  $F = 100$  кН, то  $h = 0,4$  м. Таким образом, сформированная плита для ВПП толщиной 1 м гарантированно выдержит нагрузку от колеса самолета Ил-76 на срез и на изгиб при ширине трещины под ней не более 2 м.

Следует отметить, что расстояние между колесами шасси составляет 1 м, и если трещина под снежной плитой будет параллельна осевой линии ВПП, то на балку, которой аппроксимируем плиту, одновременно могут надавить два колеса шасси, и в соответствии с формулой (2) максимально допустимая ширина трещины под плитой составит 1 м. Для гарантированной безопасности следует ориентироваться на максимально допустимую ширину трещины под плитой в 1 м.

### Обсуждение

В ходе работ по подготовке фундамента нового зимовочного комплекса станции Восток [1] были отработаны методические приемы, которые впоследствии использовались при строительстве новой посадочной площадки Зенит. В этом смысле методика уникальна, поскольку, в отличие от ранее используемой, позволяет создать посадочную площадку для приема самолетов на колесном шасси не только в прибрежных, но и во внутренних районах Антарктиды. Для первых характерно относительно теплое лето, в течение которого происходит интенсивное приповерхностное таяние снежной толщи. Оно существенно ускоряет процесс уплотнения снега за счет фильтрации талой воды в снег и последующего ее замерзания. Для внутренних районов Антарктиды характерно полное отсутствие приповерхностного таяния. Поэтому процесс уплотнения снега здесь происходит медленнее, что показали работы по созданию фундамента НЗК Восток [1]. Тем не менее, они же продемонстрировали принципиальную возможность создания посадочной площадки, аналогичной Зениту.

Для ранее использованной технологии создания посадочных площадок данного типа требовалось не менее двух лет с обязательным использованием минимум одного летнего сезона. Новая технология позволила подготовить ВПП менее чем за год, практически не используя летнее таяние.

### Заключение

За период с марта по август 2022 г. была полностью сформирована снежная плита покрытия посадочной площадки (ВПП и перрон) общей площадью 350 тыс. м<sup>2</sup> и толщиной от 100 до 120 см. Верхний слой покрытия 30 см имеет твердость не менее 1 МПа. Слой от 30 до 60 см – не менее 0,8 МПа, нижний слой – не менее 0,6 МПа. Созданная посадочная площадка была сертифицирована для приема самолетов на колесном шасси.



Рис.7. Первое приземление самолета Ил-76ТД-90ВД на посадочную площадку Зенит

Первый борт самолета Ил-76ТД-90ВД компании «Волга-Днепр» был принят на вновь созданной посадочной площадке 7 ноября 2022 г. На рис.7 представлена фотография его первого приземления на ПП Зенит. Посадка самолета прошла в штатном режиме. Глубина колеи от колес шасси не превысила 3 см.

В летний период 2022-2023 гг. было совершено четыре полета Ил-76ТД-90ВД, после чего посадочная площадка Зенит была закрыта для полетов до следующего сезона. В конце октября 2023 г. после тщательной подготовки и проверки, которая включала георадарное профилирование, полеты Ил-76ТД-90ВД из Кейптауна в Антарктиду были возобновлены. Проверка состояния показала, что твердость снежного материала за зимний период возросла почти на 20 %, что соответствует полученным ранее результатам об увеличении прочностных свойств уплотненного снега со временем [1]. В сезон 2023/24 гг. на ПП Зенит было принято семь бортов Ил-76ТД-90ВД. Все авиационные операции прошли в штатном режиме.

Таким образом, создание новой посадочной площадки для приема самолетов на колесном шасси открывает новые перспективы для дальнейшего изучения Антарктиды и реализации планов, которые нашли свое отражение в «Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике до 2030 года», утвержденной Распоряжением Правительства РФ от 21 августа 2020 г. № 2143-р. В ходе проведенных научных исследований были получены новые данные и углубленное представление о механизмах формирования опорного основания ВПП, состоящего из снежно-ледового материала, в условиях Антарктиды. Ценность и уникальность представленных результатов обусловлены возможностью их использования на практике при решении подобных задач, в том числе в нефтедобывающих районах Крайнего Севера.

Совершенствование разработанной уникальной методики подготовки посадочных площадок на снежной поверхности для приема самолетов на колесном шасси является важной задачей для укрепления позиций нашей страны как в Антарктике, так и в Арктике.

*Авторы благодарят руководство Российской антарктической экспедиции и сотрудников станции Прогресс за помощь в выполнении работ. Особая благодарность группе строителей из Запсибгазпрома, которые в зимний период 2022 г. осуществили проект строительства аэродрома, а также В.П.Епифанову и А.Н.Маркову за конструктивные замечания в оценке несущей способности плиты, которые улучшили настоящую работу.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Поляков С.П., Попов С.В., Клепиков А.В. Основные аспекты строительства снежного фундамента для новых корпусов российской станции Восток, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 4. С. 525-540 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-525-540](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-525-540)
2. Шевякова А.А., Шваубаускас Р.Й. Особенности проектирования антарктических научно-исследовательских станций // Искусствоведение и дизайн в современном мире: традиции и перспективы: Сборник материалов XV Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых. Тамбов: Державинский, 2022. С. 75-78.



3. *Большунов А.В., Васильев Н.И., Тимофеев И.П. и др.* Перспективное технологическое решение по отбору проб донных отложений подледникового озера Восток: актуальность и постановка задач исследований // Записки Горного института. 2021. Т. 252. С. 779-787. DOI: [10.31897/PMI.2021.6.1](https://doi.org/10.31897/PMI.2021.6.1)
4. *Шишкин Е.В., Большунов А.В., Тимофеев И.П. и др.* Модель шагающего пробоотборника для исследования донной поверхности подледникового озера Восток // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 853-864. DOI: [10.31897/PMI.2022.53](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.53)
5. *Быстратович А.А., Клепиков А.В.* О развитии российских антарктических исследований // Тезисы докладов международной научной конференции «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики», 2-4 марта 2020, Санкт-Петербург, Россия. СПб: Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 2020. С. 84-86.
6. *Орешко Е.И., Уткин Д.А., Ерасов В.С., Ляхов А.А.* Методы измерения твердости материалов (обзор) // Труды ВИАМ. 2020. № 1 (85). С. 101-117. DOI: [10.18577/2307-6046-2020-0-1-101-117](https://doi.org/10.18577/2307-6046-2020-0-1-101-117)
7. *White G., McCallum A.* Review of ice and snow runway pavements // International Journal of Pavement Research and Technology. 2018. Vol. 11. Iss. 3. P. 311-320. DOI: [10.1016/j.ijprt.2017.11.002](https://doi.org/10.1016/j.ijprt.2017.11.002)
8. *Barthelemy J.L.* The Sea-Ice Runway Near McMurdo Station, Antarctica: A Problem of Logistics // The Sixth International Offshore and Polar Engineering Conference, 26-31 May 1996, Los Angeles, CA, USA. OnePetro, 1996. № ISOPE-I-96-150.
9. *Kozlov A.I., Logvin A.I., Feoktistova O.G. et al.* Ice Structures for Airfield Construction. Springer, 2023. 118 p. DOI: [10.1007/978-981-19-6211-0](https://doi.org/10.1007/978-981-19-6211-0)
10. *Гольинский А.В., Гольинский Д.А., Киселев А.В., Масолов В.Н.* Российские магнитометрические исследования в Антарктике // Вопросы географии. 2020. Сборник 150. С. 175-197.
11. *Михальский Е.В., Лейченко Г.Л.* История геологического изучения Антарктиды: роль и достижения отечественных геологических исследований // Вопросы географии. 2020. Сборник 150. С. 150-174.
12. *Popov S.* Fifty-five years of Russian radio-echo sounding investigations in Antarctica // Annals of Glaciology. 2020. Vol. 61. Iss. 81. P. 14-24. DOI: [10.1017/aog.2020.4](https://doi.org/10.1017/aog.2020.4)
13. *Dirscherl M., Dietz A.J., Dech S., Kuenzer C.* Remote sensing of ice motion in Antarctica – A review // Remote Sensing of Environment. 2020. Vol. 237. № 111595. DOI: [10.1016/j.rse.2019.111595](https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111595)
14. *Патерсон У.С.Б.* Физика ледников. М.: Мир, 1984. 472 с.
15. *Florinsky I.V., Bliakharskii D.P.* Detection of crevasses by geomorphometric treatment of data from unmanned aerial surveys // Remote Sensing Letters. 2019. Vol. 10. Iss. 4. P. 323-332. DOI: [10.1080/2150704X.2018.1552809](https://doi.org/10.1080/2150704X.2018.1552809)
16. *Ключников Г.* Создание высокопрочных снежных аэродромов в Арктике и Антарктике // Транспорт Российской Федерации. 2006. № 3. С. 34-36.
17. *Шаруха А.В., Кукина М.П., Егоров А.Л.* Перспективы строительства аэродромов из снежной массы в арктической зоне // Наземные транспортно-технологические комплексы и средства: Материалы Международной научной-технической конференции, 8 февраля 2019, Тюмень, Россия. Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 2019. С. 293-298.
18. *Поляков С.П., Иванов Б.В., Клепиков А.В. и др.* Физико-механические свойства снежно-фирнового покрытия взлетно-посадочной полосы на станции Восток в Антарктиде // Лед и Снег. 2010. № 1 (109). С. 119-122.
19. Патент № 2459031 РФ / С.П.Поляков, В.В.Харитонов. Устройство для уплотнения снега. Оpubл. 20.08.2012. Бюл. № 23.
20. *Войтковский К.Ф.* Механические свойства снега. М.: Наука, 1977. 126 с.
21. *Arcone S.A., Delaney A.J.* GPR images of hidden crevasses in Antarctica // 8th International Conference on Ground Penetrating Radar, 23-26 May 2000, Gold Coast, Australia. Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, 2000. Vol. 4084. P. 760-765. DOI: [10.1117/12.383512](https://doi.org/10.1117/12.383512)
22. *Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С. и др.* Строение верхней части ледника в районе планируемой взлетно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. №1. С. 73-84. DOI: [10.21782/KZ1560-7496-2017-1\(73-84\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-1(73-84))
23. *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications* / Ed. by H.M.Jol. Elsevier, 2009. 544 p. DOI: [10.1016/b978-0-444-53348-7.x0001-4](https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53348-7.x0001-4)
24. *González-Velázquez J.L.* A Practical Approach to Fracture Mechanics. Elsevier, 2021. 284 p. DOI: [10.1016/C2019-0-05011-X](https://doi.org/10.1016/C2019-0-05011-X)
25. *Jennings S.J.A., Hambrey M.J.* Structures and Deformation in Glaciers and Ice Sheets // Reviews of Geophysics. 2021. Vol. 59. Iss. 3. № e2021RG000743. DOI: [10.1029/2021RG000743](https://doi.org/10.1029/2021RG000743)
26. *Taurisano A., Tronstad S., Brandt O., Kohler J.* On the use of ground penetrating radar for detecting and reducing crevasse-hazard in Dronning Maud Land, Antarctica // Cold Regions Science and Technology. 2006. Vol. 45. Iss. 3. P. 166-177. DOI: [10.1016/j.coldregions.2006.03.005](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.03.005)
27. *Tess X.H. Luo, Wallace W.L. Lai, Ray K.W. Chang, Goodman D.* GPR imaging criteria // Journal of Applied Geophysics. 2019. Vol. 165. P. 37-48. DOI: [10.1016/j.jappgeo.2019.04.008](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.04.008)
28. *Суханова А.А., Банцев Д.В., Шиманчук Е.В., Попов С.В.* Гляциологические изыскания в районе антарктической станции Прогресс в сезон 68-й ПАЭ // Российские полярные исследования. 2023. № 2. С. 20-22.
29. *van der Veen C.J.* Crevasses on glaciers // Polar Geography. 1999. Vol. 23. Iss. 3. P. 213-245. DOI: [10.1080/10889379909377677](https://doi.org/10.1080/10889379909377677)
30. *Rousseau H., Gaume J., Blatny L., Lüthi M.P.* Transition Between Mechanical and Geometric Controls in Glacier Crevassing Processes // Geophysical Research Letters. 2024. Vol. 51. Iss. 9. № e2024GL108206. DOI: [10.1029/2024GL108206](https://doi.org/10.1029/2024GL108206)
31. *Lenaerts J.T.M., Medley B., van den Broeke M.R., Wouters B.* Observing and Modeling Ice Sheet Surface Mass Balance // Reviews of Geophysics. 2019. Vol. 57. Iss. 2. P. 376-420. DOI: [10.1029/2018RG000622](https://doi.org/10.1029/2018RG000622)
32. *Заславский Б.В.* Краткий курс сопротивления материалов. М.: Машиностроение, 1986. 328 с.
33. *Горунович С.Б.* Расчет на прочность многослойной балки при поперечном изгибе методами сопротивления материалов // Механика XXI века. 2020. № 19. С. 246-251.

**Авторы:** Сергей Петрович Поляков, главный специалист (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия), Сергей Викторович Попов, д-р геол.-минерал. наук, ведущий инженер, доцент, s.popov@srbi.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1830-8658> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.