

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
имени В.И. ВЕРНАДСКОГО
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Красильников Сергей Сергеевич

**Эволюция слоистых грунтово-ледяных массивов в высоких
широтах северного полушария Марса**

Специальность 25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
к.г.н., в.н.с. Кузьмин Руслан Олегович

Москва – 2020

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Актуальность исследования	4
Цели и задачи.	5
Научная новизна.	5
Защищаемые положения.....	6
Теоретическая и практическая значимость работы.	7
Личный вклад автора.	7
Публикации и апробации работы.	8
Статьи в реферируемых журналах.....	8
Статьи в сборниках и тезисы докладов	9
Объем и структура работы.....	9
Благодарности	10
ГЛАВА 1. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ КРИОСФЕРЫ МАРСА.....	11
1.1. Краткая история исследования планеты Марс	11
1.2. Используемые данные и методы исследования.....	12
1.3. Основные физические параметры Марса	20
1.3.1. Атмосфера, гидросфера и криосфера Марса.....	21
1.4. Полярные шапки Марса.....	25
1.4.1. Южная полярная шапка	26
1.4.2. Северная полярная шапка	27
ГЛАВА 2. ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ МАРСА И МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ СЛОИСТЫХ ЛЕДЯНЫХ МАССИВОВ.....	33
2.1. Пространственное распространение ледяных массивов и их классификация.....	33
2.2. Морфология, структурные особенности и положение в рельефе массивов слоистых ледяных отложений.....	43
ГЛАВА 3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЬДА В СЕВЕРНЫХ ШИРОТАХ МАРСА.....	49
3.1. Построение карты распространения льда по данным картирующего ИК спектрометра OMEGA	52
3.2. Вещественный состав ледяных массивов слоистых отложений по данным спектрометра CRISM	54
3.3. Теплофизические свойства льда NPLD и ледяных массивов.....	64
ГЛАВА 4. РАСЧЕТ ОБЪЕМОВ ПОВЕРХНОСТНОГО И ПОГРЕБЕННОГО СЛОИСТОГО ЛЬДА ВОКРУГ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ШАПКИ.....	69
4.1. Объемы поверхностного льда по данным альтиметра MOLA	69
4.2. Объем массивов погребенного льда, перекрытых эоловыми отложениями по данным радара SHARAD	73
4.2.1. Определение мощности и объема слоистых ледяных останцов	73

4.2.2. Предполагаемые уступы полярной шапки в Olympia Undae	75
ГЛАВА 5. ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ШАПКИ МАРСА И ПАЛЕОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА.....	81
5.1. Признаки распространения полярной шапки на более низкие широты	84
5.1.1. Современное состояние криогенных форм и оледенения.....	84
5.1.2. Формы рельефа, связанные с предыдущими климатическими эпохами	86
5.1.3. Моделирование ледяных лавин с образованием вытянутых мореноподобных гряд	90
4.2. Эволюция полярной шапки за последние пять миллионов лет.....	105
ВЫВОДЫ.....	111
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	113
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	129
Приложение 1. Используемые сокращения	129
Приложение 2. Методика дешифрирования и дешифровочные признаки	134
Приложение 3. Снимки и данные, использованные в работе	135
Приложение 4. Пространственное расположение типов ледяных массивов и многолетнего покрова изморози, приуроченных к кратерам.....	142
Приложение 5. Положение и площадь ледяных массивов, перекрывающих подстилающую поверхность на равнине, и ледяных массивов, частично или полностью перекрытых эоловыми отложениями	144
Приложение 6. Таблица выделяемых типов останцовых массивов слоистых отложений (столбцы) в трех исследуемых зонах (строки).....	146
Приложение 7. Мозаика панхроматических снимков МОС на северную полярную область с высокой отражательной способностью поверхности льда.....	147
Приложение 8. Сочетание спектральных каналов для определения состава поверхности по данным CRISM по данным Viviano-Beck и др. (2014)	148
Приложение 9. Расчет объема ледяных массивов в кратерах при помощи модельной глубины кратера, аппроксимации поверхности и основания ледяного массива двумя параболами с дальнейшим расчетом объема через фигуру вращения	150

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

В настоящий момент исследованию планет, спутников и малых тел Солнечной системы, на поверхности которых обнаружена вода в различных агрегатных состояниях, уделяется большое внимание. Интерес к данной теме вызван основополагающей ролью воды в составе живого вещества и ее участии в большом количестве химических и физических процессов. Вода в том или ином агрегатном состоянии присутствует или могла присутствовать в природных системах различных объектов Солнечной системы, начиная с астероидов и комет, заканчивая планетами земной группы и спутниками планет гигантов. Марс обладает большими объемами поверхностного и грунтового льда, значительная часть которого сконцентрирована в северной полярной шапке (Byrne, 2009; Mitrofanov и др., 2007; Phillips и др., 2008; Putzig и др., 2009). На равнинах, окружающих полярную шапку, обнаружен большой объем массивов слоистого льда (Brown и др., 2014, 2012; Kreslavsky и Head, 2011; Красильников и др., 2018), в некоторых случаях перекрытых эоловыми отложениями. В настоящей работе рассматривается история развития ледяного покрова в северной приполярной области Марса. Объектами изучения является пространственное распространение, морфология и состав слоистых ледяных массивов и слоистых отложений полярной шапки в высоких северных широтах Марса.

Используя данные альтиметрии, радиолокации и мультиспектральные снимки, становится возможным проведение структурного, вещественного и морфометрического анализа отложений полярной шапки и слоистых ледяных массивов (например, Appéré и др., 2011; Brown и др., 2012; Putzig и др., 2018; Красильников и др. 2018). Проверка гипотез эволюции северной полярной области Марса, описывающих изменение границ и площади полярной шапки, является актуальной задачей в рамках фундаментальной проблемы климатической истории развития планеты. В диссертации всесторонне оценивается гипотеза о генетической связи ледяных массивов и полярной шапки, которые из-за изменения климата частично сублимировали и были перекрыты более молодыми эоловыми отложениями. Эти процессы привели к формированию останцов древней полярной шапки, которые в настоящий момент маркируют ее палеограницы. В работе представлены результаты комплексного морфологического, литологического, морфометрического и спектрального анализов имеющихся данных, которые позволили сравнить ледяные отложения полярной шапки и окружающих массивов льда. Анализ литературных данных о возможных вариациях наклона оси вращения планеты и соответствующих изменениях палеоклимата в сравнении с данными, полученными в диссертации, позволили проследить эволюцию северной полярной области Марса за последние 10 млн. лет. Важным результатом диссертационной работы является определение максимально возможного смещения границ

северной полярной шапки на более низкие широты в течение последних нескольких миллионов лет.

Изучение эволюции полярной шапки является одним из ключевых моментов на пути к пониманию функционирования атмосферы Марса в настоящее время. Определение объема поверхностного и погребенного льда в высоких северных широтах Марса является важным компонентом планирования последующего освоения планеты. Кроме того, природные системы, в составе которых присутствует вода в различных агрегатных состояниях, имеют потенциал к развитию и функционированию жизни за пределами Земли. В настоящий момент поиск следов внеземной жизни является одной из приоритетных задач по исследованию космоса, что также делает актуальным исследование, представленные в настоящей работе.

Цели и задачи

Цель работы – реконструкция эволюции современной северной полярной шапки Марса.

В рамках поставленной цели было выделено несколько задач:

1. Разработка классификации ледяных массивов. Составление карты распространения ледяных массивов на высоких северных широтах Марса и уточнение границ отложений северной полярной шапки;
2. Выявление общих морфологических, литологических и спектральных характеристик между ледяными слоистыми отложениями и отложениями полярной шапки Марса;
3. Оценка мощности ледяных массивов и определение объемов поверхностного и погребенного льда по секторам вокруг северной полярной шапки;
4. Морфологический анализ современных и древних форм гляциального и криогенного происхождения на высоких северных широтах Марса;
5. Реконструкция смещения границ полярной шапки и обособленных ледяных массивов на более низкие широты в предыдущие климатические эпохи.

Научная новизна

В диссертации впервые был произведен комплексный анализ данных по слоистым отложениям северной полярной шапки Марса и слоистых ледяных массивов, расположенных в диапазоне $70^{\circ} - 83^{\circ}$ северной широты.

Выполнены детальный морфометрический и структурный анализы ледяных массивов. Проведено сравнение полученной информации с результатами исследований отложений полярной шапки. Сравнение производилось по ряду параметров, полученных в результате морфометрического и структурного анализа, а также при изучении состава и теплофизических свойств массивов, разделенных на типы в зависимости от их положения в рельефе.

Впервые был выполнен послойный анализ спектральных данных слоистых отложений. Построены карты распространения льда в северных широтах по полосе поглощения твердой фазы H_2O 1.5 мкм с использованием новых данных спектрометров CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) и OMEGA (Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite).

Была проведена оценка объема поверхностного и погребенного льда, содержащегося в обособленных массивах. Методика исследования включала в себя два подхода: (1) вычисление объема поверхностных массивов льда при помощи данных альтиметра MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter); (2) верификация данных MOLA и вычисление объема погребенных слоистых отложений при помощи радарных данных системы SHARAD (Shallow Radar). Для возможности использования данных альтиметрии в расчете объемов ледяных массивов, было разработано два метода: расчет мощности и объемов льда малого размера на плоской поверхности равнин и расчет массивов льда в ударных кратерах.

Предложена модель генетической связи слоистых ледяных массивов, расположенных на равнинах в широтном диапазоне $70^\circ - 83^\circ$ с.ш. и отложений полярной шапки. Эта модель подкрепляется результатами исследований, описанных в этой работе, и анализом литературных данных (например вариации наклона оси вращения планеты, Laskar и др., 2004). Ряд форм рельефа северных равнин (например уступы полярной шапки в Olympia Undae, мореноподобные гряды дальнепробежных ледово-каменных лавин на широтах $\sim 60^\circ$ с.ш.) имеют гляциальное или криогенное происхождение, что смещает границы полярной шапки на более низкие широты в прошлые климатические эпохи. В результате всестороннего анализа слоистых ледяных массивов вокруг полярной шапки с привлечением литературных данных по климатическим моделям и наклонам оси вращения планеты, был предложен временной отрезок последнего максимального смещения границы современной полярной шапки на более низкие широты.

Защищаемые положения

В рамках диссертационной работы были выдвинуты следующие защищаемые положения:

1. Останцовые ледяные массивы в высоких северных широтах Марса разделяются на пять морфологических подтипов.
2. Останцовые массивы и отложения полярной шапки имеют схожий состав и физические характеристики, состоят из льда с незначительной примесью пылевого силикатного материала.
3. Анализируемые уступы, выходящие на поверхность в области Olympia Undae, и лопацевидные мореноподобные гряды, образовавшиеся за счет дальнепробежной ледово-каменной лавины или быстрого сёрджа, являются палеогляциальными

формами рельефа, связанными с распространением полярной шапки на более низкие широты.

4. Границы полярной шапки и ареал распространения ледяных массивов неоднократно смещались на более низкие широты.

Теоретическая и практическая значимость работы

Разработанная модель накопления и сохранения слоистых ледяных массивов и их связь с полярной шапкой позволяет составить более полное представление о климатических изменениях на Марсе. Составленная автором диссертации карта пространственного распространения ледяных массивов позволяет проследить процессы конденсации/сублимации воды на поверхности северных равнин, что послужит важным ограничением для климатических моделей Марса.

Предложенная модель эволюции северной полярной области позволяет обозначить временные рамки развития гляциальных комплексов и более точно определять возраст геологических процессов в этом регионе.

Новые данные по морфометрическим и физико-химическим свойствам ледяных массивов могут быть использованы в последующей работе по исследованию геологической истории высоких северных широт в позднеамазонийское время (0 – 270 млн. лет).

Полученные оценки объема поверхностного и погребенного льда, а также его региональное распределение могут быть использованы как важный критерий при выборе места посадки роботизированных и пилотируемых миссий на Марс. Поверхностный лед является важным ресурсом для функционирования базы, поскольку разработка исследуемых ледяных массивов является менее трудозатратой задачей, чем использование грунтового льда. Криогенные комплексы могут являться перспективными местами поиска внеземной жизни на уровне микроорганизмов в рамках роботизированных и пилотируемых миссий.

Полученные в настоящей работе данные могут быть использованы для подготовки лекций по эволюции атмосферы, гидросферы и криосферы Марса в рамках курса Сравнительной планетологии, читаемой аспирантам института ГЕОХИ РАН, по направлению Геохимия и геохимические методы поиска полезных ископаемых.

Личный вклад автора

В диссертации приведены результаты анализа ледосодержащих слоистых отложений на высоких северных широтах Марса. Работы по типизации, картографированию и морфоструктурному анализу выполнены лично автором. Анализ спектральных и геофизических данных также был выполнен автором. Обработка картирующих данных OMEGA была проведена

автором на основе программного кода, написанного кандидатом физ.-мат. наук Евдокимовой Н.А. в институте космических исследований РАН. Используемая в работе программа для построения усредненных топографических профилей для кратеров была написана доктором геол.-мин. наук Ивановым М.А. в институте Геохимии и аналитической химии РАН. Моделирование схода лавины методом случайных кинетических энергий было проведено совместно с доктором геогр. наук Бюлером У. в институте исследования снега и лавин (WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Давос, Швейцария). Моделирование схода лавины с использованием графо-аналитического метода проводилось совместно с Забалуевой Е.В., сотрудницей лаборатории Сравнительной планетологии института Геохимии и аналитической химии РАН.

Публикации и апробации работы

Результаты диссертационной работы были представлены в рамках всероссийских и международных конференций в виде устных и стендовых докладов: (1) Международная конференция «Lunar and Planetary Science Conference», г. Вудландс, США, 2016 – 2017 и 2019 г. (2) Международный симпозиум «Moscow Solar System Symposium», ИКИ РАН, г. Москва, 2015 и 2019 г. (3) Международный симпозиум «Lunar and Planetary Science», г. Ухань, КНР, 2016 г. (4) XIII конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования», ИКИ РАН, г. Москва, 2016 г.

По теме диссертации опубликовано 4 статьи в рецензируемых научных журналах, рекомендованных аттестационной комиссией МГУ. Опубликовано 9 развернутых (более 2 стр.) тезисов докладов конференций.

При подготовке диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Статьи в реферируемых журналах

1. *Brusnikin E.S., Kreslavsky M.A., Zubarev A.E., Patratiy V.D., Krasilnikov S.S., Head J.W., Karachevtseva I.P.* Topographic measurements of slope streaks on Mars // *Icarus*, 2016. 278. P. 52–61. (личный вклад – 20%) (IF 3.51)
DOI: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.06.005>
2. *Красильников С.С., Брусникин Е.С., Зубарев А.Э., Бюлер У., Кузьмин Р.О.* Построение цифровой модели рельефа Марса по данным сканерной съемочной системы Context Camera (СТХ) для дальнейшего геолого-геоморфологического анализа // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2017а. Т. 14. № 4. С. 265–272. (личный вклад – 90%) (IF 0.87)
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-4-265-272 – переводная версия.

3. Красильников С.С., Кузьмин Р.О., Евдокимова Н.А. Слоистые ледяные останцы в высоких северных широтах Марса // *Астрономический вестник*, 20176. Т. 51. №6. С. 1–11. (личный вклад – 80%) (IF 0.76)
DOI: <https://doi.org/10.1134/S0038094617060065> – переводная версия.
4. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zabalueva, E.V. Formation of long-distance water ice avalanches on Mars // *Planetary and Space Science*, 2020. 186. P. 1–10. (личный вклад – 75%) (IF 1.78)
DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2020.104917>

Статьи в сборниках и тезисы докладов

5. Krasilnikov S.S. Morphometric characteristics of polygonal structure of Mars depending on surface morphology // 6th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2015. PS-45. P. 265–266. (личный вклад – 100%)
6. Красильников С.С. Формирование и численное моделирование схода ледяной H₂O лавины на северных широтах Марса // XIII конференция молодых ученых. Фундаментальные и прикладные космические исследования. ИКИ РАН, Москва. 2016. P. 50. (личный вклад – 100%)
7. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zubarev A.E. Simulation of water ice glacial surges in north polar craters on Mars // 47th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2016. 1881. 2 p. (личный вклад – 75%)
8. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. H₂O ice layered deposits on the northern plain of Mars // International Symposium on Lunar и Planetary Science. Wuhan, China. 2016. P. 126–127. (личный вклад – 90%)
9. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Evdokimova N.A. Composition of remnant massifs of the bright layered deposits around the north polar cap of Mars // 48th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2017. 2102. 2 p. (личный вклад – 75%)
10. Zabalueva E.V., Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Graph-analytical method in ice avalanche streams modeling on Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 1818. 2 p. (личный вклад – 85%)
11. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Measuring of thicknesses of remnant massifs of layered deposits at high northern latitudes of Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 2370. 2 p. (личный вклад – 90%)
12. Krasilnikov S.S., Zarodnyuk A.V., Ivanov M.A., Kuzmin R.O. Measuring of volume and thicknesses of remnant massifs of layered deposits on Mars, using altimetry data and math approximation // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. PS-19. P. 296–298. (личный вклад – 85%)
13. Demidov N.E., Demidov V.E., Gunar A.Yu., Karaevskaya E.S., Krasilnikov S.S., Liebner S. 2019. Pingos on Spitsbergen and on Mars as astrobiological target // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. AB-15. P. 258–260. (личный вклад – 25%)

Объем и структура работы

Работа состоит из введения, пяти глав, раздела основных результатов, выводов, приложения и списка литературы из 258 цитируемых источников. Общий объем диссертации составляет 151 страница, в том числе 58 рисунков и 11 таблиц.

Работа выполнена в Лаборатории сравнительной планетологии Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН. Часть исследований проведена в Институте Max-Planck-Institute of Solar System Research, Гёттинген, Германия. Обработка спектральных данных OMEGA частично проведена в Институте космических исследований РАН. Некоторый объем расчетов проведен на компьютерном кластере кафедры кристаллографии и кристаллохимии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю диссертационной работы кандидату географических наук Кузьмину Р.О. за помощь в работе над диссертацией и конструктивную критику. Автор работы благодарен научному консультанту, доктору географических наук Лукашову А.А. Автор благодарен за проведение совместных исследований кандидату физ.-мат. наук Евдокимовой Н.А., а также коллегам и соавторам: доктору геол.-мин. наук Базилевскому А.Т., доктору физ.-мат. наук Скорову Ю.В., доктору геогр. наук Бюлеру У., кандидату физ.-мат. наук Зароднюк А.В., Брусникину Е.С. и Забалуевой Е.В. Отдельную благодарность автор выражает кандидату хим. наук Марченко Е.И. и Радаевой А.А. Автор глубоко признателен коллегам: д.г.-м.н. Иванову М.А., к.г.-м.н. Яковлеву О.И., к.г.-м.н. Гусевой Е.Н. За помощь в работе над публикациями автор благодарен Бразьер Д. За помощь в обработке данных автор благодарит к.г.н. Тарасова М.К. и Азбукину Н.В. За предоставление рабочего времени на компьютерном кластере кафедры Кристаллографии и кристаллохимии Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова автор благодарит проф., д.х.н. Еремина Н.Н.

Отдельную благодарность автор выражает фонду программы международного сотрудничества «Германская служба академических обменов» (DAAD) за финансирование исследовательской деятельности в рамках диссертации в Max-Planck-Institute of Solar System Research, Гёттинген, Германия, и лично профессору, доктору физических наук Маллю У.

ГЛАВА 1. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ КРИОСФЕРЫ МАРСА

1.1. Краткая история исследования планеты Марс

Исторически Марс является объектом наибольшего интереса среди планет Солнечной системы. Историю изучения планеты можно разделить на четыре периода:

С древних времен до изобретения телескопа. Наблюдения положения Марса на небосводе Земли помогли понять основные закономерности движения планет Солнечной системы. Анализ орбиты Марса, проведенный Браге в 1580 – 1600 годах, способствовал открытию первого и второго законов Кеплера.

С момента изобретения телескопа и до середины 19 века. Около 1600 года Галилео Галилей впервые наблюдал Марс при помощи телескопа. Ближе к середине 17 века появились первые рисунки поверхности (Фонтана, Гюйгенс, Кассини). В середине 19 века появились первые карты Марса с полярными шапками (Беер, Медлер).

Со второй половины 19 до середины 20 века. Качество телескопов заметно улучшилось, что позволило картографировать детали поверхности (каньоны, возвышенности и низменности).

Современный период исследования Марса начинается с появления космических аппаратов и посадочных модулей. Космическая программа Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (National Aeronautics and Space Administration – NASA (все сокращения использованные в работе, представлены в приложении 1) посвященная Марсу, начинается с серии спутников Mariner, из которых к удачным миссиям относятся Mariner 4, 6 и 7 (1964 – 1969 год). Mariner 9 стал первым искусственным спутником Марса в 1971 году. В СССР первые космические аппараты, достигшие красной планеты, относятся к серии Марс. В 1971 и 1973 году в СССР впервые совершается посадка автоматической станций Марс-3 и 6. Удачным проектом также можно считать Марс-5 (1974 год).

В рамках программы NASA был осуществлен первый проект с длительным периодом функционирования – Viking. Космические аппараты Viking 1 и 2 состояли из орбитальной станции и спускаемого аппарата. Наземными станциями был проведен ряд исследований поверхностного грунта и пород, метеорологических явлений. Полученные спутниковые снимки практически полностью перекрывали поверхность планеты и имели разрешение ~90 – 300 м/пикс (Stooke, 2016).

Новый этап исследований Марса относится к миссии Mars Global Surveyor (MGS) 1996 – 2006 год (Albee и др., 2001). На борту космического аппарата были расположены: Mars Orbiter Camera (MOC) (Malin и Edgett, 2001), альтиметр Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) (Smith и др., 2001), Thermal Emission Spectrometer (TES), магнитометр и электронный рефлектометр (MAG/ER).

Mars Odyssey (MO) – действующий орбитальный аппарат NASA, выведенный на орбиту в 2001 году. Одним из научных приборов является гамма-лучевой спектрометр GRS, состоящий из трех инструментов – гамма-спектрометра GRS, нейтронного спектрометра NS и детектора нейтронов высоких энергий HEND. На основе данных прибора HEND была получена карта распространения подповерхностных запасов водорода (Mitrofanov и др., 2002), что в дальнейшем использовалось для расчёта объёмов грунтового льда. Также на борту присутствует мультиспектральная камера THEMIS (Thermal Emission Imaging System) (Christensen и др., 2004).

Миссия Европейского космического агентства (European Space Agency – ESA) – Mars Express (MEX), стартовала в 2003 году. На борту космического аппарата находился посадочный модуль Beagle-2 и приборы: радар MARSIS (Nielsen, 2004; Picardi и др., 1996); мультиспектральная зональная камера HRSC (Jaumann и др., 2007); картирующий спектрометр OMEGA (Bibring и др., 2004a); спектрометрический комплекс SPICAM (Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars) (Bertaux и др., 2006) работающий в инфракрасном (ИК) (1.1 - 1.7 мкм) и ультрафиолетовом (УФ) (0.118 - 0.32 мкм) диапазоне, для анализа состава атмосферы.

Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) – действующая миссия, находящаяся под управлением Лаборатории реактивного движения (Jet Propulsion Laboratory – JPL) и NASA. Аппарат был спроектирован Lockheed Martin Corporation и JPL (Zurek и Smrekar, 2007). На борту КА (космического аппарата) установлены: камера видимого (ВИ) и ближнего инфракрасного (далее ИК) диапазонов HiRISE (McEwen и др., 2007), панхроматическая камера CTX (Malin и др., 2007), широкоугольная камера MARCI, снимающая поверхность в пяти видимых и двух ультрафиолетовых диапазонах с разрешением от 1 до 10 км (Iii и др., 2009), спектрометр видимого и ближнего инфракрасного излучения CRISM (Pelkey и др., 2007), радиолокатор SHARAD (Seu и др., 2007).

1.2. Используемые данные и методы исследования

Для анализа поверхности в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне использовались снимки камер CTX (Malin и др., 2007), HiRISE (McEwen и др., 2007), HRSC (Jaumann и др., 2007), а также мультиспектральные снимки THEMIS (Christensen и др., 2004), CRISM (Murchie и др., 2007) и OMEGA (Bibring и др., 2004a). Данные радара SHARAD (Seu и др., 2007). В мелкомасштабном картографировании использовались данные съёмочных систем MOC (Malin и Edgett, 2001) и MOLA (Smith и др., 2001) (Таблица 1.2_1).

Основным методом исследования ледяных массивов в диссертационной работе является качественный и количественный фотогеологический анализ при помощи методов дистанционного зондирования поверхности планеты. При помощи данного метода и методов картографирования были определены основные параметры ледяных массивов, их

пространственное распределение, морфология и структура льда. Для количественного описания ледяных массивов был использован количественный морфометрический анализ с последующим применением методов статистической обработки данных. Методика дешифрирования различных типов данных приведена в приложении 2.

Таблица 1.2_1. Перечень приборов, данные которых использованы в работе.

Миссии и инструменты		
Mars Global Surveyor (MGS)	MOC	Mars Orbiter Camera (Malin и Edgett, 2001)
	MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter (Smith и др., 2001)
Mars Odyssey (MO)	THERMIS	Thermal Emission Imaging System (Christensen и др., 2004)
Mars Express (MEX)	OMEGA	Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite (Bibring и др., 2004a)
	HRSC	High Resolution Stereo Camera (Jaumann и др., 2007)
	CTX	Context Camera (Malin и др., 2007)
Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)	CRISM	Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (Murchie и др., 2007)
	HiRISE	High Resolution Imaging Science Experiment (McEwen и др., 2007)
	SHARAD	Shallow Radar (Seu и др., 2007)

Этапы исследования соответствуют структуре оглавления работы (Рисунок 1.2_1). Изначально при помощи мультиспектральных данных видимого и ближнего инфракрасного диапазона была изучена область исследования и произведен пространственный анализ данных. На основе морфологии ледяных массивов и их положения в рельефе была проведена

классификация объектов исследования. Данные ближнего инфракрасного участка спектра позволили уточнить границы распространения льда и покрова изморози. Детальное изучение спектров позволило определить состав поверхности и произвести сравнение состава ледяных массивов и отложений полярной шапки. Геофизические методы обработки данных были применены в процессе анализа радарограмм с целью определения объема и мощности ледяных массивов. Данные альтиметра MOLA использовались для подсчета мощности ледяных массивов и морфометрического анализа поверхности. Анализ форм гляциального и криогенного происхождения производился при помощи снимков видимого диапазона (CTX, THEMIS, HiRISE), при этом производилось картографирование и морфометрические исследования.

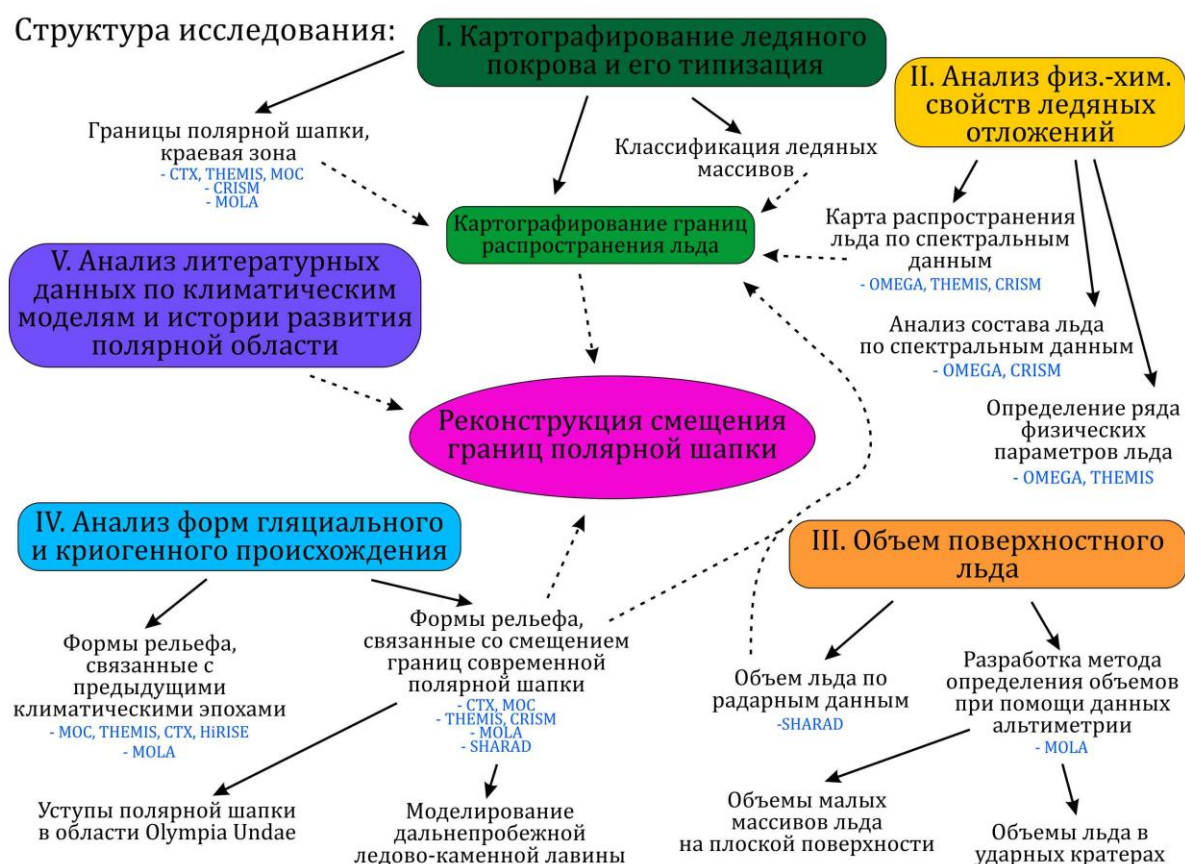


Рисунок 1.2_1. Структура исследования.

Для построения мелкомасштабных цифровых моделей рельефа (ЦМР) и определения морфометрических показателей объектов использовались данные Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) (Smith и др., 2001). Прибор был установлен на борту MGS. Принцип работы лазерного альтиметра заключается в измерении высоты при помощи лазерного лучевого импульса, посылаемого аппаратом на поверхность отражения. Импульс отражается от поверхности и прибор регистрирует его возврат. На основе разницы во времени между излучением импульса и его регистрацией, параметров референц-поверхности, пространственных координат космического аппарата и точки измерения высчитывается превышение конкретной точки

измерения над референц-поверхностью небесного тела. Разрешение получаемых ЦМР составляет ~ 100 м по горизонтали и ~ 1 м по вертикали (Smith и др., 2001).

Mars Orbiter Camera (MOC) – научный прибор, состоящий из трех камер: панхроматической узкоугольной камеры с разрешением до 1.5 м/пикс и двух картирующих широкоугольных камер с разрешением от 0.23 до 7.5 км/пикс (Malin и Edgett, 2001). Прибор был установлен на неудачной миссии Mars Observer (Malin и др., 1992) и миссии MGS. Камера разработана Malin Space Science Systems (MSSS) и Калифорнийским технологическим институтом (California Institute of Technology – CIT). В строении телескопа узкоугольной камеры используется система Ричи – Кретьена с диафрагмой $f/10$ и углом обзора 0.44° . Фокусное соотношение широкоугольных камер составляет $f/6.4$ и $f/6.3$ с углом обзора 140° . Размеры снимков узкоугольной камеры зависят от процесса записи информации и составляют 2.8×2.8 км или 2.8×25.2 км. Снимки широкоугольных камер покрывают площадь ~ 500 км в ширину и 1500 км в длину (Malin и др., 1992).

Для детального анализа поверхности также были использованы данные панхроматической контекстной камеры CTX (Context Camera), установленной на борту КА MRO под управлением Malin Space Science System (MSSS) и MRO Mars Color Imager team (MARCI). CTX служит для: (1) получения контекстных изображений поверхности Марса с последующим их использованием при работе с данными других приборов; (2) поддержки программ NASA - Mars Exploration Program, таких как поиск мест посадок и т.п.; (3) проведения непосредственных геологических, геоморфологических и метеорологических исследований красной планеты под руководством группы MARCI (Malin и др., 2007). В телескопической камере CTX с параметрами 350 мм $f/3.25$ используется катадиоптическая система Шмидта с 5.7° углом обзора, позволяющая получать снимки с хорошим покрытием ~ 30 км в ширину и ~ 160 км в длину. Благодаря телескопическому обеспечению, разрешение получаемых изображений достигает 6 м/пикс. Полоса пропускания излучения ограничена видимым спектральным диапазоном 0.5 – 0.7 мкм. К настоящему моменту снимки покрывают практически всю территорию Марса.

Камера видимого и ближнего инфракрасного спектра HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) была установлена на борту MRO. Камера была разработана компанией Ball Aerospace & Technologies Corp под руководством University of Arizona (UA) и Lunar and Planetary Laboratory (LPL). Информационное обеспечение и обработка поступающих изображений производится в UA и LPL. Телескоп-рефлектор с диаметром главного зеркала 0.5 м позволяет получать снимки с разрешением 0.25 - 1.3 м/пикс. Расположение матриц в камере (McEwen и др., 2010) позволяет получать панхроматические снимки с углом обзора 1.14° и шириной полосы захвата камеры ~ 6 км, а также $\sim 20\%$ от исходного снимка в цветном диапазоне с углом обзора 0.23° и полосой захвата ~ 1.2 км. Спектральный диапазон камеры шире, чем у CTX и составляет видимую часть

спектра 0.38 – 0.77 мкм и ближний ИК ~0.79 (McEwen и др., 2007). Ресурс аппарата MRO позволят разворачивать камеры по отношению к поверхности, тем самым получая необходимую разность углов съёмки перекрывающихся изображений, что позволяет создавать стереопары на основе изображений CTX и HiRISE с исходным разрешением. На данный момент доступно более 500 ЦМР Марса с высоким разрешением на базе снимков HiRISE. При этом часть стереопар представлена в виде отдельных перекрывающихся снимков (более 5000 изображений) и могут быть использованы для дальнейшего построения ЦМР. Установка камеры высокого разрешения на борт MRO обусловлена интересом научного сообщества к крупномасштабным геолого-геоморфологическим процессам, таким как склоновые, эоловые, сезонный цикл CO₂ и H₂O и т.д. По состоянию на 2016 год снимки съёмочной системы покрыли 2.4% территории Марса.

High Resolution Stereo Camera (HRSC) одна из камер спутника MEX, работающая в видимом (0.395 – 1.015 мкм) и ближнем ИК (до 1.15 мкм) диапазонах (Jaumann и др., 2007). Поворот камеры на $\pm 18.9^\circ$ позволяет получать стереоскопические снимки. Телескопическая система Максудова-Кассегрена f/11 с диаметром входной линзы 90 мм способна получить снимки с разрешением до 2.3 м/пикс и шириной снимка 2.3 км. Среднее разрешение снимков камеры составляет ~10 м/пикс.

THEMIS (Thermal Emission Imaging System) установлен на борту КА MO и представляет собой мультиспектральную инфракрасную камеру с диапазоном регистрируемых длин волн 6.8 – 14.9 мкм и видимого/ближнего ИК диапазона 0.42 до 0.86 мкм. Разрешение снимков достигает 100 м/пикс в инфракрасной части спектра и 16 - 18 м/пикс в видимом диапазоне. Двенадцатисантиметровое зеркало телескопа f/1.6 позволяет получать снимки в ИК диапазоне с углом обзора до 4.6° и в видимом диапазоне до 2.66° . Ширина снимков ~32 км (Christensen и др., 2004). Камера была спроектирована компанией Raytheon с дальнейшей обработкой данных и информационным сопровождением в Arizona State University (ASU). Прибор выполняет функции минералогического и теплофизического анализа поверхности. Работа в ИК диапазоне основывается на принципе инфракрасной спектроскопии, т.е. испускание излучения из прибора, возбуждение молекулярных колебаний, частичное поглощение и отражение. В зависимости от длины волны поглощенного и отраженного спектра, определяется вещественный состав поверхности. Измерение теплового ИК излучения выполняется на девяти разных длинах волн, восемь из которых имеют длины волн между 6.8 и 13 мкм (наиболее оптимального диапазона длин волн для определения ИК излучения, характерного для силикатных минералов). Следующие минералы и минеральные соединения могут быть обнаружены в данном участке спектра: карбонаты, силикаты, гидроксиды, сульфаты, диоксид кремния, оксиды и фосфаты. Девятая длина волны составляет 14.9 мкм и служит для анализа атмосферы (Christensen и др., 2004). При помощи мультиспектральной камеры можно получить два типа информации:

температура и излучательная способность поверхности. Данные дневных и ночных ИК снимков различаются – дневные ИК снимки отражают рельеф, тогда как ночные снимки отражают теплофизические свойства поверхности, такие как разная теплопроводность пород.

В работе использовалось два типа спектрометров: картирующий спектрометр видимого и ближнего инфракрасного диапазонов OMEGA (Bibring и др., 2004a) и спектрометр видимого и ближнего инфракрасного диапазонов CRISM (Murchie и др., 2007). Получаемые данные состоят из трехмерных (x , y , λ) спектральных кубов, в которых две размерности соответствуют изображению поверхности, а третья – спектру.

OMEGA (Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite) - картирующий спектрометр видимого и ближнего ИК. Спектрометр предназначен для анализа поверхности и атмосферы Марса посредством спектрального анализа отраженного Солнечного и теплового излучения. В строении телескопа использована система двойного объектива Гауса с $f/1.6$. Камера позволяет получить картирующие изображения поверхности с углом обзора 8.8° и разрешающей способностью 2 – 5 км/пикс и ~ 350 м/пикс для участков с детальным изучением (Bibring и др., 2004a). Размеры снимков составляют 5 – 7 км в ширину и ~ 3000 км в длину для снимков с разрешением ~ 350 м/пикс, 60 – 600 км в ширину и ~ 3000 км в длину для снимков с низким разрешением. Камера состоит из двух спектральных каналов: 0.38 - 1.05 мкм (видимый и ближний ИК) и 0.93 – 5.1 мкм (коротковолновый ИК). Данные коротковолнового участка спектра разделяются фильтром на 0.93 – 2.73 мкм и 2.55 – 5.1 мкм. Спектральное разрешение составляет 0.007-0.02 мкм. Снимки состоят из данных в трех измерениях (x , y , λ), два пространственных измерения и одного значения спектра.

CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) – гиперспектральная камера видимого и ближнего инфракрасного диапазона работает в диапазоне длин волн от 0.37 до 3.92 мкм, измеряя спектр 544 каналов (каждый 0.00655 мкм в ширину). Главным назначением прибора является поиск минералов на поверхности, имеющих следы воздействия воды и живых организмов. Прибор имеет два режима регистрации данных: не целевой мультиспектральный (multispectral untargeted) и целевой гиперспектральный режим (hyperspectral targeted).

В нецелевом режиме CRISM получает снимки Multispectral Survey (MSP) типа с разрешением 200 м/пикс и Multispectral Window (MSW) с разрешением 100 м/пикс, записывая около 50544 измерений длин волн. Данные режимы созданы для крупномасштабного картирования и позволяют получить спектральные снимки длиной до ~ 540 км. В целевом гиперспектральном режиме камера записывает около 544 измерений длин волн с пространственным разрешением ~ 20 – 40 м/пикс. Длина полос съемки составляет от 18 до 10800 метров (Murchie и др., 2007). Целевой гиперспектральный режим включает в себя снимки с полным разрешением (Full Resolution Targeted – FRT), с половиной разрешения (Half-Resolution Long – HRL) и

фрагментарные (Short – HRS) типы данных. Ширина всех типов снимков CRISM не превышает ~10 км.

Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) – радиолокатор, разработанный и обслуживавшийся NASA и Итальянским космическим агентством Agenzia Spaziale Italiana (ASI) на КА MEX. Он работает по принципу радиолокационного синтезирования апертуры. Частота работы прибора 1 – 5 МГц, что позволяет получить 10 км горизонтального и 50 - 100 м вертикального разрешения. В зависимости от состава подстилающей поверхности прибор позволяет получить данные с глубины до ~5 км (Nielsen, 2004; Picardi и др., 1996).

Shallow Radar (SHARAD) – радиолокатор, разработанный ASI и установленный на борту КА MRO (Seu и др., 2007), имеет схожий принцип работы с MARSIS. Прибор использует ВЧ-радиоволны в диапазоне от 10 до 20 МГц, что позволяет проникать на глубину от 7 метров до нескольких км, в зависимости от состава пород. Вертикальное разрешение радара составляет ~15 м. Разрешение по горизонтали поперек движения аппарата 3 – 6 км и 0.3 – 1 км вдоль движения. Длительность испускаемого импульса составляет 85 мкс, а частота повторения импульсов 700/350 Гц (Seu и др., 2007).

Поиск и/или доступ к готовым к использованию снимкам CTX и THEMIS осуществлялся через портал (global-data.mars.asu.edu) на базе ASU. За время существования базы данных CTX архив претерпел изменения, изначально предоставляя файлы без географической привязки. С появлением формата JPEG2000 у снимков появилась географическая привязка, а начиная с конца 2017 года файловая система перешла на формат GeoTIFF со вшитой географической привязкой и предопределенной пирамидной системой построения растрового изображения.

Поиск и загрузка данных HiRISE производится с сайта (uahirise.org) университета штата Аризона. Поиск данных происходит через окно поиска по номеру изображения. Сервис предоставляет возможность скачивать различные форматы данных, начиная от различных графических форматов, заканчивая данными с географической привязкой отдельным файлом и файлом JPEG или вшитой привязкой в формате JPEG2000. При наличии стереопары на данный участок сервис предоставляет возможность скачать оба снимка для дальнейшей обработки и построения ЦМР. Готовые ЦМР загружаются в формате IMAGE либо отдельными ортоизображениями в формате JPEG2000 и сопутствующим файлом привязки (.lbl). Для просмотра изображений и базовой обработки снимков сервер предоставляет возможность скачать специализированную программу HiView. Программа позволяет провести плановые морфометрические измерения привязанных снимков, а также работать с фильтрами и яркостными характеристиками.

Поиск большей части данных таких съемочных систем как CRISM, OMEGA, SHARAD и т.д. производился на сервере Washington University in St. Louis (ode.rsl.wustl.edu). Удобство базы

данных заключается в предоставлении всего спектра сопутствующих файлов по каждому типу данных дистанционного зондирования (ДДЗ). Скачивание данных происходит путем пофайлового скачивания или компоновки архива с заказанными файлами на сервере и предоставления личной ссылки на запрашиваемые данные.

Для работы с северной полярной областью Марса была использована база данных (БД) Геологической службы США (United States Geological Survey – USGS), выполненная в формате растровых и векторных данных в системе ArcGIS (webgis.wr.usgs.gov). Данные включают в себя как результаты отраслевых исследований (к примеру каталог кратеров), так и мозаики данных для мелкомасштабного картографирования. В работе были использованы следующие карты и растровые мозаики:

- Геологическая карта Марса в масштабе 1:2 млн. и 1:20 млн. (Tanaka и Fortezzo 2012; Tanaka и др., 2014), соответственно.
- Глобальная карта MOLA с разрешением 100 м/пикс (Smith и др., 2001).
- Глобальная мозаика снимков МОС с разрешением 230 м/пикс (Malin и Edgett, 2001).
- Мозаика снимков на северные широты CTX с разрешением 24 м/пикс, мозаика в RGB формате MARCI (1000 м/пикс) и мозаика дневных снимков THEMIS видимого диапазона на весенний и летний сезоны с разрешением 36 и 72 м/пикс (Tanaka и Fortezzo 2012).
- Мозаики снимков CTX с разрешением 6 м/пикс на основе данных The Murray Lab (ML).

Для работы в геоинформационной среде было использовано семейство геоинформационных программных продуктов ArcGIS компании ESRI, а именно, модули ArcMap, ArcScene и ArcCatalog (esri.com). Свободная кроссплатформенная геоинформационная система QGIS (qgis.org).

Для работы с определенными типами данных, таких как радарные снимки SHARAD и дневные инфракрасные снимки THEMIS, была использована геоинформационная система JMARS (jmars.asu.edu) (Christensen и др., 2009). С ее помощью были обработаны данные тепловой инерции поверхности по THEMIS и получены яркостные температуры. Частичная обработка данных SHARAD также выполнялся в данной программе.

Спектральные данные приборов CRISM и OMEGA анализировались в специализированном программном продукте Exelis Visual Information Solutions (ENVI) с использованием языка программирования Interactive Data Language (IDL). Для обработки и анализа данных OMEGA был написан скрипт на языке программирования IDL. Первая редакция скрипта была использована в работе Kuzmin и др. (2012), его модификация в дальнейшей работе Красильников и др. (2018). Анализ данных CRISM проходил в модуле ENVI - CRISM Analysis Toolkit (CAT), созданным для анализа снимков данной съемочной системы (Pelkey и др., 2007). Для минимизации помех в

спектральных снимках производилась дополнительная коррекция данных и их предобработка. Фотометрическая коррекция (Photometric correction) служит для калибровки яркости снимка, связанной с углом падения солнечных лучей. Из-за преобладания углекислого газа в атмосфере планеты для спектральных данных требуется проведение атмосферной коррекции (Atmospheric Correction). В случае коррекции атмосферы использовался Volcano scan режим с функцией McGuire 2-wavelength (2007/1980) для данных CRISM и Pelkey 2-wavelength (2011/1899) для данных OMEGA (McGuire и др., 2009). Data Filtering коррекция позволяет удалить артефакты и пиксели с отсутствующими данными на изображениях.

Для выполнения некоторых задач были написаны скрипты по обработки данных на языке программирования Python (anaconda.com). К примеру, в случае работы с радарными данными SHARAD на одной из стадий предобработки использовался скрипт по конвертации значений геопозиционирования для его дальнейшего использования в геоинформационных продуктах.

Часть расчетов по данным OMEGA была произведена на сервере кафедры Кристаллографии и кристаллохимии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

ISIS 3 (Integrated Software for Imagers and Spectrometers) является системой обработки и анализа данных космических аппаратов, исследовавших и продолжающих исследование Солнечной системы. Программа разработана USGS для NASA. Основное предназначение системы – географическая привязка исходных данных съемочных аппаратов. Работа в программе происходила в системе Linux (Ubuntu 18.04) с командной оболочкой C shell.

1.3. Основные физические параметры Марса

Марс является четвертой по счету планетой от Солнца, вращающейся по орбите с большой полуосью 1.524 а.е. и эксцентриситетом ~ 0.093 . Период обращения вокруг Солнца равен 686.98 земных суток. Первые исследования показали значительное влияние эксцентриситета орбиты (Murray и др., 1972) и наклона оси вращения (Ward, 1973) на климатические условия в историческом масштабе. Таким образом, в афелии поверхность планеты получает на 1/30 энергии меньше, чем в ее перигелии (Forget и др., 2017). Наклон оси вращения планеты от перпендикуляра к плоскости ее орбиты составляет 25.19° (для Земли он составляет 23.45°). Направление вращения прямое (против часовой стрелки, если смотреть с северного полушария) и составляет $24\text{ч } 37\text{м } 22.663\text{с} \pm 0.004$ (Michael и др., 1976).

Ареоцентрическая долгота Солнца или солнечная долгота, далее L_S (Solar longitude), является количественной характеристикой сезонов на Марсе. Понятие L_S определяется как угол, отсчитываемый от воображаемого положения Марса на орбите вокруг Солнца во время весеннего равноденствия. $L_S 0 - 90^\circ$ соответствует северной весне, $L_S 90 - 180^\circ$ лету, $L_S 180 - 270^\circ$

осени, L_s 270 - 360° зиме. Большой эксцентриситет орбиты обуславливает более теплую и короткую зиму, и, соответственно, более длинное и холодное лето в северном полушарии.

Марс по многим параметрам схож с Землей и относится к планетам Земного типа с дифференциацией на кору со средней толщиной 50 км, силикатную мантию и твердое/частично жидкое железное ядро, с примесью (14 – 18%) серы (Rivoldini и др., 2011).

На основе кратерной статистики для планет земной группы, некоторых спутников и малых тел Солнечной системы был рассчитан возраст поверхности и построены геохронологические шкалы (Neukum и др., 2001). В геологической истории Марса выделяется три периода с разделением на эпохи (Hartmann и Neukum, 2001; Hartmann, 2005; Michael, 2013). Объекты исследования данной работы относятся к концу Поздней Амазонийской эпохи, однако процессы, повлиявшие на формирование полярных областей и полярных шапок Марса, описанные в подглавах 1.3 и 1.4, происходили на протяжении всего периода эволюции планеты (Таблица 1.3_1).

Таблица 1.3_1. Эпохи геологической истории Марса по Hartmann и Neukum (2001).

Эпоха	Длительность, млрд. л.
Поздняя Амазонийская	0.27 – по наст. вр.
Средняя Амазонийская	1.03 – 0.27
Ранняя Амазонийская	3.24 – 1.03
Поздняя Гесперийская	3.39 – 3.24
Ранняя Гесперийская	3.56 – 3.39
Поздняя Ноахидская	3.85 – 3.56
Средняя Ноахидская	3.96 – 3.85
Ранняя Ноахидская	~4.0 – 3.96

Для планеты характерно присутствие палеовулканизма с образованием таких структур, как обширное поднятие Фарсида, в пределах которого находятся крупнейшие в Солнечной системе вулканы: Олимп (высотой 27 км), Арсия (19 км), Аскрийская (18 км), Павлина (14 км) (здесь и далее, русскоязычная номенклатура деталей рельефа дана по работе Бурба (1981)).

1.3.1. Атмосфера, гидросфера и криосфера Марса

Исследуемая планета обладает сравнительно тонкой атмосферой, состоящей в основном из углекислого газа (CO_2) с небольшой примесью азота (N) и аргона (Ar) (Таблица 1.3.1_1). Приповерхностное давление приблизительно равно 0.5 – 1% от земного. В большинстве случаев температура на поверхности находится ниже точки замерзания и при давлении 600 Па располагается ниже тройной точки воды на фазовой диаграмме, тем самым при нагревании H_2O

* При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Brusnikin E.S., Kreslavsky M.A., Zubarev A.E., Patratiy V.D., Krasilnikov S.S., Head J.W., Karachevtseva I.P. Topographic measurements of slope streaks on Mars // *Icarus*, 2016. 278. P. 52–61. (личный вклад – 20%)

сразу переходит из твердого состояния льда в газообразную фазу (Рисунок 1.3.1_1).

Ранняя более плотная атмосфера Марса (Carr, 1996) постепенно истончалась (Pepin, 1994), в результате потери магнитного поля (Kass и Yung, 1995) и активной бомбардировки планеты в период 4.6 – 3.6 млрд. л. н. (Borg и Drake, 2005; Nemchin и др., 2014). Потере магнитного поля способствовало постепенное остывание ядра и остановка внутреннего динамо около 4.1 – 4 млрд. л. н. (Jones, 2011; Lillis и др., 2013; Williams и Nimmo, 2004).

Таблица 1.3.1_1. Основные физические параметры Марса (Read и Lewis, 2004; Мороз, 1978) и Земли.

Параметр	Земля	Марс
Период вращения вокруг оси	23ч 56м 4с	24ч 37м 22с
Радиус орбиты (10^8 км)	1.5	2.28
Дистанция от Солнца (а.е.)	0.98 – 1.02	1.38 – 1.67
Эксцентриситет	0.017	0.093
Наклон оси вращения	23.45°	25.19°
Длина одного года (Земных дней)	365.24	668.98
Экваториальный радиус (км)	6378	3396
Ускорение свободного падения (м/с^2)	9.81	3.72
Давление у поверхности (гПа)	1013	~6
Состав атмосферы	N ₂ (77%)	CO ₂ (95%)
	O ₂ (21%)	N ₂ (2.7%)
	H ₂ O (1%)	Ar (1.16%)
	Ar (0.9%)	O ₂ (0.13%)
Приповерхностная температура (К)	230 - 315	140 - 300
Сферическое альбедо	0.306	0.25
Объем (км ³)	$10.8321 \cdot 10^{11}$	$1.6318 \cdot 10^{11}$
Плотность (г/см ³)	5.52	3.93

Для атмосферы Марса характерен меридиональный атмосферный перенос водяного пара из южного полушария в северное в момент северной зимы (270° – 360° L_S). Данный перенос водяного пара происходит во время активной сублимации южной полярной шапки и связан с механизмом циркуляционной ячейки Хэдли (Clancy и др., 1996; Haberle и др., 1993; Zurek и др., 1992). В момент афелия (наиболее удаленное положение Марса от Солнца) приход солнечной радиации на поверхность северного полушария (в период северного лета) значительно меньше, чем в период лета в южном полушарии. Благодаря сравнительно низким температурам атмосферы и низкому положению высоты насыщения водяного пара в восходящем потоке

циркуляционной ячейки Хэдли (на низких и средних широтах северного полушария Марса) формируется глобальный слой облаков, препятствующий переносу атмосферной влаги из северного полушария в южное в период $\sim 90^\circ - 160^\circ$ L_s. В момент перигелия (ближайшее положение планеты к Солнцу, северная зима) температура поверхности и атмосферы, а также более значительная высота насыщения водяного пара (приблизительно в два раза больше), не способствуют образованию плотного облачного слоя, что позволяет влаге беспрепятственно перемещаться из южного полушария в северное. Таким образом, во время северного лета меридианальный поток ячейки Хэдли направлен в сторону повышения уровня геопотенциала, что ослабляет ее силу и, как следствие, ослабляет перенос влаги. В сезон южного лета атмосферный поток перемещается в сторону меньшего потенциала, в связи с чем вода беспрепятственно переносится в северное полушарие (Кузьмин и др., 2007). Мощность ячейки Хэдли приблизительно в шесть раз сильнее чем у ячейки Хэдли на Земле (Tokano, 2003).

Существуют две гипотезы эволюции атмосферы Марса: холодная и сухая (Pollack и др., 1987; Squires и Kasting, 1994; Wordsworth и др., 2013; Zabrucky и др., 2012), либо теплая и влажная (Craddock и Howard, 2002; Masursky, 1973; Pollack и др., 1987). В настоящий момент говорится о наиболее вероятном наличии в прошлом океана на северных равнинах (Ivanov и др., 2017; Malin и Edgett, 1999; Parker и др., 1993; Parker и Saunders, 1988). При этом, формирование открытых водных пространств предполагается в больших ударных бассейнах и крупных кратерах. Данная гипотеза развития ранней гидросферы планеты основывается на обнаруженных на Марсе палеограницах (береговых линий) океана/озер, схожих, к примеру, с палеограницей плейстоценового озера на севере региона Крикет Маунтайнс, юго-западная Юта, США (Clifford и Parker, 2001; Parker и Saunders, 1988). Исследователи сходятся во мнении, что формирование больших открытых водных пространств могло произойти в несколько этапов, начиная с Наохидского периода (~ 4 млрд.л.н.) и по более молодой – поздний Гесперийский и начало Амазонийского периодов ($\sim 2 - 3$ млрд.л.н.) (Clifford и Parker, 2001). Текущая вода сформировала русла временных водотоков и глубокие каньоны на поверхности (Head и др., 1998, 2008). Вскоре после истончения атмосферы, произошло постепенное обмеление океана, и если до этого можно было наблюдать жидкую воду на поверхности планеты, то сейчас она перешла в кристаллическую форму и сконцентрирована в основном в полярных шапках и в форме грунтового льда (Clifford, 1993).

В современный период наличие стабильной жидкой воды на поверхности Марса маловероятно, так как физические параметры атмосферного давления и температур находятся за пределами поля жидкой фазы H₂O (Рисунок 1.3.1_1). Однако, формирование краткосрочных водных потоков и/или наличие грунтовых вод обсуждается (например, McEwen и др. 2011; Levy 2012; Brusnikin и др. 2016).

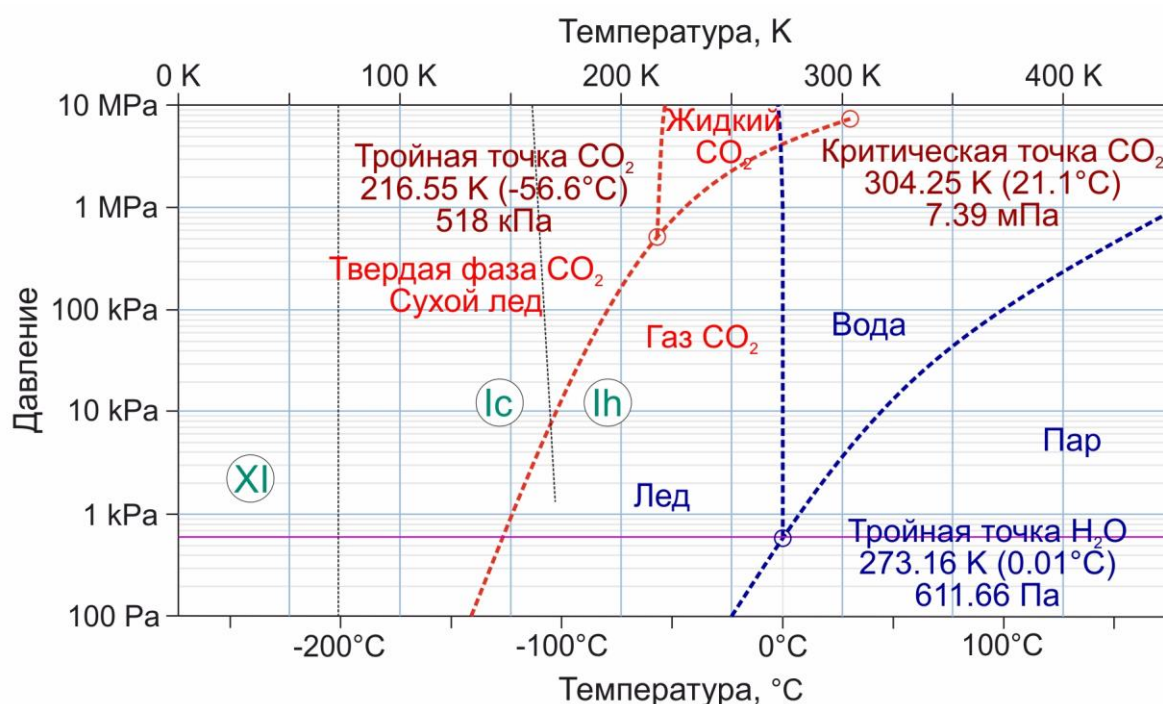


Рисунок 1.3.1_1. Фазовая диаграмма H₂O и CO₂. На диаграмме показаны области фазовых состояний воды и углекислого газа в зависимости от температуры и давления. Также показаны фазовые модификации твердой фазы H₂O (XI, Ic и Ih). Розовой горизонтальной линией отмечено среднее давление для Марса – 600 Па (чуть ниже тройной точки воды), в районе северных высоких широт оно поднимается до ~800 Па (Forget и др., 1999).

Наличие современных грунтовых вод является дискуссионным вопросом. Формы рельефа, связанные с наличием грунтовых вод слабо выражены, либо имеют неоднозначное происхождение. Наиболее характерным экзогенным процессом, связанным с грунтовыми водами, является процесс формирования карстовых форм или суффозия. Выделяется несколько форм рельефа, связанных с карстовыми провалами (Costard и Kargel, 1995; Grindrod и Balme, 2010; Jackson и др., 2011; Soare и др., 2014). Также для Луны и Марса характерно наличие лавовых труб – вытянутых полостей в породе, не имеющих отношения к карстовым процессам, однако образующих формы рельефа, схожие по форме с карстовыми провалами (Cushing, 2012; Gunn, 2004). Другим природным маркером грунтовых вод может являться образование оползней на наклонной поверхности. Для Марса характерно большое разнообразие различных оползневых процессов, однако, для них сложно выявить значительную роль грунтовых вод. В некоторых случаях давление вышележащих слоев на нижележащие ледосодержащие породы формирует линзы воды (Lucchitta, 1984; Squyres, 1978; Squyres и Carr, 1986) и схожие с солифлюкционными формы рельефа, механизм образования которых более подробно обсуждается в следующем разделе.

Немаловажным считается наличие склоновых форм рельефа, связанных с сезонной эрозионной деятельностью воды. Возможность наличия кратковременных склоновых потоков

обусловлена присутствием в растворе значительного количества солей, что понижает давление для критической точки рассола. При повышении температуры грунтовой лед начинает таять и растворяет соли (Ojha и др., 2015), находящиеся в грунте, получившийся рассол движется вниз по склону, образуя эрозионные врезы. К возможным проявлениям линейной эрозии могут быть отнесены: потоковые склоновые полосы (recurring slope lineae (RSL)) (например McEwen и др. 2011; Levy 2012; Chevrier и Rivera-Valentin 2012; Ojha и др. 2013, 2014; Grimm и др. 2014; Stillman и др. 2014); сезонные темные дюнные полосы в высоких северных широтах (например Gardin и др. 2010; Möhlmann и Kereszturi 2010; Hansen 2011; Kereszturi и др. 2011); а также различные проявления эрозионных врезов (см. например Malin и др. 2006). К проявлениям склоновых процессов также относятся темные склоновые полосы (Cushing, 2012; Guest и др., 1977; Heyer и др., 2019; Michael, 2013; Morris, 1982), механизм образования которых до конца не ясен. В отличие от дюнных полос склоновые полосы не приурочены к эоловым отложениям и встречаются в основном в экваториальной и умеренной зонах на склонах с различной крутизной. Предполагается два механизма их образования (Brusnikin и др., 2016): «сухой» механизм перемещения частиц вниз по склону, схожий с гравитационным оползанием материала с участием ветровой эрозии (Vincendon и др., 2019); «мокрый» механизм, связанный с движением хлоридных рассолов в приповерхностном слое грунта вниз по склону (Kreslavsky и Head, 2009). Существующие морфометрические измерения и данные моделирования не исключают оба механизма образования (Brusnikin и др., 2016).

1.4. Полярные шапки Марса

Низкие температуры зимнего сезона в районе полярной области оказывают значительное влияние на циркуляцию атмосферы. На протяжении зимнего сезона северного полушария температуры не поднимаются выше ~ 250 К, что делает невозможным сублимацию или плавление H_2O (Forget и др., 1999; Navarro и др., 2014) в полярной области. В конце лета – начале осени температура в северных широтах начинает понижаться и при достижении ~ 150 К происходит конденсация CO_2 (Forget и др., 1998), приводящая к образованию сезонной полярной шапки. При этом, в пределах этой сезонной шапки конденсируется до $\sim 25\%$ атмосферного CO_2 (Leighton и Murray, 1966). Сезонный покров твердой фазы углекислого газа достигает 50° с.ш. (Appéré и др., 2011; Cutts и Lewis, 1982). Максимальная мощность сезонной шапки наблюдается в зимний и начале весеннего сезонов ($\sim 300^\circ$ – 10° Ls). Максимальная мощность покрова CO_2 , наблюдавшаяся на 85° – 87° с.ш., составляет ~ 1.5 – 2 м. (Aharonson и др., 2004; Matsuo и Heki, 2009). Таким образом, покров CO_2 способен нивелировать и скрывать микрорельеф. Приповерхностные температуры поздней весной и ранним летом не позволяют сохраняться покрову CO_2 , который исчезает на 80° с.ш. до ~ 88 Ls (Hansen и др., 2013). Однако, сублимированный CO_2 все-еще

находится в приповерхностном слое атмосферы в форме конденсационной фазы (Forget и др., 1998) и препятствует крупномасштабному морфологическому и спектральному анализу поверхности (Красильников и др., 2017). Полное рассеивание углекислого газа и его перенос в южное полушарие происходит при $\sim 120^\circ$ L_S (Appéré и др., 2011; Cutts и Lewis, 1982). Начиная с $\sim 160^\circ$ L_S концентрация твёрдой фазы CO₂ в приповерхностном слое атмосферы снова возрастает, что приводит к снижению видимости поверхности и возникновению шума на спектральных снимках. По этой причине для исследования высоких северных широт Марса следует использовать сезон северного лета, а именно $\sim 120^\circ - 180^\circ$ L_S.

Ледяной состав постоянных полярных шапок был доказан достаточно давно (Clark и Mullin, 1976; Kieffer и др., 1976). Они являются важнейшим резервуаром летучих компонентов (преимущественно H₂O и CO₂). После открытия льда на полюсах появились идеи о важной роли H₂O в формировании и преобразовании поверхности планеты. Обнаружение грунтового льда вблизи экватора упрочили данное предположение (Watters и др., 2006; Holt и др., 2008; Boisson и др., 2009).

1.4.1. Южная полярная шапка

Постоянная южная полярная шапка приурочена к области Planum Australe (Южное плато) и носит название южной полярной остаточной ледяной шапки (SRIC). Эта шапка состоит в основном из льда H₂O, перекрытого слоем кристаллического CO₂ со средней мощностью не более 10 метров (Byrne и Ingersoll, 2003; Prettyman и др., 2004; Tokar и др., 2003), скрывая под собой толщи льда H₂O (Южные полярные слоистые отложения (SPLD)) (Bibring и др., 2004b; Hansen и др., 2005; Titus и др., 2003). В некоторых случаях в вытянутых понижениях у подножия уступов наблюдаются толщи CO₂ мощностью до ~ 800 м (Foss et al., 2017). Процентное отношение CO₂, накопленное в SRIC, от его общего количества в атмосфере невелико и составляет несколько процентов (Byrne и Ingersoll, 2003). Покров твёрдой фазы углекислого газа не стабилен и происходит его постепенная деградация (Jakosky и Haberle, 1990), что вызывает появление таких морфологических типов рельефа как “швейцарский сыр”, трансформирующихся в локальные вытянутые и замкнутые понижения. Под слоем SRIC обнаруживается слоистая структура (Thomas и др., 2009), что говорит о постепенном накоплении ледяных отложений в прошлые климатические эпохи. Современными исследованиями подтверждается постепенное разрушение покрова CO₂, однако скорость данной эрозии достаточно низкая (Piqueux и Christensen, 2008). В работе Head (2001) рассматривается территория, которая по мнению автора была перекрыта отложениями полярной шапки в позднем Амазонийском периоде. Моделирование деградации SRIC показало цикличность процесса, который занимает около 60 марсианских лет (Byrne и др., 2008a).

Радарные исследования показали возможность присутствия озера в основании полярной шапки (Orosei et al., 2018), состоящего из воды, насыщенной перхлоратами. Температура в основании достигает ~ -69 °C. Некоторые типы перхлоратов также могли бы присутствовать в основании северной полярной шапки, что некоторыми учеными связывается с возможностью ее вязкопластического течения (Fisher et al., 2010).

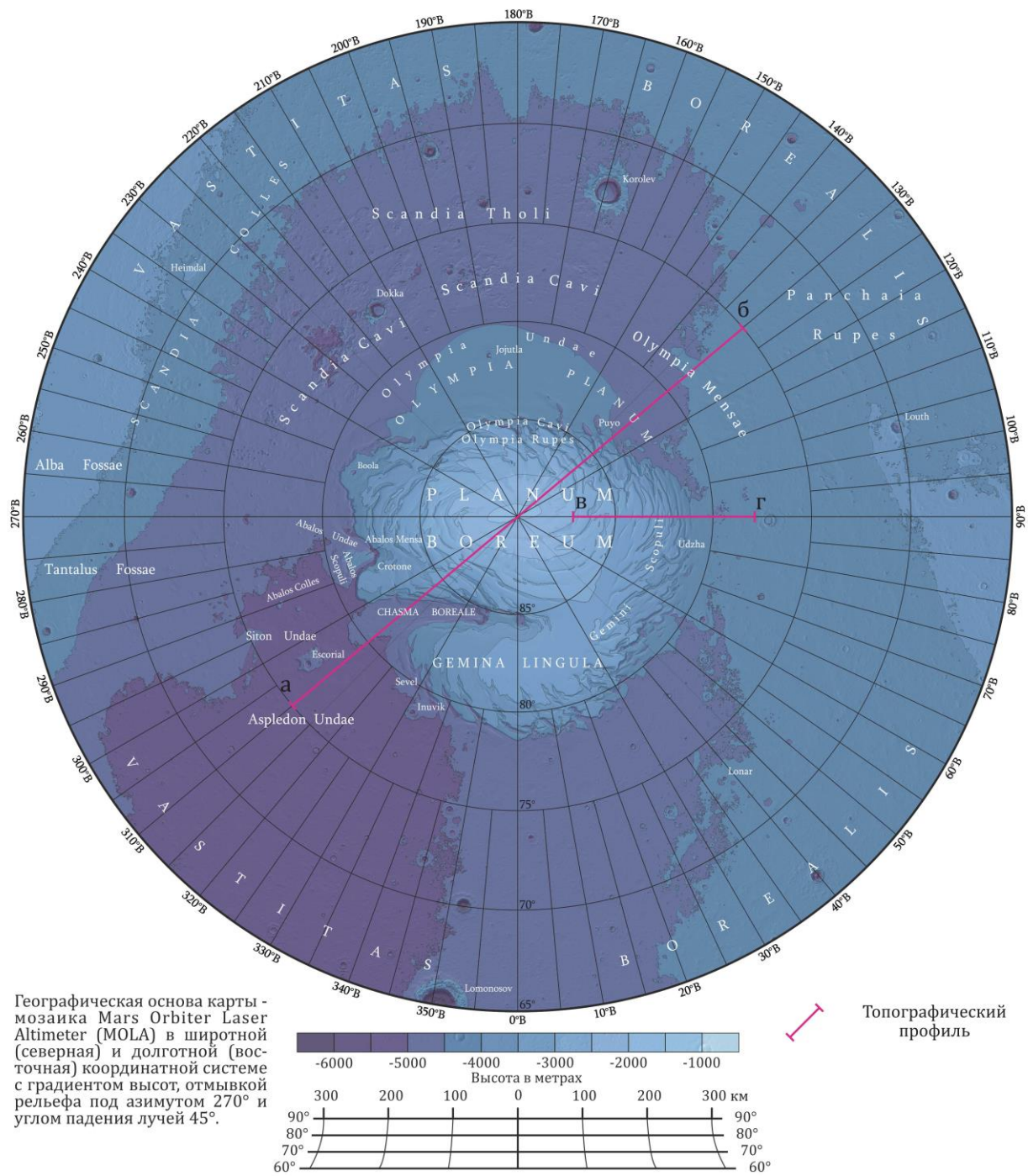
1.4.2. Северная полярная шапка

Постоянная северная полярная шапка (далее в тексте - полярная шапка) приурочена к области Planum Boreum (PB) и состоит из Polar Layered Deposits (PLD), включающей в себя две серии ледяных отложений – North Polar Layered Deposits (NPLD) и Basal Unit (BU). Северная полярная шапка распространяется до $\sim 78^\circ - 83^\circ$ северной широты с максимальным диаметром до ~ 1100 км (Clifford и др., 2000; Zuber и др., 1998) (Рисунок 1.4.2_1). Рассчитанная площадь PLD, включающая в себя отложения полярной шапки и ее краевую зону, выделенную из-за низкой мощности слоистых отложений, составляет приблизительно $1\,044\,694$ км², что равно $\sim 57\%$ площади ледяного щита Гренландии. Отложения BU перекрывают верхнюю часть отложений вулканического комплекса Vastitas Borealis Formation (VBF) раннего Амазонийского возраста (Fishbaugh и Head, 2005; Tanaka и др., 2008). Отложения BU располагаются между VBF и NPLD структурами (Byrne и Murray, 2002; Kolb и Tanaka, 2001; Malin и Edgett, 2001). Примечательно, что BU имеют слоистую структуру и являются более плотными и более древними ледяными образованиями на Марсе, чем NPLD. По составу можно заметить значительное увеличение процентного отношения силикатного материала к ледяной составляющей. Существует несколько гипотез формирования BU: (1) формирование отложений в результате стока ледниковых вод (Baker и др., 1992) или океанического осадконакопления (Kreslavsky и Head, 2002); (2) водонасыщенные эоловые отложения (Anderson и др., 1999; Byrne и Murray, 2002); (3) палео-полярная шапка (Kolb и Tanaka, 2001). В своей работе мы придерживаемся последней гипотезы по формированию BU в результате наличия палео-полярной шапки, подвергшейся частичной деградации и последующему перекрытию более молодыми отложениями NPLD (Fishbaugh и Head, 2005; Kolb и Tanaka, 2001). Поверхность данных отложений имеет сложную структуру со своими уступами и каньонами, с максимальной мощностью ~ 1.2 км (Рисунок 1.4.2_1). Граница, исследовавшаяся по радарным данным SHARAD, в районе $310^\circ - 140^\circ$ в.д. располагается на $\sim 85^\circ$ с.ш. и смещается к югу до $\sim 80^\circ$ с.ш. в оставшемся диапазоне широт, располагаясь под эоловыми отложениями Olympia Planum и Olympia Undae (Brothers и др., 2015; Nerozzi и Holt, 2018). Южнее, к PB примыкает регион Olympia Planum (OP), перекрытый покровом эоловых отложений и возвышающийся над окружающей равниной на ~ 600 м.

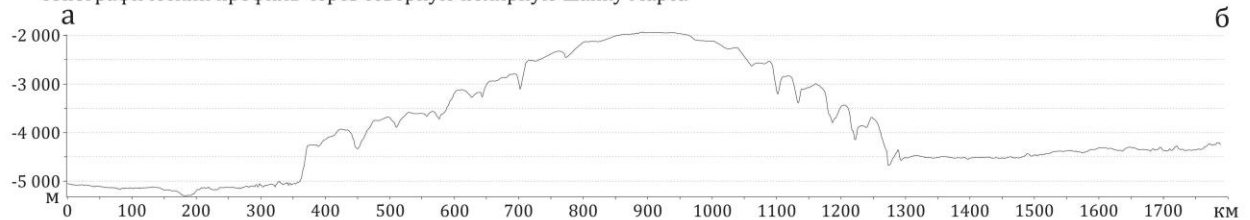
Внешне поверхность полярной шапки имеет вихревую структуру, которая связывается с эрозией поверхности благодаря специфическому движению воздушных масс (Howard, 2000) или частичным вязкопластическим течением льда в периоды с более теплым климатом (Winebrenner и др., 2008) либо, что более вероятно, комплексом этих процессов. Наибольшую долю полярной шапки Gemina Lingua, пересекает плоскодонный каньон Chasma Boreale (CB) ~500 км в длину, 50 км шириной и 1 – 2 км глубиной. Существует две основные гипотезы его образования. Согласно первой, образование каньона могло произойти за счет частичного плавления PLD в результате подледного вулканизма и стока талых вод (Clifford, 1987) или, согласно второй – за счёт кatabатических нисходящих ветровых потоков приводящих к абляции ледяных отложений (Howard, 2000). С одной стороны, дальнейший морфологический анализ подтвердил теорию образования каньона в результате оттока талых вод с дальнейшей эоловой модификацией (Benito и др., 1997; Fishbaugh и Head, 2002; Greve, 2008), с другой, предполагается преимущественно эоловая модификация (Warner и Farmer, 2008) и отсутствие каналов оттока талых вод (Tanaka и др., 2008). При этом в настоящий момент считается, что регион VBF обладает более мощной корой (Phillips и др., 2008), а конусообразные положительные структуры, ранее считавшиеся вулканическими образования (Garvin и др., 2000), интерпретируются как эрозионные останцы Planum Boreum (Tanaka и др., 2008; Warner и Farmer, 2008).

Вокруг полярной шапки, на широтах 70° - 83° с.ш., располагаются ледяные слоистые массивы (PLD outliers) (Рисунок 1.4.2_2), упоминающиеся в некоторых работах (Brown и др., 2014, 2012; Kreslavsky и Head, 2011), однако, до сих пор не подвергавшиеся всестороннему морфологическому, структурному и вещественному изучению. К примеру в публикации Calvin и Titus (2008), полукруг ледяных массивов, окружающих полярную шапку в районе 90° – 270° в.д. и 75° – 80° с.ш., именуется неофициальным названием Mrs. Chippy's Ring (MCR). Ледяные массивы, окружающие полярную шапку, и являются основным объектом изучения в данной работе.

В структуре РВ можно выделить наличие уступов или трогов – вытянутых желобообразных понижений, повторяющих вихревую структуру полярной шапки. Их образование также связывают с вязкопластическим течением (Winebrenner и др., 2008) и дальнейшим преобразованием за счет ветровой эрозии (Howard, 2000; Rodriguez, 2007) и гравитационных процессов (Herkenhoff и др., 2007; Murray и др., 2001). Высота уступов составляет от 100 до ~1000 метров, ширина до ~10 км и протяженность несколько сотен километров (Dzurisin и Blasius, 1975).



Топографический профиль через северную полярную шапку Марса



Топографический профиль через уступы северной полярной шапки Марса

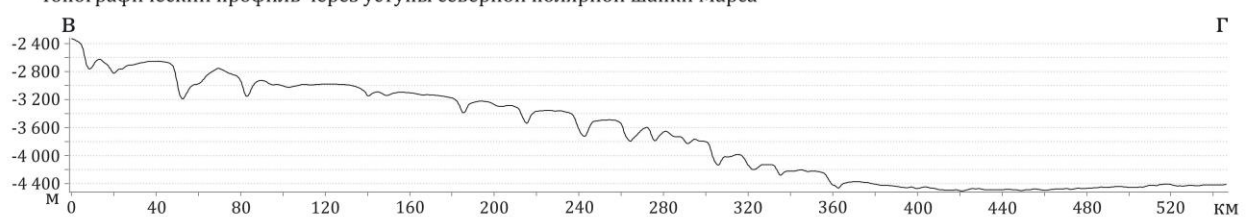


Рисунок 1.4.2_1. Рельеф северной полярной области по данным лазерного альтиметра MOLA. Здесь и далее, рисунки, для которых были использованы данные дистанционного зондирования, имеют подробное описание в разделе приложение 3.

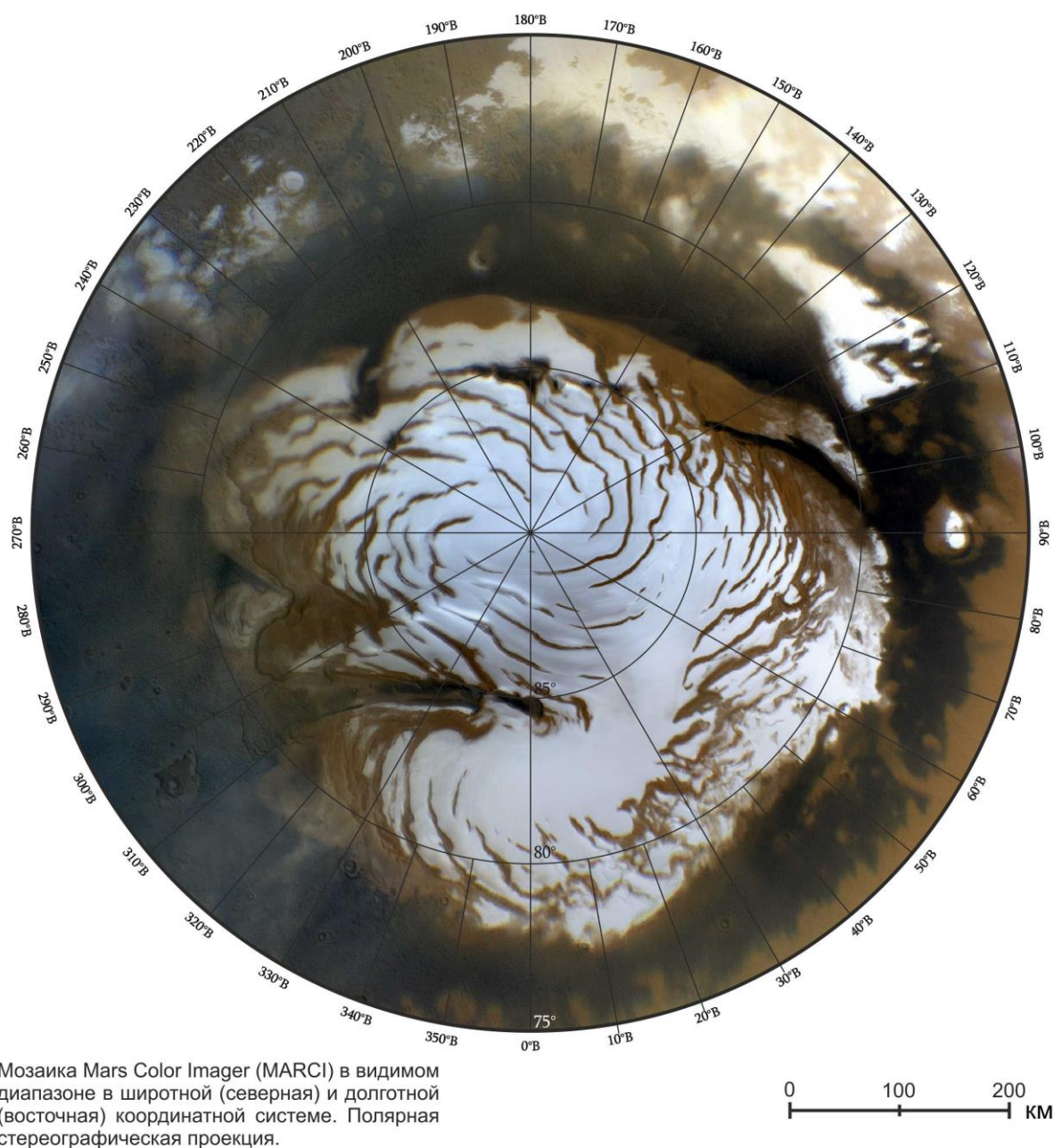


Рисунок 1.4.2_2. Цветное изображение постоянной северной полярной шапки и ледяных массивов вокруг нее по данным камеры MARCI.

Мощность отложений, рассчитанная по радарным данным и данным альтиметрии, достигает ~2.5 км (Byrne, 2009; Phillips и др., 2008). Объем NPLD по старым данным составляет ~1.14 и ~1.6 млн. км³ (Smith и др. 2001 и Seu и др. 2007, соответственно), однако, детальный анализ и 3D моделирование полярных отложений показали меньший объем, равный 821 000 км³ (Putzig и др., 2009), что почти в три раза меньше Гренландского ледяного щита (~2.6 млн. км³).

Ледяные отложения северной полярной шапки Марса обладают характерной четко выраженной слоистой структурой (Tanaka и Scott, 1987), связанной с последовательным и ритмичным процессом накопления льда H_2O с различной примесью пылевого материала. Данный процесс связан с климатическими вариациями на Марсе и запыленностью атмосферы. Помимо силикатного пылевого материала, являющегося преимущественно продуктом выветривания, на поверхности льда могли осаждаться частицы вулканического пепла/стекла и продукты ударного воздействия (Schultz и Mustard, 2004; Wrobel и Schultz, 2004). Слагающие NPLD ледяные отложения состоят на 70 - 95% из льда и на 30 - 5% из осажденной пыли (Brown и др. 2012 и Phillips и др. 2008, соответственно). Отложенные в осенне-зимний период твёрдые фазы CO_2 и H_2O возгоняются (сублимируют) в весенне-летний период (Cutts и Lewis, 1982). Образование слоистой структуры льда полярной шапки и ледяных массивов происходило благодаря отсутствию полной сублимации сезонной изморози и его накоплению летом. Скорость накопления современных отложений NPLD рассчитывается как 0.1 – 1 мм в год (Greve и др., 2004, 2003; Hvidberg, 2003). В зависимости от процентного соотношения в осажденной изморози пылевой фракции, варьируются яркость и физические свойства отложений. Отдельные пачки отложений (5 - 60 метров) прослеживаются на сотни километров и имеют схожую ритмику напластования (Fenton и Herkenhoff, 2000; Kolb и Tanaka, 2001; Milkovich и Head, 2006), что говорит о цикличном накоплении материала, происходившем за длительный период. Примечательно, что за границей современной северной полярной шапки распространены массивы слоистых отложений, залегающих (как и отложения полярной шапки) на равнинной поверхности поздне-Амазонийского возраста (Tanaka и Fortezzo, 2012). В современную климатическую эпоху сезонный покров твердой фазы CO_2 исчезает полностью в летний период, в то время как твёрдый покров H_2O на равнине может сохраняться только в локальных областях и в пределах полярной шапки, внося свой вклад в формирование ее наиболее молодых отложений (Красильников и др., 2018). Формирование полярных шапок происходило на протяжении миллионов лет и содержит в себе информацию о климатических условиях на планете в момент их формирования (Byrne, 2009).

Head и др., (2003) предполагает последний ледниковый период 0.4 – 2.1 млн. лет назад. Определенный тренд наклона оси вращения (Laskar и др., 2004) говорит о постепенном потеплении климата. И если сейчас наблюдается стабильность льда на широтах выше $\sim 60^\circ$ с.ш. (Mellon и Jakosky, 1995), то в предыдущие климатические эпохи граница полярной шапки и проявление активных криогенных форм рельефа смещались на более низкие широты. Анализ криогенных форм рельефа (Schorghofer, 2007) и их связь с изменением наклона оси вращения планеты (Laskar и др., 2004) показали, что за последние 5 млн. лет ледниковый период мог наступать приблизительно 40 раз (Schorghofer, 2007). Моделирование циркуляции атмосферы

при различных параметрах наклона оси вращения планеты показало, что в случае большого наклона оси вращения планеты, ледяные полярные отложения могли встречаться на более низких широтах, а отдельные слоистые ледяные массивы могли накапливаться в высокогорных районах приэкваториальной зоны планеты (например, на склонах вулканических гор провинции Фарсида) (Forget и др., 2006; Levrard и др., 2004).

ГЛАВА 2. ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ МАРСА И МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ СЛОИСТЫХ ЛЕДЯНЫХ МАССИВОВ

Объект изучения представляет собой слоистые ледяные массивы (далее в тексте – ледяные массивы/массивы льда/останцовые массивы) большого объема, расположенные за пределами границ полярной шапки, получившие свое распространение на широтах 70° – 83° с.ш. Они представляют собой обособленные отложения льда, морфология которых зависит от подстилающей поверхности. Эоловые и гравитационные процессы оказывают значительное влияние на формирование облика ледяных массивов, отложения силикатного материала могут частично или полностью перекрывать лед. Далее в тексте слои с увеличенным процентным соотношением силикатного материала будут называться темноцветными, слои, состоящие в основном из льда – светлыми. В диссертации развивается предположение о генетической связи ледяных массивов и отложений полярной шапки. В таком случае к ледяным массивам можно было бы применить термин «останцовые», однако правомерность использования данного термина возможна только в случае доказанности связи процессов накопления ледяных массивов и полярной шапки. Помимо ледяных массивов, на широтах $\sim 69^{\circ}$ – 83° с.ш. обнаружены участки с покровом изморози, который может служить индикатором наличия на данном месте слоистого ледяного массива или отложений NPLD в прошлые климатические эпохи. Многолетний покров изморози обладает меньшей мощностью, не имеет слоистой структуры и имеет более пористое строение. Рассматриваемые ледяные массивы сравниваются с отложениями полярной шапки по структуре и морфологии. В последующих главах производится сравнение физико-химических свойств.

2.1. Пространственное распространение ледяных массивов и их классификация

Используя мультиспектральные данные OMEGA, CRISM и THEMIS, а также радарные данные SHARAD, была получена область распространения льда и покрова изморози в северных широтах. Также в анализе распространения льда участвовали снимки высокого разрешения CTX и HiRISE. По результатам картографирования была построена карта распространения льда в северном полушарии Марса (Рисунок 2.1_1). Сводная таблица по пространственному расположению всех типов ледяных массивов дана в приложении 4 и 5.

Исследуемые массивы расположены на равнине и периодически взаимодействуют с подстилающими формами рельефа (далее они относятся к поверхностному льду). Ударные

* При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Красильников С.С., Кузьмин Р.О., Евдокимова Н.А. Слоистые ледяные останцы в высоких северных широтах Марса // *Астрономический вестник*, 2017б. Т. 51. №6. С. 1–11. (личный вклад – 75%)

Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. H₂O ice layered deposits on the northern plain of Mars // *International Symposium on Lunar and Planetary Science*. Wuhan, China. 2016. P. 126–127. (личный вклад – 85%)

Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Evdokimova N.A. Composition of remnant massifs of the bright layered deposits around the north polar cap of Mars // *48th Lunar and Planetary Science Conference*, The Woodlands, Texas, USA. 2017. 2102. 2 p. (личный вклад – 75%)

кратеры осложняют подстилающую поверхность равнины и образуют значительные затененные области, где наблюдается сохранение ледяных отложений и покрова изморози (днище кратера и теневой северный и северо-восточный склон вала кратера). Из-за разницы принципов накопления и сохранения льда, приуроченного к кратерам и располагающегося на равнине, останцовые массивы, перекрывающие подстилающую равнинную поверхность в широтном поясе 70° - 83° с.ш., можно разделить на следующие типы по положению в рельефе (Красильников и др., 2018) (приложение 6):

- а. Массивы, расположенные на равнине;
- б. Массивы, полностью или частично перекрывающие вал кратера;
- в. Массивы, расположенные на дне и на внешнем теневом склоне кратера;
- г. Массивы, расположенные на дне кратера;

Ударные кратерные структуры с ледяным покровом рассматриваются как отдельный комплекс, связанный с подстилающей формой рельефа (Рисунок 2.1_7). Зачастую в пределах ледяных массивов, расположенных на поверхности равнин, можно обнаружить кратерные структуры, в которых лед полностью или частично перекрывает вал кратера либо располагается на дне кратера и за его пределами. В данном случае ледяной покров за пределами кратера слабо связан с его инсоляционной ролью, однако, именно кратеры могут являться одними из очагов распространения ледяного покрова на большую территорию при похолодании климата.

Значительная роль в преобразовании рельефа поверхности принадлежит эоловому процессу. Поверхность ледяных массивов зачастую покрыта тонким слоем пылевого силикатного материала (более подробно это будет рассмотрено в главе 3) или частично перекрывается более мощными молодыми эоловыми отложениями позднего Амазонийского возраста (далее погребенный лед). В диссертации эоловый покров, перекрывающий ледяные массивы, рассматривается как наложенный процесс.

Многолетний покров изморози также рассматривается в работе и показан на карте (Рисунок 2.1_1 и 2.1_7). Участки распространения покрова многолетней изморози являются потенциально возможными областями присутствия отложений NPLD или массивов льда в прошлые климатические эпохи. При этом, из-за отсутствия слоистой структуры, многолетний покров изморози имеет сравнительно молодой возраст и может являться маркером распространения оледенения в последний ледниковый период (Head и др., 2003; Schorghofer, 2007).

Для удобства использования сводной таблицы по типам ледяных массивов (приложение 4 и 5) была предложена буквенная нумерация исследуемых зон (строки в приложении 6): А - зона полярной шапки; Б – краевая зона полярной шапки; В – зона равнин, окружающих полярную шапку. И числовая нумерация типов ледяных массивов (столбцы в приложении 6): 1 – полное или частичное перекрытие вала ударного кратера; 2 – расположение слоистых отложений на дне

и на теневом борту кратера; 3 - слоистые отложения на дне кратера; 4 – массивы слоистых отложений на равнине; 5 - массивы слоистых отложений, перекрытых эоловыми отложениями (Krasilnikov и Kuzmin, 2016; Красильников et al., 2018).

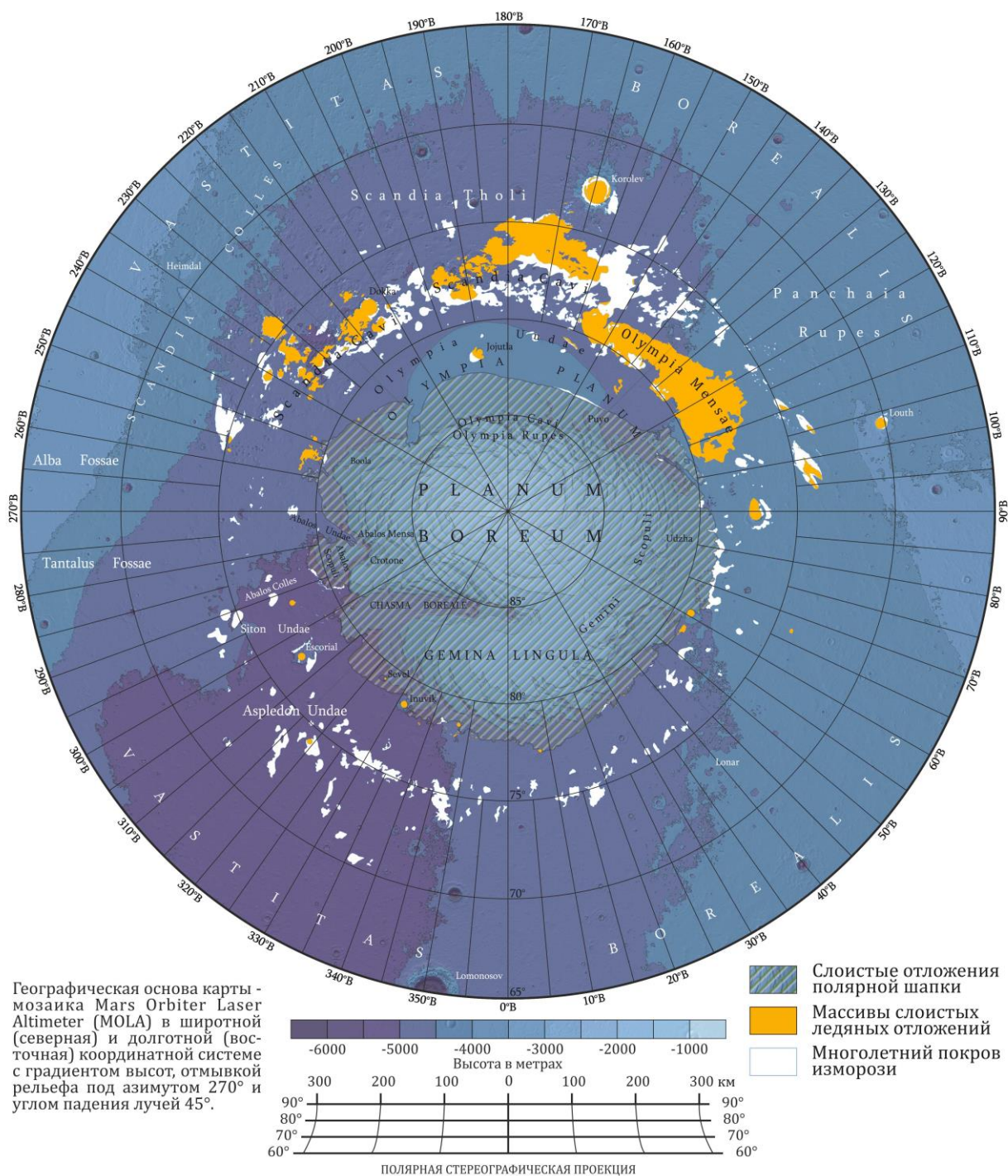


Рисунок 2.1_1. Картографирование границ распространения отложений полярной шапки, слоистых ледяных массивов и многолетнего покрова изморози.

На примере отложений полярной шапки можно видеть взаимодействие слоев льда с кратерными структурами. Благодаря радарным исследованиям был обнаружен 21 кратер с диаметром от 7 до 45 км в основании отложений NPLD, отнесенных к гесперийскому возрасту

(Putzig и др., 2018), что соотносится с исследованиями Tanaka и Fortezzo, (2012). В рамках исследования по диссертации учитывались кратеры от 1 км, отчетливо дешифрируемые на поверхности, что позволило выделить 23 кратера с перекрывающими их слоями NPLD и 3 кратера со льдом, расположенным внутри и снаружи кратера (Рисунок 2.1_2 A1. A2). В пределах полярной шапки можно наблюдать несколько механизмов перекрытия кратеров льдом: в сравнительно молодых кратерах не наблюдается слоистая структура и лед, накопившийся внутри кратера, является результатом ударного плавления с последующим замерзанием жидкой фазы; более возрастные кратеры обладают слоистой структурой ледяных отложений, механизм формирования которых рассмотрен в следующем разделе 2.2. Таким образом, на поверхности NPLD наблюдается частичное или полное перекрытие вала кратеров, либо расположение льда в днище кратера и за его пределами (Рисунок 2.2_2).

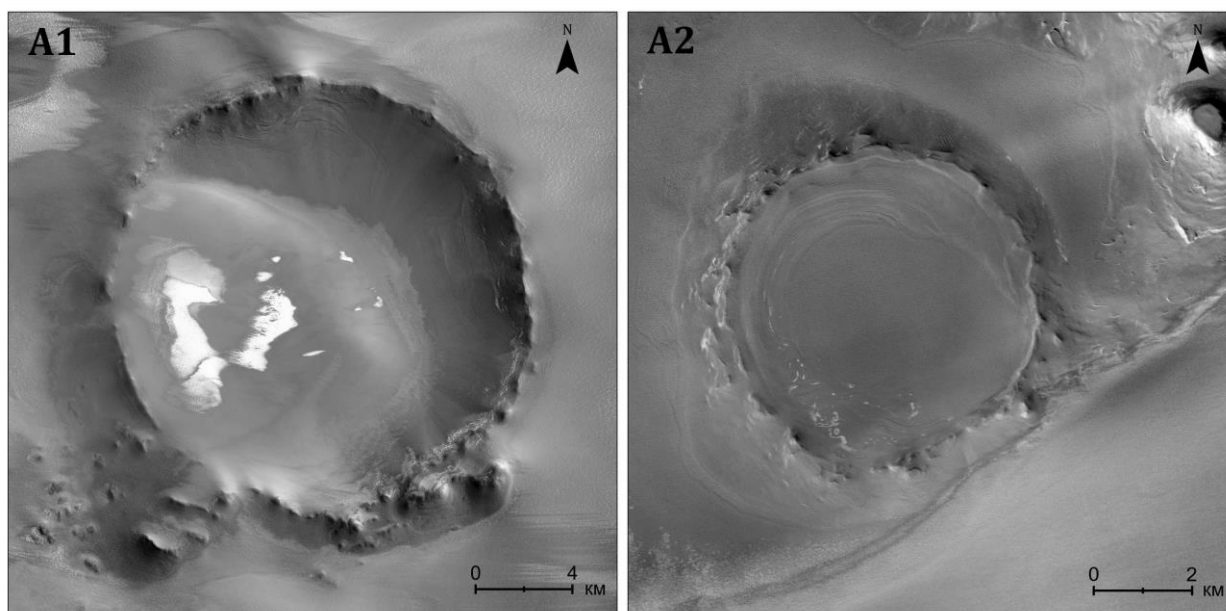


Рисунок 2.1_2. Ударные кратеры в пределах полярной шапки двух типов: A1 – с материалом NPLD, заходящим внутрь кратера и частично перекрывающего его вал; A2 – со слоистым льдом, расположенным внутри кратера и за его пределами.

Граница PLD имеет различную геоморфологию. В местах с активной ветровой эрозией наблюдаются отвесные уступы с хорошо выраженной слоистой структурой полярных отложений (Рисунок 2.1_3-2). Однако, в большинстве случаев, можно выделить обширные области пологонаклонной поверхности с постепенным увеличением мощности льда (Рисунок 2.1_3-1).

Граница полярной шапки характеризуется наличием большого количества выступов с четко выраженной ритмичной слоистой структурой. Граница варьирует в широтном диапазоне от 77.5° до 82.5° с.ш. В данных случаях четко прослеживается продолжение слоистой структуры льда на выступы (Красильников и др., 2018). Стратиграфические слои полярной шапки прослеживаются

на несколько сотен километров (Fenton и Herkenhoff, 2000; Kolb и Tanaka, 2001; Milkovich и Head, 2006). Однообразная слоистая структура полярной шапки и ее выступов свидетельствует о

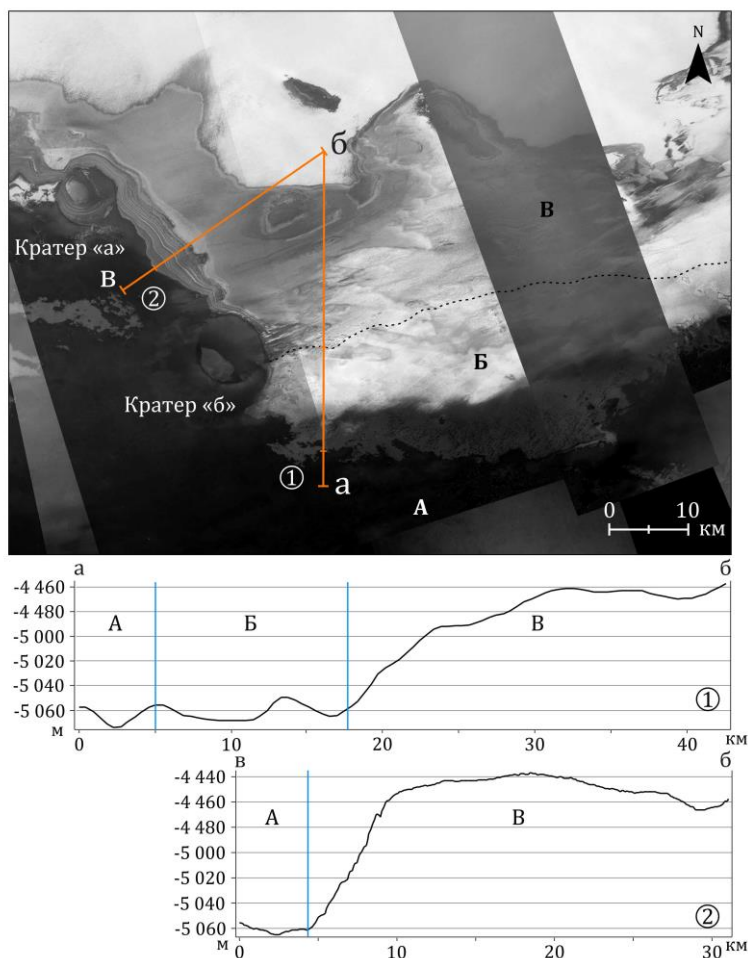


Рисунок 2.1_3. Краевая часть полярной шапки (79° с.ш. 50° в.д.) разделенная на три зоны: окружающая равнина (зона А), краевая зона полярной шапки с многолетним покровом изморози и сильно эродированными слоистыми ледяными отложениями полярной шапки, (зона Б) и отложения полярной шапки (зона В). Также, на снимке можно встретить два типа кратеров с ледяными массивами: кратер, частично перекрытый льдом полярной шапки (кратер «а»), и кратер с сохранившимся льдом на дне и на теневом борту (кратер «б»). За основу схемы взята мозаика снимков CTX (24 м/пикс) (Tanaka и Fortezzo, 2012) и ЦМР MOLA.

едином, более мощном массиве NPLD.

При картографировании ледяных отложений была выделена краевая зона NPLD, характеризующаяся малой мощностью отложений слоистого льда/изморози (Рисунок 2.1_3) и сильным влиянием эрозионной деятельности (Fanaga и др., 2019), связанной в основном с сублимацией и ветровой эрозией (например Warner и Farmer 2008). Для нее типично частичное перекрытие эоловыми отложениями и увеличенное количество пылевого силикатного материала на поверхности. Зона имеет прерывистый характер со средней шириной первые десятки километров (с максимумом до ~200 км). На примере этой зоны хорошо прослеживается взаимодействие кратерных структур и ледяных отложений. На рисунке 2.1_2 показано два типа ледяных массивов – частично перекрывающий вал кратера и находящийся в инсоляционной тени его борта.

В краевой зоне выделено 33 кратера с ледяными массивами, частично или полностью перекрывающими вал кратера

(Рисунок 2.1_4-Б1). Поскольку для краевой зоны характерна низкая мощность отложений PLD,

то можно предположить, что, либо положительной части снежного баланса недостаточно, чтобы заполнить кратерную структуру, либо баланс имеет отрицательное значение, что приводит к постепенному освобождению кратерных структур из-под льда.

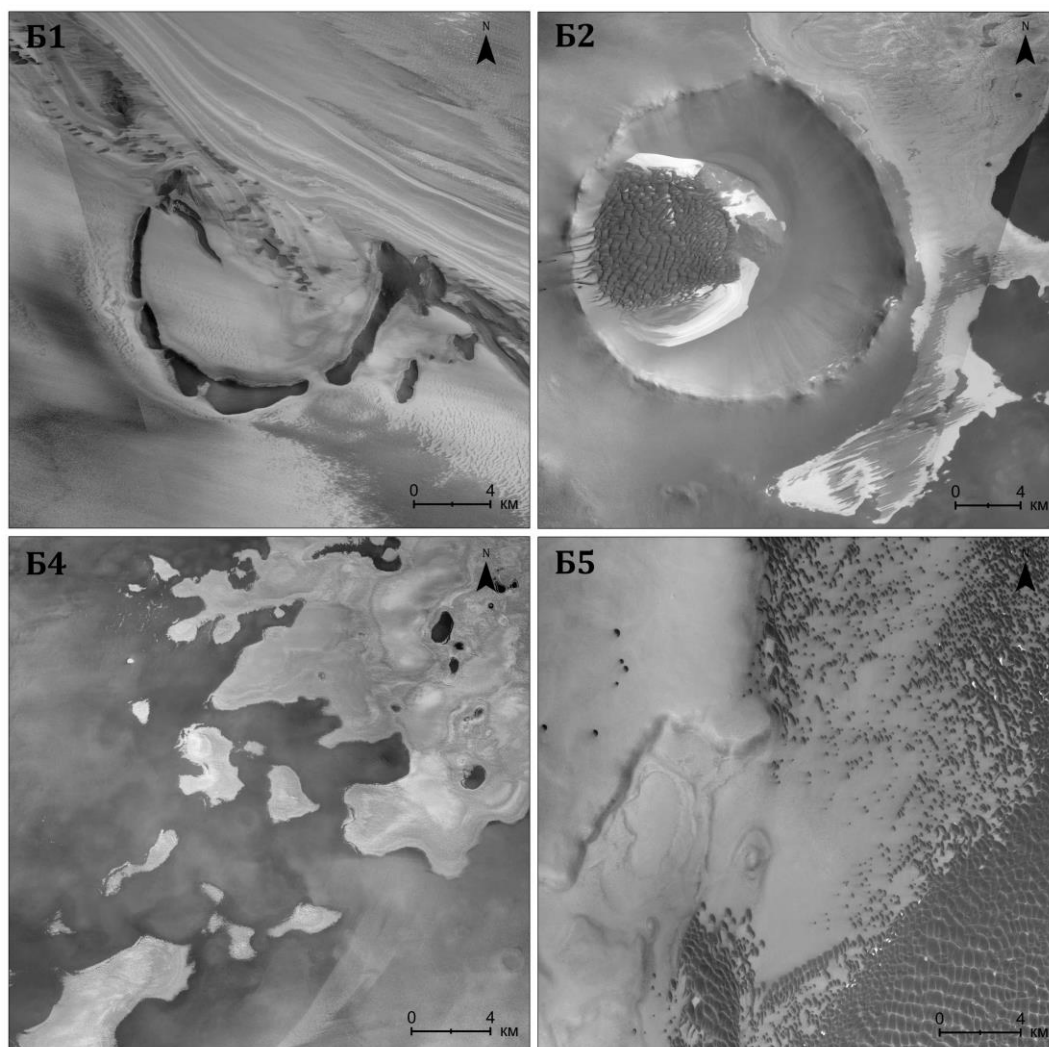


Рисунок 2.1_4. Краевая зона полярной шапки с типами слоистых ледяных отложений. Б1 – кратер, частично перекрытый NPLD, находящийся в краевой зоне полярной шапки; Б2 – структура с ледяным массивом внутри кратера и на его теневом борту; Б4 – отдельные ледяные массивы, приуроченные к краевой зоне; Б5 – слоистые ледяные отложения, частично перекрытые эоловыми отложениями.

На границе NPLD и краевой зоны можно обнаружить кратерные структуры со слоистыми отложениями на дне кратера и за его пределами (Рисунок 2.1_4-Б2). Было выделено 10 кратеров с ледяными массивами данного типа.

На рисунке 2.1_3-Б4-Б5 показана фрагментация ледяных отложений и частичное перекрытие эоловыми отложениями краевой зоны полярной шапки. При этом, не наблюдается накопление изморози по всему периметру краевой зоны или NPLD, что говорит о постепенном разрушении PLD. Выделяемая краевая зона вероятнее всего образуется в результате сублимации и частичного

перекрытия материала, чем в результате конденсации H_2O . В случае положительного баланса и расширении границ полярной шапки наблюдалось бы наличие мощного покрова изморози, постепенно переходящего в слоистые отложения полярной шапки, однако, данной тенденции не прослеживается.

Далее исследовалась обширная зона северных равнин в диапазоне $65^\circ - 82.5^\circ$ с.ш. на предмет наличия ледяного покрова и покрова изморози (с использованием радарных и мультиспектральных данных, рассмотренных в следующих главах) и, в особенности, слоистых ледяных отложений с использованием снимков высокого разрешения видимого диапазона спектра.

Первый морфологический тип ледяных массивов, частично или полностью перекрывающих вал кратера (Рисунок 2.1_5-B1), приурочен к широтному диапазону $74^\circ - 80^\circ$ с.ш. Основная их часть располагается в зоне Olymlia Mensae и Scandia Cavi в пределах массивов слоистых ледяных отложений. Данные ледяные массивы частично или полностью перекрывают вал мелких кратеров 1 – 30 км. Было выделено 79 кратеров, из которых только 6 имеют диаметр больше 30 км (26 кратеров с диаметром 10 – 30 км).

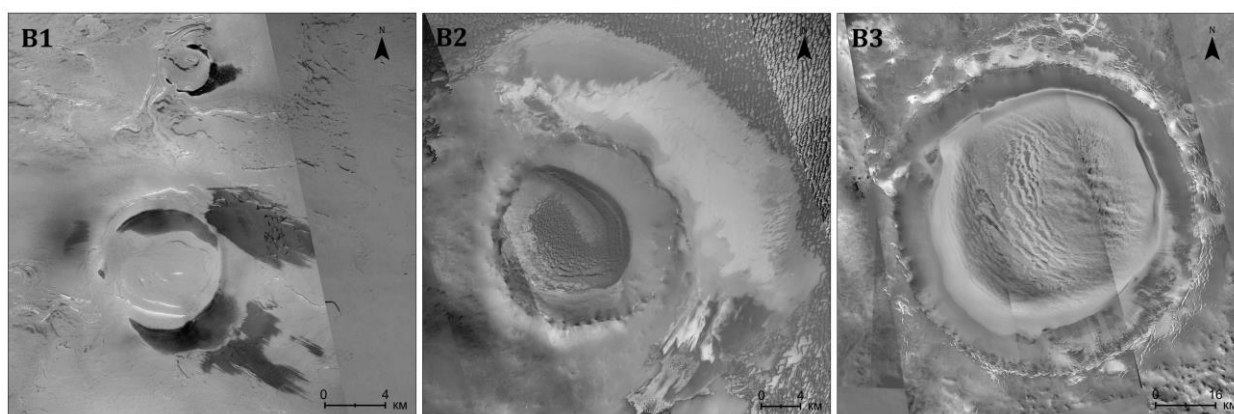


Рисунок 2.1_5. Типы слоистых ледяных массивов, приуроченные к кратерным структурам: B1 – кратеры, перекрытые слоистыми ледяными отложениями; B2 – кратер, с ледяными массивами внутри и на восточном, и на северо-восточном борту кратера; B3 – кратер Королев, заполненный слоистым льдом, с многолетним покровом изморози на теневых бортах.

Ледяные массивы следующего типа располагаются на дне кратеров и на их внешних валах (Рисунок 2.1_5-B2). Было выделено 23 кратера, приуроченных к широтам $74^\circ - 82^\circ$ с. ш. с небольшим увеличением их числа в Olymplia Mensae и Scandia Cavi (в интервале долгот $140^\circ - 200^\circ$ в.д.). В большинстве случаев на внешних теневых бортах кратеров располагаются многолетние покровы изморози. Не исключено, что образование многолетней изморози происходит на участке деградировавшего когда-то массива льда. После деградации сплошного массива, перекрывавшего борта кратеров, лед сохраняется внутри кратеров и на их внешних бортах в инсоляционной тени (Красильников и др., 2018).

Массивы слоистых отложений, расположенные на дне кратеров (Рисунок 2.1_5-B3), приурочены к 70° - 78° с.ш. Данный тип массивов характеризуется щитовидной формой ледяного покрова внутри крупных кратеров (например Рисунок 3.2_5). В отдельных случаях ледяной массив смещается в сторону затенённого юго-западного борта. За пределами краевой зоны полярной шапки выделяется 6 кратеров с подобными массивами (Красильников и др., 2018).

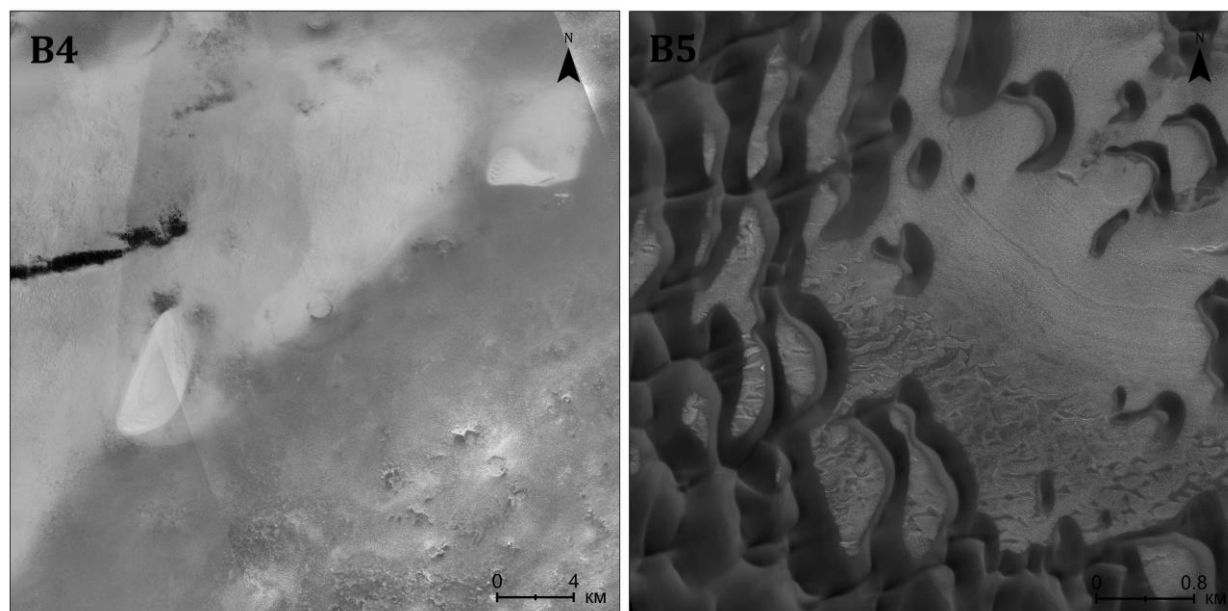


Рисунок 2.1_6. Слоистые ледяные массивы: B4 – расположенные на равнине со шлейфом из покрова изморози; B5 - ледяные массивы, перекрытые золовыми отложениями.

Тип слоистых ледяных массивов, перекрывающих подстилающую равнину (Рисунок 2.1_6-B4), приурочен к широтному диапазону 72° – 81° с.ш., с наибольшей концентрацией в районе 93° - 240° в.д. (регион Olympia Mensae и Scandia Cavi) (Рисунок 2.1_7). Слоистые ледяные массивы имеют значительную площадь более $155\,000\text{ км}^2$, что составляет приблизительно 15% площади полярной шапки. Из-за большой площади отложений предполагалось увеличение мощности массивов при движении с юга на север в зависимости от широтной зональности, однако, тенденции к изменению мощности массива при движении на север не обнаружено.

Ледяные массивы частично или полностью перекрытые золовыми отложениями (Рисунок 2.1_6-B5), приурочены к широтам 74° – 84° с.ш. Главной отличительной особенностью данных отложений от покрова изморози и реголита, перекрытого золовыми отложениями, является обнажающаяся слоистая структура, спектральные данные которой соответствуют твердой фазе H_2O . Из-за расчлененного рельефа в данной области площадь массивов рассчитывается достаточно проблематично, однако, приблизительное значение равно $45\,000\text{ км}^2$. Данная цифра, скорее всего, является заниженной, т.к. большая часть слоистого льда скрыта под мощным осадочным слоем золовых отложений. Например, предполагается наличие выступа полярной шапки в районе Olympia Planum и Olympia Undae (в диапазоне широт 80° – 83° с.ш. и долгот 100°

– 240° в.д.), перекрытого слоем эоловых отложений, имеющих особый минеральный состав (Fishbaugh и др., 2007; Horgan и др., 2009; Massé и др., 2010). Отличие состава данного региона от окружающей равнины может свидетельствовать о возможном различии генезиса. Южнее данной области находится сильно расчлененная поверхность Olympia Mensae и Scandia Cavi, где данный тип чередуется с выходами слоистых ледяных массивов на поверхность и территорией, занятой покровом изморози. Сильно расчлененная поверхность способствует сохранению слоистых ледяных массивов и многолетнего покрова изморози в пределах области Scandia Cavi.

На основе анализа данных видимого диапазона съемочных систем MOC, CTX и HiRISE, была составлена карта распространения ледяных массивов слоистых отложений (Рисунок 2.1_7). Наличие льда в определенных широтах подтверждается мультиспектральной съемочной системой OMEGA (Рисунок 3.1_1 глава 3). Контурные ледяных массивов уточнялись по мозаике картирующих мультиспектральных снимков (Рисунок 3.2_1 глава 3) и снимкам высокого разрешения CRISM. Для тщательного картографирования области распространения покрова изморози использовалась мозаика дневных тепловых снимков THEMIS (Рисунок 3.3_3 глава 3), с помощью которых были закартированы участки даже с незначительным слоем изморози. Кроме того, в данной работе проводился анализ радарных данных системы SHARAD, которые позволяют определить границы распространения отложений льда по радарограммам.

В распределении выделенных типов слоистых отложений проявляются заметные элементы широтной зональности. По-видимому, это связано с усилением процессов деградации льда за счёт процессов сублимации и ветровой абразии в направлении с севера на юг из-за увеличения поступления прямой солнечной радиации на окружающую поверхность (Красильников и др., 2018).

В зависимости от особенностей положения в рельефе они в разной степени испытывают воздействие солнечной радиации. Расположенные на равнине подвергаются наибольшему воздействию солнечных лучей. Ударные кратеры являются крупными морфологическими структурами, части которых имеют различный приход солнечной радиации. Массивы, перекрывающие ударные кратеры, сильно подвержены деградации на бортах кратеров, имеющих наибольший приход радиации на поверхность. Более длительное время массивы сохраняются на дне кратеров или на территории с сильно расчлененным рельефом. По мере абляции таких массивов их поверхность могла постепенно перекрываться эоловыми и склоновыми отложениями (Красильников и др., 2018).

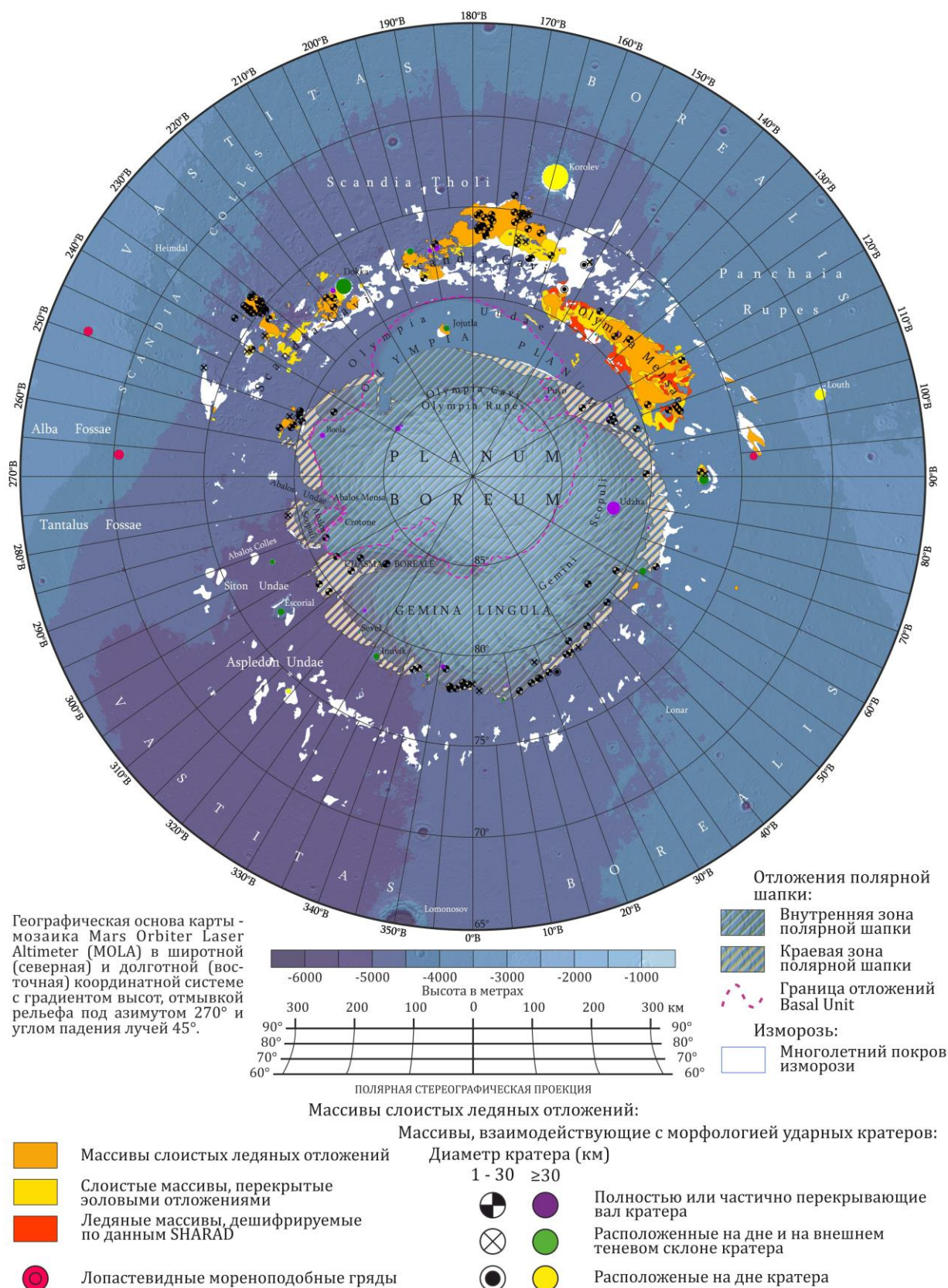


Рисунок 2.1_7. Карта распространения ледяных массивов слоистых отложений.

2.2. Морфология, структурные особенности и положение в рельефе массивов слоистых ледяных отложений

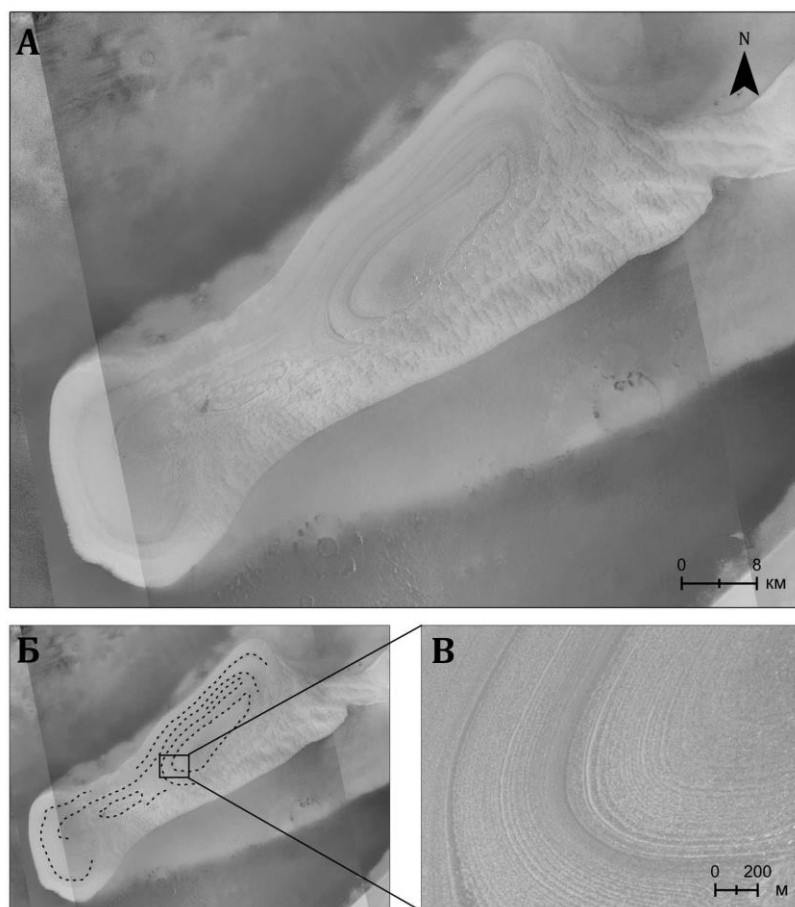


Рисунок 2.2_1. Морфологическая структура массивов с ярко выраженным слоистым строением. Можно выделить несколько масштабов слоистости в зависимости от продолжительности периодов накопления и насыщенности силикатным материалом. На рисунке А и Б показана мелкомасштабная слоистость. На рисунке В показана крупномасштабная слоистость с мощностью несколько метров.

Структурное строение ледяных массивов схоже со строением NPLD. Для массивов со значительной мощностью выделяется чередование более темных и светлых слоев в десятки метров толщиной (Рисунок 2.2_1 А, Б), накопление которых происходило тысячи или миллионы лет (Fenton и Herkenhoff, 2000; Hvidberg и др., 2012; Milkovich и др., 2008). При анализе снимков высокого разрешения наблюдается более тонкая слоистая структура (Рисунок 2.2_1-В) метровой мощности, сформировавшаяся за меньшее количество времени. Согласно исследованиям Greve и др. (2003, 2004) и Hvidberg (2003) скорость накопления отложений NPLD оценивается как 0.1 – 1 мм в год.

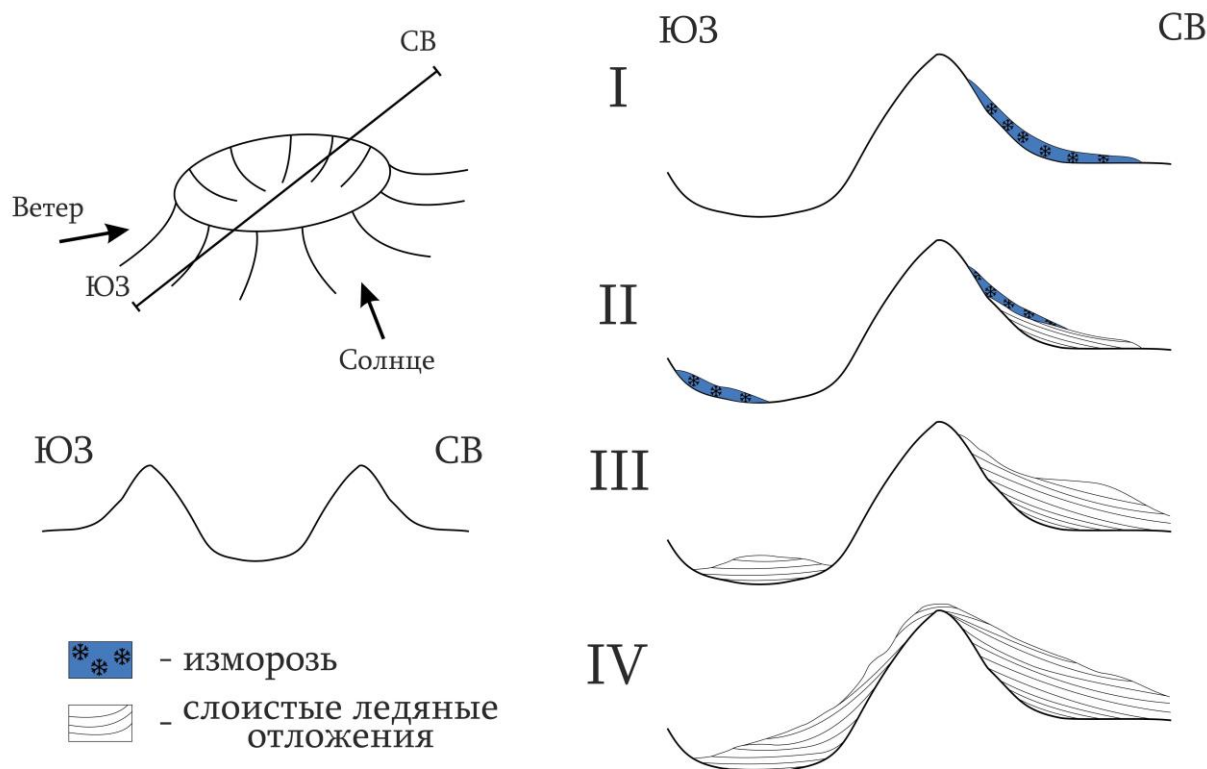


Рисунок 2.2_2. Схема образования многолетнего покрова изморози и накопления слоистого массива льда, связанная с кратером. I – образование многолетнего покрова изморози на внешнем борту северо-восточной экспозиции; II – уплотнение структуры изморози, превращение ее в фирн и далее в лед; в зависимости от запыленности атмосферы, большая или меньшая примесь силикатного материала формирует слоистую структуру; III – мощность льда становится больше и покров изморози на поверхности играет меньшую роль, на днище кратера формируется лед со слоистой структурой; IV – ледяной покров (массив) начинает заходить в кратер через его северо-восточный борт и со временем его полностью перекрывает.

Морфология и положение в рельефе ледяных массивов и многолетнего покрова изморози сильно зависит от характера подстилающей поверхности и связанной с ней инсоляционной экспозицией склонов. Положение льда и изморози в рельефе в основном определяется количеством приходящей солнечной радиации, а отношение экспозиции склонов к западному переносу воздушных масс оказывает второстепенное влияние и в основном выполняет перераспределительную функцию на локальной поверхности (метелевый перенос). Северная полярная область обладает равнинным характером рельефа, осложнённым большими ударными кратерами. В северных широтах днища кратеров часто затенены (Rafkin и др., 2001). Конденсация воды и накопление льда происходило в первую очередь на подветренных склонах кратера с северной и северо-восточной экспозицией. В периоды с низким наклоном оси вращения планеты и снижении количества солнечной радиации, происходило активное увеличение

площади ледяных массивов на наветренных склонах. На рисунке 2.2_2 показана схема накопления льда на бортах кратера.

На рисунке 2.2_3 рассматривается структурное строение ледяного массива в кратере Louth с координатами 70.19° с.ш. 103.23° в.д. Профилирование массива было проведено на основе ЦМР съемочной системы HiRISE с разрешением 1 м/пикс. В пределах массива льда было выделено несколько типов поверхностей: (1) ледяной покров, не обладающий ярко выраженной слоистостью с ячеистой структурой поверхности, образовавшейся за счет дефляции, размер ячеистой структуры не превышает 20 м в диаметре и 1.5 м в высоту; (1*) сочетание ячеистого льда и покрова изморози; (2) ячеистый лед, перекрытый покровом изморози мощностью около нескольких метров; (3) слои льда с мелкой слоистой структурой; (4) слои льда с увеличенной долей силикатного материала. При увеличении доли силикатного материала, по всей видимости, увеличивается его плотность и устойчивость к эрозии, так как профиль слоя имеет выгнутую форму. Из-за выгнутой формы в месте перехода к вышележащим слоям образуется площадка с малым наклоном поверхности, на которой образуется «снежный» карниз, прослеживающийся по всему периметру темного слоя (Рисунок 2.2_3-4).

Приблизительная мощность исследуемого массива рассчитана по данным SHARAD и составляет до ~280 м. Поверхность характеризуется незначительными уклонами, не превышающими ~15° на юге и ~20° на севере. Темные слои льда обладают мощностью 5 – 8 м, однако не имеют видимого продолжения в северной части ледяного массива. Тонкая слоистость прослеживается по окружности внутри массива и обладает мощностью 3 – 5 м. Мощность отдельных мелких слоев составляет менее метра. Исследуемые массивы относятся к современным ледяным отложениям со скоростью накопления материала 0.1 – 1 мм в год. Применяя к полученной мощности ледяного массива (280 м) стратиграфические модели накопления льда, получаем период накопления от ~280 тыс. лет (Fenton и Herkenhoff, 2000; Milkovich и др., 2008) до ~2800 тыс. лет (Greve и др., 2004, 2003; Hvidberg, 2003; Hvidberg и др., 2012), однако, эти данные очень приблизительны, так как калибровка данных моделей проходила по отложениям NPLD и не всегда может распространяться на всю поверхность полярной шапки, тем более на ледяные массивы, расположенные значительно южнее. При этом, исследуемые слои могут относиться к разным стратиграфическим подразделениям (Putzig и др., 2009; Smith и др., 2016), не связанным временем накопления со стратиграфией, используемой в моделях накопления материала.

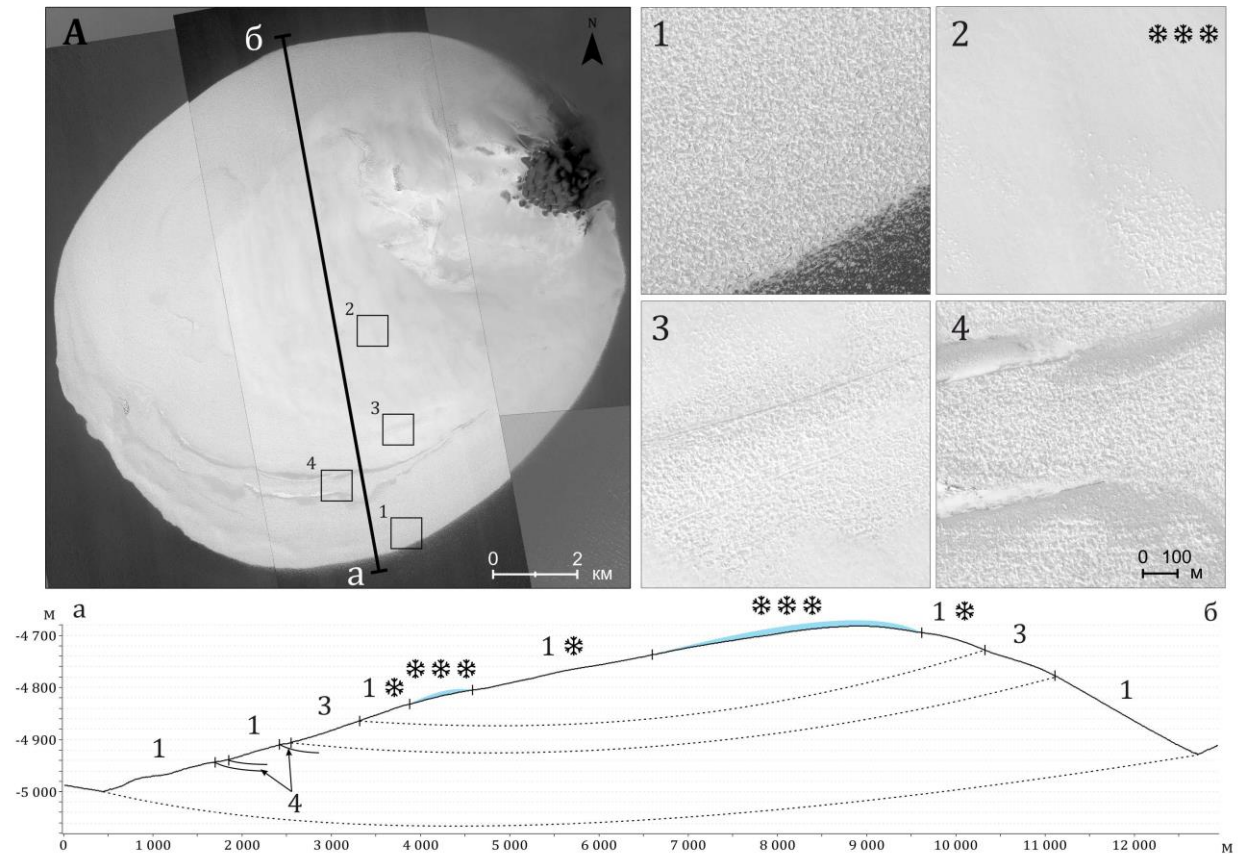


Рисунок 2.2_3. Слоистая структура ледяного массива в кратере Louth (70.19° с.ш. 103.23° в.д.). Увеличенные фрагменты 1 – 4 имеют одинаковый масштаб. На фрагменте 1 показана тонкая слоистая структура и граница ледяного тела; 2 – перекрытие ледяного тела покровом изморози; 3 – тонкая слоистость; 4 – более мощные темноцветные слои льда.

На поверхности равнины естественными препятствиями для задержания воздушных масс и формирования ледяного покрова является возвышенности Olympia Planum, Olympia Undae, Olympia Mensae. В этом же регионе Марса сильно расчлененный рельеф местности Scandia Cavi способствует сохранению льда в теплые периоды года. Ледяные массивы на поверхности равнин отличаются большой мощностью (до нескольких сотен метров) и большой площадью. Наветренные склоны массивов юго-западной экспозиции более пологие, в то время как северо-восточные более отвесные. Зачастую на подветренном склоне и окружающей поверхности образуется шлейф из многолетней изморози (Рисунок 2.2_4 А). Его накопление связано как с его сохранением на подветренной и теневой стороне, так и с метелевым переносом изморози с наветренной стороны посредством ветровой эрозии.

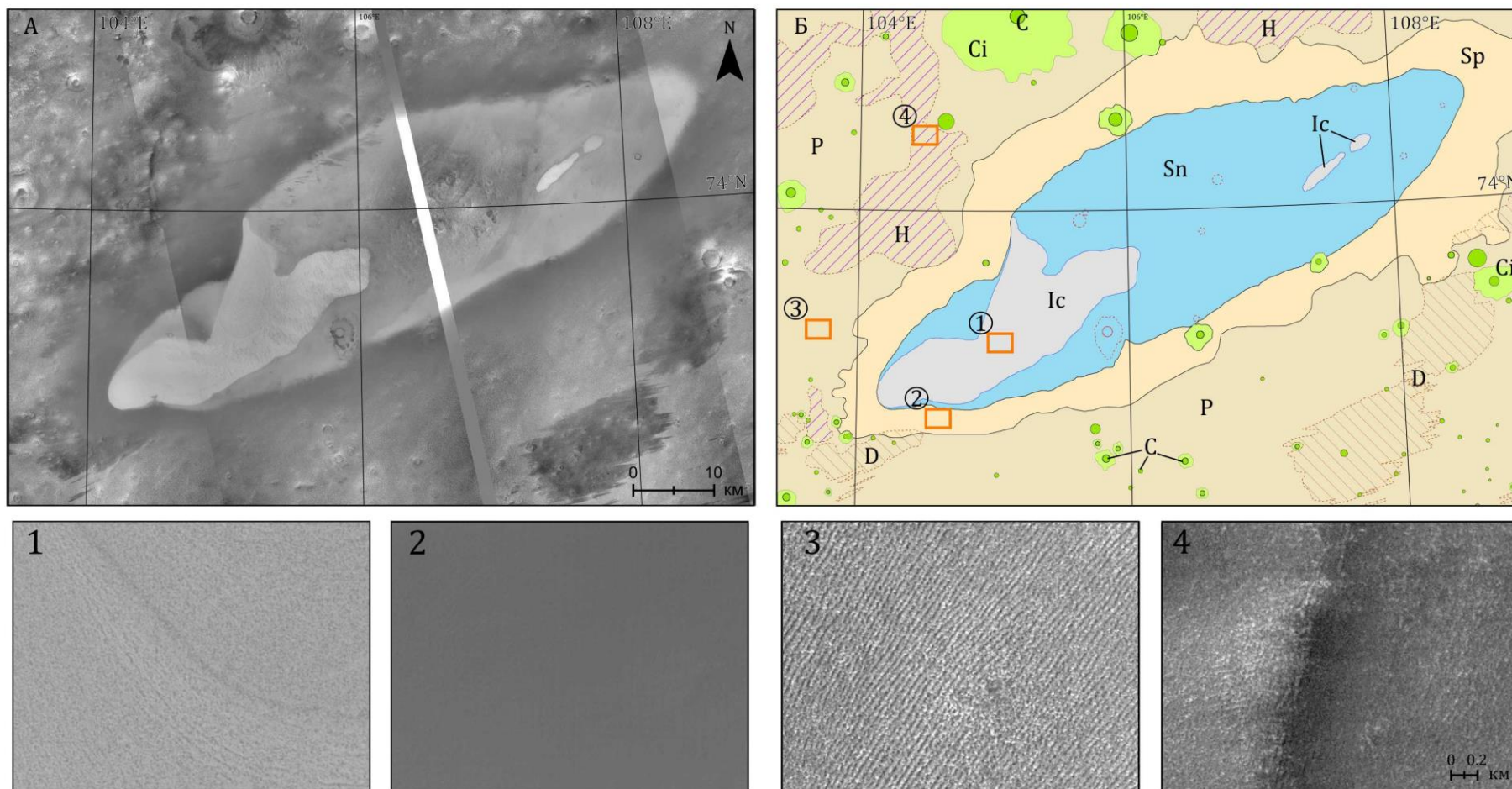


Рисунок 2.2_4. Район ледяного массива 74.5° с.ш. 103.5° в.д. (А) с геоморфологическими подразделениями (Б): Ic – поверхность льда со слоистой структурой (1); Sn – шлейф покрова изморози; Sp – поверхность равнины, недавно освободившаяся ото льда и не преобразованная криогенными процессами (2); P – равнина с полигональным растрескиванием с северо-восточной ориентацией (3); H – пологосклонные термоэрозийные бугры (4); D – пылевые шлейфы; C и Ci – кратерные структуры. Красной пунктирной линией показана граница кратеров, перекрытых изморозью. Увеличенные участки имеют схожий масштаб и ориентировку. Для картографирования использована мозаика снимков СТХ.

На рисунке 2.1_4 приведен пример залегания ледяного массива на поверхности равнин. Массив имеет координаты 74.5° с.ш. 103.5° в.д. и является одним из серии ледяных массивов, вытянутых с юга-запада на северо-восток в данном регионе. При геоморфологическом картографировании территории было выделено несколько типов поверхностей, окружающих массив. Окружающая равнина осложнена ориентированными мелкими полигональными формами (Р). Характер данной поверхности и северо-восточная ориентация связана с преобладающим действием эоловой эрозии и термоденудацией реголита. На поверхности можно выделить подкомплекс с положительными формами рельефа, также связанными с термоденудацией поверхности, – пологосклонные вытянутые бугры (Н) наименьшим диаметром не более километра и высотой ~ 10 метров. Генезис данных бугров скорее всего связан с ударным кратерообразованием и является материалом выбросов из них. При приближении к массиву льда характер поверхности меняется на более гладкую (S_p), с менее выраженным в рельефе морозобойным растрескиванием. Изменение характера рельефа связано с освобождением данной поверхности от льда в сравнительно недавнем прошлом. К северо-западу от массива располагается шлейф многолетнего покрова изморози (S_n), накапливающегося в ветровой тени массива в результате ветровой эрозии ледяного массива посредством метелевого переноса. Для исследуемой территории характерно наличие небольших (~ 1 км) кратеров, в том числе и перекрытых покровом изморози. В местах с активной ветровой эрозией поверхность обладает более темным тоном.

ГЛАВА 3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЬДА В СЕВЕРНЫХ ШИРОТАХ МАРСА

Существующие данные съёмки северной приполярной области Марса (как в видимом диапазоне, так и в среднем и ближнем ИК диапазонах спектра) убедительно свидетельствуют о присутствии поверхностного льда, схожего по своей структуре и составу как в границах полярной шапки, так и за ее пределами. В видимом диапазоне слоистые отложения северной полярной шапки (NPLD) и массивов льда имеют ярко выраженное сходство в светлом тоне, означающим высокую отражательную способность поверхности (приложение 7).

Для определения физико-химических свойств льда NPLD и массивов были использованы спектральные данные среднего и ближнего ИК диапазонов спектра, полученные изображающими спектрометрами OMEGA, CRISM и THEMIS. На основе данных наблюдений спектрометра OMEGA (по полосе поглощения льда H_2O 1.5 мкм) была составлена мозаика снимков для северной полярной области и проведено сравнение спектров ледяных массивов со спектрами NPLD. Данные спектрометра OMEGA также использовались для анализа отражательной способности поверхности – Ламбертово альbedo на основе ИК данных. Для детального анализа состава использовались данные спектрометра CRISM, который работал в двух режимах: обзорного – с разрешением 200 м/пикс и высокого разрешения (до 20 м/пикс). Обзорные снимки были использованы для составления мозаики мультиспектральных данных по полосе поглощения водяного льда 1.5 мкм. Снимки высокого разрешения использовались для анализа вариаций состава слоистых отложений массивов, а также их послойного анализа. Также, были получены данные по температуре и излучательной способности поверхности.

Для атмосферной коррекции спектров OMEGA для каждого наблюдаемого спектра участка поверхности («пиксела») был рассчитан теоретический спектр пропускания атмосферы. При расчетах данные по полосам молекулярного поглощения атмосферных газов CO_2 и пара H_2O брались из базы данных HITRAN -2008 (Rothman и др., 2009). Физические характеристики атмосферы – из климатической базы данных EMCD (<http://www-mars.lmd.jussieu.fr/>) (Forget et al., 1999).

Измеренные и скорректированные на атмосферное поглощение спектры сравнивались с библиотечными спектрами из USGS Digital Spectral Library (Clark и др., 2007) и ECOSTRESS/ASTER (Baldridge и др., 2009). Полученные данные также сравнивались с базой данных MRO CRISM Type Spectra Library (Viviano-Beck и др., 2014), в которой содержатся усредненные спектры разнотипных участков поверхности Марса по основным видам твердых

* При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Красильников С.С., Кузьмин Р.О., Евдокимова Н.А. Слоистые ледяные останцы в высоких северных широтах Марса // *Астрономический вестник*, 20176. Т. 51. №6. С. 1–11. (личный вклад – 75%)

Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Evdokimova N.A. Composition of remnant massifs of the bright layered deposits around the north polar cap of Mars // 48th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2017. 2102. 2 p. (личный вклад – 75%)

соединений (таких как твердая фаза H_2O , CO_2 , наиболее распространенные сульфаты, карбонаты и т.д. – всего 31 соединение), полученные за период более чем семилетней работы прибора CRISM на орбите вокруг Марса. На Рисунок 3_1 показан спектр из данной библиотеки, где прерывистость линии обусловлена участками спектра с выведенными из строя каналами или помехами из-за линий поглощения атмосферы.

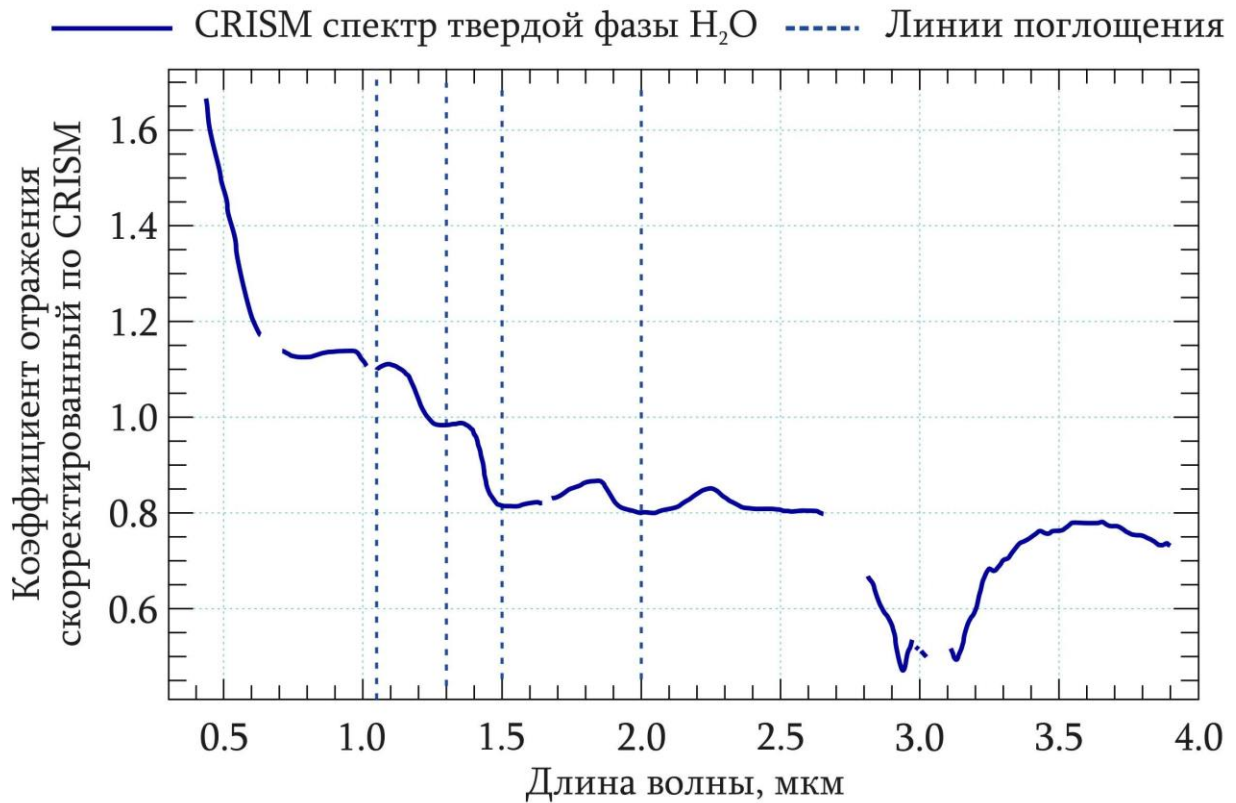


Рисунок 3_1. Усредненные спектральные линии по библиотеке MRO CRISM Type Spectra Library для льда. Вертикальные пунктирные линии – используемые маркирующие полосы поглощения льда. Коэффициент отражения является откорректированным на инструментальные эффекты прибора и атмосферное поглощение.

Параметры полос поглощения твердых материалов, таких как лед, изморозь и твердая фаза CO_2 брались по работе Viviano-Beck и др. (2014) и базам данным USGS и ECOSTRESS/ASTER (Рисунок 3_2). Было выделено несколько наиболее характерных полос поглощения H_2O : около 1.04 мкм, 1.3 мкм, 1.5 мкм, 2 мкм, а также рассматривалась полоса поглощения 3.1 мкм (Baldridge и др., 2009; Clark и др., 2007; Viviano-Beck и др., 2014). Основной полосой поглощения для твердой фазы H_2O в работе использована полоса возле 1.5 мкм. Данный выбор обусловлен особенностями мультиспектральных приборов, установленных на спутнике, метеорологическими условиями на Марсе и сочетанием выбранной длины волны с индексами других регистрируемых соединений.

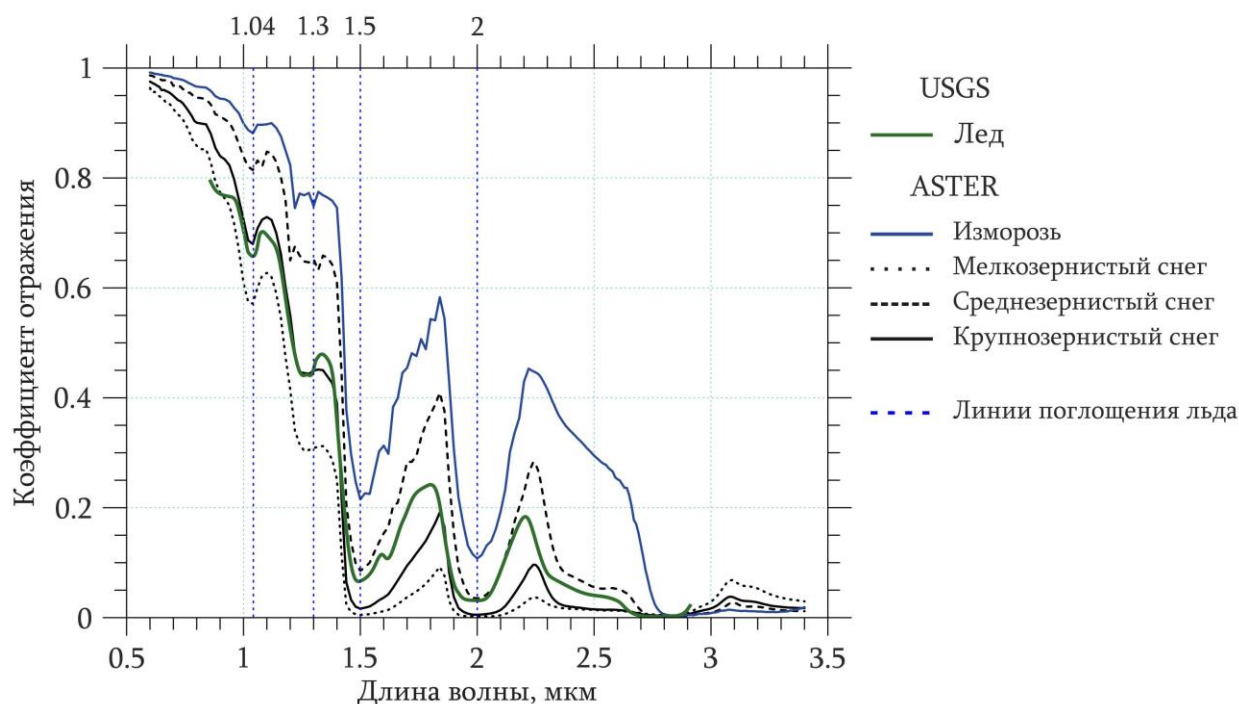


Рисунок 3_2. Библиотечные спектры USGS и ECOSTRESS/ASTER для различных структур твердой фазы H_2O . Вертикальным пунктиром показаны маркирующие полосы поглощения льда.

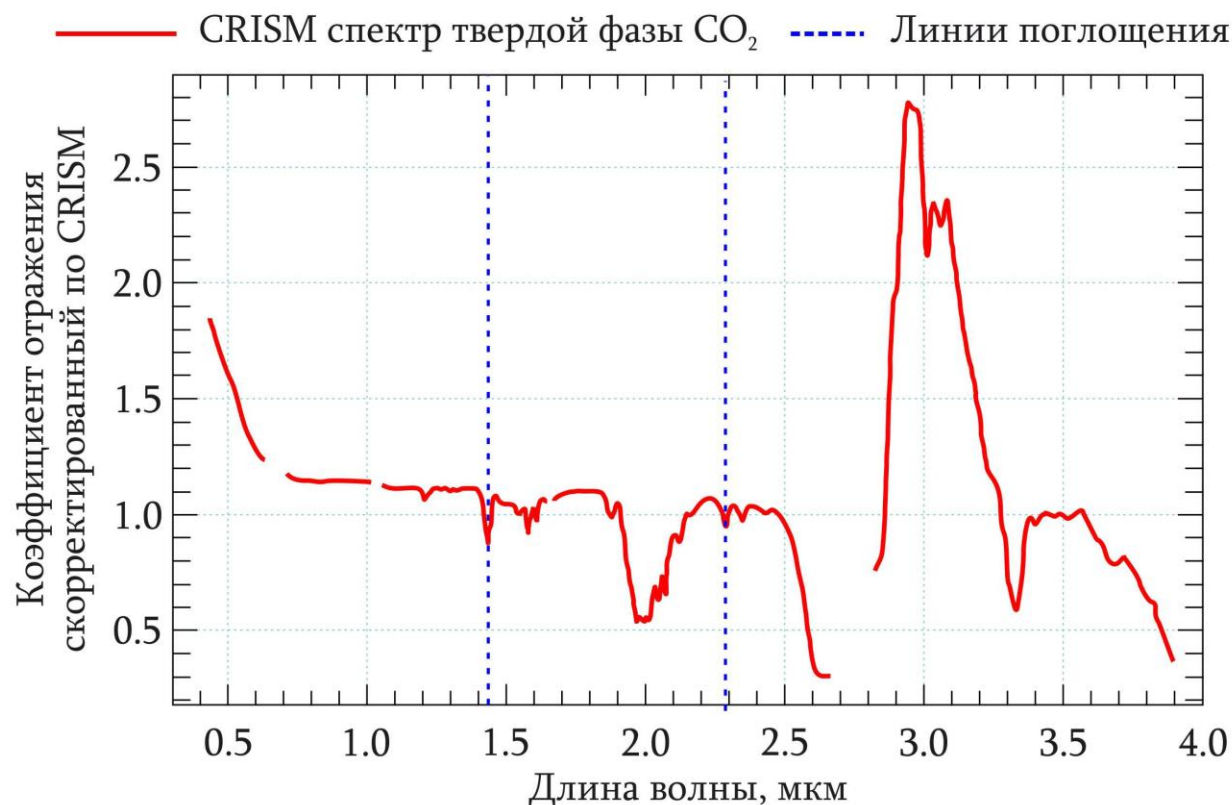


Рисунок 3_3. Усредненный спектр из библиотеки MRO CRISM Type Spectra Library для твердой фазы CO_2 . Вертикальные пунктирные линии – используемые маркирующие полосы поглощения сухого льда.

Для исключения влияния сезонного покрова CO₂ на поверхности и концентрации его твердой фазы (аэрозолей) в атмосфере в осенне-весенний период использовались следующие полосы поглощения: 1.44 мкм 2.28 мкм (Calvin и Martin, 1994) и полосы около 2.7 мкм, 3.2 мкм (Viviano-Beck и др., 2014). Лабораторный спектр CO₂ (Рисунок 3_3) брался по литературным данным (Hansen, 1997). Данные поправки учитывались на уровне обработки спектральных наблюдений приборов CRISM и OMEGA, а также использованы в программном коде в среде IDL при обработке данных OMEGA.

3.1. Построение карты распространения льда по данным картирующего ИК спектрометра OMEGA

Прямым указанием на вещественный состав массивов слоистых отложений служат спектральные наблюдения в ближнем ИК диапазоне спектра. Для анализа массивов слоистых отложений и их окрестностей была построена карта распространения льда в рассматриваемом регионе по данным наблюдений спектрометра OMEGA. Данный прибор представляет собой картирующий спектрометр видимого и ближнего ИК спектральных диапазонов (Bibring и др., 2005). Для получения спектральной информации использовались данные детектора C (0.93 – 2.73 микрон), покрывающие исследуемый район. Для составления карты использовался наиболее характерный параметр льда по полосе поглощения H₂O 1.5 микрон. Картирующий спектрометр OMEGA имеет хорошее пространственное покрытие, однако, не отличается высоким разрешением (3 км/пикс) (Рисунок 3.1_1). Спектральное разрешение прибора также относительно невелико и составляет $\lambda/\Delta\lambda \sim 80 - 220$, однако дает небольшую относительную погрешность при анализе сильных полос поглощения, таких как полосы льда и CO₂ (Krasilnikov и др., 2017; Красильников и др., 2018).

Для картирования отложений льда H₂O был выбран спектральный интервал (λ_1, λ_2), содержащий полосу 1.5 мкм, в котором $\lambda_1=1.39988$ и $\lambda_2=1.81433$ мкм, и спектральный индекс, имеющий смысл относительной площади полосы поглощения. Он рассчитывался по следующей формуле:

$$Index_{1.5\mu m} = 1 - S'_{1.5\mu m}/S_{1.5\mu m} \quad (1)$$

где $S'_{1.5\mu m}$ – площадь под спектральной кривой между λ_1 и λ_2 , а $S_{1.5\mu m}$ – площадь под спектральным континуумом между λ_1 и λ_2 (для простоты континуум аппроксимировался прямой). Относительная погрешность спектрального индекса по полосе 1.5 микрон оценивается как $\sigma(Index_{1.5\mu m}) \sim 2\%$ (Красильников и др., 2018).

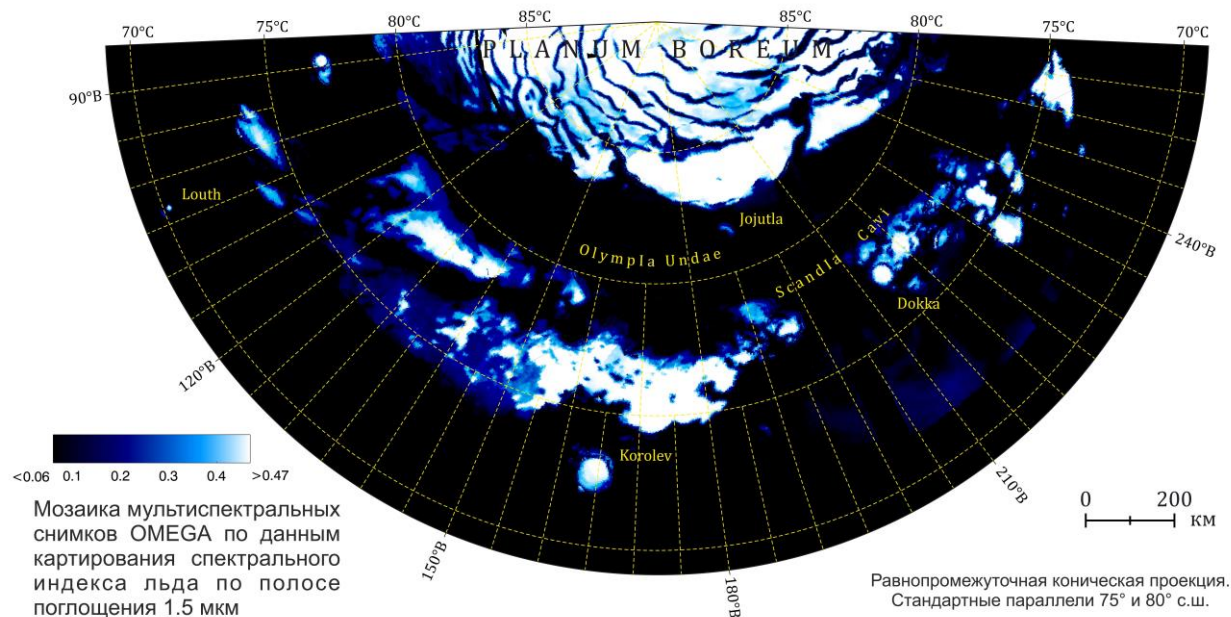


Рисунок 3.1_1. Мозаика мультиспектральных снимков OMEGA по распространению отложений льда, составленная по данным картирования спектрального индекса поглощения льда в области 1.5 мкм. Легенда к карте дана в значениях спектрального индекса льда по полосе 1.5 микрон, вычисляемого по формуле (1).

При обработке данных спектрального индекса поглощения льда в рассматриваемом районе была проведена коррекция данных на атмосферное поглощение – с исключением повреждённых спектральных каналов. Атмосферная коррекция выполнялась путем прямого расчета атмосферного пропускания в каждом наблюдаемом пикселе спектральных снимков, полученных прибором OMEGA. В качестве исходных данных для параметров атмосферы (температурные профили, давление у поверхности, содержание водяного пара) использовалась климатическая модель The Mars Climate Database (<http://www-mars.lmd.jussieu.fr/>) со сценарием, соответствовавшим году наблюдений (MY28). Параметры линий поглощения газов использовались по модели High Resolution Transmission - HITRAN 2008 (Rothman и др., 2009). Расчеты осуществлялись по упрощенной модели атмосферы, состоящей из газов CO₂, CO и H₂O. Аэрозольное поглощение не учитывалось. При построении карты использовались данные 25 орбит (с 1001 по 1090) за летний период, соответствующий $L_S \sim 107.7^\circ - 119.2^\circ$ – всего 36 спектральных кубов (Красильников и др., 2018).

С использованием данных OMEGA была построена карта сектора $85^\circ - 260^\circ$ в.д. и $70^\circ - 90^\circ$ с.ш., демонстрирующая расположение массивов слоистых ледяных отложений в полярной области. В работе использовались данные спектральных наблюдений летнего сезона (афелий), когда после полного отступления сезонной полярной шапки (состоящей преимущественно из кристаллического CO₂) на рассматриваемой территории остаются только многолетние

отложения, состоящие из льда. Как видно из рисунка Рисунок 3.1_1, очертания всех массивов слоистых отложений (включая участок слоистых отложений полярной шапки) и области распространения многолетнего покрова изморози на исследованной области точно совпадают с очертаниями участков распространения закартированного спектрального индекса льда по полосе поглощения 1.5 мкм (Красильников и др., 2018).

3.2. Вещественный состав ледяных массивов слоистых отложений по данным спектрометра CRISM

Мультиспектральные данные, полученные орбитальным спектрометром CRISM, являются хорошим инструментом для определения вещественного состава поверхности Марса с относительно высоким разрешением. Участки регистрируемого видимого и ближнего ИК диапазона спектра включают полосы поглощения основных породообразующих минералов и соединений (Таблица 3.2_1).

Таблица 3.2_1. Каналы мультиспектральной камеры, использовавшиеся в работе (Viviano-Beck и др., 2014). LCP – низко-кальцевый пироксен, HCP – высоко-кальцевый пироксен.

Название канала	Полоса поглощения	Дешифрируемый параметр	Наложение параметров
SH600	0.6 мкм	Fe ³⁺ минералы (гематит и гетит)	Атмосфера
BDI1000IR	1 мкм	Кристаллический Fe ²⁺	-
BD1300	1.3 мкм поглощение, связанное с замещением Fe ²⁺ в плагиоклазе	Плагиоклаз с примесью в структуре Fe ²⁺	Fe-оливин может быть > 0
OLINDEX	Широкая линия поглощения на 1 мкм	Оливин	Fe- филлосиликат
LCPINDEX	LCP индекс 0.9 и 1.8 мкм	Пироксен	-
HCPINDEX	HCP индекс 1.05 и 2.3 мкм	Пироксен	LCP
BD1400	1.4 мкм H ₂ O и OH	Гидратированные и гидроксилированные минералы	-

BD1435	1.435 мкм CO ₂	Твердый CO ₂ , гидратированные минералы	-
BD1500	1.5 мкм H ₂ O	Лед H ₂ O на поверхности или в атмосфере	-
ICER1	1.5 мкм CO ₂ и H ₂ O	Смесь льдов CO ₂ и H ₂ O; >1 преобладание CO ₂ . <1 преобладание H ₂ O	-
BD1900	1.9 мкм H ₂ O	Молекулярный H ₂ O, исключая моно гидратированные сульфаты	-
BDI2000	2 мкм H ₂ O	Пироксен, H ₂ O	-
BD2100	2.1 мкм H ₂ O	H ₂ O в моногидратированных сульфатах	Алунит, Серпентин
BD2210	2.21 мкм Al-OH	Al-OH минералы	Гипс, Алунит
BD2250	2.25 мкм Al-OH и Si-OH	Опал и Al-OH минералы	-
MIN2250	2.21 мкм и 2.26 мкм Si-OH	Опал	-
BD2290	2.3 мкм Mg, Fe-OH, 2.292 мкм CO ₂	Mg, Fe-OH минералы, CO ₂	Mg-карбонаты
D2300	2.3 мкм	Fe, Mg силикаты с OH	Mg-карбонаты
SINDEX	2.1 мкм и 2.4 мкм	Гидратированные сульфаты (моно- и полигидратированные) >1	Лед
ICER2	2.7 мкм	Твердый CO ₂ , H ₂ O и реголит. CO ₂ при >1. H ₂ O и реголит ~1.	-
BD3100	3.1 мкм	Твердая фаза H ₂ O	-

Для детализации мозаики мультиспектральных снимков прибора OMEGA была построена карта распространения льда с использованием картирующих снимков, полученных спектрометром CRISM (Multispectral Survey (MSP)) с пространственным разрешением 200 м/пикс. Было отобрано 379 снимков, полученных во временном отрезке 100 – 150° L_S. Каждый снимок включает RGB (красный, зеленый и синий) каналы, соответствующие полосам поглощения OLINDEX (оливин), LCPINDEX (низко-кальциевый пироксен) и BD1500 (твердая фаза H₂O) соответственно (Таблица 3.2_1). Первые два канала отведены под породообразующие минералы оливин и пироксен, имеющие широкое распространение на поверхности Марса (Bell, 2008). Для составления карты распространения H₂O спектральный индекс BD1500, соответствующий полосе поглощения около 1.5 мкм, является наиболее приемлемым, т.к. данная полоса является довольно сильной и широкой. Зимой наличие покрова твердых фаз сезонного CO₂ и H₂O на поверхности в высоких широтах препятствует исследованию состава подстилающей постоянной поверхности. Поэтому для детализации карты распространения постоянного льда отбирались снимки преимущественно конца весны – начала осени. Для некоторых снимков, описывающих распространение льда на поверхности характерен переход от синего цвета в фиолетовый, что связано, вероятно, с влиянием остаточной изморози CO₂ в весенний и осенний периоды. Выбранные спектральные индексы OLINDEX, LCPINDEX и BD1500 образуют сочетание R и G канала – желтый, для реголита на поверхности равнин и ярко выраженный B канал для поверхности, покрытой льдом или многолетним покровом изморози (Рисунок 3.2_1). Из-за широкого диапазона выбранного временного интервала L_S, цвет поверхности равнин может переходить из ярко-желтого в бежевый или бледно-желто-зеленый, что связано с появлением твердой фазы CO₂ в атмосфере и на поверхности.

На основе полученных данных (Рисунок 3.2_1) были определены коэффициенты отражения для некоторых типов поверхностей (Рисунок 3.2_2), имеющих преобладающий ледяной состав. Для сравнения характера полосы поглощения на этом же рисунке показан лабораторный спектр льда (Kokaly и др., 2017), взятый из спектральной библиотеки (Clark и др., 2007).

Вариации спектров для однотипных поверхностей могут быть связаны с ошибками, вызванными влиянием атмосферных аэрозолей, либо с вариациями рельефа и, как следствие, углами освещенности и наблюдения – в пределах каждого отдельного пространственного пиксела, которые не были учтены с достаточной точностью при расчете модельного пропускания атмосферы (Красильников и др., 2018). Кроме того значительное влияние на характер полосы поглощения имеют области с размером ниже разрешающей способности снимка с различным содержанием пыли в ледяных отложениях (Boutin и др., 2008b), а также вариациями размера микрочастиц льда (Langevin и др., 2005).

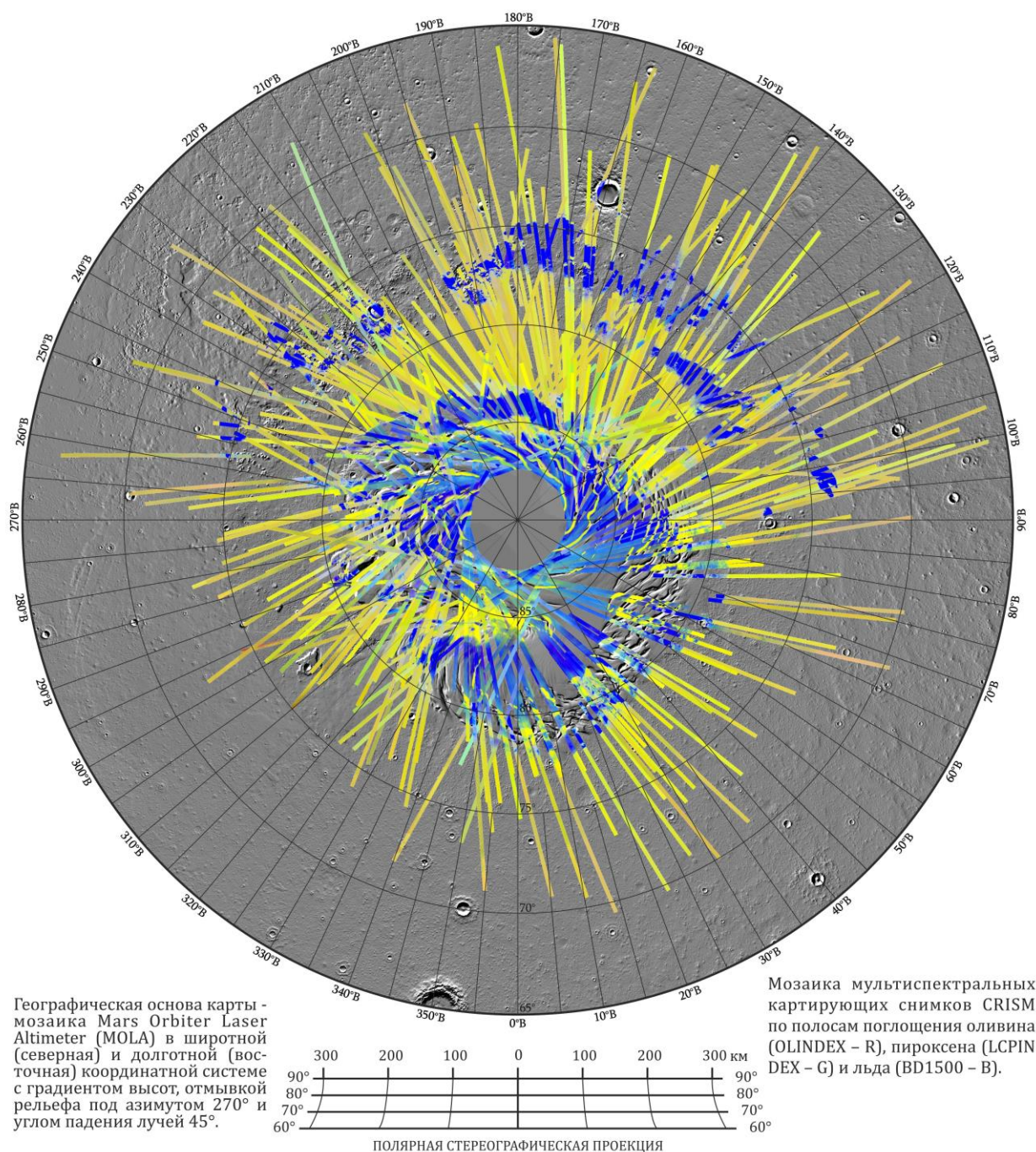


Рисунок 3.2_1. Мозаика в условных цветах, построенная по данным прибора CRISM по полосам поглощения оливина (OLINDEX – красный), пироксена (LCPINDEX – зеленый) и льда (BD1500 – синий).

Для анализа коэффициента отражения на рисунке 3.2_1 было взято три типа поверхности: отложения полярной шапки (1 – 3) с ее краевой зоной (4), различные типы ледяных массивов (5 – 8) и изморозь (9, 10). Спектральные линии имеют достаточно низкий разброс значений коэффициента отражения вне зависимости от типа поверхности. При этом из полученных результатов следует, что приведенные спектры NPLD, массивов слоистых отложений и покрова изморози имеют хорошо выраженные полосы поглощения льда около 1.5 и 2 мкм (Рисунок

3.2_2). Сравнивая полученные результаты с аналогичным исследованием Красильников и др. (2018) на основе данных прибора OMEGA, можно заметить значительно меньший разброс значений, что в первую очередь связано с разрешающей способностью приборов.

Для детального исследования состава ледяных массивов вокруг полярной шапки и отложений NPLD были использованы целевые гиперспектральные снимки (полученные спектрометром CRISM), включающие в себя FRT и HRL данные с разрешением 20 и 40 м/пикс соответственно. При этом изучались снимки видимого и ближнего ИК диапазонов.

Для уступов полярной шапки наблюдается увеличение запыления поверхности слоистых отложений в нижней части склона при изучении спектральных данных (Рисунок 3.2_3-3а). Это связано с процессом вытаявания силикатных частиц из ледяных отложений и их сальтации вниз по склону. Также для краевой зоны характерен аналогичный процесс по запылению основания уступов эоловым материалом с окружающих равнин. Благодаря данным процессам нижняя часть склона запылена сильнее верхней, что отражается на спектре поверхности, так как отражательная ИК спектроскопия дает информацию о составе только самого верхнего слоя поверхности глубиной, как правило, не более нескольких микрон. Таким образом, хорошо различимая слоистая структура в видимом спектре не обнаруживает различие в химическом составе в нижней части склона и показывает преобладающий спектр породообразующих минералов.

Одним из участков исследования вещественного состава поверхности был выбран уступ полярной шапки с координатами 87.1° с.ш. и 93.5° в.д. Для анализа использовались данные FRT (ВИ и ИК) и ЦМР HiRISE. Уклон поверхности данного уступа (~10°) вскрывает слоистую структуру отложений NPLD. Было выделено 30 ритмичных слоев с различным отношением льда и силикатной составляющей. В видимой части спектра (Рисунок 3.2_3-1.б) обнаруживается ритмичная слоистая структура с уменьшением ледяной составляющей в нижних слоях, однако, в ИК диапазоне слоистость проявляется слабее и обнаруживается усиление спектра магнезиально-железистого пироксена (Mg-Fe Px) и оливина (Ol), к которым добавляется Al^{3+} и группа OH^- минералов. Комплексный анализ минеральной составляющей, определяемой по данным спектрометра CRISM, (приложение 8) выявил наличие высококальциевого пироксена (HCP) (Рисунок 3.2_3-4.а) в некоторых ледяных слоях, а также гидратированных сульфатов (SINDEX) (Рисунок 3.2_3-5.а). Признаки наличия данных сульфатов были выявлены в слоях с высокой концентрацией льда (~95%). В одном из нижних темноцветных слоев были обнаружены следы незначительного присутствия плагиоклаза с примесью Fe^{2+} .

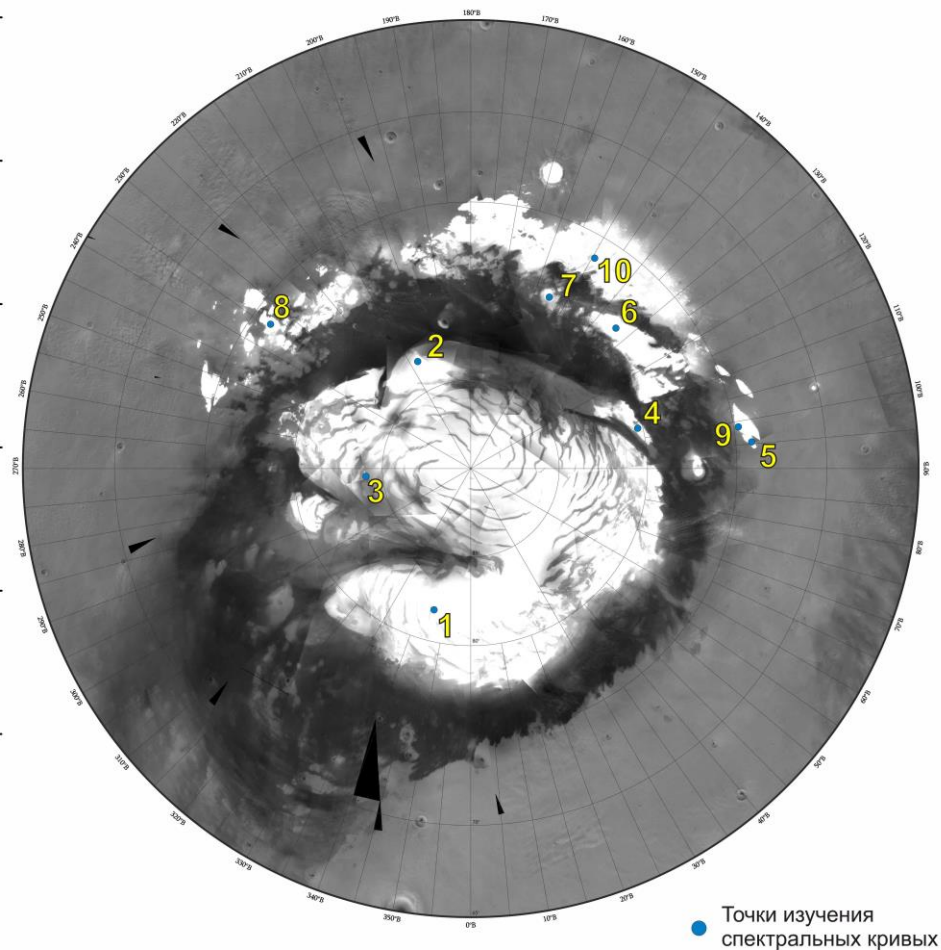
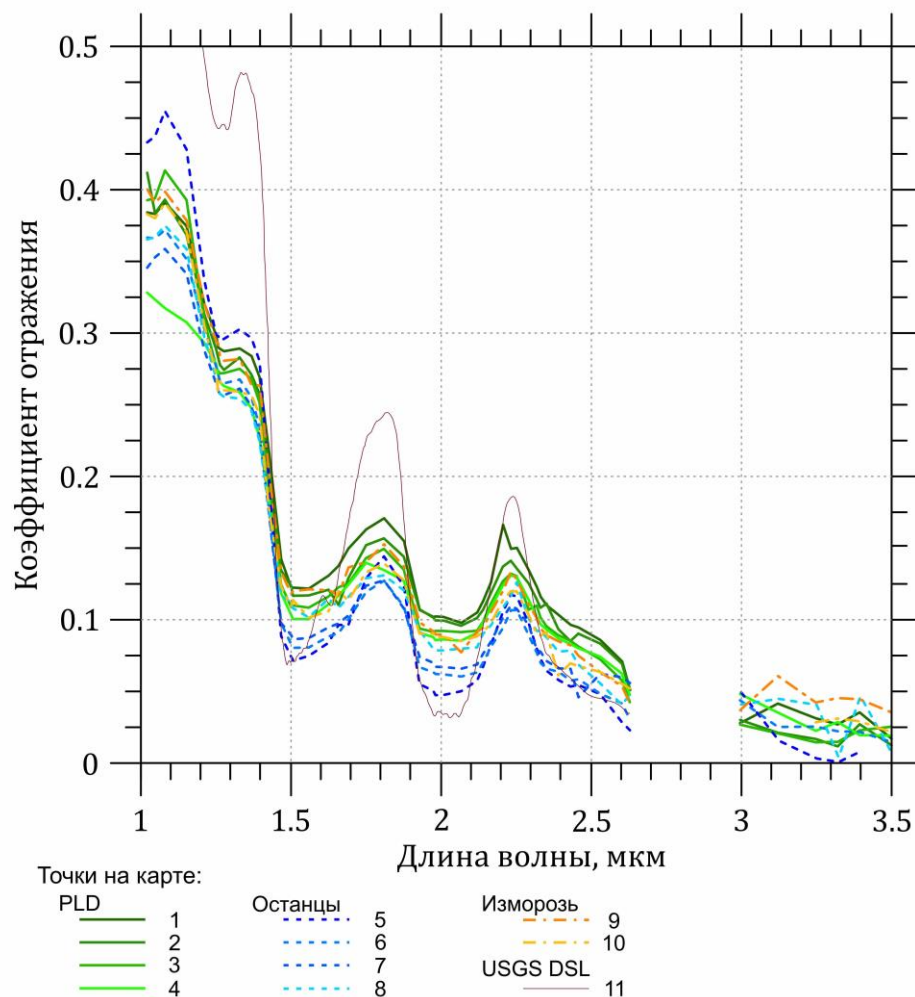


Рисунок 3.2_2. Спектры участков на поверхности полярной шапки и ледяных массивов. Координаты точек и типы поверхности: (1) – PLD, 81.55° с.ш. 328.82° в.д.; (2) – PLD, 83.6° с.ш. 205.9° в.д.; (3) – PLD, 84.4° с.ш. 274.71° в.д.; (4) – краевая зона PLD, 80.21° с.ш. 103.51° в.д.; (5) – массив, 74.6° с.ш. 95.25° в.д.; (6) – массив, 78.36° с.ш. 134.9° в.д.; (7) – массив, 79.4° с.ш. 155.56° в.д.; (8) – массив, 76.5° с.ш. 234.78° в.д.; (9) – покров изморози, 74.39° с.ш. 98.55° в.д.; (10) – покров изморози, 76.5° с.ш. 149.35° в.д.; (11) – лабораторный спектр льда по USGS Digital Spectral Library (Clark и др., 2007). За основу карты взята мозаика панхроматических снимков МОС.

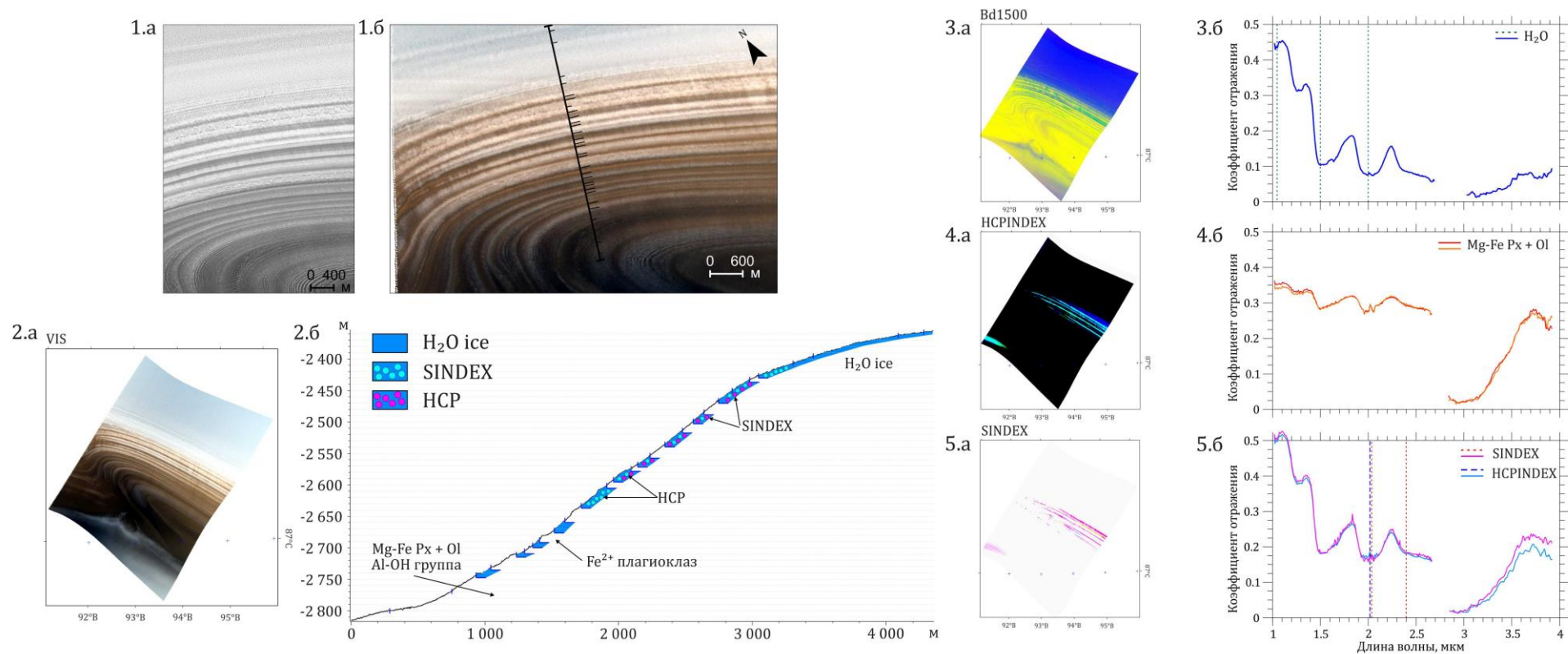


Рисунок 3.2_3. Спектральные данные на уступ полярной шапки. 1.a и 1.б – снимок HiRISE и ВП CRISM соответственно. 2.a – снимок CRISM видимого диапазона. Для построения профиля (2.б) использовались данные ЦМР HiRISE (50 см/пикс). 3.a – снимок, показывающий распространение льда на поверхности, и его спектральная кривая (3.б). 4.a – HCPINDEX и спектральные кривые (4.б) в местах его наличия. 5.a – SINDEX и спектральные кривые (5.б) в местах его наличия.

На плоской поверхности выше уступа выделяется отчетливый спектр льда (Рисунок 3.2_3-3.6). Как и в случае картирующих снимков CRISM (Рисунок 3.2_1) для определения доли льда в приповерхностном слое в качестве рабочих каналов использовались спектры породообразующих минералов оливина (OLINDEX – красный) и низко-кальциевого пироксена (LCPINDEX – зеленый), синий цвет соответствует линии поглощения льда 1.5 мкм (BD1500 – синий) (Рисунок 3.2_3-3а).

Вторым представленным участком исследования является кратер Louth (Рисунок 3.2_4), расположенный на 70.19° с.ш. и 103.23° в.д. Для изучения спектрального индекса поверхности было отобрано шесть снимков FRT и HRS (полученных в летний период с L_s 90° – 160°) в пределах распространения слоистого ледяного массива на дне кратера и многолетнего покрова изморози на теневых бортах. Для начала было изучено изменение спектра льда в одной точке в зависимости от времени. Как можно видеть из графика (Рисунок 3.2_4. 1), снимок frt0000b4b1_07_if168l сделан в начале лета (L_s 92°) и обладает эффектом уменьшения коэффициента отражения (пунктирная линия) в длине волны от ~ 1 – 1.2 мкм и его незначительным увеличением до 3.8 мкм. Также стоит отметить незначительное снижение вариации спектральной кривой и нивелирование значений на участках с поглощением и интенсивности излучения волны. Данный эффект связан с присутствием твёрдой фазы CO_2 в атмосфере и в приповерхностном слое в момент съемки, что в значительной мере корректирует полосу поглощения H_2O . Последующие снимки hrs000196e6_07_if177l и frt00002f70_07_if168l сделаны в L_s 108° и 134° , соответственно, и не обладают данным эффектом, кроме того, характеризуются схожим типом полосы поглощения. Такой результат в очередной раз показывает наличие определенной погрешности в данных, полученных оптическими приборами в сезон раннего и позднего лета. Другим предметом исследования спектральных снимков CRISM высокого разрешения было выявление разницы спектров поглощения поверхности льда (Рисунок 3.2_4-2) и многолетнего покрова изморози (Рисунок 3.2_4-3). Состав двух объектов полностью аналогичен, т.к. имеет одинаковые полосы поглощения, однако коэффициент отражения, как и в предыдущем примере, отличается. Значение L_s (107°) и температура поверхности, скорее всего, не позволяют говорить о каком-то остаточном покрове CO_2 , снижающим коэффициент отражения H_2O , однако характер спектральной линии изморози аналогичен линии льда раннего сезона. Данный факт показывает значительную неопределенность в разнице между отражательной способностью изморози и помехами, создаваемыми газовой фракцией CO_2 в приповерхностном слое. Таким образом, при анализе состава поверхности нужно дополнительно учитывать вероятность наличия атмосферных и сезонных помех.

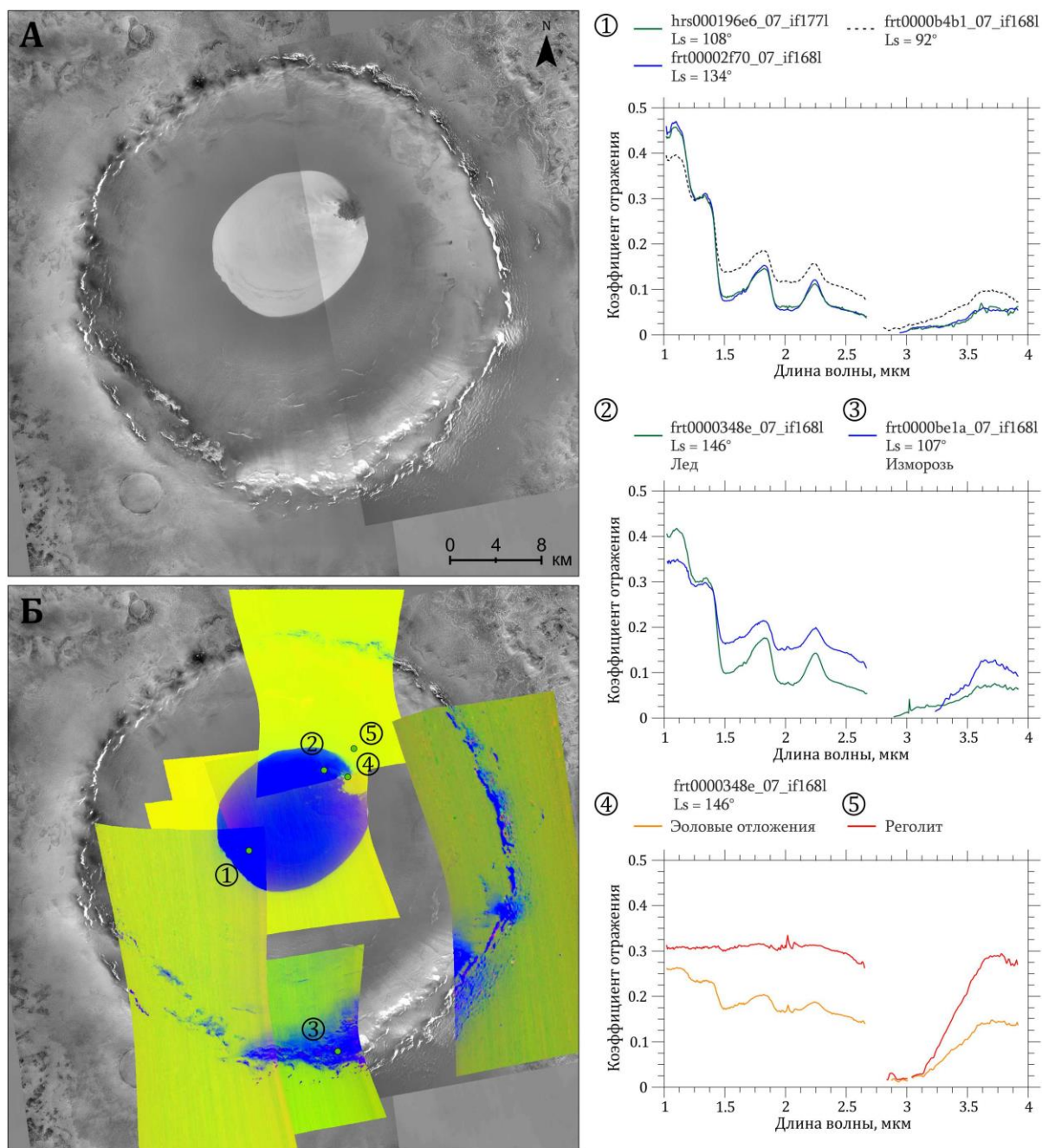


Рисунок 3.2_4. А – Кратер Louth (70.19° с.ш. 103.23° в.д.) с целевыми снимками CRISM (Б).
 1 – Спектральные данные в одной точке на разных снимках; 2 – спектр ледяного массива;
 3 – спектр покрова изморози; 4 – спектр эоловых отложений в пределах ледяного массива;
 5 – спектр реголита на днище кратера.

На рисунке 3.2_4. 4 показаны спектры к-та отражения поверхности дюн в восточной части ледяного массива, полосы поглощения льда обусловлены тонким слоем ледяных кристаллов, по всей видимости перенесенных ветром с поверхности ледяного массива посредством метелевого переноса. На том же графике (5) показана спектральная зависимость к-та отражения окружающего реголита с линиями поглощения 1.5 и 2 мкм,

указывающими на присутствие незначительного количества изморози на поверхности северных равнин даже в середине летнего сезона.

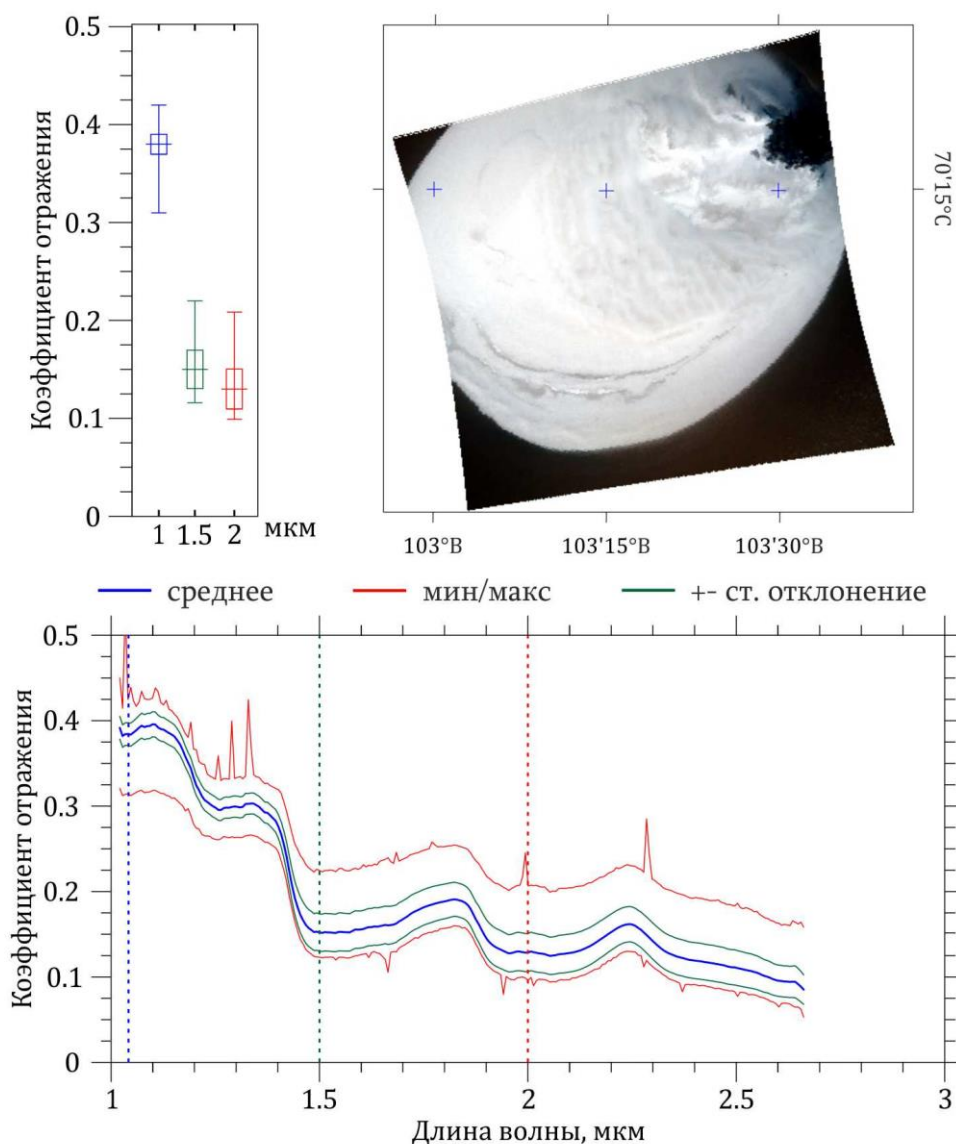


Рисунок 3.2_5. Результаты статистического анализа данных по отражательной способности поверхности ледяного массива в кратере Louth (70.19° с.ш. 103.23° в.д.). Слева сверху даны отклонения от среднего и разброс значений по полосам поглощения 1, 1.5, 2 мкм. Снимок дан в ВИ диапазоне.

Используя имеющиеся мультиспектральные снимки высокого разрешения, были проведены исследования по определению среднего спектрального коэффициента отражения для всей поверхности льда со стандартным отклонением, минимумом и максимумом (рис 3.2_5). Статистические параметры рассчитывались для открытой поверхности ледяных массивов и покрова изморози и показали достаточно низкое стандартное отклонение от среднего (3 – 20%). Пиковые значения минимумов и максимумов являются единичными случаями помех и не должны приниматься во

внимание. На Рисунок 3.2_5 показан статистический попиксельный анализ снимка FRT на слоистый массив в кратере Louth с определением среднего значения коэффициента отражения для каналов с шагом длины волны 0.00655 мкм.

3.3. Теплофизические свойства льда NPLD и ледяных массивов

Одним из физических свойств поверхности является альbedo или характеристика отражательной способности. Показатель альbedo возможно использовать для определения типа и состава поверхности, сравнивая полученные значения с лабораторными исследованиями. Таким образом, при анализе ИК альbedo на длине волны 1 мкм возможно определить присутствие пироксена (<0.2), оксихлорида железа (>0.3), оливина и т.д. (Ody и др., 2012). Основные исследования по изучению отражательной способности поверхности северных высоких широт были проведены еще на основе данных КА Viking (Bass и Paige, 2000; Paige и др., 1994) и в дальнейшем подтверждены на основе данных спектрометра OMEGA. Значение альbedo сильно зависит от времени года и не превышает 0.5 для летнего периода (Ody и др., 2012). В данной работе рассматриваются значения Ламбертового альbedo для ледяных массивов и их связь со значениями для полярной шапки.

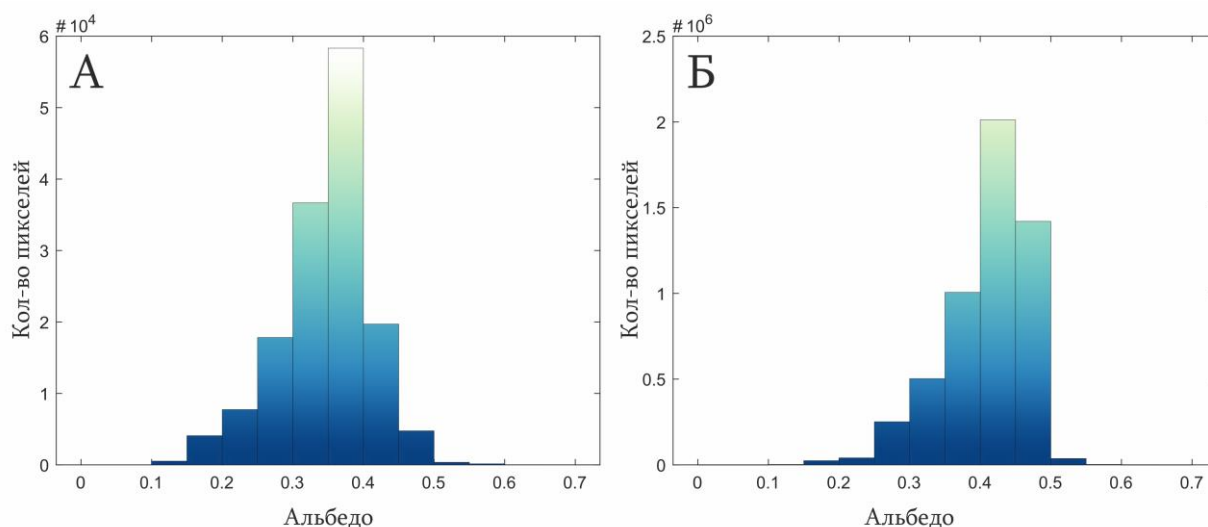


Рисунок 3.3_1. Распределение значений Ламбертового альbedo на поверхности ледяных массивов (А) и полярной шапки (Б). В пределах полярной шапки количество пикселей приблизительно в 40 раз больше.

Для анализа отражательной способности поверхности ледяных массивов и их сравнения с результатами по альbedo поверхности NPLD использовались данные прибора OMEGA с показателем ИК альbedo. Для статистического анализа (Рисунок 3.3_1) и карты альbedo (Рисунок 3.3_2) была использована мозаика снимков OMEGA ИК альbedo (cosmos.esa.int) с разрешением 1.48 км/пикс. В целом, в гистограммах наблюдается схожая картина нормального распределения со смещением среднего значения с 0.35 – 0.4, для ледяных

массивов, до 0.4 – 0.45 для полярной шапки. Из-за разности площадей количество статистических значений внутри полярной шапки в ~ 40 раз больше анализируемых значений для массивов. Основной показатель для NPLD приходится на значения 0.4 – 0.5 ИК альbedo. На графиках также присутствуют значения альbedo от 0.55 до 0.7, однако, их

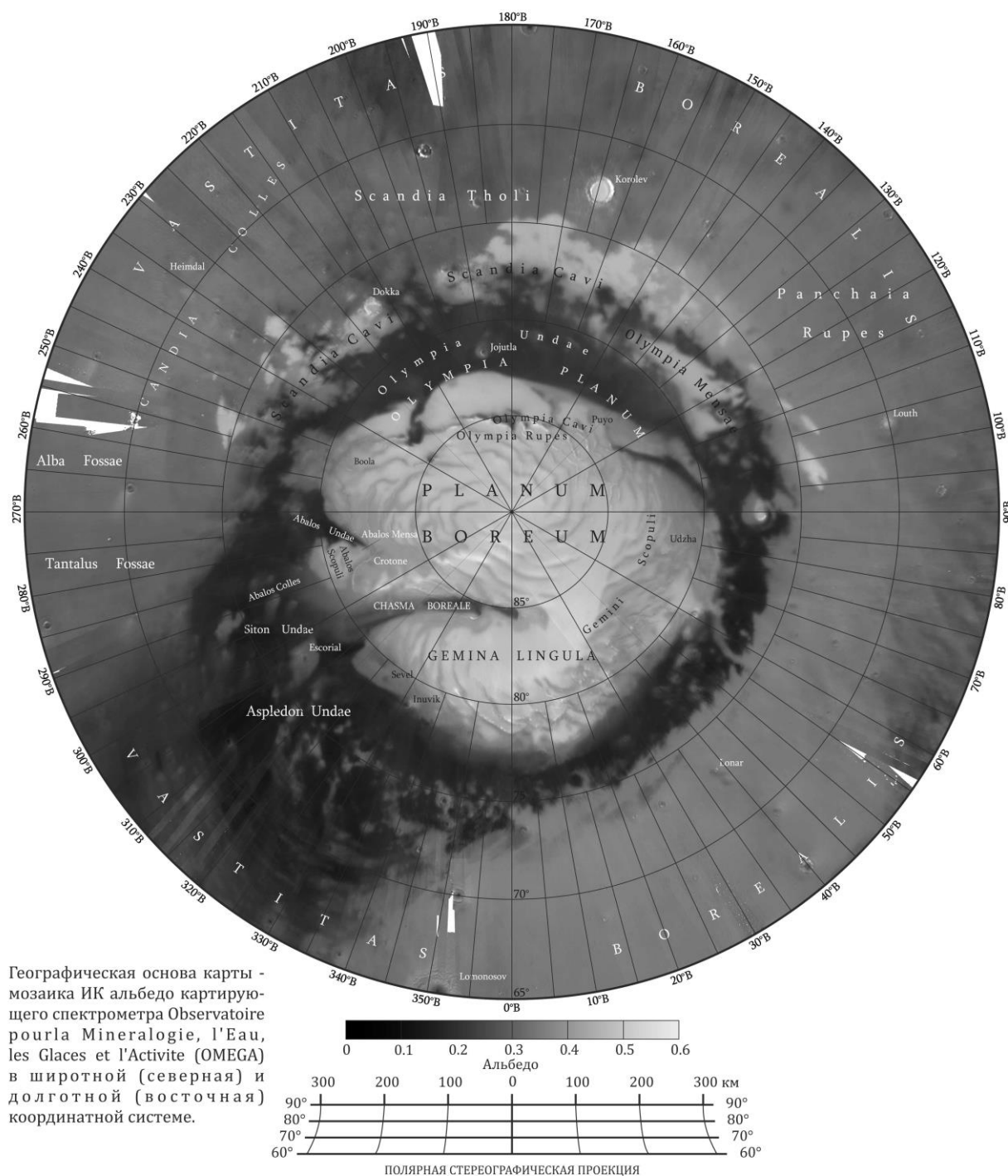


Рисунок 3.3_2. Ламбертовое альbedo поверхности полярной шапки, ледяных массивов и поверхности северных равнин на основе данных OMEGA.

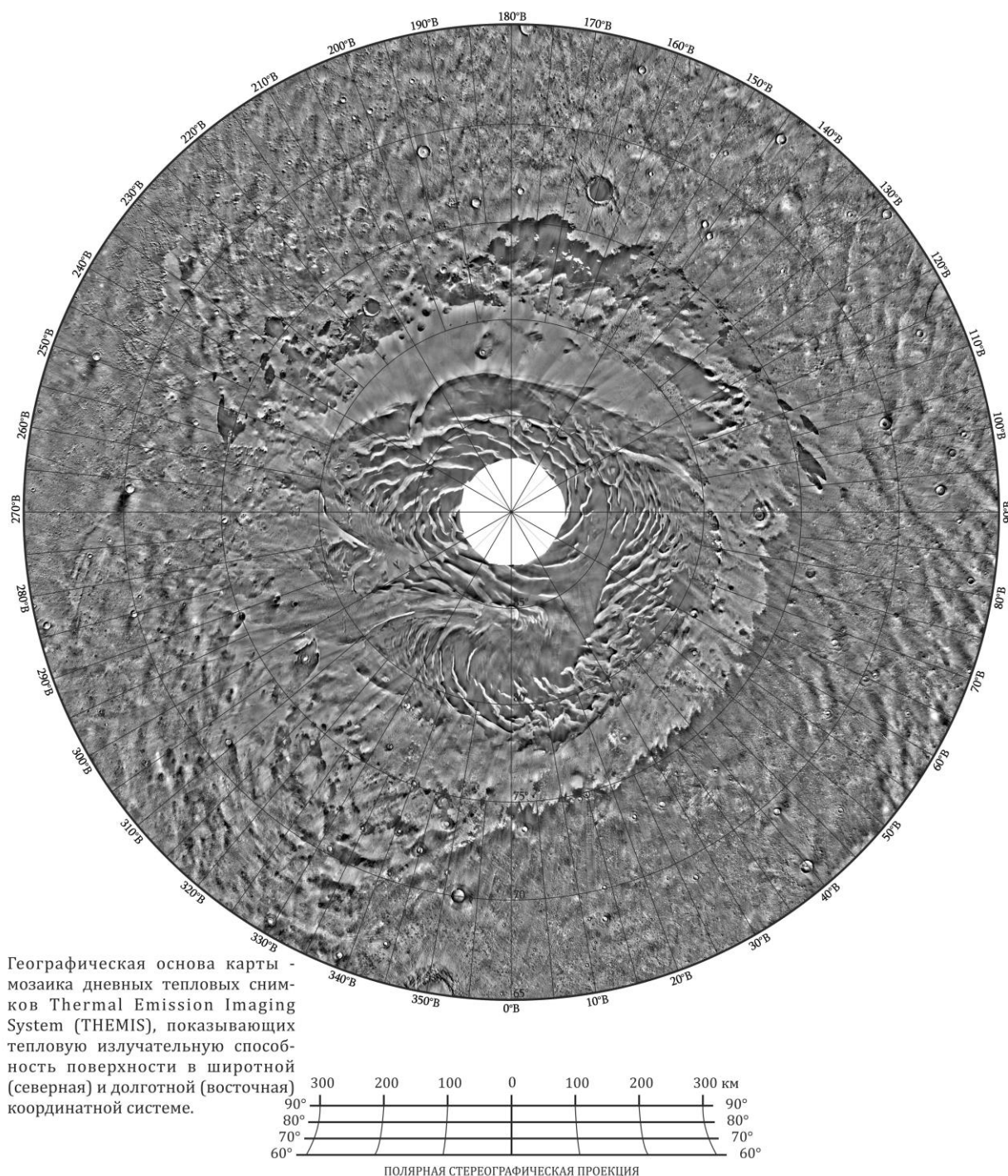


Рисунок 3.3_3. Мозаика дневных тепловых снимков спектрометра THEMIS, показывающая тепловую излучательную способность поверхности (на длине волны $\lambda \sim 12.57$ мкм). Темные участки имеют более низкое тепловое излучение.

количество статистически незначительно. В пределах полярной шапки и ледяных массивов наблюдаются заметные вариации альбедо. Считается, что вариации альбедо вызваны либо загрязнением поверхности пылью, высвобождаемой при сублимации льда, либо наличием крупнозернистого льда (Kieffer, 1990). Гиперспектральные наблюдения северной полярной

шапки в работе Langevin и др. (2005) подтвердили наличие крупнозернистого льда на поверхности (Красильников и др., 2018). Из проанализированных данных следует, что при движении на юг отражательная способность поверхности льда уменьшается, что связано с более запыленной поверхностью и частичным перекрытием эоловыми отложениями (Рисунок 3.3_2).

Спектрометр THEMIS (Thermal Emission Imaging System) снимает поверхность в видимом и среднем инфракрасном диапазонах длин волн. Камера позволяет получать информацию о тепловой инерции, температуре и излучательной способности в нескольких верхних сантиметрах поверхности. При этом данные по излучательной способности доступны в конечном варианте, в то время как температурные снимки приходится получать при помощи алгоритмов, выполненных в программном пакете JMARS.

Были проанализированы данные по излучательной способности поверхности равнин вокруг полярной шапки. Излучательной способностью поверхности является отношение мощности излучения объекта при заданной температуре к мощности излучения абсолютно черного тела. Абсолютно черное тело определяется как поверхность, излучающая максимальное количество энергии при заданной температуре и равна 1.00. Лед обладает одной из самых больших излучательных способностей (0.98) среди неметаллических материалов на эффективной длине волны 8 – 14 мкм. Таким образом, ледяные массивы и поверхность полярной шапки имеют ярко выраженный темный оттенок на дневных снимках THEMIS, насыщенность которого зависит от процентной составляющей силикатного материала на поверхности и в составе льда. Далее приводится мозаика дневных тепловых снимков THEMIS, показывающих тепловую излучательную способность поверхности (Рисунок 3.3_3).

Для получения температурных данных THEMIS были использованы алгоритмы обработки тепловых ИК снимков в программе JMARS. Результатами является построенная мозаика тепловых снимков в диапазоне широт от $\sim 71^\circ$ до $\sim 87^\circ$ с заданными параметрами по максимальному приходу солнечной радиации с 13:00 до 17:00 часов и летним периодом L_s 130° - 140° (Рисунок 3.3_4).

Из представленной карты видно, что температура поверхности ледяных массивов составляет $\sim 195^\circ$ - 200° К, что в полной мере соответствует температурному диапазону поверхности полярной шапки. Примечательно, что силикатная поверхность вокруг массивов имеет температуру $\sim 208^\circ$ - 215° К. Полученные значения соотносятся с предыдущими исследованиями на основе данных спектрометра TES, где было показано, что температура массивов может быть на 20° ниже, чем на окружающей равнине (Armstrong и др., 2007).

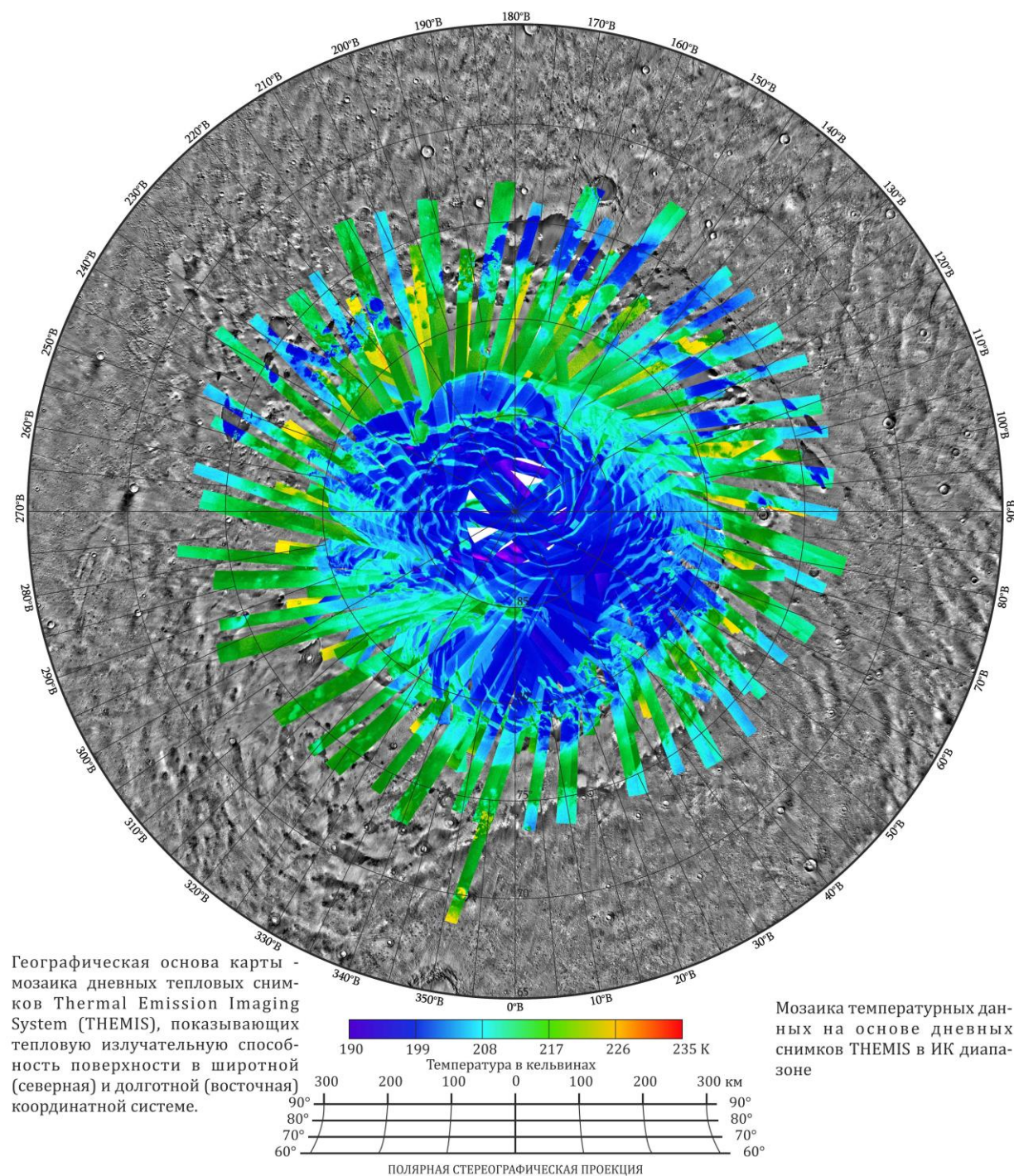


Рисунок 3.3_4. Мозаика тепловых снимков полярной области Марса.

Проанализировав данные по структурной слоистости и рассмотрев стадии накопления материала (раздел 2.1), проведя картографирование изучаемых объектов (раздел 2.2), изучив состав и некоторые физические свойства ледяных массивов, можно сделать вывод, что гипотеза о генетической связи ледяных массивов и отложений полярной шапки может считаться правдивой, а следовательно, ледяные массивы могут являться останцами полярной шапки.

ГЛАВА 4. РАСЧЕТ ОБЪЕМОВ ПОВЕРХНОСТНОГО И ПОГРЕБЕННОГО СЛОИСТОГО ЛЬДА ВОКРУГ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ШАПКИ

Определение объема поверхностного и погребенного льда в высоких северных широтах Марса является важной задачей для последующего освоения планеты. Также наличие и объемы поверхностного льда за пределами полярной шапки свидетельствуют об определенных метеорологических и климатических условиях, при которых данные массивы были сформированы.

Существуют модели по широтному распространению и глубине залегания грунтового льда под поверхностью Марса на основе нейтронно-эмиссионных приборных измерений, таких как Dynamic Albedo of Neutrons (DAN) (установленного на марсоходе Curiosity) (Mitrofanov и др., 2012) и High Energy Neutron Detector (HEND) (на борту Mars Odyssey) (Mitrofanov и др., 2007). Иной способ изучения грунтового льда включает в себя анализ радарных данных SHARAD или MARSIS. Из-за низкого разрешения последнего, в работе использовались исключительно радарные данные SHARAD. На настоящий момент профили SHARAD имеют достаточную плотность в расчете на один км² и наиболее пригодны для изучения поверхностного и грунтового льда. Ранее при помощи этих данных рассматривались погребенные льды и долинные ледники экваториальных и субэкваториальных широт (например: Campbell и др., 2008; Seu и др., 2007; Stuurman и др., 2016).

Определение объемов льда в останцовых ледяных массивах происходило двумя взаимодополняющими подходами: первый заключается в использовании данных лазерного альтиметра MOLA, во втором подходе используются радарные данные SHARAD.

4.1. Объемы поверхностного льда по данным альтиметра MOLA

Использование данных альтиметрии обусловлено относительной простотой обработки и получением качественных результатов по мощности ледяных останцов и их объему. Данный подход работает для массивов льда, находящихся на ровной или сравнительно ровной поверхности северных равнин и занимающих относительно небольшую площадь. С увеличением площади массива ошибка данного метода значительно возрастает и требует верификации при помощи радарных данных.

Для расчетов были выбраны ледяные массивы, отвечающие заданным параметрам (Рисунок 4.1_1). Мощность и объем вычислялся как разница высот между поверхностью ЦМР и плоскостью, находящейся в основании массива (базисной поверхностью). Базисная поверхность

* При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Measuring of thicknesses of remnant massifs of layered deposits at high northern latitudes of Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 2370. 2 p. (личный вклад – 90%)

Krasilnikov S.S., Zarodnyuk A.V., Ivanov M.A., Kuzmin R.O. Measuring of volume and thicknesses of remnant massifs of layered deposits on Mars, using altimetry data and math approximation // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. PS-19. P. 296–298. (личный вклад – 85%)

выбиралась при помощи оценки средней высоты поверхности вокруг ледяного массива в буферной зоне, соответствующей минимальной ширине массива, но не превышающей 3 км. Ошибка выбора значения базисной поверхности оценивалась как дисперсия случайной величины значения высот, выраженная в процентах. Исходя из полученных данных по расчету ошибки, можно сделать вывод, что значение ошибки увеличивается для массивов с малой мощностью и превышает 10%. При этом можно сделать вывод о максимально допустимых значениях ошибки. Результаты по максимальной мощности были сравнены с радарными данными (Таблица 4.1_1). Практически для каждого полученного по данным MOLA измерения наблюдается систематическое завышение мощности на 50 – 100 м по сравнению с полученными результатами при помощи радарных данных. Данная разница связана с низким горизонтальным разрешением (от 3 – 6 км поперек движения аппарата и 0.3 – 1 км вдоль движения), а также вертикальным разрешением (~15 м). При сравнительно небольшой площади массива, плотность радарных профилей также начинает играть значительную роль. Таким образом, для небольших по площади ледяных массивов, расположенных на плоской поверхности, мощностью менее 200 м, более точным является измерения при помощи данных альтиметрии (Krasilnikov и Kuzmin, 2019).

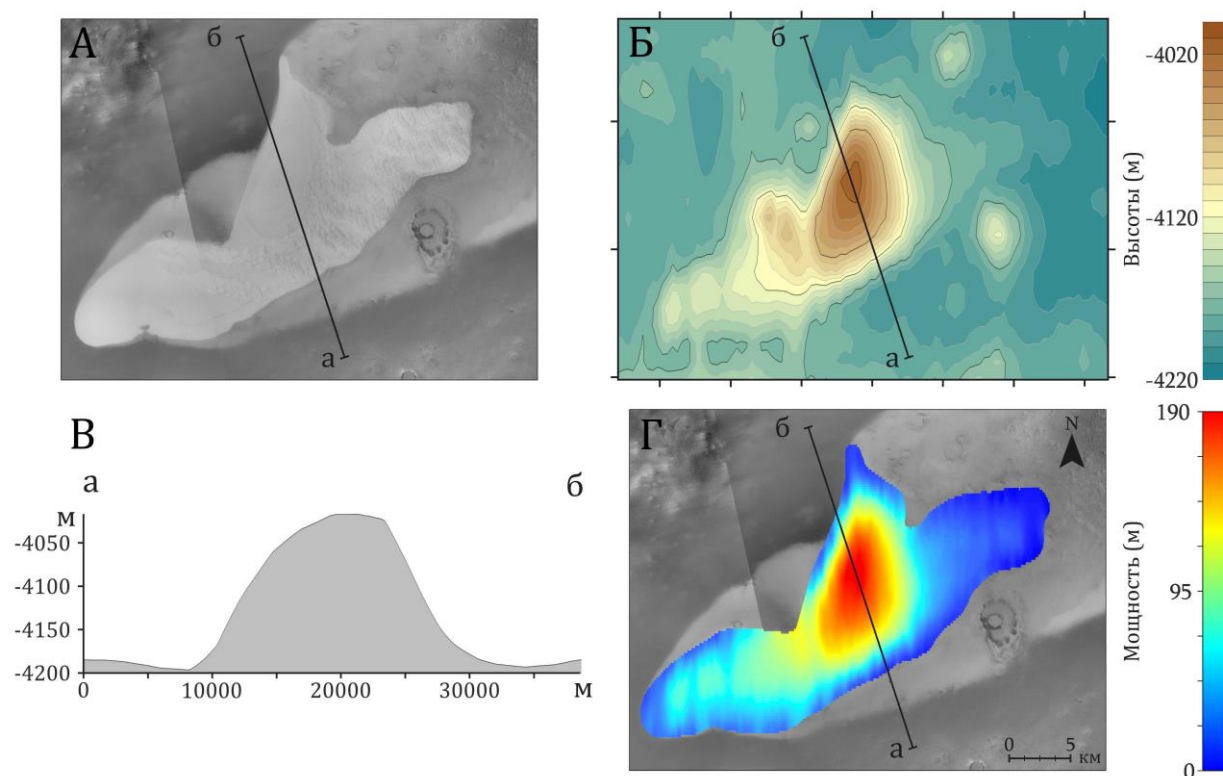


Рисунок 4.1_1. Анализ мощности и объема ледяных отложений при помощи данных MOLA. А – Ледяной останец на равнине (Таблица 4.1_1, 5); Б и В – гипсометрическая карта с поперечным высотным профилем; Г – рассчитанная мощность массива.

Данный подход хорошо применим к массивам, расположенным на ровной поверхности, в то время как оценка мощности массивов, находящихся на неровной поверхности, будет затруднена

и некорректна. Для ледяных массивов, находящихся внутри ударных кратеров, альтернативой радарным данным может являться геометрический анализ формы кратера с помощью данных MOLA. Изучение характерных топографических профилей ударных кратеров Марса позволило установить модельную зависимость глубины и формы кратера от его типа и диаметра согласно (Garvin и др., 2003; Garvin и Frawley, 1998). На основе этих данных можно получить предполагаемую моделируемую глубину кратера и его форму в зависимости от его диаметра. Зависимость глубины кратера от его диаметра для простых кратеров имеет вид:

$$d = 0.19D^{0.55} \quad (22)$$

где d – глубина кратера, D – его средний диаметр. Далее вычислялся усредненный профиль поверхности через центр кратера по данным MOLA. Для вычисления нужных параметров был написан скрипт на языке программирования Fortran (Guseva и Ivanov, 2019), который основывается на анализе поверхности ЦМР и аппроксимирует значения высот на одинаковом расстоянии от центральной точки кратера. Таким образом, количество аппроксимируемых точек при движении из центра кратера возрастает и зависит от разрешения ЦМР. Используя диаметр кратера по формуле (22), вычислялась предполагаемая глубина. Разница между предполагаемой глубиной кратера и реальным усредненным профилем является рассчитываемой мощностью ледяного массива на днище кратера. Зная модельную (Garvin и др., 2003; Garvin и Frawley, 1998) глубину кратера и положение ледяного массива в нем (приложение 9), отрисовывалось основание ледяного массива (кривая АВ), связывающее начальную точку ледяного массива на склоне и точку максимальной глубины кратера. Аппроксимируя полученный профиль ледяных массивов двумя параболой, были рассчитаны их объемы через фигуры вращения (приложение 9).

Рассмотрим данный подход немного подробнее с использованием рисунка и расчетов в приложении 9. Поскольку исследуемые ударные кратеры обладают чашеобразной формой, а рассматриваемые примеры ледяных массивов (в основном) располагаются в центральной части днища кратера и имеют форму пологосклонного щитовидного ледника, то для подсчета общего объема льда, заполняющего кратер, можно сделать некоторые допущения. Предполагается, что центральный профиль кратера можно достаточно точно аппроксимировать двумя параболой (B' , А, С и B' , С, В, приложение 9); искомый объем — это объем осесимметричного тела — тела вращения. Проведем оси координат следующим образом: ось x направим через точки B' и В вправо, а ось y через точки А и С вверх. В данных предположениях, зная координаты точек B' , А, В и С в осях x и y , можно легко найти уравнения парабол, описывающих нижнюю и верхнюю часть центрального среза. После этого общий объем льда рассчитывается в виде суммы объемов тел, образованных вращением дуг нижней и верхней параболы относительно вертикальной оси (приложение 9). Результаты вычисления мощности и объема льда в кратерах даны в Таблица 4.1_1. Как и для останцов, на поверхности не всегда возможно определить максимальную

Таблица 4.1_1. Параметры массивов льда, полученные при помощи данных MOLA в сравнении с данными SHARAD.

№	Расположение массива	Координаты		Базисная поверхность, м	Ошибка базисной поверхности от мощности, %	Площадь, км ² (равнина) Диаметр, км (кратер)	Объем, км ³	Максимальная мощность по MOLA, км	Мощность по данным SHARAD, км	Различие значений по MOLA и SHARAD, %
		Широта, с.ш.	Долгота, в.д.							
1	Равнина	74°10'	95°	-4200±15	4	404.1	41.3	0.34	0.27	21
2	Равнина	74°30'	98°	-4200±25	7	1535.5	115.5	0.38	0.33	13
3	Равнина	74°30'	102°	-4240±5	4	18.1	0.9	0.12	-	-
4	Равнина	74°40'	103°40'	-4250±5	17	4.7	0.12	0.03	-	-
5	Равнина	73°40'	105°	-4195±15	8	291.3	27.8	0.18	0.12	33
6	Равнина	74°50'	107°30'	-4125±5	20	11.5	0.3	0.025	-	-
7	Равнина	74°44'	110°30'	-4275±15	13	113.4	26.1	0.12	0.09	25
8	Кратер	73°14'	319°10'	-	-	16.9	32.7	0.8	-	-
9	Кратер	72°40'	164°30'	-	-	83.9	2169.3	1.48	1.48	0
10	Кратер	78°06'	240°10'	-	-	15.8	3.3	0.4	-	-
11	Кратер	70°11'	103°10'	-	-	37.3	3.6	0.1	0.15	33
12	Кратер	79°20'	159°40'	-	-	6.3	7.4	0.48	-	-
13	Кратер	78°	1°40'	-	-	4.5	0.1	0.4	-	-
14	Кратер	76°23'	151°20'	-	-	4	0.5	0.4	-	-
15	Кратер	81°	190°10'	-	-	19.5	26.2	0.8	-	-
16	Кратер	79°08'	60°50'	-	-	24	12.2	0.4	0.3	25
17	Кратер	77°06'	89°10'	-	-	31.4	148.5	1.1	0.38	65

мощность льда по данным SHARAD, что связано с незначительной площадью массивов или эоловыми отложениями на поверхности массивов, сильно искажающих радарные данные. Поэтому в данном случае геометрические вычисления мощности ледяных массивов в кратере при помощи данных MOLA являются более точными, чем использование данных SHARAD, что и было показано в таблице 4.1_1.

После публикации апробации данного подхода в Krasilnikov и др., (2019) вышла статья Sori и др., (2019), где был применен схожий метод расчета для кратеров южной полярной области, с расчетом объема льда и твердой фазы диоксида углерода. Публикация данной статьи сторонней группой ученых свидетельствует о высоком уровне достоверности расчетов, получаемых данным путем.

4.2. Объем массивов погребенного льда, перекрытых эоловыми отложениями по данным радара SHARAD

Использование данных радара SHARAD более трудозатратно, однако более точно позволяет получить мощность и объем ледяных отложений. Обработка радарных данных зачастую является единственной возможностью изучить мощность погребенного льда.

4.2.1. Определение мощности и объема слоистых ледяных останцов

Для определения объема поверхностных и погребенных слоистых ледяных отложений были проанализированы данные SHARAD на область Olympia Mensae и прилегающую территорию, включающую сектор $90^{\circ} - 160^{\circ}$ в.д. и $70^{\circ} - 83^{\circ}$ с.ш. При обработке профилей была построена сеть точек с измеренной мощностью с разрешением $\sim 5 \times 5$ км. Аппроксимация полученных измерений позволила получить карту мощности ледяных массивов на основе радарных данных (Рисунок 4.2.1_1). Полученные результаты говорят о перекрытии значительной части слоистого льда эоловыми отложениями (Рисунок 4.2.1_2). Мощность отложений основного массива, показанного на рисунке 4.2.1_1, достигает 230 метров. Данные значения соотносятся с результатами морфометрического анализа и предположением о мощности ледяного массива, приводившегося в работе Красильников и др. (2018), а также предыдущими исследованиями Smith и др. (2016). С северной и северо-восточной стороны (Рисунок 4.2.1_2) останец постепенно перекрывается дюнами области Olympia Planum, силикатный материал которых рассеивает приходящие на поверхность волны радара и не позволяет проследить отложения слоистого льда севернее исследуемого региона. Благодаря радарным данным удалось обнаружить погребенные ледяные массивы, расположенные за пределами границы слоистых ледяных массивов, дешифрируемых при помощи спектральных данных и данных видимого диапазона (Рисунок 4.2.1_2). Увеличение площади, занимаемой массивами по радарным данным, составляет 19 620

км² (около 30% от общей площади отложений данного сектора). Основание слоистых отложений на радарограммах имеет слабовыраженный характер, что связано присутствием грунтового льда в основании массивов.

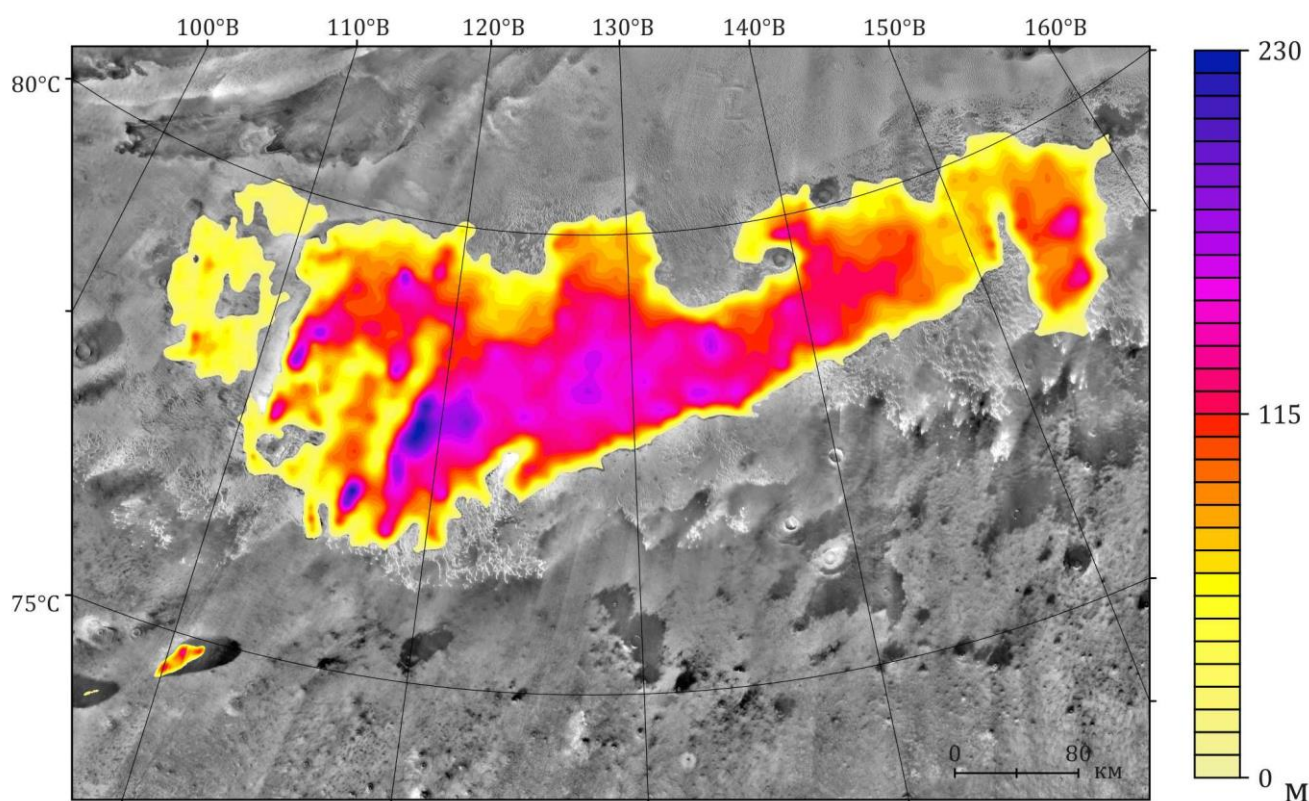


Рисунок 4.2.1_1. Мощность ледяных слоистых массивов в секторе исследований 90° – 160° в.д. и 70° – 83° с.ш. по данным радара SHARAD. В основе карты показана мозаика дневных тепловых снимков THEMIS в равнопромежуточной конической проекции (75° - 80° с.ш.).

На основе полученных оценок был рассчитан объем поверхностного и погребенного слоистого льда в секторе 90° – 160° в.д. и 70° – 83° с.ш. Объем основного массива, рассчитанного при помощи данных SHARAD и показанного на рисунке 4.2.1_1, составляет ~6530 км³, объем массивов льда, рассчитанных по данным альтиметрии, соответствует ~210 км³. Общий объем слоистых ледяных отложений для рассматриваемого сектора составляет ~6740 км³.

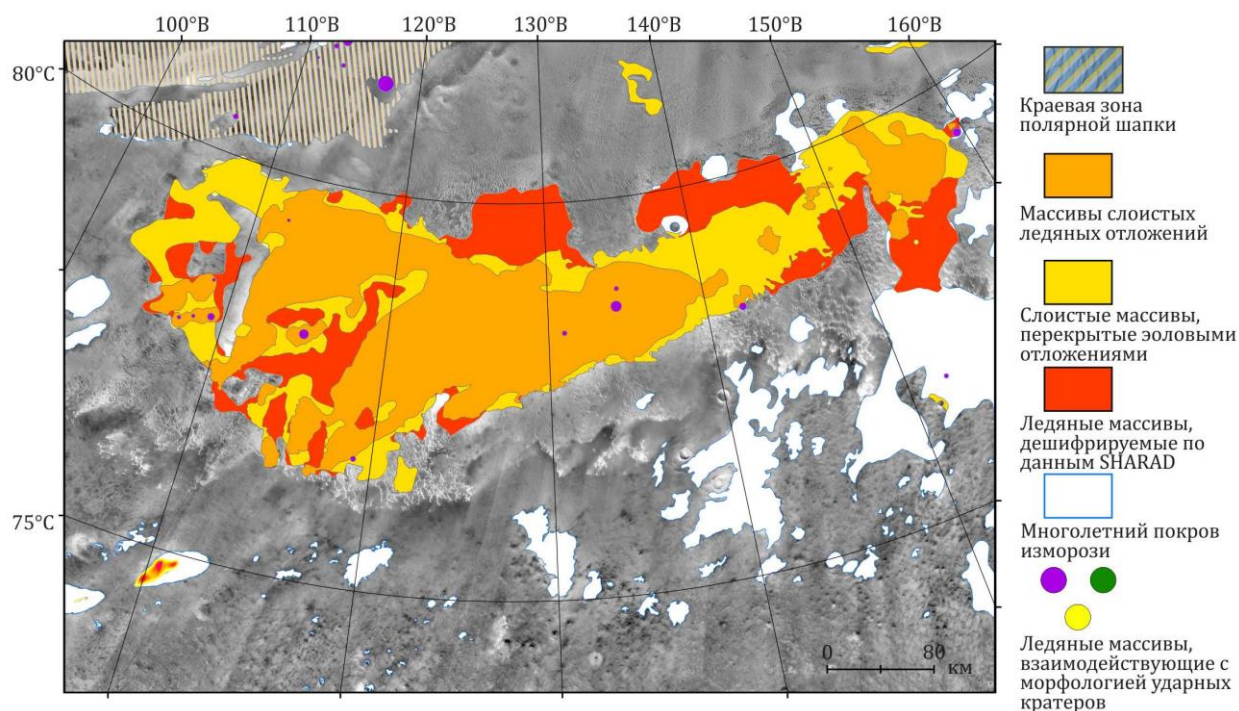


Рисунок 4.2.1_2. Фрагмент карты распространения ледяных массивов слоистых отложений на область радарных исследований. Оранжевым цветом показаны погребенные слоистые ледяные отложения, не дешифрируемые по данным ВИ и ИК.

4.2.2. Предполагаемые уступы полярной шапки в Olympia Undae

Район Olympia Undae располагается в долготном диапазоне 110° – 250° в.д. и на широтах 80° – 83° с.ш. (Рисунок 4.2.2_1). Район перекрыт песчаными отложениями (Ewing и др., 2010) с характерной повышенной концентрацией гипса (Horgan и др., 2009). Южнее полей дюн располагается область Scandia Cavi с расчлененным рельефом и реликтовыми ледяными массивами (Рисунок 4.2.2_2). Как было сказано ранее, северная полярная шапка имеет асимметричное положение, выраженное в отступании ее границы на север до 83° с.ш. в районе Olympia Undae.

Основываясь на радарных исследованиях области Olympia Undae, в предыдущих работах (Brothers и др., 2015; Massé и др., 2010; Nerozzi и Holt, 2018) была определена граница залегания BU в данном регионе. На Рисунок 4.2.2_2 показана приблизительная граница этих отложений по данным Brothers и др. (2015) из которой следует, что они располагаются под большей частью Olympia Undae.

Существует гипотеза, что источником песка приполярных дюнных полей являются отложения полярной шапки и, в частности, отложения BU (Fishbaugh и Head, 2005; Massé и др., 2010). Силикатный материал, освободившийся из слоистых ледяных отложений, подвергшихся сублимации, может составлять значительную часть песчаного материала данной области. Оценка

мощности эолового покрова составляет от нескольких десятков метров до ~80 м, что соответствует мощности сублимированных отложений NPLD более 100 – 400 м, если ледяная компонента в NPLD составляла 80 – 95% (Brown и др., 2012; Phillips и др., 2008)).

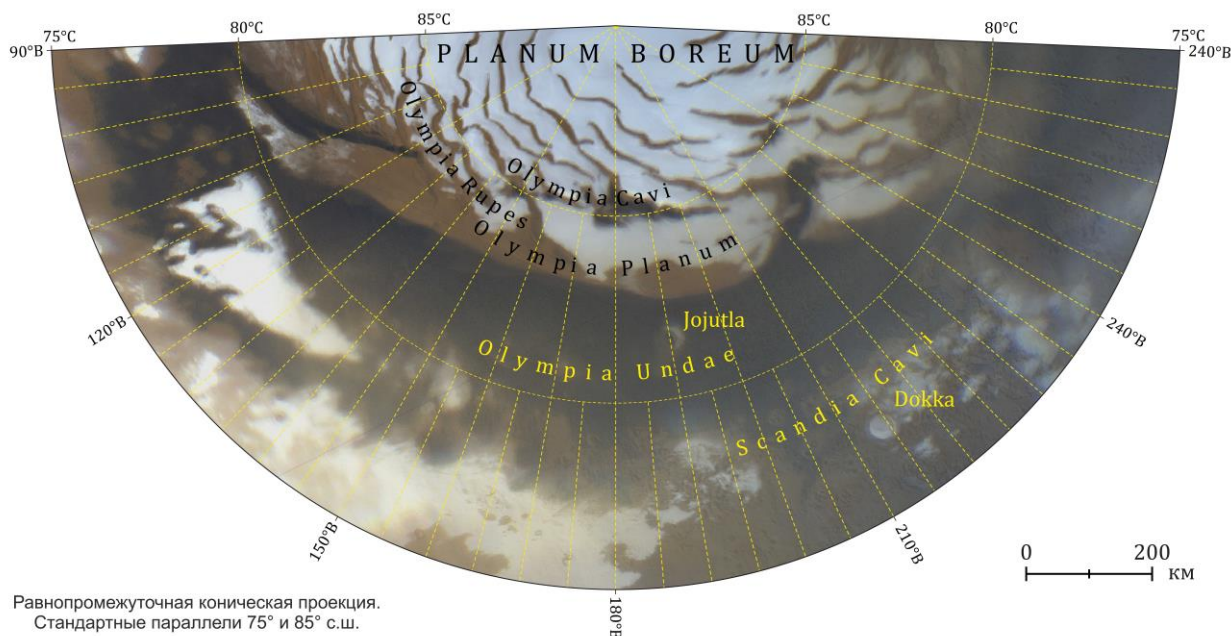


Рисунок 4.2.2_1. Область Olympia Undae, перекрытая чехлом эоловых отложений.

Одним из морфологических элементов полярной шапки являются уступы, сформировавшиеся, по-видимому, за счет сочетания частичного вязкопластического течения NPLD в периоды с более теплым климатом (Budd и др., 1986; Winebrenner и др., 2008) и ветровой эрозии (Howard, 2000). Среди дюнного рельефа в Olympia Undae можно встретить несколько вытянутых ложбин в основании уступов глубиной до 80 метров и длиной в несколько десятков километров (Рисунок 4.2.2_2, 4.2.2_4 и 4.2.2_5). В стенке уступов и в ложбинах вскрывается слоистая структура отложений (Рисунок 4.2.2_4 и 4.2.2_5), при анализе спектральных данных которой, были обнаружены признаки незначительного присутствия льда. Отсутствие ярко выраженного спектра льда обуславливается активными эоловыми процессами на поверхности данного региона и сильной запыленностью обнажений. Использование данных SHARAD позволяет выявить в стенках уступов и в ложбинах отражательную способность, свойственную для льда (Рисунок 4.2.2_3). Мощность ледяных отложений в пределах уступов составляет ~50 м и ~70 м для уступа А и Б на Рисунок 4.2.2_3, соответственно. Граница отложений на радиограмме не обладает хорошо дешифрируемыми границами, что позволяет предположить возможность простираения ледяных отложений под чехлом эолового покрова.

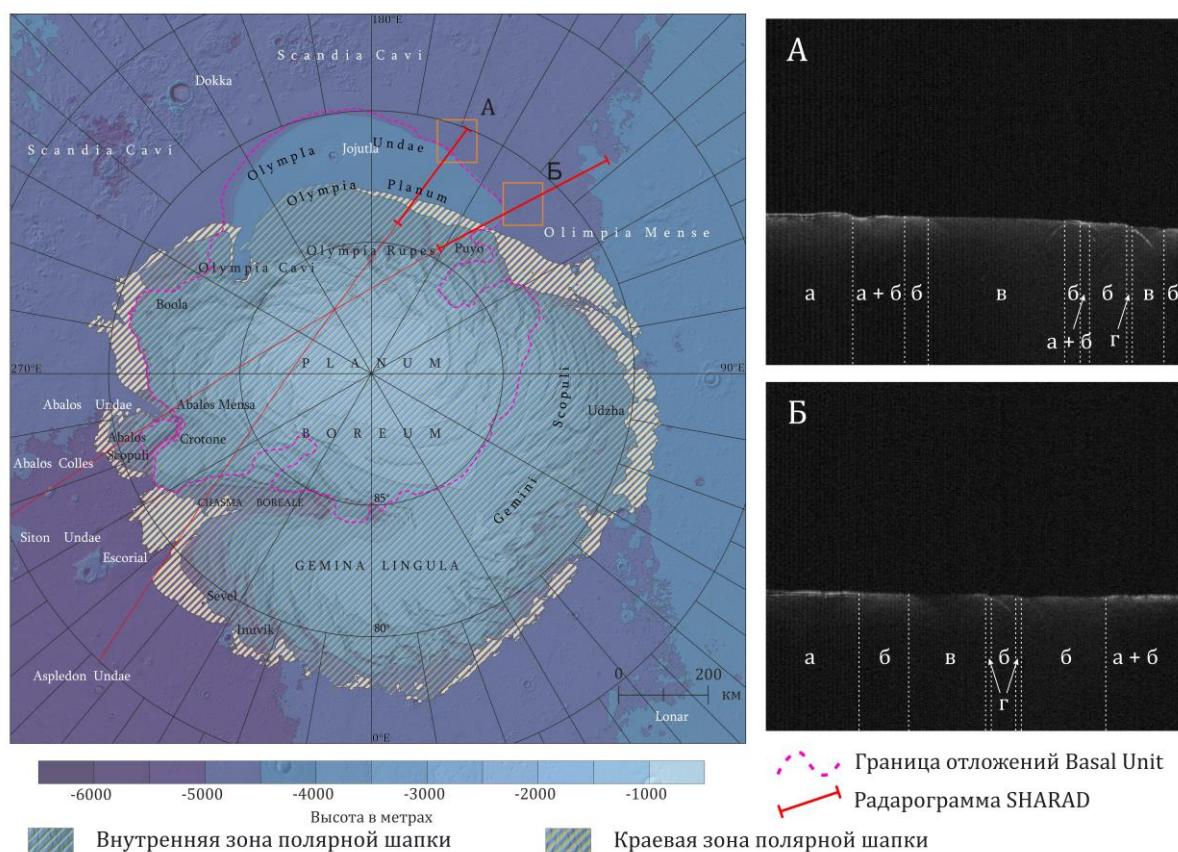


Рисунок 4.2.2_2. Профиль через предполагаемые уступы полярной шапки в Olympia Undae. Граница отложений BU (пунктирная линия) по данным Brothers и др. (2015). Участками А (80.5° с.ш. 159° в.д.) и Б (81.3° с.ш. 137° в.д.) показано расположение предполагаемых уступов. Расшифровка радарограмм, профиля А и Б: а – краевая зона PLD с четко выраженной слоистостью льда; б – дюны со слоем изморози; в – дюны; г – предполагаемые уступы полярной шапки, заполненные льдом.

На рисунке 4.2.2_2 показана расшифровка радарограмм участка А и Б: а – краевая зона PLD с четко выраженной слоистостью льда; б – дюны со слоем изморози; в – дюны; г – предполагаемые уступы полярной шапки, заполненные льдом. Из-за незначительной мощности ледяных отложений, на радарных снимках не прослеживается слоистая структура, однако характер отражения говорит о ледяном составе отложений. На рисунке 4.2.2_3 показаны радарные профили SHARAD на разных стадиях обработки через предполагаемые уступы с координатами 80.5° с.ш. 159° в.д. (I) и 81.3° с.ш. 137° в.д. (II). Радарограмма показана с приведением оси ординат к глубине с использованием диэлектрической проницаемости для льда 3.15. Использование данного коэффициента в вычислениях позволяет получить реальную мощность льда, а также усиливает его рефлекторные свойства на профиле.

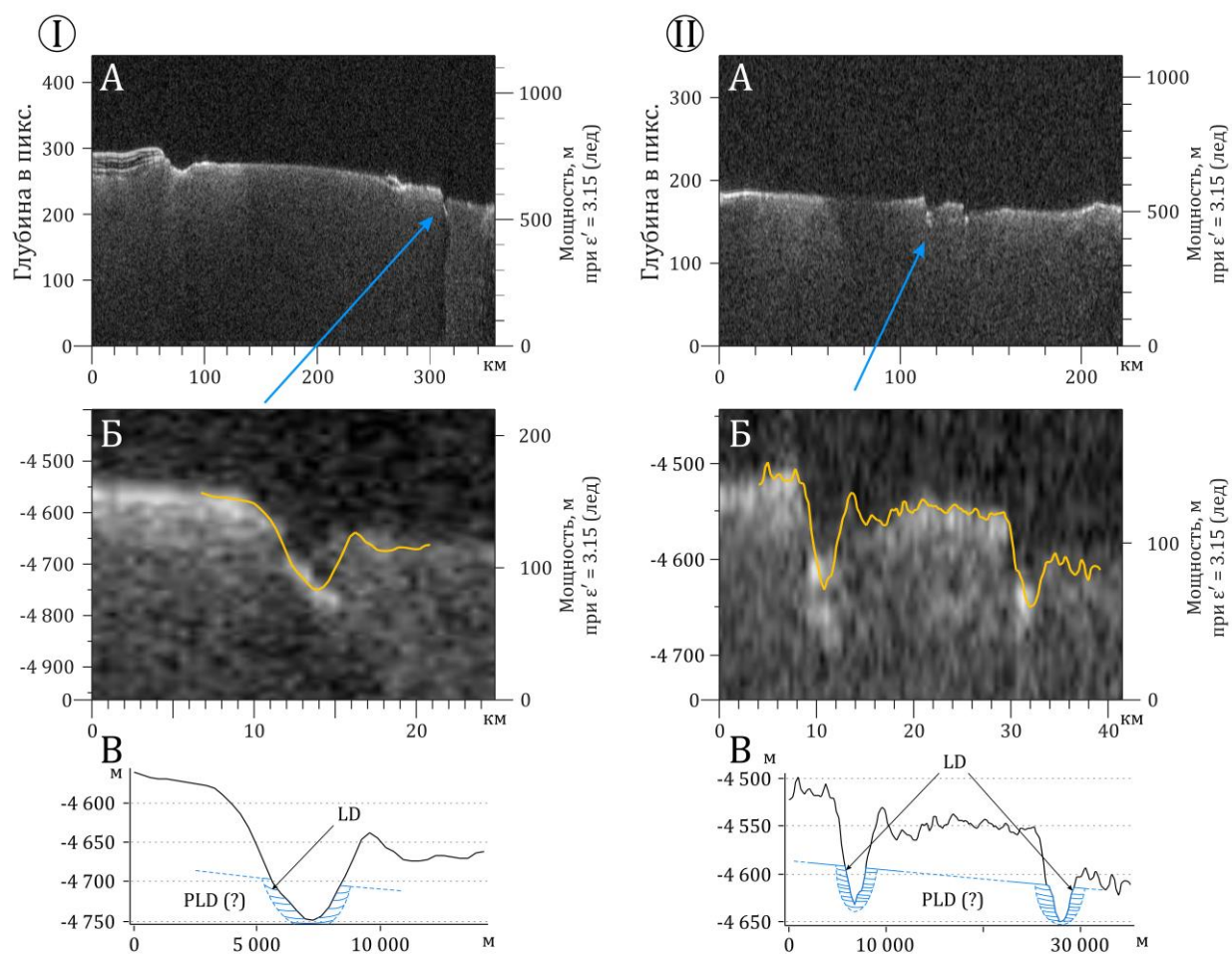


Рисунок 4.2.2_3. Обработка радарных данных на предполагаемые уступы полярной шапки в области Olympia Undae. I – уступ 80.5° с.ш. 159° в.д., II – уступ 81.3° с.ш. 137° в.д. А – обработанный профиль с приведением оси ординат к глубине с использованием диэлектрической проницаемости для льда 3.15. Б – наложение гипсометрического профиля по данным альтиметрии на радарограмму. Светлый тон на радарограмме показывает присутствие льда в нижней части уступов и в ложбинах. В – интерпретация радарных данных с использованием гипсометрического профиля.

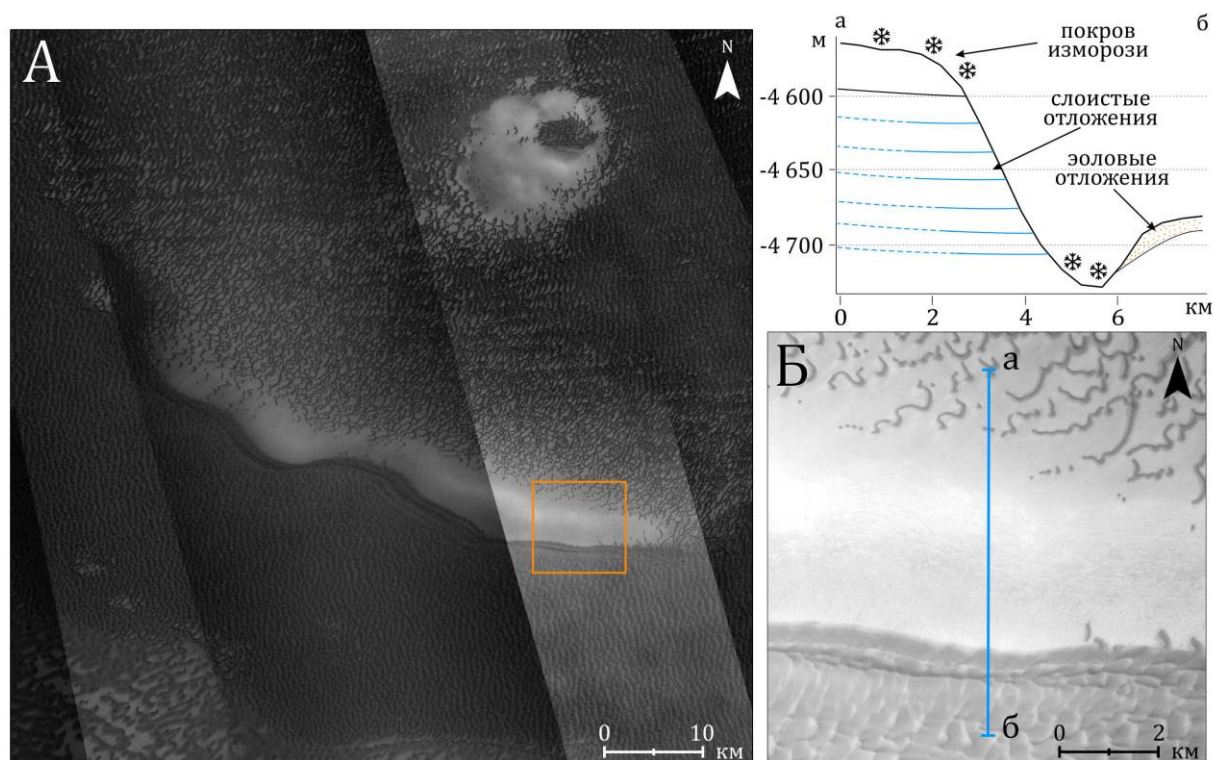


Рисунок 4.2.2_4. Предполагаемый уступ полярной шапки 80.5°с.ш. 159°в.д. (А). На снимке СТХ (Б) показана слабо выраженная слоистая структура уступа. На гипсометрическом профиле через уступ показано расположение выходящих слоев в стенке уступа и ложбина у его основания, поверхность которой перекрыта покровом изморози.

Таким образом, данные отложения по своей структуре, морфологии и составу аналогичны изучаемым ледяным массивам на равнинах и отложениям полярной шапки. Стоит отметить, что при помощи данных SHARAD определить направление падения слоев ледяных отложений и их простирание под дюнами не представляется возможным, поскольку мелкозернистый песчаный материал не позволяет получить какое-либо подтверждение наличия льда под поверхностью. Предполагается, что реальная мощность перекрытых отложений слоистого льда в районе уступов не сильно превышает дешифрируемой толщи на радарограммах и составляет не более ~100 м.

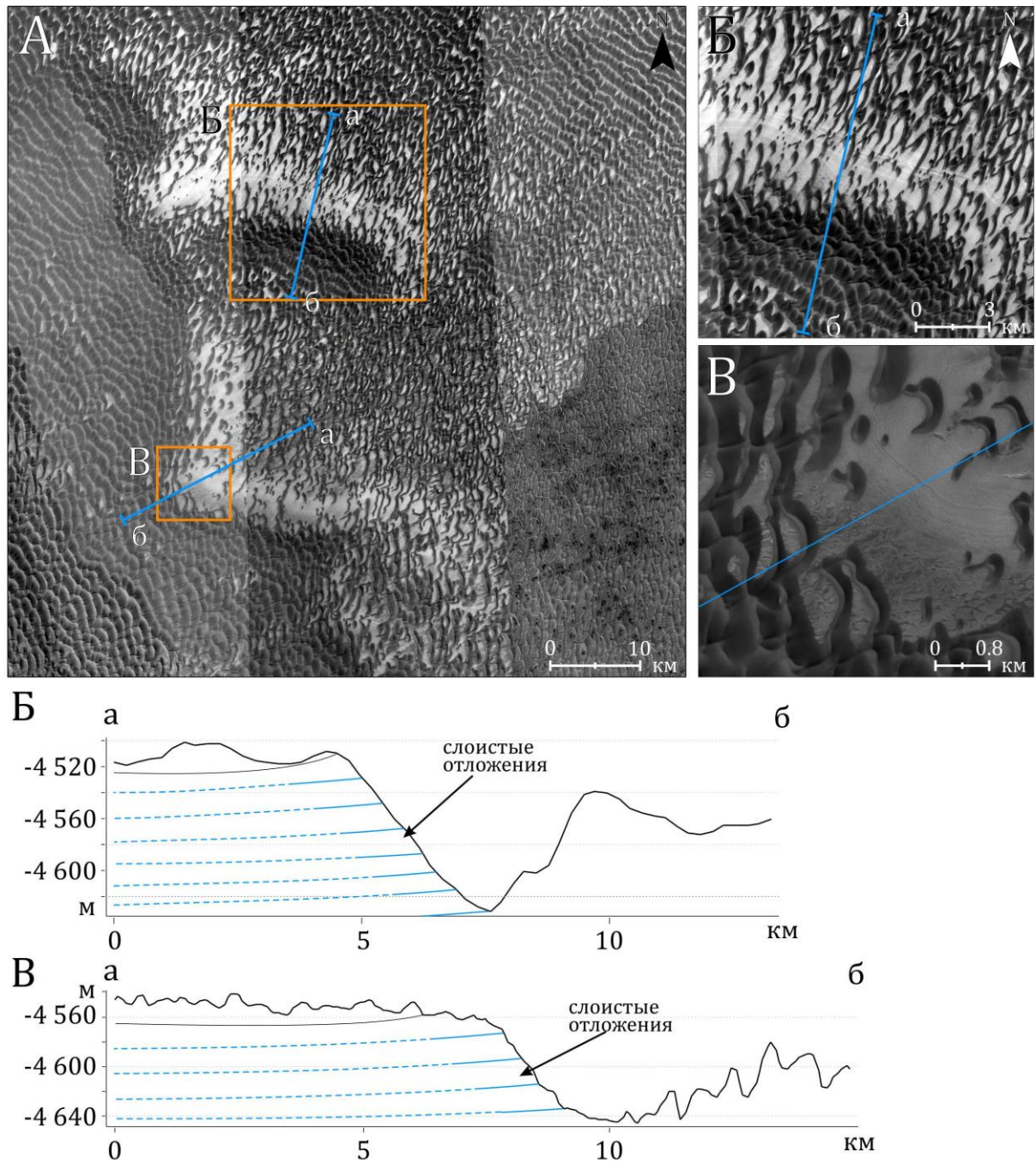


Рисунок 4.2.2_5. Предполагаемый уступ полярной шапки 81.3° с.ш. 137° в.д. (А). На рисунке Б показана слоистая структура стенки уступа по данным CTX. Рисунок В показывает мелкую слоистую структуру по данным HiRISE.

ГЛАВА 5. ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ШАПКИ МАРСА И ПАЛЕОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В настоящий момент орбита Марса обладает эксцентриситетом 0.093 и углом наклона оси вращения 25.19° (Мороз, 1978). Модельные расчеты данных параметров для предыдущих 20 млн. лет и прогнозные значения на ближайшие 10 млн. лет (Laskar и др., 2004) показали цикличность эксцентриситета в пределах 0.01 – 0.12. Короткопериодический цикл эксцентриситета составляет ~95 тыс. лет и 2 млн. лет для долгопериодического цикла. Для наклона оси вращения планеты выделяется короткопериодический цикл (~100 тыс. лет) и долгопериодический цикл (~1 млн. лет). Моделируемый Laskar и др. (2004) период можно разделить на несколько временных отрезков: 20 – 5 млн. лет назад с вариацией наклона $25^\circ - 45^\circ$ и резкое снижение амплитуды колебаний с изменением угла наклона от 15° до 35° в период с 5 млн. лет до настоящего времени. Прогноз на ближайшие 10 млн. лет говорит о еще меньшем снижении амплитуды колебаний и возникновении циклов наклона от $\sim 0^\circ - 30^\circ$. При детальном рассмотрении модели Laskar и др. (2004) со значениями за последний миллион лет, можно увидеть постепенное увеличение тренда эксцентриситета с ~ 0.06 до 0.09. Амплитуда колебаний наклона оси вращения планеты уменьшается и за последние 200 тыс. лет составила не более 5° , а в период с 400 до 1000 тыс. л. не превышала $\sim 20^\circ$ (от 15° до 35°).

Климатические модели, основанные на оценках изменения физических параметров орбиты и наклона оси вращения планеты (Laskar и др., 2004), показали строгую зависимость гидросферы и криосферы от них. Зависимость климатических параметров от наклона оси вращения показана на рисунке 5.1_1, основанном на публикации Forget и др. (2017).

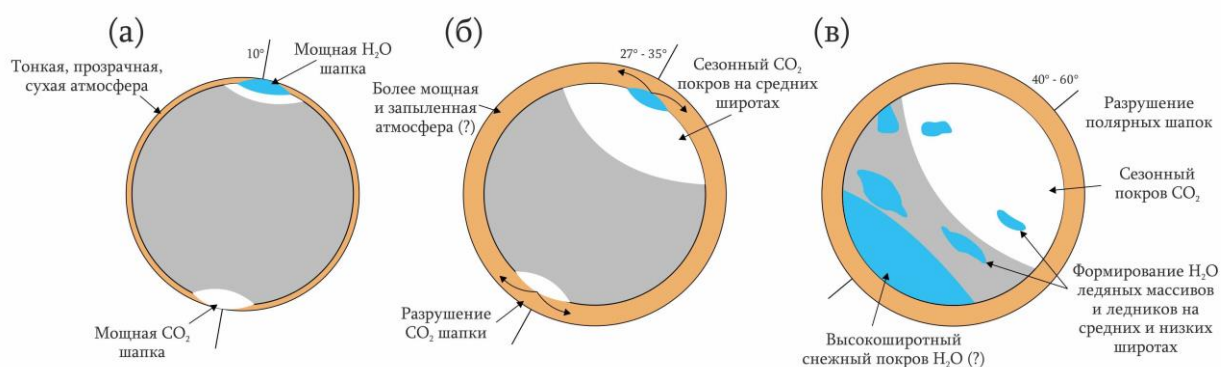


Рисунок 5.1_1. Зависимость динамики атмосферы и наличия кристаллического H_2O и CO_2 на поверхности планеты от наклона оси вращения планеты по Forget и др. (2017): (а) низкий наклон ($0^\circ - 20^\circ$); (б) средний ($27^\circ - 35^\circ$); (в) высокий наклон оси ($40^\circ - 60^\circ$).

При малом наклоне оси вращения основная часть солнечной энергии приходится на экваториальную зону. За счет этого формируются наибольшие контрасты температур в полярных и экваториальных зонах, мощность северной полярной шапки возрастает за счет сублимации H_2O на более низких широтах. Мощность южной полярной шапки увеличивается на ~ 20 м за счет

конденсации CO_2 из атмосферы. Появляется обширный тонкий покров сезонной шапки из CO_2 . Моделирование Newman и др. (2005) по поведению атмосферы в зависимости от наклона оси вращения предсказывает снижение среднего давления атмосферы до 350 Па (при 15°) и до ~ 40 Па (5°). Данное явление описывается в работах Haberle и др. (1994) и Kreslavsky и Head (2005) как атмосферный коллапс, когда большая часть атмосферного CO_2 конденсируется и остается Ar- N_2 атмосфера с возможными следами CO при давлении около 30 Па. В своей модели Kreslavsky и Head (2005) предполагает образование в высоких широтах отложений CO_2 на крутых склонах полярной экспозиции.

При наклоне оси вращения $\sim 27^\circ - 35^\circ$ контраст сезонов увеличивается, что приводит к увеличению мощности атмосферы и возрастанию ее запыленности. На высоких широтах средняя дневная температура может достигать 0°C в летний период. Наблюдается увеличение амплитуды сезонных циклов CO_2 и снижение давления (Haberle и др., 2003; Mischna и др., 2003). При этом давление снижается до приблизительно 300 Па на южных средних широтах (Haberle и др., 2003). Происходит постепенное разрушение полярных шапок, сначала южной, состоящей из CO_2 , потом северной, состоящей из H_2O . Южная полярная шапка освобождается от чехла CO_2 мощностью до нескольких десятков метров. Зимой, при снижении температуры, образуется более мощная сезонная полярная шапка из CO_2 .

При наклоне оси $\sim 40^\circ - 60^\circ$ контраст температур летнего и зимнего полушария возрастает еще больше. Атмосфера становится более активной и запыленной. Полярные шапки полностью сублимируются, на их месте образуются сезонные покровы из CO_2 и H_2O . На низких и экваториальных широтах, преимущественно на склонах западной экспозиции, формируются ледяные массивы и каменные ледники. При постепенном прогреве высоких широт начинает высвобождаться CO_2 , находящийся в связанном состоянии в реголите (Fanale и Salvail, 1994). Однако, дальнейшие исследования показали незначительное увеличение давления на ~ 80 Па и температуры на $\sim 0.7^\circ\text{K}$ (Phillips и др., 2011), связанные с десорбцией CO_2 . Phillips и др. (2011) делает заключение, что увеличение давления приведет к пересечению тройной точки воды и возможности образования жидкой фазы H_2O на поверхности.

На рисунке 5.1_2 видна зависимость количества солнечной радиации на северном полюсе от параметров орбиты планеты за последний миллион лет.

Формирование палео-полярной шапки (BU) относится исследователями к периоду ранней – средней Амазонийской эры (Fishbaugh и Head, 2005; Kolb и Tanaka, 2001). За это время были сформированы слоистые ледосодержащие силикатные отложения в пределах вулканического комплекса Vastitas Borealis Formation. В дальнейшем ветровая эрозия и сублимация преобразовали поверхность BU, которую мы можем наблюдать в настоящий момент. Эрозия сменилась периодом активного накопления льда и формированием современных полярных

отложений (NPLD). Как было сказано выше, неравномерность конденсации и накопления льда обуславливает различную мощность слоев, а процентное соотношение силикатных частиц в слое – цветовой тон.

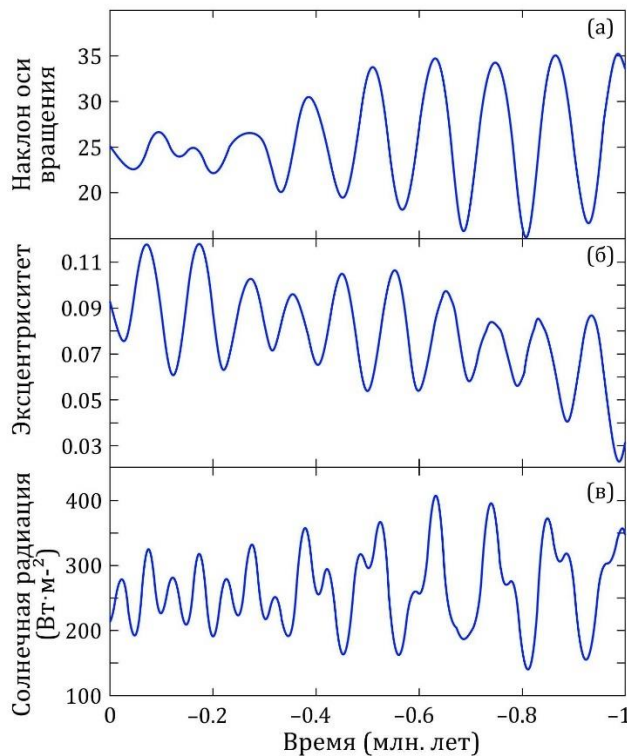


Рисунок 5.1_2. (а) наклон оси вращения, (б) эксцентриситет планеты и (в) количество солнечной радиации ($\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$) на плоской горизонтальной поверхности на северном полюсе в момент летнего солнцестояния ($L_s = 90^\circ$) для последнего миллиона лет по данным Laskar и др., (2004).

В ряде работ была изучена слоистая структура NPLD и проведена локальная стратификация отложений (Fenton и Herkenhoff, 2000; Hvidberg и др., 2012; Milkovich и др., 2008). К сожалению, данную стратификацию невозможно перенести на всю площадь полярных отложений, т.к. характер залегания выделенных слоев имеет прерывистую структуру и не позволяет перейти на общие закономерности.

Наличие льда на поверхности или под поверхностью Марса оказывает значительный эффект на формирование рельефа. В средних и экваториальных широтах может наблюдаться ряд процессов, косвенно или напрямую связанных с наличием льда или жидкой фазы рассолов в грунте. Данные процессы и формы рельефа описаны в первой главе. При рассмотрении форм рельефа, являющихся маркерами эволюции полярной шапки, возникают очевидные проблемы, связанные с

физическими особенностями льда на поверхности Марса. Из-за отсутствия ярко выраженного вязкопластического течения льда на поверхности при настоящих физических условиях, не считая сложного комплекса процессов, связанных с предполагаемым вязкопластическим течением NPLD (Winebrenner и др., 2008), сложно судить об истинных границах распространения полярной шапки. Возможные конечные морены, связанные с этим явлением, были стерты экзогенными процессами за сотни миллионов лет, так как связываются с периодами более теплого климата (Winebrenner и др., 2008). Однако, ряд форм рельефа, имеющих возможное отношение к периодам с более холодным климатом, можно обнаружить на поверхности планеты.

5.1. Признаки распространения полярной шапки на более низкие широты

5.1.1. Современное состояние криогенных форм и оледенения

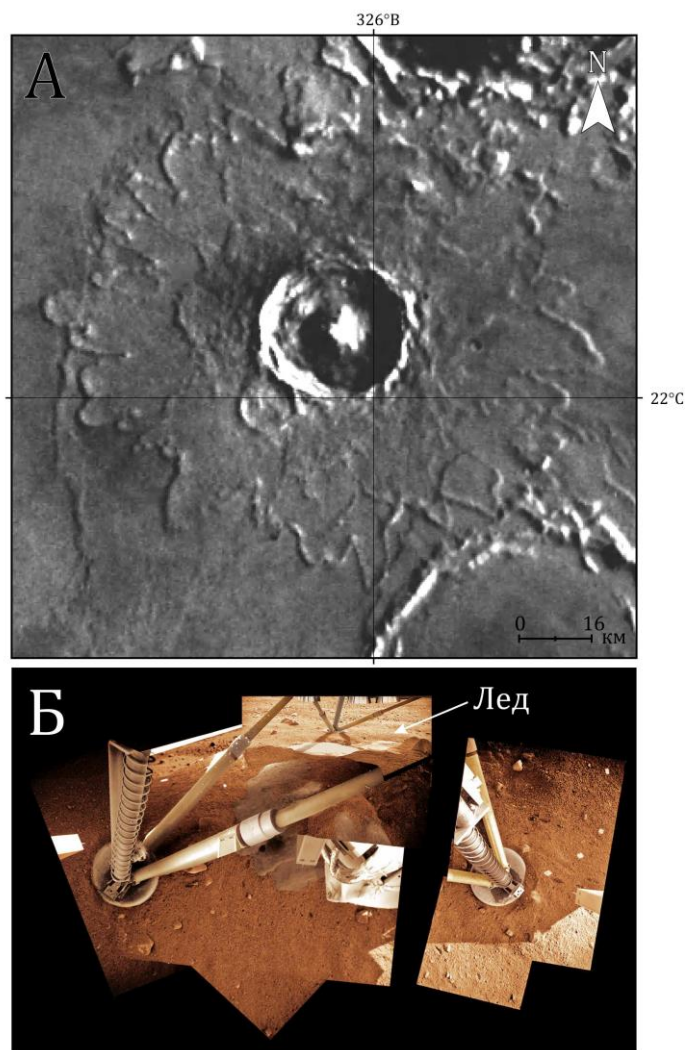


Рисунок 5.1.1_1. Признаки присутствия грунтового льда под поверхностью Марса. А – флюидизированные выбросы кратера Yuty (22.4° с.ш. 325.8° в.д.). Б – приповерхностный лед, вскрытый при посадке посадочного аппарата Phoenix (68.09° с.ш. 234.46° в.д.).

На полюсах планеты расположены постоянные полярные шапки – PLD на севере и SPLD на юге. Южная полярная шапка состоит из H_2O , перекрытого постоянным слоем CO_2 , мощностью не более 10 метров (Byrne и Ingersoll, 2003; Prettyman и др., 2004; Tokar и др., 2003). Северная полярная шапка состоит из льда, мощностью до ~2.5 км (Byrne, 2009; Phillips и др., 2008) и диаметром до ~1100 км (Clifford и др., 2000; Zuber и др., 1998). Северные отложения PLD состоят из более плотного слоя льда с большой примесью силикатного материала BU и NPLD, современных слоистых ледяных толщ, накапливавшихся после образования BU. Северные и южные отложения имеют слоистую структуру, связанную с различной примесью силикатного материала в сконденсированном слое льда (Tanaka и Scott, 1987). Слагающие Planum Boreum ледяные отложения состоят на 70 - 95% из льда и на 30 - 5% из осажденной пыли (Brown и др. 2012 и Phillips и др. 2008. соответственно).

Для северного полушария характерно наличие сезонного покрова CO_2 , распространяющегося до 50° с.ш. (Appéré и др.,

* При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Brusnikin E.S., Kreslavsky M.A., Zubarev A.E., Patratiy V.D., Krasilnikov S.S., Head J.W., Karachevtseva I.P. Topographic measurements of slope streaks on Mars // *Icarus*, 2016. 278. P. 52–61. (личный вклад – 20%)

Krasilnikov S.S. Morphometric characteristics of polygonal structure of Mars depending on surface morphology // 6th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2015. PS-45. P. 265–266. (личный вклад – 100%)

Demidov N.E., Demidov V.E., Gunar A.Yu., Karaevskaya E.S., Krasilnikov S.S., Liebner S. 2019. Pingos on Spitsbergen and on Mars as astrobiological target // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. AB-15. P. 258–260. (личный вклад – 20%)

2011; Cutts и Lewis, 1982), с максимальной мощностью в несколько метров (Aharonson и др., 2004; Matsuo и Heki, 2009).

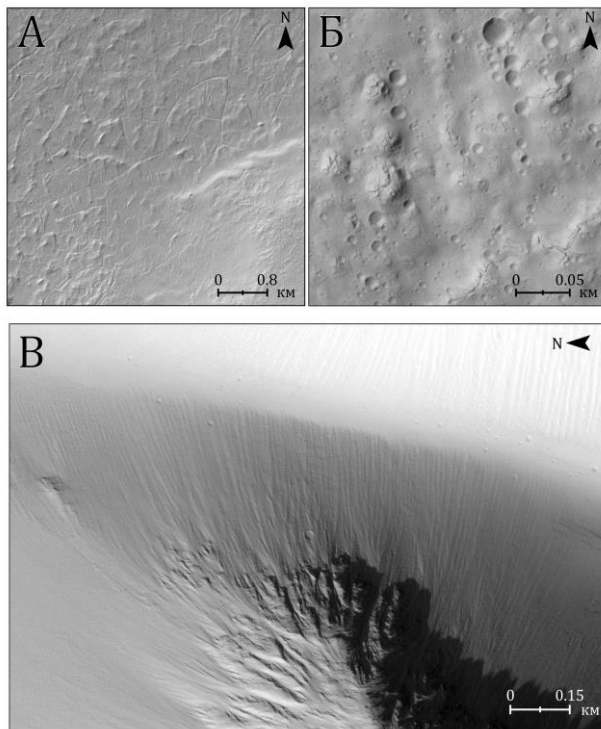


Рисунок 5.1.1_2. Различные криогенные формы рельефа. А – полигонально-жильные льды в районе 38.1° ю.ш. 144.5° в.д. Б – предполагаемые бугры пучения в районе 33° ю.ш. 131° в.д. (Demidov et al., 2019a; Dundas and McEwen, 2010). В – склоновая эрозия 1.5° ю.ш. 130.5° в.д.

сформированные талыми водами мерзлоты (Malin и Edgett, 2000; Milliken и др., 2003), полигональный рельеф, получивший широкое распространение на поверхности планеты (Krasilnikov, 2015; Levy и др., 2009; Mangold, 2005; Seibert и Kargel, 2001; Бондаренко и др., 2014). Некоторые ученые предполагают наличие бугров пучения, в том числе и в высоких северных широтах (например, Burr и др. 2009; Dundas и McEwen 2010; Demidov и др. 2019b).

Изучение поверхности Марса нейтронным спектрометром и при помощи гамма-излучения показало наличие значительных запасов воды в виде грунтового льда на высоких и средних широтах (Boynton и др., 2002; Feldman и др., 2002; Mitrofanov и др., 2002). В месте посадки аппарата Phoenix (Рисунок 5.1.1_1-Б) был обнаружен грунтовой лед, вскрытый струями двигателя в результате посадки (Smith и др., 2009) и взятии проб (например, Arvidson и др. 2009). В свежих ударных кратерах на средних широтах также вскрывается лед (Вутне и др., 2009). По морфологии выбросов из кратеров можно судить о глубине залегания и процентном соотношении льда в реголите (Рисунок 5.1.1_1-А).

Разнообразные криогенные и эрозионные формы рельефа (Mustard и др., 2001) также свидетельствуют о наличии льда в реголите (Рисунок 5.1.1_2): овраги и промоины,

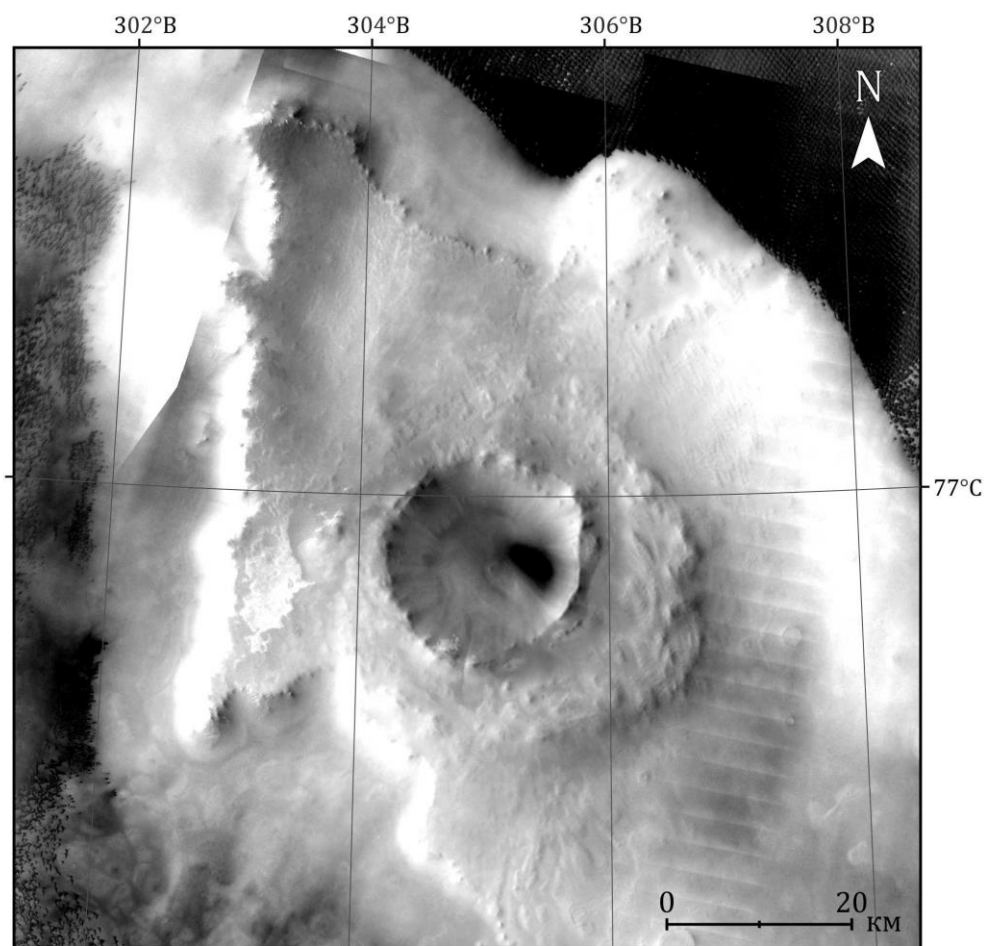


Рисунок 5.1.1_3. Кратер на пьедестале Escorial (76.9° с.ш. 305° в.д.).

В северных широтах можно встретить характерную форму рельефа – кратеры на пьедестале (PC) (Рисунок 5.1.1_3). Согласно моделям формирования данных форм, в материале мишени должно находиться значительное количество льда, смешанного с силикатным материалом (Kadish и др., 2010; Kadish и Head, 2011). В процессе удара происходит испарение значительного объема льда, а также перекрытие водонасыщенной смесью льда и силикатного материала окружающей поверхности. Создаваемый чехол предохраняет поверхность от эрозионных и сублимационных процессов (Kadish и др., 2009). Используя данную форму, хорошо дешифрируется распространение грунтовых льдов в настоящее время и в прошлые климатические эпохи.

5.1.2. Формы рельефа, связанные с предыдущими климатическими эпохами

Olympia Undae.

Olympia Undae располагается в долготном диапазоне 110° – 250° в.д. и на широтах 80° - 83° с.ш. (Рисунок 4.2.2_1). Область Olympia Undae характеризуется мощным чехлом эоловых отложений (Ewing и др., 2010), перекрывающих дешифрируемую по радарным данным SHARAD

область распространения отложений палео-полярной шапки (BU) (Brothers и др., 2015; Massé и др., 2010; Nerozzi и Holt, 2018). Как было показано в разделе 4.2.2., эоловый покров может являться силикатным материалом, освободившимся из слоистых ледяных отложений полярной шапки и отложений BU (Fishbaugh и Head, 2005; Massé и др., 2010), а обнаруженные уступы и вытянутые ложбины со слоистой структурой и ледяным составом, глубиной до 80 м и длиной несколько десятков километров, могут быть аналогами уступов современной полярной шапки (Рисунок 4.2_2).

Chasma Boreale и останцы Planum Boreum.

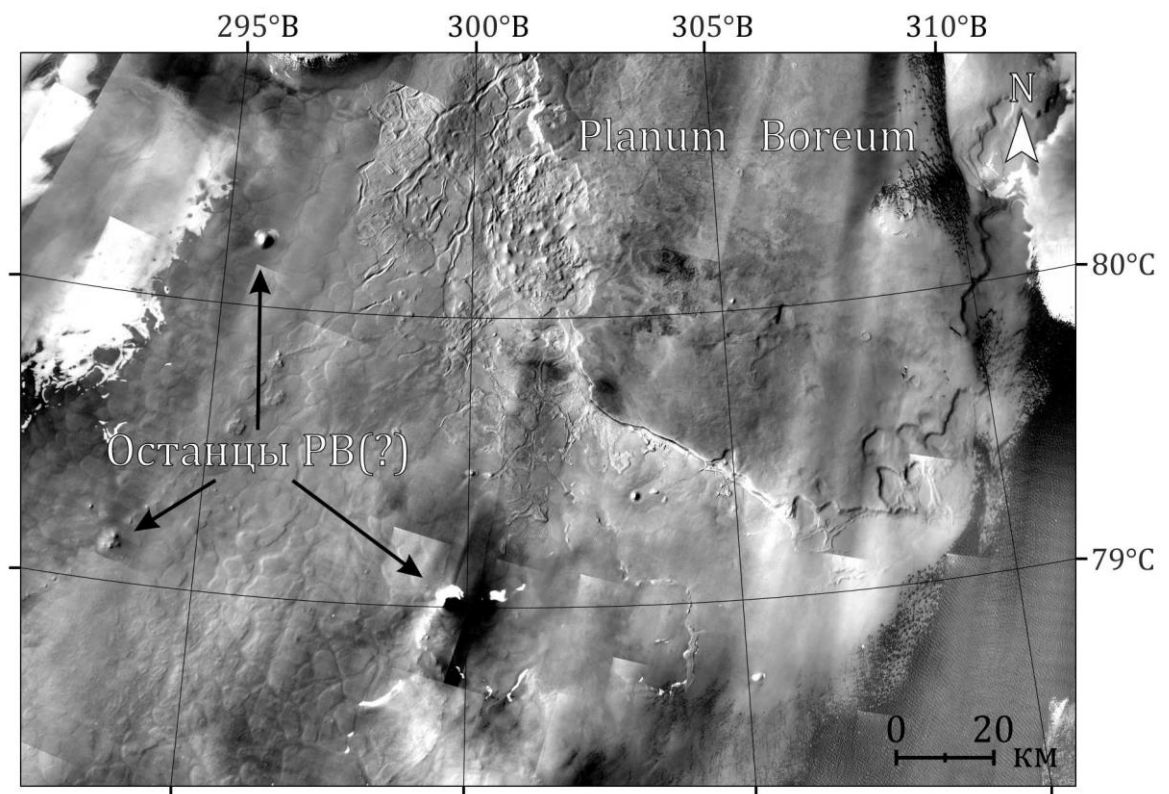


Рисунок 5.1.2_1. Chasma Boreale и предполагаемые останцы Planum Boreum в ее устье.

Как было рассмотрено в разделе 1.4, плоскодонный каньон Chasma Boreale располагается в границах полярной шапки и делит ее на две части (Рисунок 5.1.2_1). При геоморфологическом анализе территории равнины, находящейся у устья каньона, можно обнаружить конусообразные останцы и небольшое плато с кратером Escorial (76.9° с.ш. 305° в.д.), относимые некоторыми учеными к эрозионным останцам Planum Boreum (Tanaka и др., 2008; Warner и Farmer, 2008). Кратер Escorial представляет собой тип кратеров на пьедестале (Kadish и др., 2010; Kadish и Head, 2011), основание которого сложено слоистыми отложениями без ярко выраженной ледяной составляющей на поверхности. Скорее всего, кратер сформировался в насыщенных льдом отложениях Planum Boreum, перекрыв своими выбросами окружающую поверхность,

предохранив ее от эрозии (Kadish и др., 2009). Таким образом, слоистая структура в основании плато с кратером Escorial не связана с изучаемой ритмичной слоистостью отложений NPLD, а является, скорее всего, насыщенным льдом останцом Planum Boreum, как и конусообразные останцы у устья каньона.

Отложения, связанные с вязкопластическим течением льда.

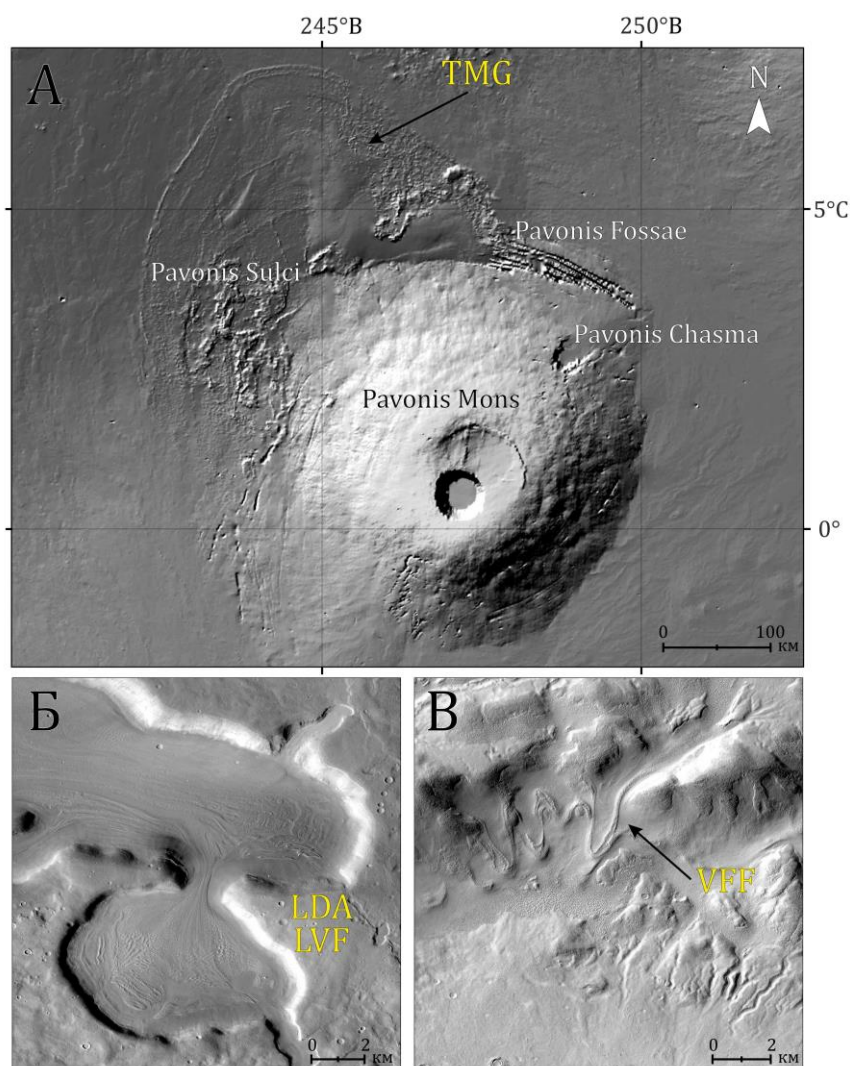


Рисунок 5.1.2_2. Типы рельефа, связанные с вязкопластическим течением льда. А - тропические ледники (TMG), приуроченные к склонам западной экспозиции в приэкваториальной зоне и в низких широтах; Б - лопастевидные шлейфы обломочного материала (LDA) и аналоги срединных морен (LVF); В - структуры вязкопластического течения (VFF).

В настоящий момент выделяется три типа рельефа, связанных с вязкопластическим течением льда (Рисунок 5.1.2_2): лопастевидные шлейфы обломочного материала (lobate debris aprons – LDA), структуры вязкопластического течения (viscous flow features – VFF) и тропические ледники (tropical mountain glaciers – TMG). Такие образования приурочены в основном к долинам и склонам на широтах 30 - 50° с.ш. Потоки имеют характерный рельеф, такой как лопастевидные шлейфы обломочного материала (LDA) и аналоги срединных морен (lineated valley fill – LVF). Полосчатость и структура данных отложений схожа с долинными ледниками на Земле. Вязкопластическое

течение грунта в этих случаях напоминает процесс солифлюкции со льдом в верхних горизонтах и образованием линзы воды под рыхлым материалом (Lucchitta, 1984; Squyres, 1978; Squyres и

Carr, 1986). Линза воды, образовавшаяся под большим давлением, является естественной смазкой основания мерзлых пород, что приводит к скольжению верхней части грунта на наклонной поверхности. Толщина выделенных долинных отложений составляет ~ 1500 м. В процессе сублимации ледяные отложения потеряли ~900 м своей толщины. Таким образом, толщина долинных ледников в Поздней Амазонийский эре достигала ~ 2.5 км (Dickson и др., 2008).

Позднее данный процесс был разделен на три типа: LDA (Baker и др., 2010; Head и др., 2010; Pierce и Crown, 2003), VFF (Milliken и др., 2003) и TMG (Head и Marchant, 2003; Shean и др., 2005). LDA или LVF приурочены к долинам с образованием конуса-выноса отложений на поверхность равнины. Периодически отложения берут свое начало в кратерах или «втекают» в них. Возраст отложений составляет не менее 100 млн. л. Встречаются на склонах $>10^\circ$ (Baker и др., 2010). Особенность данного типа заключается в вытянутости потоков и приуроченности их к долинам. VFF является схожим типом отложений, приуроченным к уступам материка и имеющим меньшую мощность, чем остальные типы. Максимальное распространение они получили на $\sim 40^\circ$ северной и южной широты. «Течение» отложений происходило по склону с уклоном поверхности от 9° до 30° (20° среднее значение). TMG является отдельным типом, по своей структуре напоминающим покровные вершинные ледники Земли. В отличие от предыдущих двух типов, накопление и вязкопластическое течение льда происходило на поверхности. Отложения встречаются в провинции Фарсида на западном и северо-западном склоне группы вулканов Tharsis Montes. Морфология поверхности схожа по своей структуре с конусами выноса LDA. Толщина ледяных покровов оценивается $\sim 1.6 - 2.4$ км (Shean и др., 2005) с шириной и длиной в $\sim 350 - 450$ и ~ 500 км, соответственно (Head и др., 2003). Морфология данных ледяных массивов, как процесс движения грунтового льда, до конца не обоснована. Ориентация потоков свидетельствует о возможном накоплении льда, однако остается под вопросом, почему наблюдалось сравнительно локальное движение отложений и отсутствие движения на склонах других возвышенностей.

Кратеры с концентрическим заполнением (CCF).

В северном полушарии можно встретить большое количество средних и больших кратеров с отложениями концентрической формы (concentric crater fill (CCF)), приуроченных к широтам $\sim 30^\circ - 50^\circ$ с.ш. (Carr, 1996; Dickson и др., 2010; Fastook и Head, 2014; Kreslavsky и Head, 2006; Levy и др., 2010). В некоторых случаях данный тип кратеров встречается на широтах до 70° с.ш. Процесс формирования данных отложений схож с предложенным механизмом заполнения полярных кратеров ледяными отложениями. В период большого наклона оси вращения планеты, в северном полушарии располагался постоянный покров H_2O мощностью ~ 50 м, перекрытый покровом CO_2 , распространявшийся до $\sim 30^\circ$ с.ш. (Fastook и Head, 2014). Большие и средние

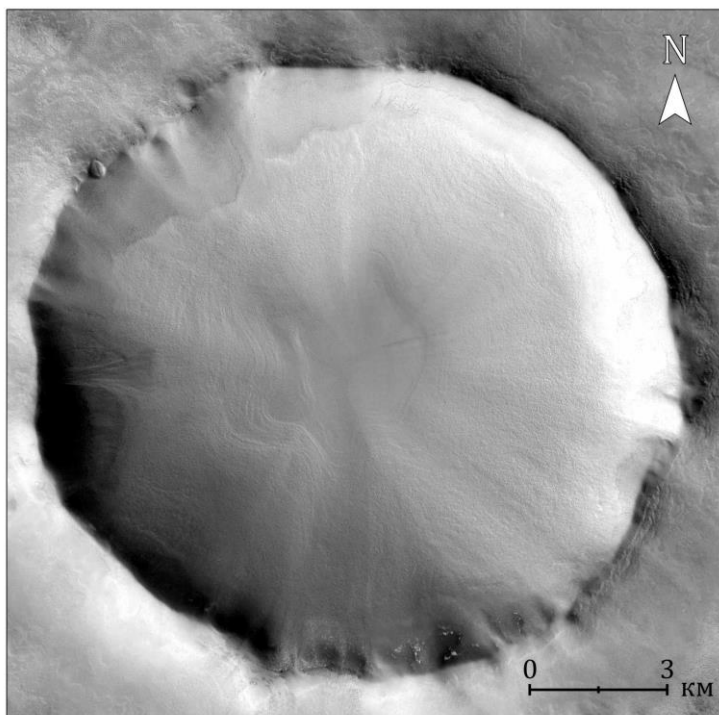


Рисунок 5.1.2_3. Кратеры с концентрическим заполнением (CCF).

кратеры способствовали сохранению и накоплению льда в короткие циклы низкого наклона оси вращения. В некоторых случаях наблюдаются признаки вязкопластического течения материала (Dickson и др., 2010). При завершении длительного цикла большого наклона оси вращения планеты (Laskar и др., 2004) лед в кратерах начал сублимировать, оставляя на валах кратера формы, схожие с земными боковыми моренами. Днище таких кратеров также отличается своей морфологией, представляя из себя неровную поверхность с концентрическими грядами (Рисунок 5.1.2_3).

5.1.3. Моделирование ледяных лавин с образованием вытянутых мореноподобных гряд

Одним из возможных признаков смещения границы полярной шапки на более низкие широты, могут являться обнаруженные серии лопастевидных мореноподобных гряд. В работе было выдвинуто предположение, что их формирование связано с чрезмерным накоплением льда на наклонной поверхности и сходом дальнепробежной ледокаменной лавины или быстрого сёрджа. Основной гипотезой является образование гряд в результате схода лавины, моделирование которой было произведено в данном разделе (Krasilnikov и др., 2020).

На высоких широтах северного полушария Марса располагаются два кратера (70.3° с.ш. 266.45° в.д. (А) и 67.25° с.ш. 249.45° в.д. (Б)) с диаметром ~30 км, с наличием на их внутренних

* При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Красильников С.С., Брусникин Е.С., Зубарев А.Э., Бюлер У., Кузьмин Р.О. Построение цифровой модели рельефа Марса по данным сканерной съемочной системы Context Camera (CTX) для дальнейшего геолого-геоморфологического анализа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2017а. Т. 14. № 4. С. 265–272. (личный вклад – 90%)

Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zabalueva, E.V. Formation of long-distance water ice avalanches on Mars // Planetary and Space Science, 2020. 186. Р. 1–10. (личный вклад – 70%)

Красильников С.С. Формирование и численное моделирование схода ледяной H₂O лавины на северных широтах Марса // XIII конференция молодых ученых. Фундаментальные и прикладные космические исследования. ИКИ РАН, Москва. 2016. Р. 50. (личный вклад – 100%)

Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zubarev A.E. Simulation of water ice glacial surges in north polar craters on Mars // 47th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2016. 1881. 2 р. (личный вклад – 70%)

Zabalueva E.V., Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Graph-analytical method in ice avalanche streams modeling on Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 1818. 2 р. (личный вклад – 85%)

склонах характерных лопастевидных конечных мореноподобных гряд (lobate moraine-like ridges - LMLR) (Красильников и др., 2016; Krasilnikov и др., 2016). На поверхности равнин, в районе 74° с.ш. 95° в.д. (В), располагается ледяной массив с характерным для NPLD послойным накоплением материала (Красильников и др., 2018). На расстоянии ~ 20 км к северо-западу от массива присутствуют валы, подобные по морфологии, ориентировке и количеству серий валам LMLR в кратерах. Сходство валов на равнине и в кратерах может свидетельствовать о едином генезисе.

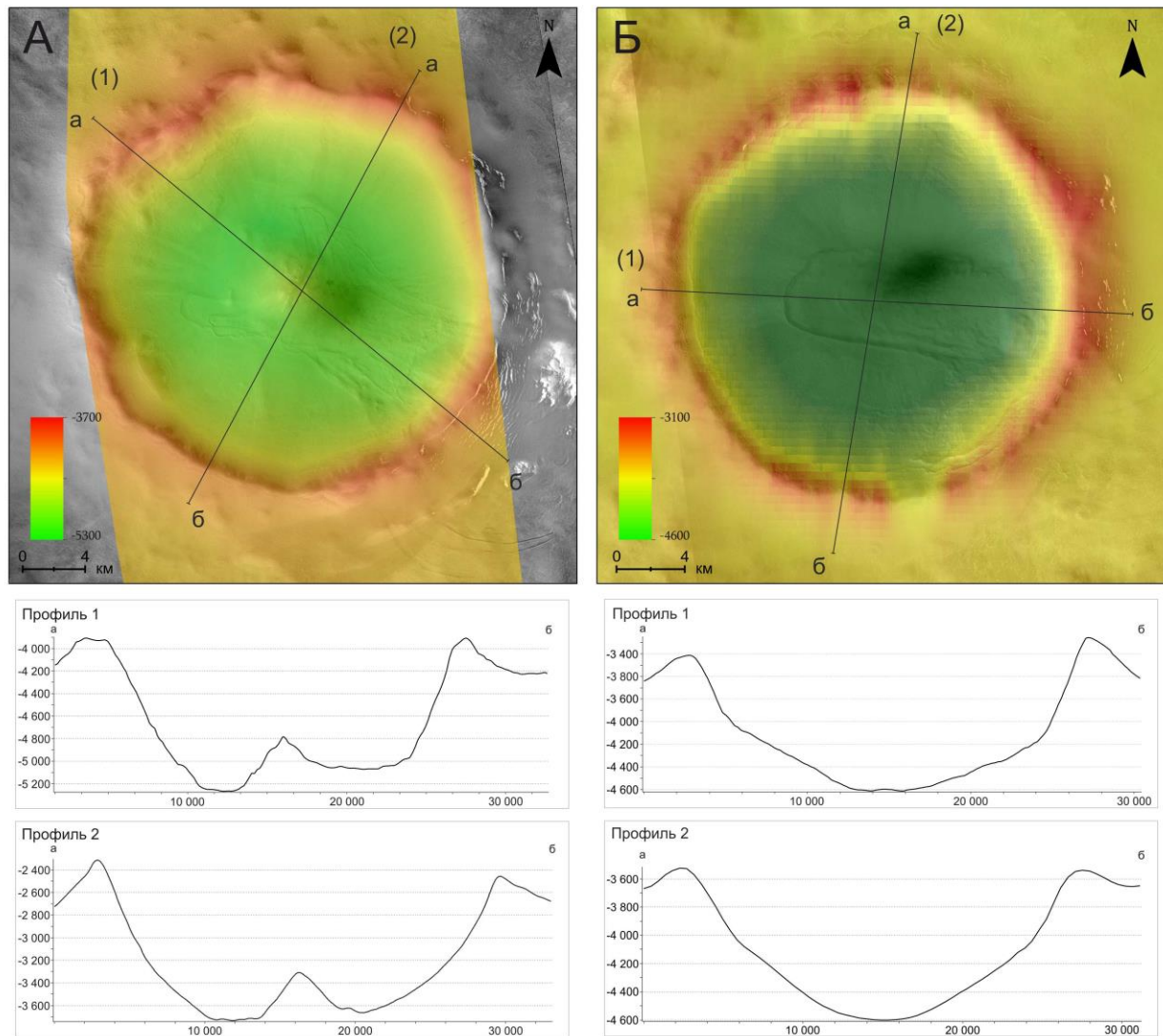


Рис 5.1.3_1. Карта высот кратера А (на основе стереопары СТХ) и кратера В (данные MOLA). Профили через кратер $70.3^\circ\text{N } 266.45^\circ\text{E}$ (А) и $67.25^\circ\text{N } 249.45^\circ\text{E}$ (В) даны в метровом масштабе. На профиле (1) кратера А видна асимметрия северо-западной (низкой) и юго-восточной (высокой) частей днища.

Впервые гряды в кратере А были описаны в работе Garvin и др. (2006), далее их морфология и происхождение в обоих кратерах была описана в работе Kreslavsky и Head (2011), а

происхождение гребней на равнине (район В) впервые было упомянуто в работе Kreslavsky и Head (2007).

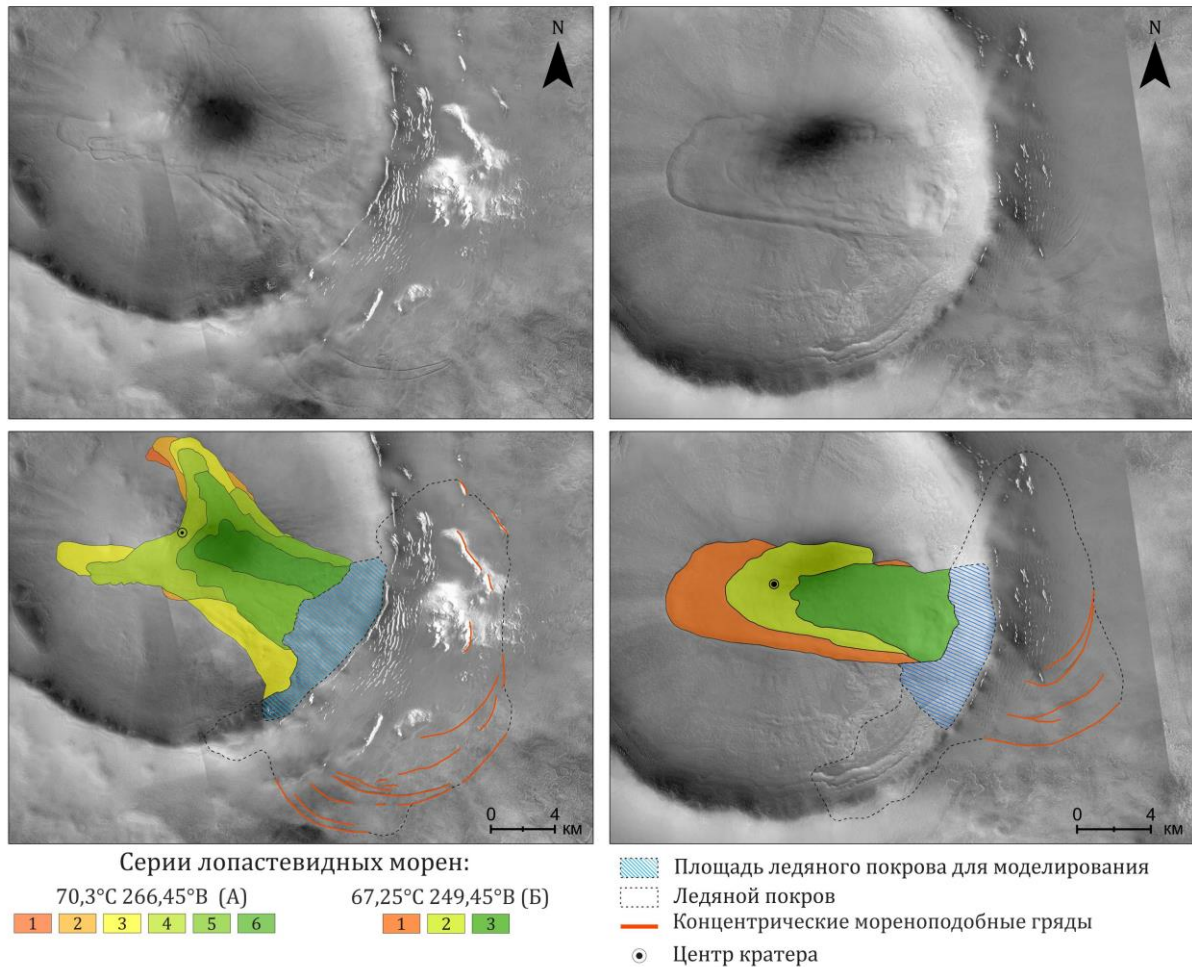


Рисунок 5.1.3_2. Кратер А (70.3°с.ш. 266.45°в.д.) слева и кратер Б (67.25°с.ш. 249.45°в.д.) справа с лопастевидными мореноподобными грядами (LMLR) внутри кратера и концентрическими мореноподобными грядами (CMLR) на внешнем склоне. Могут быть выделены шесть серий гряд в кратере А и три в кратере Б.

Изучаемые кратеры располагаются в пределах геологической провинции Vastitas Borealis interior unit (ABvi) (late-Hesperian age to early-Amazonian age) и Vastitas Borealis marginal unit (ABvm) (late-Hesperian age to early-Amazonian age) (Tanaka и др., 2005), соответственно. Кратер А обладает центральной горкой и обладает диаметром 26.8 км (Garvin и др., 2006). Кратер Б имеет чашеобразную форму (Рисунок 5.1.3_1) и обладает диаметром 24 км. Южный кратер Б имеет более эродированный борт, чем кратер А. Внешние и внутренние склоны подвержены склоновым процессам, таким как образование оплывин и солифлюкция. В южном кратере на внутреннем склоне хорошо выражена слоистая структура реголита, что может свидетельствовать о перекрытии данного кратера в прошлые климатические эпохи слоистыми ледяными массивами и относит его к кратерам с концентрическим заполнением.

На внешнем борту кратеров А и Б, в районе предполагаемого ледяного останца, располагаются концентрические мореноподобные гряды (concentric moraine-like ridges - CMLR) (Рисунок 5.1.3_2). Концентрический характер распространения гряд скорее всего говорит об экскавации материала и переносе его вниз по склону вязкопластическим течением твердой фазы H_2O или CO_2 с образованием конечной морены. Данный процесс схож с движением земных покровных ледников. Важной особенностью гряд на равнине (74° с.ш. 95° в.д.) является отсутствие CMLR концентрической формы на плоской поверхности (Рисунок 5.1.3_3). Выпуклая форма внешнего склона кратеров способствует «растеканию» ледяного тела. Возможность данного процесса подвергается сомнению работой Kreslavsky и Head (2011) и является сильной стороной предположения об образовании LMLR и CMLR в результате вязкопластического течения CO_2 . Иным способом образования концентрических гряд может являться развитие быстрого сёрджа.

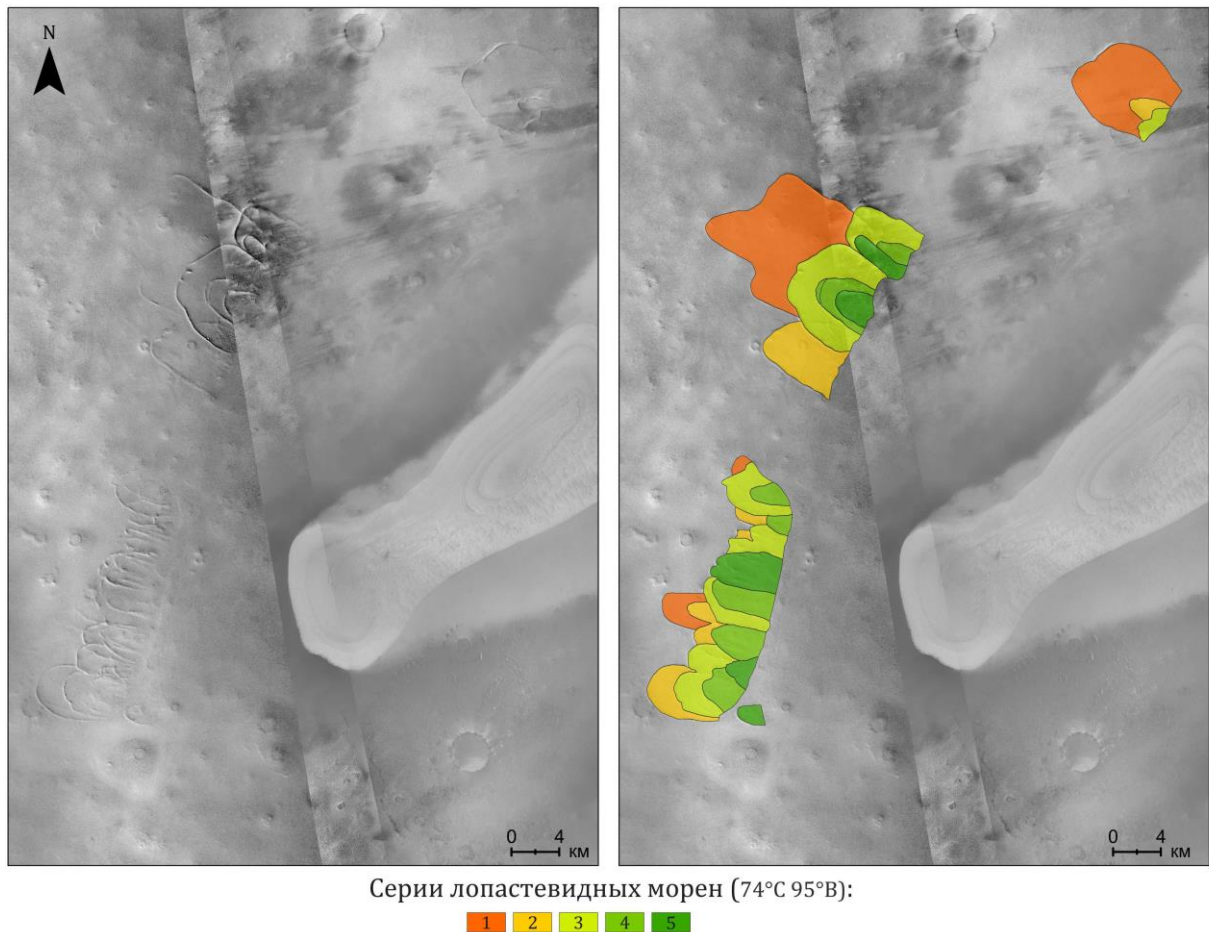


Рисунок 5.1.3_3. Вытянутые мореноподобные гряды (LMLR) в районе ледяного останца на равнине (74° с.ш. 95° в.д.).

Кратер А обладает центральной горкой высотой ~ 400 м (Рисунок 5.1.3_2). Наличие центральной горки позволяет проследить реакцию на препятствие движущегося вниз по склону тела. Восточная внутренняя часть днища кратера выше левой части на ~ 200 м (Рисунок 5.1.3_1), что может свидетельствовать об оползневых процессах. Кратер Б не обладает центральной

горкой, а морфология гряд схожа с грядами на равнине (Рисунок 5.1.3_2) и имеет вытянутый характер.

Происхождение лопастевидных мореноподобных гряд.

В работе Garvin и др. (2006) формирование гряд связывается с вязкопластическим течением льда, однако в последующей работе Kreslavsky и Head (2011) опровергает возможность вязкопластического течения твердой фазы H_2O , связывая это со слишком низкими температурами. Согласно расчетам Kreslavsky и Head (2011), вязкопластическое течение массива H_2O могло происходить в период наклона оси вращения планеты $\geq 60^\circ$, однако, за последние 20 млн. л. (Laskar и др., 2004) наклон оси вращения не достигал таких значений, при этом предлагается альтернативный процесс – вязкопластическое течение CO_2 на склонах кратера (Kreslavsky и Head, 2011).

Также в работе Kreslavsky и Head (2007) высказывалось предположение о формировании LMLR путем вязкопластического течения SO_2 . Механизм формирования массива оксида серы с большой мощностью до конца не ясен, однако, мог происходить только в фазу развития планеты с активным вулканизмом. Последний массовый вулканизм датируется 20 – 50 млн. л. (Werner, 2009), что явно превышает время жизни LMLR. При этом сила последнего вулканизма не могла привести к формированию массива оксида серы мощностью несколько сотен метров.

В диссертации развивается предположение об образовании лопастевидных гряд в результате дальнепробежной ледово-каменной лавины (Krasilnikov и др., 2020). Рассматриваемые гряды по своей морфологии схожи с конечными моренами сёрджей или ледово-каменных лавин на Земле. Основным различием между этими процессами является отсутствие полного разрушения ледяного массива в случае сёрджа и преобладание вязкопластического течения вниз по склону. В случае лавины наблюдается значительное разрушение массива льда, сочетание направленного и случайного движения ледяных и силикатных частиц в потоке лавины. Наиболее близкие земные аналоги рассматриваемых лавин наблюдались в Кармадонском ущелье в 2002 году (Казбек, Кавказ) (Evans et al., 2009), а также в западном Тибете в 2016 году (Kääb et al., 2018), где наблюдался срыв ледника и вовлечение в поток каменных и водных масс.

Формирование LMLR происходило поэтапно и выделяется 3 серии валов нагнетания для кратера Б, 5 серий для валов вокруг останца $74^\circ N$ $95^\circ E$ и 6 серий для кратера А. Ширина гребней составляет около 115 – 240 м с высотой более 20 – 30 м (Garvin и др., 2006) (Рисунок 5.1.3_4). Конечные мореноподобные гряды на равнине имеют протяженность ~ 7.5 км. Согласно исследованию возраста LMLR в районе равнин (Kreslavsky и Head, 2011), проведенного для модели вязкопластического течения CO_2 , возраст наиболее молодых морен составляет 0.6 – 0.8 млн. л., в то время как наиболее старых 2 – 3 млн. л.

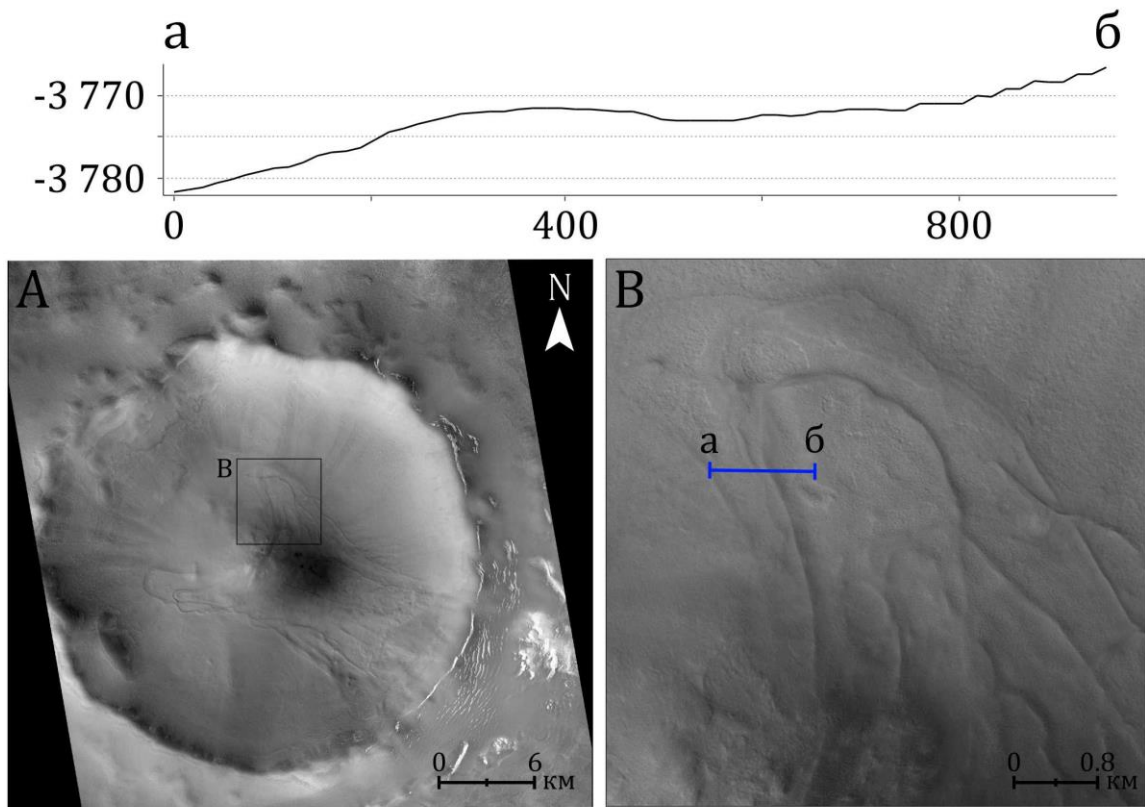


Рисунок 5.1.3_4. Профиль через лопастевидные мореноподобные гряды.

Предположение о формировании LMLR за счет вязкопластического движения CO_2 (Kreslavsky и Head, 2011) возможно, однако, в настоящей работе был сформулирован ряд ограничений для данной теории:

(1) Наличие хорошо выраженных боковых морен говорит об активном процессе их образования. Формирование боковых морен в условиях Земли происходит двумя способами (Bennett и Glasser, 2009). К первому способу относится перемещение материала к границе ледника с типичными уклонами склона $10^\circ - 40^\circ$ (Bennett и Glasser, 2009). Формирование морены за счет склонового перемещения материала вероятно для верхних частей склона с уклонами $>10^\circ$, тогда как большая часть LMLR находится на поверхности с уклоном $<8^\circ$. Второй способ формирования боковой морены обуславливает частичную абляцию боковой границы ледника с аккумуляцией переносимого материала (Bennett и Glasser, 2009). Образование боковой морены за счет абляции маловероятно из-за необходимости активного сезонного функционирования поверхности ледника (приход и расход материала);

(2) При выходе на слабонаклонную поверхность дна кратера ($1^\circ - 8^\circ$), при вязкопластическом течении, должно было происходить «растекание» ледника. В рамках настоящей работы наблюдается направленное движение материала с начальным импульсом и определенной скоростью, что не позволило погасить скорость движения за счет «растекания». Аналогичная картина должна наблюдаться для LMLR на равнине в районе ледяного останца 74°N 95°E с образованием покровного типа оледенения с сохранением концентрических морен,

однако, в случае мореноподобных гряд на равнине мы наблюдаем именно вытянутые лопастевидные контуры. При этом не наблюдается явного наличия ложа ледника с признаками экскавации материала. Поверхность склона внутри LMLR и снаружи имеет схожую высоту (Рисунок 5.1.3_1);

(3) При снижении температуры первым начинает конденсироваться водяной пар и только потом газ CO_2 . Благодаря западному переносу воздушных масс данный процесс должен был начаться на склонах западной и северо-западной экспозиции. В работе Kreslavsky и Head (2005) проведенное при низком наклоне оси вращения планеты моделирование атмосферы Марса показало конденсацию покрова CO_2 на склонах северной экспозиции, что не сочетается с предполагаемым расположением изучаемых массивов.

В настоящую климатическую эпоху на склонах восточной экспозиции данных кратеров, в инсоляционной тени, сохраняются реликтовые покровы изморози, которые могут быть климатическими индикаторами деградации в прошлом более мощного массива регионального покровного ледника. Также данные покровы изморози могут свидетельствовать о смещении климатических зон в прошлые климатические эпохи на более низкие широты (Красильников и др., 2018);

(4) На восточном внутреннем склоне кратера А были обнаружены возможные свидетельства оползневых процессов. На рисунке 5.1.3_1 (профиль А-1) показана высотная разница восточной и западной частей днища кратера. Восточный склон имеет больший наклон, чем противоположный внутренний склон. Мощность потенциально оползневого материала на склоне практически равна мощности накопленного материала на днище кратера. Экскавация ледником может быть причиной перемещения такого значимого объема материала вниз по склону, однако, оползень распространяется за границы мореноподобных гряд. Предполагается, что оползень связан с образованием лавины и произошел в момент срыва большого массива льда. Объем оползня равен $\sim 6.07 \text{ км}^3$ внутри LMLR и $\sim 2.14 \text{ км}^3$ за пределами;

(5) Морфология и морфометрия LMLR на равнине (74° с.ш. 95° в.д.) полностью соответствует валам нагнетания в кратерах. LMLR на равнине расположены на ровной поверхности с максимальным перепадом высот ± 20 м. Наблюдается отсутствие сформировавшего их материала, что указывает на его сублимацию в прошлом. При этом в ~ 20 км на юго-восток от вытянутых гряд располагается слоистый ледяной массив, который с большой долей вероятности ранее имел большую площадь (Рисунок 2.1_4 в главе 2). Лопастевидные гряды имеют хорошо дешифрируемое линейное место начала, что говорит об их едином генезисе и их привязки к одному времени формирования. Предполагается, что LMLR на равнине имеют схожее происхождение в результате дальнепробежной ледово-каменной лавины или быстрого сёрджа,

образовавшегося на склоне слоистого массива льда, аналогичного существующему, но перекрывавшего большую территорию.

Низкий наклон оси вращения планеты создает условия для конденсации льда в высоких широтах с увеличением площади полярной шапки и формированием отдельных массивов льда на более низких широтах (Красильников и др., 2018). Реликты NPLD за пределами полярной шапки можно наблюдать в кратерах и на равнинах 70° - 83° северной широты.

Наблюдаемое расположение LMLR и CMLR мореноподобных гряд в юго-восточной и восточной части изучаемых кратеров, положение LMLR на равнине на северо-западе от ледяного массива, а также ряд вышеуказанных параметров позволили предположить, что гряды были сформированы в результате катастрофического срыва ледяного тела и его движении вниз по склону. Резкое увеличение массы ледяного массива привело к срыву его части на более крутом склоне западной экспозиции, который привел к образованию дальнепробежной ледово-каменной лавины или быстрому сёрджу. Наличие серии конечных мореноподобных гряд говорит о неоднократном сходе лавины, а следовательно, и флуктуации мощности ледяного массива.

Для подтверждения предположения было проведено моделирование схода лавины в кратере А с использованием метода случайной кинетической энергии (Christen и др., 2010). Для подтверждения результатов и проведения экспериментов для кратера Б и района В был использован графо-аналитический метод расчета движения лавины (Войтковский, 1989).

Используемые данные для численного моделирования процесса срыва ледяного тела.

В качестве топографической основы моделирования была использована цифровая модель рельефа кратеров (Рисунок 5.1.3_5), построенная по стереоснимкам камеры СТХ. Для кратера А была проведена радиометрическая коррекция снимков P22_009658_2505 и B01_009935_2505. Снимки были привязаны по 15 связующим точкам и уравнены через RPC-коэффициент (Zubarev и др., 2016) в программном комплексе PHOTOMOD 6.0 (Adrov и др., 1995). Общее среднеквадратичное отклонение составляет 0.4 пикс на изображение с вертикальной точностью 15 м.

Площадь предполагаемого сорвавшегося массива льда H_2O внутри кратера, оцененная по снимкам СТХ, составляла $\sim 32.1 \text{ км}^2$ для кратера А. Для места расположения массива характерна более ровная поверхность, менее преобразованная склоновыми процессами, в ее нижней части начинаются вытянутые гряды (Рисунок 5.1.3_2). Для расчета пробега лавины брался контур LMLR с максимальной протяженностью. Площадь поверхности, подвергшейся лавинному воздействию, составляет 104 км^2 ; максимальная дистанция, пройденная лавиной (L), составляет $\sim 14 - 15 \text{ км}$ с максимальной шириной 7.5 км; общий перепад высот (H) конечной и начальной

точки составляет ~ 1.3 км. Отношение H/L составляет 0.09, что соответствует значению дальнепробежной лавины (<0.6) (Dade и Huppert, 1998; Scheidegger, 1976).

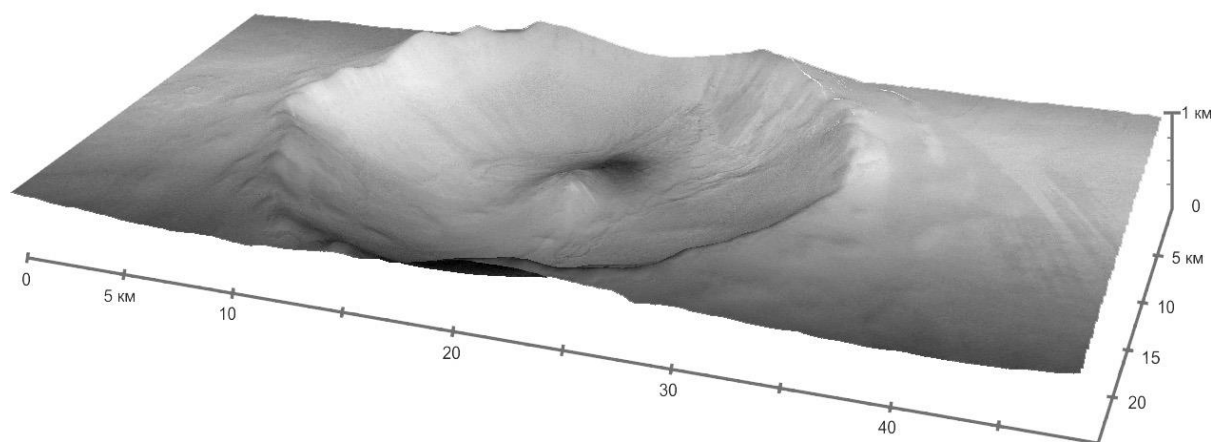


Рисунок 5.1.3_5. Цифровая модель рельефа кратера А, сделанная на базе СТХ снимков P22_009658_2505 и B01_009935_2505.

Площадь сорвавшегося массива льда в кратере Б составляла ~ 21.1 км². Площадь поверхности, подвергшейся лавинному воздействию, составляет 78.4 км². Дистанция (L), пройденная лавиной, составляет $\sim 13 - 15.5$ км с максимальной шириной 5.5 км. Перепад высот конечной и начальной точки составляет ~ 1.1 км. Отношение H/L составляет 0.08, что также соответствует типу дальнепробежной лавины (<0.6).

Плотность моделируемого массива льда рассчитывалась исходя из процентного соотношения силикатной пыли $\sim 30\%$ и 70% твердой фазы H_2O в ледяных отложениях на высоких северных широтах (Brown и др., 2012) и составила ~ 1.01 г/см³.

Благодаря использованию снимков более высокого разрешения была построена цифровая модель рельефа на кратер А (Красильников и др., 2017) и проведено моделирование схода лавины. Было уточнено количество сходов ледяного тела с образованием LMLR.

Моделирование схода массива льда

Для описания движения сорвавшегося ледяного тела был выбран принцип схода лавины как наиболее подходящий для описания физики процесса при физических условиях на Марсе. Снежная лавина была приближена к типу снежно-ледовой лавины с высоким содержанием пылевого силикатного материала ($\sim 30\%$).

Моделирование схода ледяного тела было проведено в программе Rapid Mass Movement Simulation (RAMMS) (Christen и др., 2010). Программный пакет был разработан в Швейцарии для

моделирования гравитационных процессов, таких как сход лавин, селевые потоки, обвалы и камнепады. В работе использовался модуль RAMMS::AVALANCHE (Christen и др., 2010).

Программа RAMMS::Avalanche была специально разработана в институте исследования снега и лавин (WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF) для использования инженерами по лавинным работам. RAMMS::Avalanche решает проблему движения потока снежной массы вниз по склону в трехмерном пространстве. Моделирование позволяет определить зоны, затронутые лавиной, и провести временной анализ эволюции потока. Кроме того, существует два подхода к моделированию потока лавины: стандартный подход Voellmy-Salm (VS) и подход случайной кинетической энергии (random kinetic energy – RKE). VS подход включает в себя два параметра потока (объем и скорость). Данный модуль работает плохо по отношению к снегу, вовлеченному в поток в процессе спуска лавины, а также позволяет рассчитать только максимальную высоту и фронтальную скорость потока. Используя RKE подход, можно учитывать случайное движение и взаимодействие между гранулами льда, что позволяет более точно учитывать влияние среды и внутренних процессов на движение лавины.

Используя трехмерное пространство, удастся задавать такие важные параметры для моделирования как объем, параметры направления потока и т.д. Используя изменяемые параметры можно задавать различные физические условия протекания процесса (температура, давление в районе исследования и т.п.). Таким образом, мы изменили модель для условий Марса и, используя границы конечных мореноподобных гряд, постепенно увеличили высоту изначального массива льда до достижения мощности, соответствующей имеющимся границам LMLR (Рисунок 5.1.3_6).

Исходные климатические параметры для моделирования были рассчитаны по имеющейся Mars Climate Database v5.2 (www-mars.lmd.jussieu.fr). Среднегодовое атмосферное давление в данной области составляет 830 Па (8.3 миллибара) при температуре - 90 С°. Входными параметрами также являлась плотность (1.01 г/см³) и скорректированная для марсианских условий сила тяжести 3.77 м/с².

В результате моделирования при помощи программного пакета RAMMS::Avalanche было получено несколько параметров. (1) Мощность перемещенного материала после прохождения лавины (Рисунок 5.1.3_6, А и Б), по которой можно судить о максимальной дистанции распространения материала. Из полученных данных видно, что в случае со стометровой изначальной мощностью массива, лавина не достигает конечной расчетной точки, а в случае пятисотметровой мощности – переходит отдешифрованные границы. (2) Максимальная мощность потока (Рисунок 5.1.3_6, В и Г), помогающая оценить реакцию потока на подстилающую поверхность (при замедлении потока в результате встречи с препятствием его мощность увеличивается). (3) Максимальная скорость потока (Рисунок 5.1.3_6, Д и Е), которая

использовалась для сравнения результатов метода случайной кинетической энергии и графо-аналитического метода. В верхней части потока на снимках по скорости потока наблюдается локальное увеличение скорости, вытянутое вдоль склона, которое является ошибками в модели.

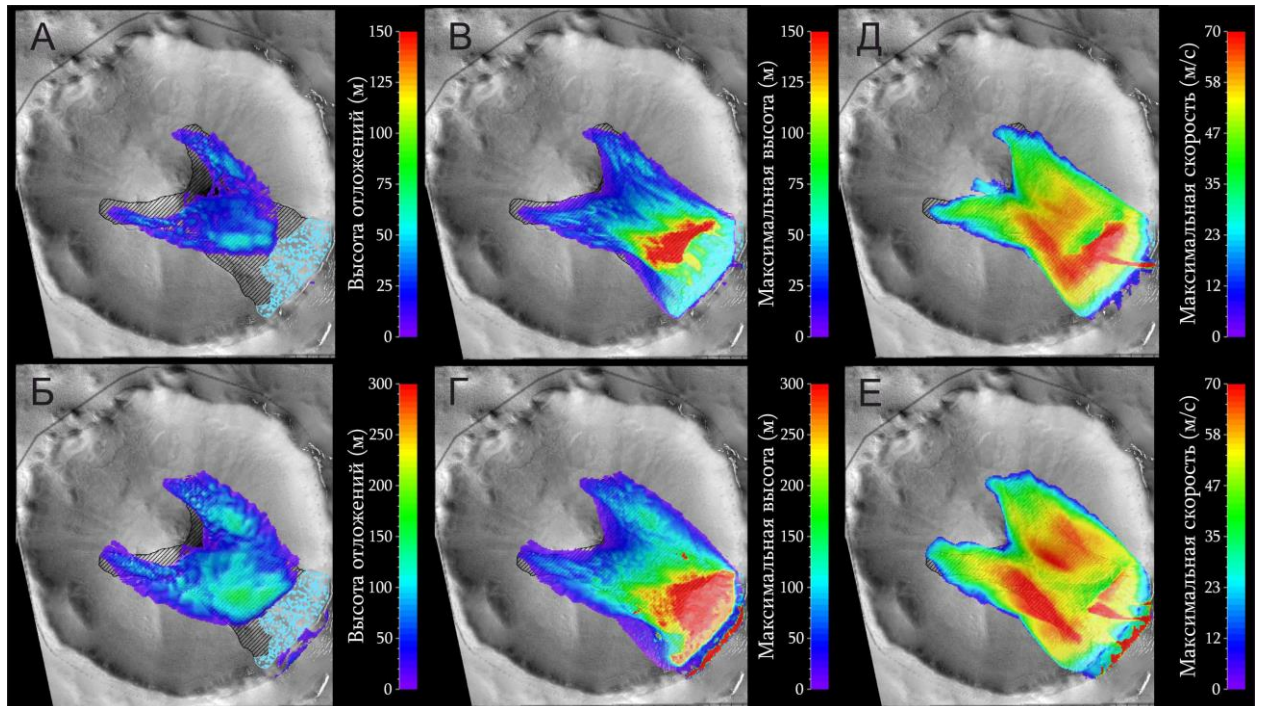


Рисунок 5.1.3_6. Результаты моделирования методом случайной кинетической энергии (Christen и др., 2010) при помощи программного пакета RAMMS::Avalanche на внутреннем склоне кратера А (70.3° с.ш. 266.45° в.д.). В верхнем ряду (А, В, Д) показаны результаты для исходного тела с мощностью 100 м, в нижнем (Б, Г, Е) – с мощностью 500 м. А и Б – мощность сорвавшегося материала после прохождения лавины. В и Г – максимальная мощность потока. Д и Е – максимальная скорость потока (Krasilnikov и др., 2020).

Причиной схода моделируемой лавины является сдвиговая деформация нижнего слоя изморози/льда, которая могла возникнуть в результате ослабления связи между разными по составу и структуре слоями в толще исходного массива. В нашем случае возможной причиной разрыва связи между слоями изморози/льда являлось превышение пороговой нагрузки на нижележащий слой изморози/льда в результате накопления чрезмерной массы.

Для решения настоящих задач была проведена коррекция физических параметров используемого модуля для уточнения соответствия физическим условиям на поверхности Марса. В результате проведения ряда тестов по моделированию процесса схода лавины в кратере А, была проведена экстраполяция данных и получена модель схода ледяного тела с начальными параметрами мощности массива льда ~200 м (Krasilnikov и др., 2020).

Моделирование максимальной дистанции и скорости лавины графо-аналитическим методом.

Оценка скорости и максимальный пробег лавины могут быть рассчитаны с использованием графо-аналитического метода (Козик, 1962). Метод включает в себя аналитический и графический подходы. Движение лавины рассматривается как движение твердого тела по наклонной поверхности с некоторым постоянным уклоном под действием силы тяжести и силы трения. Склон разделяется на прямолинейные отрезки, аппроксимирующие участки склона со сравнительно одинаковым уклоном. У каждого из отрезков существуют размерные параметры (ΔX_i , ΔY_i), угол наклона $\alpha_i = \arctg(\Delta Y_i / \Delta X_i)$ и r_{min} – коэффициент трения поверхности.

Основной движущей силой является сила тяжести, которая затрачивается на преодоление инерции лавины, силы трения поверхности и сил сопротивления окружающей среды. (1) Инерция связывается с силой на разрыв и зависит от массы, связанной с избыточным давлением снега на подстилающую поверхность. На криволинейных участках пути лавины учитываются центробежные ускорения. (2) Сила трения пропорциональна давлению на подстилающую поверхность и направлена вдоль склона в противоположную сторону движения лавины, подчиняется закону Кулона (движение твердых тел). (3) Сопротивление среды включает в себя турбулентное движение снежных частиц, шероховатость подстилающей поверхности, давление воздуха на фронт лавины и т.д. На преодоление сопротивления данных сил тратится часть кинетической энергии.

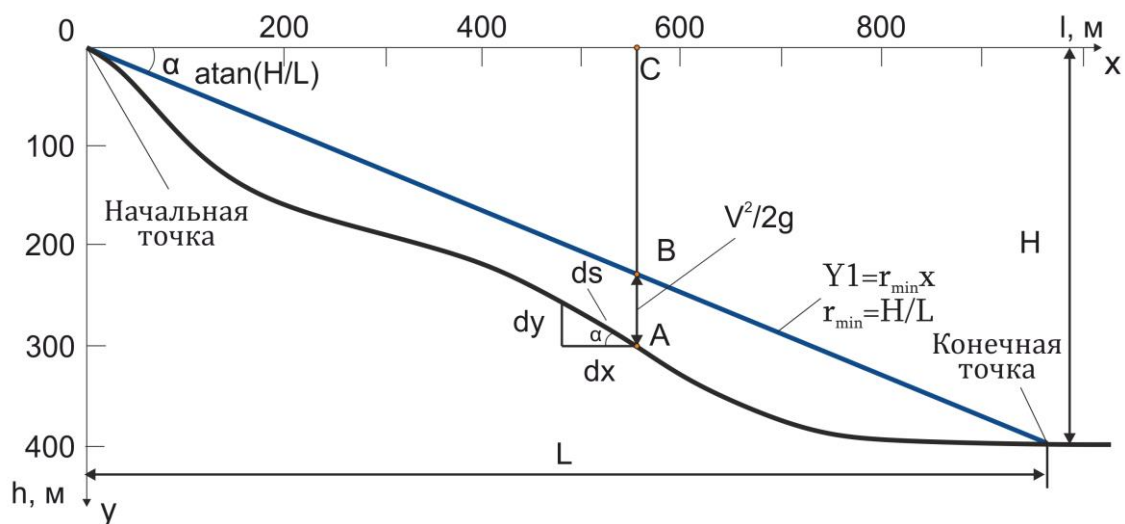


Рисунок 5.1.3_7. Схематическая интерпретация графического метода (Войтковский, 1999). На схеме изображена начальная и конечная точка лавины, H – перепад высот между начальной и конечной точкой, L – пробег лавины.

Для начала разберем аналитический подход, в котором принимаются во внимание геометрические особенности склона. В работе Козик (1962) рассмотрены факторы, влияющие на движение лавины вниз по склону. После оценки значимости параметров было предложено дифференциальное уравнение:

$$\frac{\partial(v^2)}{\partial s} = 2(a - bv^2) \quad (3)$$

где ускорение $a = g(\sin a - f \cos a)$, v – скорость, s – длина отрезка, g – ускорение силы тяжести, f – коэффициент силы трения, b – коэффициент сопротивления среды. Сопротивление среды мало по сравнению с трением о подстилающую поверхность и им можно пренебречь (Козик, 1962). Тогда $b = 0$ и $f = r_{min}$, уравнение (3) примет вид:

$$\frac{\partial(v^2)}{\partial s} = 2a = 2g(\sin a - f \cos a) \quad (4)$$

После интегрирования уравнения (4) с начальным условием $v_0 = 0$ в момент отрыва лавины, мы получаем:

$$v^2 = v_0^2 + 2g(\sin a - f \cos a)s \quad (5)$$

где s – длина отрезка пути лавины, v_0 и v скорость в начале и конце каждого прямолинейного отрезка. Зная угол наклона a , r_{min} , и длину отрезка $s_i = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2}$ можно вычислить скорость лавины в конце каждого отрезка, принимая за начальную скорость текущего отрезка v_0 , равную конечной скорости предыдущего отрезка v . Таким образом, разбитый на отрезки профиль склона дает возможность вычислить ориентировочные значения скорости лавины вдоль всего профиля, используя аналитический метод.

В зависимости от исходных данных, графический подход для оценки максимально возможных скоростей и дальности лавины может вычисляться двумя способами: (1) если известна относительная высота начальной и конечной точки (Н), а также расстояние до конечной точки (L), то $r_{min} = H/L$, тогда (Козик, 1962):

$$\frac{v^2}{2g} = y - r_{min}x \quad , \quad (6)$$

где (x, y) координаты точки профиля, $y_1(x) = r_{min}x$ – уравнение прямой, проходящей через начало координат $(0, 0)$. Тогда $\frac{v^2}{2g} = y - y_1$, а скорость в точке с координатами (X_i, Y_i) :

$$v = (2g(y - r_{min}x))^{1/2} \quad (7)$$

Таким образом, используя коэффициент трения и значения отрезков АВ и ВС (Рисунок 5.1.3_7) можно вычислить значение скорости фронта лавины в любой точке на профиле. $y = r_{min}x$ – уравнение прямой, проходящей через начало координат $(0,0)$ – точка отрыва.

(2) Если известна относительная высота начальной и конечной точки и не известно расстояние до остановки. Для вычисления этим способом нужно знать значения r_{min} и тогда:

$$L = H/r_{min} \quad (8)$$

Минимальный коэффициент трения подстилающей поверхности для Земли $r_{min} = 0.3$, при этом $\arctg(0.3) = 16.7^\circ$. На Марсе $g = 3.71 \text{ м/с}^2$. Ускорение силы тяжести на Марсе в 2.64 меньше, чем на Земле. При равных углах наклона поверхности, давление на склон со стороны

той же массы на Марсе будет меньше в 2.64 раза, а, следовательно, и коэффициент трения меньше. В расчетах (в предположении фиксированной остановки лавины) r_{min} определялась отношением H/L . Для двух предполагаемых лавин (профили кратеров А и В) значения коэффициента трения равны ~ 0.0566 и ~ 0.0661 , соответственно. Этот способ (8) был использован для вычисления скоростей фронта лавины, перемещающегося вниз по склону в начале каждого отрезка с координатами (x_i, y_i) .

Результаты моделирования.

Было проведено сравнение результатов моделирования методом RKE с использованием программы RAMMS::Avalanche и моделирования с использованием графо-аналитического метода (Рисунок 5.1.3_8) (Zabalueva и др., 2019). Из полученных скоростей видно, что RKE модель лучше реагирует на неровности подстилающей поверхности, т.к. можно наблюдать реакцию в виде снижения скорости после резкого изменения уклона в районе 4000 м на профиле. Сравнение двух методов показало незначительную разницу в скорости, не превышающую в среднем 5 – 10 м/с.

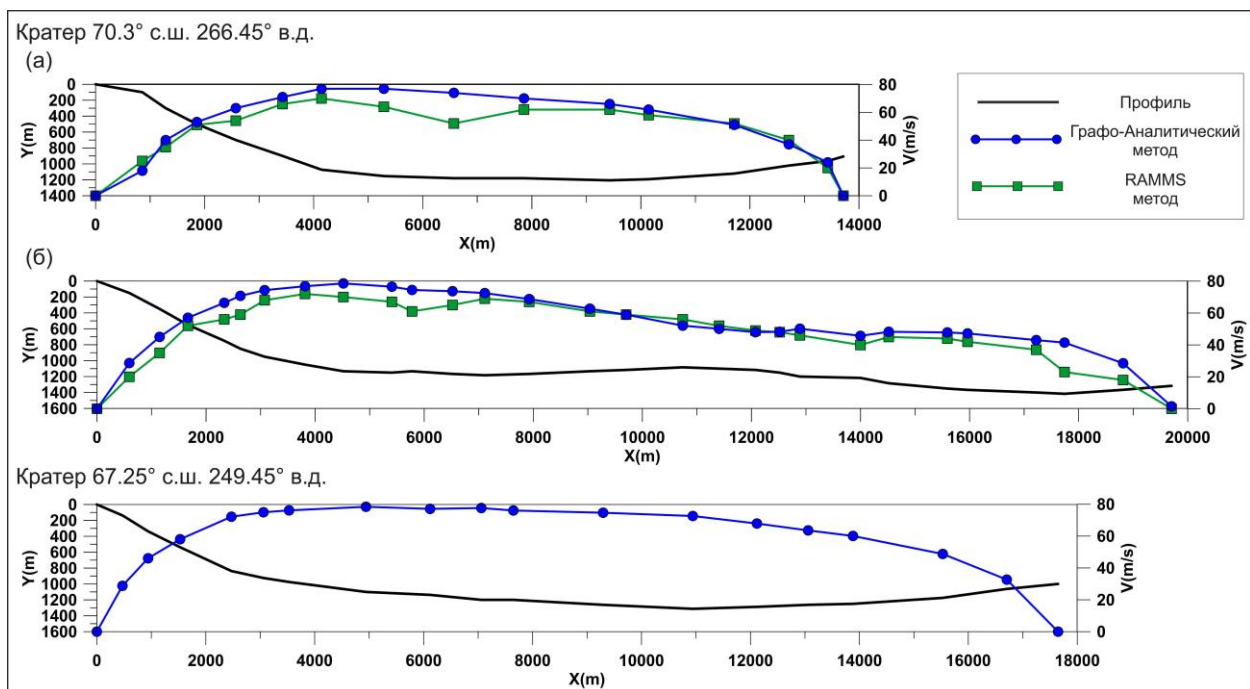


Рисунок 5.1.3_8. Профили распределения скорости схода лавины в кратере А с центральной горкой (а) и в обход центральной горки (б), рассчитанные с использованием графо-аналитического метода (линия с кружками) и метода RKE (линия с квадратами). Скорости наложены на профиль рельефа поверхности (черная линия). Нижний профиль – профиль распределения скорости схода лавины в кратере Б (Krasilnikov и др., 2020).

Если предположить, что валы нагнетания на равнине (74° с.ш. 95° в.д.) имеют схожий с LMLR в кратерах механизм образования за счет катастрофического движения ледяной массы по склону с формированием дальнепробежной ледово-каменной лавины или быстрого сёрджа, то при помощи графо-аналитического метода можно рассчитать приблизительные параметры склона, на котором зародилась данная лавина. Путь моделируемой лавины был разделен на два участка: склон, состоящий из трех отрезков, и пологая равнина. Из-за отсутствия материнского тела, на котором зародилась лавина, приходится отталкиваться от параметров LMLR на равнине с протяженностью ~ 6 км от хорошо различимой линии старта. Таким образом, зная начальную и конечную точку на равнине можно варьировать высоту и длину склона материнского массива, а следовательно, и уклон поверхности для достижения лавиной конечной точки. При использовании графического подхода, коэффициент трения может быть рассчитан как $\tan \alpha = r_{min}$, что составляет ~ 0.06 .

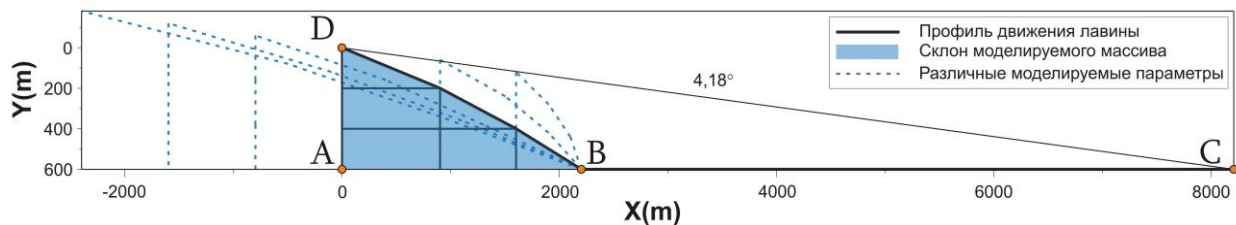


Рисунок 5.1.3_9. Моделирование лавинообразования на материнском ледяном массиве (74° с.ш. 95° в.д.) с использованием графо-аналитического метода. Было подобрано несколько вариантов моделируемых параметров по высоте и длине склона (пунктирная линия), среди которых были выбраны наиболее вероятные параметры массива (заполненный голубым разрез склона). Жирная линия показывает путь моделируемой лавины с началом в точке D, выходом на равнину в точке B и конечной точкой C. $AC=L$ (горизонтальное проложение пробега лавины), $AD=H$ (высота массива), DBC – пробег лавины, AB – горизонтальное проложение склона (Krasilnikov и др., 2020).

С незначительным изменением сопротивления подстилающей поверхности (зависящей от $\tan \alpha$) была выполнена серия моделей изначальных параметров ледяного массива, на котором зародилась лавина (Рисунок 5.1.3_9). Моделируемые параметры мощности составляли от ~ 480 до ~ 780 м с шагом в 20 м. В зависимости от высоты и сопротивления подстилающей поверхности, для достижения конечной точки (C), длина склона изменялась от ~ 600 до 4 600 м, соответственно. При этом средняя крутизна моделируемого массива составлял от $\sim 40^\circ$ до 9° , соответственно. Ледяной массив, расположенный в 20 км от LMLR на юго-восток, имеет крутизну $\sim 6^\circ$ и мощность до 400 м. Моделируемый массив должен приходиться на период активного накопления льда и иметь большую мощность и крутизну склона. Моделируемая лавина зародилась в точке D, пройдя три сегмента склона в точке B, она перешла на равнину и двигалась до полной остановки

в точке С (Рисунок 5.1.3_9), где и были образованы конечные мореноподобные гряды. По результатам нескольких моделей была выбрана наиболее вероятная мощность родительского массива льда ~600 м с длиной склона 2 000 м (Рисунок 5.1.3_9). С данными параметрами средняя крутизна поверхности на склоне составлял ~17°. Данные значения были выбраны как усредненные возможные параметры для рассчитываемого массива.

После анализа представленных данных можно сделать вывод, что формирование вытянутых лопастевидных мореноподобных гряд (LMLR) на восточном и юго-восточном внутреннем склоне кратера А (70.3° с.ш. 266.45° в.д.) и Б (67.25° с.ш. 249.45° в.д.), а также гряд на поверхности равнины в районе В (74° с.ш. 95° в.д.), скорее всего, можно отнести к единому генезису из-за схожих геоморфологических и морфометрических параметров. Было выдвинуто предположение о формировании данных гряд в результате схода лавины или высокоскоростного сёрджа. В качестве основной гипотезы в работе рассматривается сход лавины, что в дальнейшем доказывается серией моделей.

Формирование ледяных массивов на исследуемых широтах могло происходить в период распространения северной полярной шапки на более низкие широты (Красильников и др., 2018). В данный период локальные метеорологические условия позволили накопить массив льда с мощностью ~200 м на борту кратера и ~600 м на равнине. Превышение пороговой нагрузки на нижележащие слои льда привело к сходу дальнепробежной лавины, в результате чего произошло формирование лопастевидных мореноподобных гряд (Krasilnikov и др., 2020).

4.2. Эволюция полярной шапки за последние пять миллионов лет

В системе криосферы Марса отсутствует классическое понимание ледникового периода, свойственное для земных условий. Из-за значительных колебаний оси вращения и физических условий на поверхности планеты не происходит постепенного наступления и отступления ледника. В зависимости от этих параметров ледяной покров постепенно перемещается с высоких северных широт вплоть до экватора.

Существующая модель наклона оси вращения планеты (Laskar и др., 2004) достаточно точно описывает данный параметр за последние 20 млн. лет. По данной модели в период >6 млн. лет значения неоднократно превышали 45° со средним наклоном ~35°. Данный временной отрезок может рассматриваться в рамках изучения оледенения на средних широтах и в районе экватора, однако, мало подходит для формирования покровного оледенения в высоких северных широтах. Именно в данный период сформировались рассмотренные выше криогенные формы рельефа, расположенные на низких широтах и в районе экватора (LDA, VFF, TMG, полигональный рельеф и т.п.). В период 4 – 5 млн. лет наблюдалось постепенное снижение среднего наклона оси

вращения. Началась сублимация ледяных покровов на низких широтах и перенос водяного пара на полюс.

В период с 4 млн. лет до настоящего времени циклы наклона приобретают современный характер с амплитудой от $\sim 15^\circ$ до $\sim 35^\circ$. Исследование слоистой структуры полярной шапки в работе Smith и др. (2016) показало последовательное накопление льда в границах полярной шапки и за ее пределами на протяжении последних 4.1 млн. лет. По полученным данным современная полярная шапка была сформирована именно в этот промежуток времени (Smith и др. 2016).

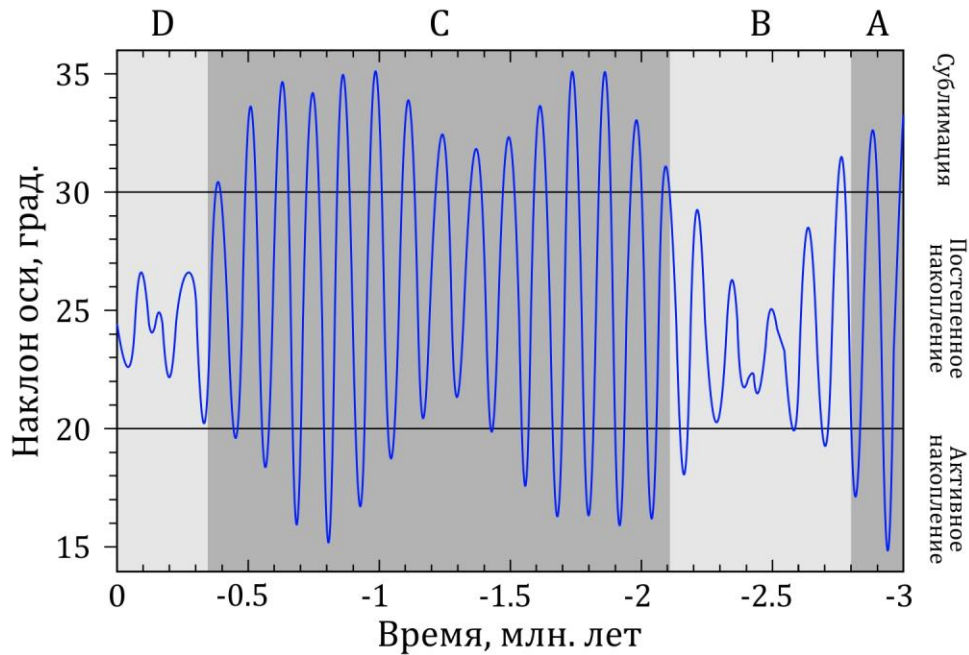


Рисунок 5.2_1. Наклон оси вращения Марса по Head и др. (2003) и Laskar и др. (2004). С периодами активного накопления и модификации при наклоне $15^\circ - 20^\circ$, замедления накопления льда в высоких широтах и преимущественное накопление в границах полярной шапки при наклоне $20^\circ - 30^\circ$ и частичной сублимации льда в высоких широтах и замедлением его накопления в границах полярной шапки при наклоне $30^\circ - 35^\circ$. Светлым тоном показаны периоды стабилизации наклона (период B и D), темным тоном показаны периоды с сильным изменением наклона оси (A и C).

Основываясь на данных моделирования наклона оси вращения планеты (Laskar и др., 2004), в соответствии с работами Head и др. (2003) и Smith и др. (2016), за последние 4 млн. лет можно выделить четыре периода с фазами активного и пассивного накопления льда в высоких широтах Марса. Согласно работе Smith и др. (2016) выделяются следующие периоды: A — от 2.8 до 4.1 млн. лет; B — от 2.1 до 2.8 млн. лет; C — от 0.37 до 2.1 млн. лет; D — от 0 до 0.37 млн. лет (Рисунок 5.2_1). Наблюдается два спада активности изменения наклона оси вращения планеты (периоды B и D) с уменьшением амплитуды наклона от 20° до 30° . Предполагается, что наиболее мощные стратиграфические слои соответствовали большей площади полярной шапки в периоды с

активным накоплением льда, а границы несогласного залегания между слоями сформировались в периоды ее деградации (Красильников и др., 2018).

Периоды А и С с сильными изменениями наклона оси вращения планеты сравнительно похожи. Амплитуда колебания наклона составляла от $\sim 15^\circ$ до $\sim 35^\circ$. За последние 0.37 – 2.1 млн. лет наклон оси пятнадцать раз превышал 30° достигая значений 35° . При достижении 30° , лед в высоких широтах начинает постепенно сублимировать, что приводит к частичному разрушению ледяного покрова вокруг полярной шапки и очаговому удалению льда с поверхности NPLD, достигающего нескольких десятков метров. Сублимация полярной шапки наблюдается не повсеместно, а преимущественно на ее границе. При этом на основной части поверхности NPLD продолжает преобладать накопление материала. Также частичной сублимации подвергаются покров изморози и ледяные массивы вокруг полярной шапки. Конденсация высвободившейся воды происходит на средних широтах. При наклоне оси вращения $<20^\circ$ наблюдается обратная зависимость. За период С данный наклон был достигнут 13 раз. Температурный режим в высоких широтах при низком наклоне оси вращения планеты делает возможным активное накопление льда за границами полярной шапки. Период С можно разделить на два временных отрезка со сравнительно одинаковыми циклами наклона оси вращения: C_1 (1.3 – 2.1 млн. лет) и C_2 (0.37 – 1.3 млн. лет) (Рисунок 5.2_1). Повторение амплитуды циклов внутри первого и второго временного отрезка обуславливает схожее изменение климатических параметров в их пределах. Таким образом, гляциальные и криогенные формы рельефа, образованные в период C_1 , перекрывались более молодыми образованиями в период C_2 . Рассматриваемое в данной работе последнее смещение границы полярной шапки на более низкие полярные широты происходило во второй половине периода С, во временном промежутке C_2 (0.37 – 1.3 млн. лет). Период амплитуды колебания наклона оси составляет ~ 120 тыс. лет. Периоды с наклоном от 30° до 35° составляют по ~ 45 тыс. лет, тогда как периоды с наклоном $<20^\circ$ около 30 тыс. лет. Периоды более активного накопления льда вокруг полярной шапки сменяются более продолжительными периодами сублимации. Периоды с наибольшим уменьшением наклона от 20° до 15° продолжительностью ~ 15 тыс. лет связываются с образованием чрезмерного накопления льда на некоторых склонах западной и северо-западной экспозиции, что привело к формированию дальнепробежной ледово-каменной лавины, рассматривавшейся в предыдущем разделе (раздел 5.1.3). Заполнение CCF кратеров в высоких широтах происходило в периоды минимального наклона оси вращения ($<20^\circ$). Распространение NPLD на район Olympia Undae происходило в период постепенного накопления ледяных отложений в границах полярной шапки и, скорее всего, полностью не разрушалось в период стабилизации наклона – период В. Окончательное формирование современного облика Olympia Undae и перекрытие слоистого льда золовыми отложениями произошло в последние 0.37 млн. лет.

В последние 370 тыс. лет (период D) наклон оси стабилизировался и составляет $22^{\circ} - 26^{\circ}$ со средним значением $\sim 25^{\circ}$. В сравнении с периодом B (2.1 – 2.8 млн. лет) среднее значение современного наклона оси вращения на $\sim 1.5^{\circ}$ выше, что соответствует сравнительно более теплomu историческому отрезку. Согласно Smith и др. (2016) окончательное формирование ледяных массивов произошло в современный период D. Последние исследования Fanara и др. (2019) показали постепенное разрушение границ полярной шапки в краевой зоне, однако, данные эрозионные процессы имеют скорее локальный характер. Исходя из данных Laskar и др., (2004), показанных на рисунке 5.1_2 (в разделе 5.1), количество прихода солнечной радиации на плоскую поверхность на северном полюсе в период летнего солнцестояния составляет $\sim 220 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ и постепенно уменьшается. Данный фактор также не увеличивает скорость эрозии границ полярной шапки.

Проведенное в данной диссертации исследование по сравнению структуры, состава, морфометрических параметров полярной шапки и слоистых ледяных массивов показало генетическое сходство отложений, что говорит об активном формировании существующих останцов в момент максимального накопления льда в полярной области, а именно в периоды A (2.8 – 4.1 млн. лет) и C (0.37 – 2.1 млн. лет). В данные периоды происходило чередование процессов сублимации и конденсации. Последний временной отрезок с циклами низкого значения наклона оси вращения планеты относится к периоду C₂ (0.37 – 1.3 млн. лет). При минимальном наклоне оси вращения покров изморози достигал 75° с.ш. с фрагментарным формированием многолетнего покрова изморози на широтах $65^{\circ} - 70^{\circ}$ с.ш. Ледяные массивы, приуроченные к кратерам, также спускались до широты $\sim 65^{\circ}$, формируя современные формы кратеров с концентрическим заполнением в полярной области (Рисунок 5.2_2). Отложения полярной шапки перекрывали область Olympia Planum и Olympia Undae, в пределах которых обнаружены уступы палео-полярной шапки и выходы слоистых ледяных отложений из-под эолового покрова. Область Olympia Mensae расположена вплотную к этим регионам и, скорее всего, являлась краевой зоной полярной шапки в момент ее максимального распространения в северных широтах. Сильно расчлененная поверхность области Scandia Cavi с большой площадью современных ледяных массивов и многолетнего покрова изморози также может считаться приоритетной областью распространения слоистых ледяных массивов полярной шапки в прошлые климатические эпохи. Можно предположить, что полярные отложения занимали сектор 90° в.д. по 260° в.д. и смещались до $\sim 75^{\circ}$ с.ш. Сектор северных равнин 260° в.д. по 90° в.д. не обладает характерными признаками смещения границы полярной шапки в данном регионе – не наблюдается присутствие ледяных массивов на равнине и в ударных кратерах, а также многолетнего покрова изморози. В рассматриваемый климатический период южнее 75° с.ш. типы ледяных массивов подчинялись широтной зональности, с массивами перекрывающими

равнину и ударные кратеры на севере и ледяными массивами, сохраняющимися в тени на дне ударных кратеров на юге.

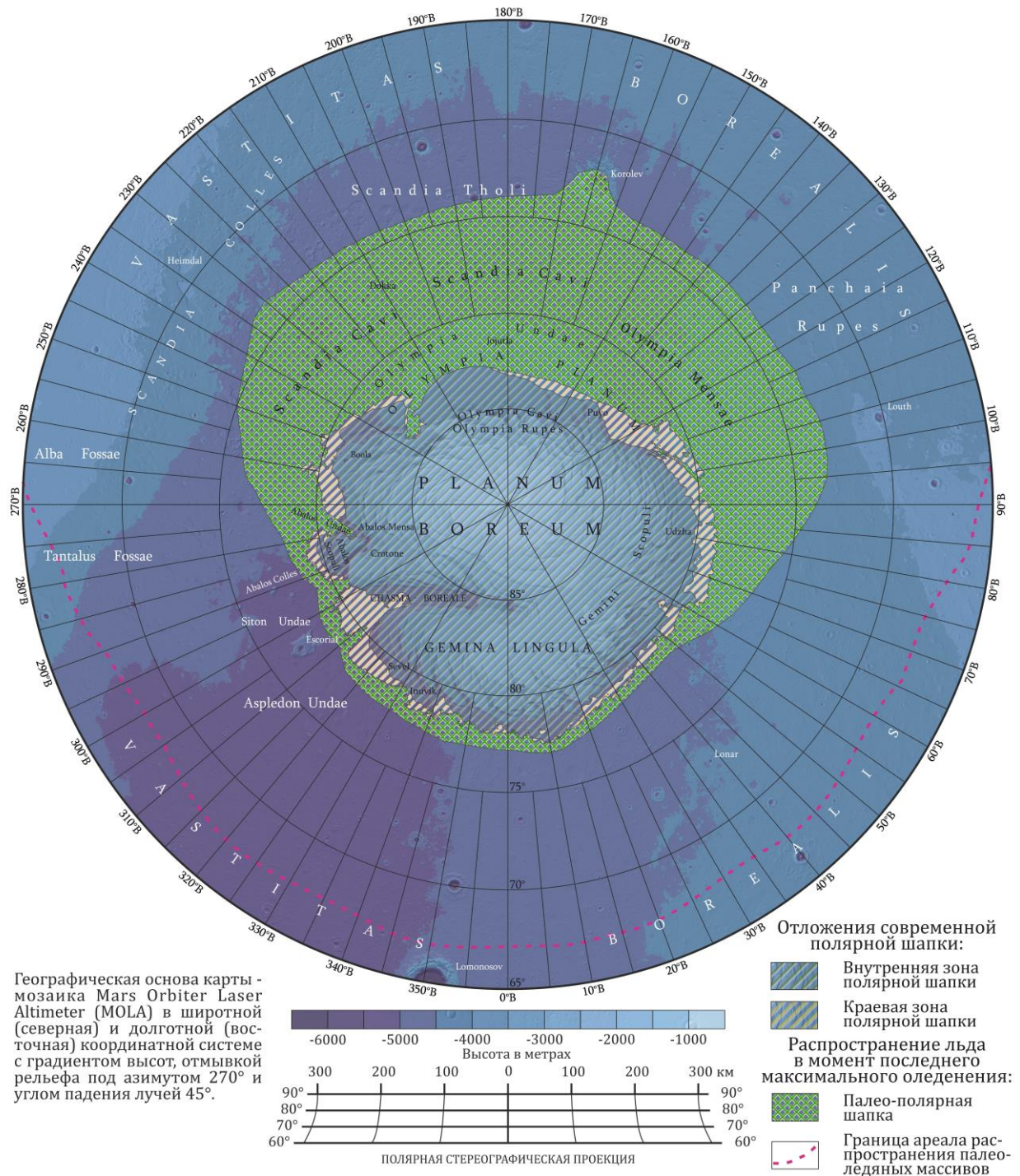


Рисунок 5.2_2. Границы максимального распространения палео-полярной шапки и ареал распространения обособленных ледяных массивов в периоды с минимальным наклоном оси вращения.

В местах с наиболее благоприятными метеорологическими условиями покров изморози сохранялся на время межледниковых периодов с наклоном оси вращения 30° – 35°. При этом основная часть изморози сублимировала, а для сохранившихся массивов характерно формирование более темных стратиграфических слоев льда, связанных с более активной

атмосферой. В период В (2.1 – 2.8 млн. лет) и в настоящее время (0 – 0.37 млн. лет) происходило и происходит постепенное накопление льда в пределах полярной шапки и в наиболее благоприятных для этого местах с метеорологической и орографической точки зрения. Современные ледяные массивы находятся в наиболее благоприятных местах для их формирования и сохранения. В периоды со стабилизацией наклона граница покрова изморози сильно отступает вплоть до границ полярной шапки. Окончательная сублимация отложений полярной шапки в *Olympia Undae* произошла в современный период.

ВЫВОДЫ

В работе представлен обзор имеющейся информации по строению и эволюции криосферы Марса. Объектом изучения являются ледяные останцовые массивы слоистых отложений вокруг северной полярной шапки. Проведен анализ морфологии, структуры, физико-химических свойств и морфологических признаков эволюции данных массивов. В результате были сформулированы следующие выводы:

1. Ледяные останцовые массивы слоистых отложений залегают на поверхности равнины *Vastitas Borealis* в широтном диапазоне 70° - 82° северной широты за пределами северной полярной шапки. Основная группа массивов расположена в секторе 90° – 240° восточной долготы. Встречающиеся останцы были разделены по морфологическим признакам и характерного для них типа рельефа. Основными типами являются массивы, расположенные на поверхности равнины и приуроченные к кратерным структурам. Наилучшую сохранность имеют ледяные массивы, расположенные в теневых частях кратеров, на днище и внешних северо-восточных бортах. Наблюдается широтная зональность распространения различных типов останцов. Таким образом, в северных широтах можно наблюдать картину сплошного перекрытия подстилающей поверхности массивами льда, при движении на юг данная картина сменяется равнинными массивами с меньшей мощностью, сохранением льда только на теневых склонах кратера. При этом происходит постепенное замещение слоистого льда многолетним покровом изморози, являющимся маркером возможного перекрытия данной территории ледяным массивом в прошлом.
2. Ледяные массивы обладают слоистой структурой, связанной с конденсацией частиц водяного пара с осажженным силикатным материалом. Слоистая структура останцовых массивов полностью повторяет характер слоистости отложений полярной шапки (NPLD).
3. Исходя из температуры и давления на поверхности Марса лед слоистых массивов был отнесен к обычному гексагональному типу (I_h). Отражательная способность поверхности льда, зависящая в первую очередь от запыленности, несколько ниже для останцовых массивов, чем для полярной шапки ($0.3 - 0.4$ и $0.4 - 0.5$ соответственно). На дневных тепловых снимках THEMIS поверхность ледяных останцов имеет ярко выраженный, по сравнению с окружающей равниной, темный оттенок, что говорит о высокой излучательной способности, схожей по своим значениям со значениями для NPLD. Изучение температуры поверхности вокруг полярной шапки показало, что средняя температура льда составляет $\sim 195^{\circ} - 200^{\circ}$ К, что на $10^{\circ} - 20^{\circ}$ ниже значений для окружающей поверхности.

4. Вокруг полярной шапки наблюдаются значительные объемы поверхностного льда, сконцентрированного в слоистых ледяных массивах. Для рассчитанного сектора 90° – 160° в.д. и 70° – 83° с.ш. объем поверхностного льда составляет ~ 6740 км³. Мощность данных останцов достигает 420 метров.
5. Был произведен поиск и анализ палеогляциальных форм рельефа в высоких северных широтах Марса. Для ранее описанных лопастевидных мореноподобных гряд (Garvin и др., 2006; Kreslavsky и Head, 2011) был предложен процесс их формирования в виде дальнепробежной ледово-каменной лавины или быстрого сёрджа. По результатам моделирования лавины с использованием метода случайной кинетической энергии и графо-аналитического метода, было выдвинуто предположение о возможном наличии ледяных массивов на широтах $\sim 70^{\circ}$ северной широты мощностью 150 – 200 м в более холодные (для полюсов) климатические эпохи, приуроченные к наименьшему наклону оси вращения планеты (15° – 20°).
6. Данные о мощности слоистых ледяных массивов, их составе, структуре и пространственном распределении, полученные в диссертационной работе, были связаны с результатами моделирования наклона оси вращения Марса по данным Laskar и др. (2004) и зависимостью от данного параметра климатических условий на поверхности планеты (Levrard и др., 2007). Комплексный анализ полученной информации позволил оценить возраст последнего максимального распространения границ полярной шапки на более низкие северные широты, который составляет 0.37 – 1.3 млн. лет. В данный период границы полярной шапки смещались на 75° с.ш. в областях Olympia Mensae и Scandia Cavi (сектор 90° в.д. по 260° в.д.). Ареалы распространения различных типов ледяных массивов могли достигать $\sim 65^{\circ}$ с.ш. и сохранялись на дне ударных кратеров. В исторический период времени активное смещение границ полярной шапки и накопление ледяных массивов в высоких северных широтах происходило в период наклона оси вращения 15° – 20° . В настоящее время (0 – 0.37 млн. лет) происходит постепенное накопление льда в пределах полярной шапки и в наиболее благоприятных для этого местах с метеорологической и орографической точки зрения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко Н.В., Дулова И.А., Корниенко Ю.В. Топография полигональных структур на Марсе в месте посадки КА Phoenix по результатам вычисления рельефа с помощью метода улучшенной фотоклинометрии по изображениям HiRISE // *Астрономический вестник*, 2014. №48. С. 263–279.
2. Бурба Г.А. Номенклатура деталей рельефа Марса. М: Наука, 1981. 326 с.
3. Войтковский К.Ф. Лавиноведение: учебное пособие. М: МГУ, 1989. 105 с.
4. Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М: Наука, 1999. 256 с.
5. Козик С.М. Расчет движения снежных лавин. Ленинград: Гидрометеиздат, 1962. 74 с.
6. Красильников С.С., Брусникин Е.С., Зубарев А.Э., Бюлер У., Кузьмин Р.О. Построение цифровой модели рельефа Марса по данным сканерной съемочной системы Context Camera (CTX) для дальнейшего геолого-геоморфологического анализа // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2017. № 14. С. 265–272.
7. Красильников С.С. Формирование и численное моделирование схода ледяной H₂O лавины на северных широтах Марса // XIII конференция молодых ученых. Фундаментальные и прикладные космические исследования. ИКИ РАН, Москва. 2016. Р. 50.
8. Красильников С.С., Кузьмин Р.О., Евдокимова Н.А. Слоистые ледяные останцы в высоких северных широтах Марса // *Астрономический вестник*, 2018. № 52. С. 32–42.
9. Кузьмин Р.О., Забалуева Е.В., Митрофанов И.Г., Литвак М.Л. Сезонное перераспределение воды в поверхностном слое марсианского реголита по данным нейтронного детектора ХЕНД с борта КА Mars Odyssey // *Астрономический вестник*, 2007. № 41. С. 99–112.
10. Мороз В.И. Физика планеты Марс. М: Наука, 1978. 352 с.
11. Adrov V.N., Checkurin A.D., Sechin A.Y., Smirnov A.N., Adam-Guillaume J.-P., Quesette J.-A. Program PHOTOMOD: digital photogrammetry and stereoscopic images synthesis on a personal computer // *International Society for Optics and Photonics*, 1995. 2646. P. 1–21.
12. Aharonson O., Zuber M.T., Smith D.E., Neumann G.A., Feldman W.C., Prettyman T.H. Depth, distribution, and density of CO₂ deposition on Mars // *Journal of Geophysical Research.*, 2004. 109. P. 1–10.
13. Albee L., Arvidson E., Palluconi F., Thorpe T. Overview of the Mars Global Surveyor mission // *Journal of Geophysical Research.*, 2001. 106. P. 291–316.
14. Anderson F.S., Greeley R., Xu P., Lo E., Blumberg D.G., Haberle R.M., Murphy J.R. Assessing the Martian surface distribution of aeolian sand using a Mars general circulation model // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 1999. 104. P. 18991–19002.
15. Appéré T., Schmitt B., Langevin Y., Douté S., Pommerol A., Forget F., Spiga A., Gondet B., Bibring J.P. Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2011. 116. P. 1–27.
16. Armstrong J.C., Nielson S.K., Titus T.N. Survey of TES high albedo events in Mars' northern polar craters // *Geophysical Research Letters*, 2007. 34. L01202. P. 1–4.
17. Arvidson R.E., Bonitz R.G., Robinson M.L., Carsten J. L., Volpe R. A., Trebi-Ollennu A., Mellon M. T., Chu P. C., Davis K. R., Wilson J. J., Shaw A. S., Greenberger R. N., Siebach K. L., Stein T. C., Cull S. C., Goetz W., Morris R. V., Ming D. W., Keller H. U., Lemmon M. T., Sizemore H. G., Mehta M. Results from the Mars Phoenix Lander Robotic Arm experiment // *Journal of Geophysical Research.*, 2009. 114. E00E02. P. 1–21.

18. Baker D.M.H., Head J.W., Marchant D.R. Flow patterns of lobate debris aprons and lineated valley fill north of Ismeniae Fossae, Mars : Evidence for extensive mid-latitude glaciation in the Late Amazonian // *Icarus*, 2010. 207. P. 186–209.
19. Baker V., Carr M.H., Gulick V.C., Williams C.R., Marley M.S. Channels and valley networks. Mars // University of Arizona Press. Space Science Series, 1992. P. 493–522.
20. Baldridge A.M., Hook S.J., Grove C.I., Rivera G. The ASTER spectral library version 2.0 // *Remote Sensing of Environment*, 2009. 113. P. 711–715.
21. Bass D.S., Paige D.A. Variability of Mars' North Polar Water Ice Cap: II. Analysis of Viking IRTM and MAWD Data // *Icarus*, 2000. 144. P. 397–409.
22. Bell J. The Martian Surface: Composition, Mineralogy, and Physical Properties. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 636 p.
23. Benito G., Mediavilla F., Fernández M., Márquez A., Martínez J., Anguita F. Chasma Boreale, Mars: A Sapping and Outflow Channel with a Tectono-thermal Origin // *Icarus*, 1997. 129. P. 528–538.
24. Bennett M.R., Glasser N.F. Glacial geology: ice sheets and landforms. Second edition. Oxford: John Wiley & Sons Ltd., 2009. 385 p.
25. Bertaux J., Korablev O., Que E. SPICAM on Mars Express : Observing modes and overview of UV spectrometer data and scientific results // *Journal of Geophysical Research.*, 2006. 111. P. 1–40.
26. Bibring J.-P., Langevin Y., Gendrin A., Gondet B., Berthe M., Merchiorri R., Belluci G. Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations // *Science*, 2005. (80-.). 307. P. 1576–1581.
27. Bibring J.-P., Soufflot A., Berthe M., Langevin Y., Gondet B., Drossart P., Bouyé M., Combes M., Puget P., Semery A., Bellucci G., Formisano V., Moroz V., Kottsov V., Bonello G., Erard S., Forni O., Gendrin A., Manaud N., Poulet F., Poulleau G., Encrenaz T., Fouchet T., Melchiori R., Altieri F., Ignatiev N., Titov D., Zasova L., Coradini A., Capacionni F., Cerroni P., Fonti S., Mangold N., Pinet P., Schmitt B., Sotin C., Hauber E., Hoffmann H., Jaumann R., Keller U., Arvidson R., Mustard J., Forget F. OMEGA: Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite // *Mars Express: the scientific payload*, 2004a. P. 1–49.
28. Bibring J.P., Langevin Y., Poulet F., Gendrin A., Gondet B., Berthé M., Soufflot A., Drossart P., Combes M., Bellucci G., Moroz V., Mangold N., Schmitt B. & the OMEGA team. Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars // *Nature*, 2004b. 428. P. 627–630.
29. Boisson J., Heggy E., Clifford S.M., Frigeri A., Plaut J.J., Farrell W.M., Putzig N.E., Picardi G., Orosei R., Lognonné P., Gurnett D.A. Sounding the subsurface of Athabasca Valles using MARSIS radar data: Exploring the volcanic and fluvial hypotheses for the origin of the rafted plate terrain // *Journal of Geophysical Research. E Planets*, 2009. 114. P. 1–11.
30. Borg L., Drake M.J. A review of meteorite evidence for the timing of magmatism and of surface or near-surface liquid water on Mars // *Journal of Geophysical Research.*, 2005. 110, E12S03. P. 1–10.
31. Boynton W. V., Feldman W.C., Squyres S.W., Prettyman T.H., Brückner J., Evans L.G., Reedy R.C., Starr R., Arnold J.R., Drake D.M., Englert P.A.J., Metzger A.E., Mitrofanov I., Trombka J.I., d'Uston C., Wänke H., Gasnault O., Hamara D.K., Janes D.M., Marcialis R.L., Maurice S., Mikheeva I., Taylor G.J., Tokar R., Shinohara C. Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits // *Science*, 2002. (80-.). 297. P. 81–85.
32. Brothers T.C., Holt J.W., Spiga A. Planum Boreum basal unit topography, Mars: Irregularities and insights from SHARAD // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2015. 120. P. 1357–

1375.

33. Brown, A.J., Calvin, W.M., Murchie, S.L. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) north polar springtime recession mapping : First 3 Mars years of observations // *Journal of Geophysical Research.*, 2012. 117. P. 1–19.
34. Brown A.J., Piqueux S., Titus T.N. Interannual observations and quantification of summertime H₂O ice deposition on the Martian CO₂ ice south polar cap. // *Earth and Planetary Science Letters*, 2014. 406. P. 102–109.
35. Brusnikin E.S., Kreslavsky M.A., Zubarev A.E., Patratiy V.D., Krasilnikov S.S., Head J.W., Karachevtseva I.P. Topographic measurements of slope streaks on Mars // *Icarus*, 2016. 278. P. 52–61.
36. Budd W.F., Jenssen D., Smith N., Radok U. The north polar ice cap of Mars as a steady-state system // *Polarforschung*, 1986. 56. P. 43–63.
37. Burr D.M., Tanaka K.L., Yoshikawa K. Pingos on Earth and Mars // *Planetary and Space Science*, 2009. 57. P. 541–555.
38. Byrne S. The polar deposits of Mars // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2009. 37. P. 1–26.
39. Byrne S., Dundas C.M., Kennedy M.R., Mellon M.T., McEwen A.F., Cull S.C., Daubar I.J., Shean D.E., Seelos5, Scott K.D., Murchie L., Cantor B.A., Arvidson R.E., Edgett K.S., Reufer A., Thomas N., Harrison T.N., Posiolova L.V., Seelos F.P. Distribution of Mid-Latitude Ground. Ice on Mars from New Impact Craters // *Science*, 2009. (80-.). 325. P. 5–8.
40. Byrne S., Ingersoll A.P. A Sublimation Model for Martian South Polar Ice Features // *Science*, 2003. (80-.). 299. P. 1051–1054.
41. Byrne S., Murray B.C. North polar stratigraphy and the paleo-erg of Mars // *Journal of Geophysical Research.*, 2002. 107. P. 11-1-11-12.
42. Byrne S., Russell P.S., Fishbaugh K.E., Hansen C.J., Herkenhoff K.E., McEwen A.S., Team H. Explaining the Persistence of the Southern Residual Cap of Mars: HiRISE Data and Landscape Evolution Models // 39th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2008a. 39. 2252. 2 p.
43. Byrne S., Zuber M.T., Neumann G.A. Interannual and seasonal behavior of Martian residual ice-cap albedo // *Icarus*, 2008b. 56. P. 194–211.
44. Calvin W.M., Martin T.Z. Spatial variability in the seasonal south polar cap of Mars // *Journal of Geophysical Research.*, 1994. 99. P. 21143-21152.
45. Calvin W.M., Titus T.N. Summer season variability of the north residual cap of Mars as observed by the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (MGS-TES) // *Planetary and Space Science*, 2008. 56. P. 212–226.
46. Campbell B., Carter L., Phillips R., Plaut J., Putzig N., Safaeinili A., Seu R., Biccari D., Egan A., Orosei R. SHARAD radar sounding of the Vastitas Borealis Formation in Amazonis Planitia // *Journal of Geophysical Research.*, 2008. 113. P. 1–10.
47. Carr M.H. Water on Mars. New York : Oxford University Press. 1996. 226 p.
48. Chevrier V.F., Rivera-Valentin E.G. Formation of recurring slope lineae by liquid brines on present-day Mars // *Geophysical Research Letters*, 2012. 39. 21. 5 p.
49. Christen M., Kowalski J., Bartelt P. RAMMS : Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // *Cold Regions Science and Technology*, 2010. 63. P. 1–14.
50. Christensen P.R., Engle E., Anwar S., Dickenshied S., Noss D., Gorelick N., Weiss-Malik M.

JMARS - A Planetary GIS // American Geophysical Union, Fall Meet. 2009. Abstr. id.IN22A-06. 2 p.

51. Christensen P.R., Jakosky B.M., Kieffer H.H., Malin M.C., Mcsween H.Y., Nealson K., Mehall G.L., Silverman S.H., Ferry S., Caplinger M., Ravine M. The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey mission. // *Space Science Reviews*, 2004. 110, P. 85–130.
52. Clancy R.T., Grossman A.W., Wolff M.J., James P.B., Rudy D.J., Billawala Y.N., Sandor B.J., Lee S.W., Muhleman D.O. Water Vapor Saturation at Low Altitudes around Mars Aphelion: A Key to Mars Climate? // *Icarus*, 1996. 122. P. 36–62.
53. Clark B.R., Mullin R.P. Martian Glaciation and the Flow of Solid CO₂ // *Icarus*, 1976. 228. P. 215–228.
54. Clark R.N., Swayze G.A., Wise R.A., Livo K.E., Hoefen T.M., Kokaly R.F., Sutley S.J. USGS Digital Spectral Library splib06a // US Geological Survey, 2007. №. 231.
55. Clifford S.M. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars // *Journal of Geophysical Research*, 1993. 98. P. 10973–11016.
56. Clifford S.M. Polar basal melting on Mars // *Journal of Geophysical Research*, 1987. 92. P. 9135–9152.
57. Clifford S.M., Crisp D., Fisher, D.A., Benner D.C., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Champion J.-P., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Fally S., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Kleiner I., Lacombe N., Lafferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Miller C.E., Moazzen-Ahmadi N., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Predoi-Cross A., Rinsland C.P., Rotgerb M., Šimečková M., Smith M.A.H., Sung K., Tashkun S.A., Tennyson J., Toth R.A., Vandaele A.C., Vander Auwerak J. The state and future of Mars polar science and exploration // *Icarus*, 2000. 242. P. 210–242.
58. Clifford S.M., Parker T.J. The Evolution of the Martian Hydrosphere : Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains // *Icarus*, 2001. 154. P.40–79.
59. Costard F.M., Kargel J.S. Outwash Plains and Thermokarst on Mars // *Icarus*, 1995. 114. P. 93–112.
60. Craddock R.A., Howard A.D. The case for rainfall on a warm, wet early Mars // *Journal of Geophysical Research*, 2002. 107, P. 1–21.
61. Cushing G.E. Candidate cave entrances on Mars // *Journal of Cave and Karst Studies*, 2012. 74. №1 P. 33–47.
62. Cutts J.A., Lewis B.H. Models of climate cycles recorded in Martian polar layered deposits // *Icarus*, 1982. 50. P. 216–244.
63. Dade W.B., Huppert H.E. Long-runout rockfalls // *Geology*, 1998. 26. P. 803–806.
64. Demidov N.E., Demidov V.E., Gunar A.Y., Karaevskaya E.S., Krasilnikov S.S., Liebner S. Pingos on Spitsbergen and on Mars as astrobiological target // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019a. AB-15. P. 258–260.
65. Dickson J.L., Head J.W., Marchant D.R. Kilometer-thick ice accumulation and glaciation in the northern mid-latitudes of Mars: Evidence for crater-filling events in the Late Amazonian at the Phlegra Montes // *Earth and Planetary Science Letters*, 2010. 294. P. 332–342.
66. Dickson J.L., Head J.W., Marchant D.R. Late Amazonian glaciation at the dichotomy boundary on Mars : Evidence for glacial thickness maxima and multiple glacial phases // *Geology*, 2008.

36. P. 411–414.
67. Dundas C.M., McEwen A.S. An assessment of evidence for pingos on Mars using HiRISE. *Icarus*, 2010. 205. P. 244–258.
68. Dzurisin D., Blasius K.R. Topography of the polar layered deposits of Mars // *Journal of Geophysical Research*, 1975. 80. P. 3286–3306.
69. Evans S.G., Tutubalina O. V., Drobyshev V.N., Chernomorets S.S., McDougall S., Petrakov D.A., Hungr O. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002 // *Geomorphology*, 2009. 105. P. 314–321.
70. Ewing R.C., Peyret A.-P.B., Kocurek G., Bourke M. Dune field pattern formation and recent transporting winds in the Olympia Undae Dune Field, north polar region of Mars // *Journal of Geophysical Research*, 2010. 115. E08005. P. 1–25.
71. Fanale F.P., Salvail J.R. Quasi-periodic Atmosphere-Regolith-Cap CO₂ Redistribution in the Martian Past // *Icarus*, 1994. 111. P. 305–316.
72. Fastook J.L., Head J.W. Amazonian mid- to high-latitude glaciation on Mars: Supply-limited ice sources, ice accumulation patterns, and concentric crater fill glacial flow and ice sequestration // *Planetary and Space Science*, 2014. 91. P. 60–76.
73. Feldman W.C., Boynton W. V., Tokar R.L., Prettyman T.H., Gasnault O., Squyres S.W., Elphic R.C., Lawrence D.J., Lawson S.L., Maurice S., McKinney G.W., Moore K.R., Reedy R.C. Global distribution of neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey // *Science*, 2002. (80-.). 297. P. 75–78.
74. Fenton L.K., Herkenhoff K.E. Topography and Stratigraphy of the Northern Martian Polar Layered Deposits Using Photoclinometry, Stereogrammetry, and MOLA Altimetry // *Icarus*, 2000. 443, P. 433–443.
75. Fishbaugh K.E., Head J.W. Origin and characteristics of the Mars north polar basal unit and implications for polar geologic history // *Icarus*, 2005. 174. P. 444–474.
76. Fishbaugh K.E., Head J.W. Chasma Boreale, Mars: Topographic characterization from Mars Orbiter Laser Altimeter data and implications for mechanisms of formation // *Journal of Geophysical Research*, 2002. 107. 5013. P. 1–23.
77. Fishbaugh K.E., Poulet F., Chevrier V., Langevin Y., Bibring J.-P. On the origin of gypsum in the Mars north polar region // *Journal of Geophysical Research*, 2007. 112, 7002. P. 1–17.
78. Fisher D.A., Hecht M.H., Kounaves S.P., Catling D.C. A perchlorate brine lubricated deformable bed facilitating flow of the north polar cap of Mars: Possible mechanism for water table recharging // *Journal of Geophysical Research.: Planets*, 2010. 115. P. 1–12.
79. Forget F., Byrne S., Head J.W., Mischna M.A., Schörghofer N. Recent Climate Variations / Haberle R.M., Clancy R.T., Francois F., Smith M.D., NASA-Goddard Space Flight Center, Zurek, R.W., NASA-Jet Propulsion Laboratory, California // *The Atmosphere and Climate of Mars*. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. P. 497–525.
80. Forget F., Haberle R.M., Montmessin F., Levrard B., Head J.W. Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity // *Science*, 2006. (80-.). 311. P. 368–371.
81. Forget F., Hourdin F., Fournier R., Hourdin C., Talagrand O., Collins M., Lewis R.S., Read L.P., Huot J.-P. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km // *Journal of Geophysical Research*, 1999. 104. P. 24155–24175.
82. Forget F., Hourdin F., Talagrand O. CO₂ snowfall on Mars: simulation with a general circulation model // *Icarus*, 1998. 131. P. 302–316.

83. Foss F.J., Putzig N.E., Campbell B.A., Phillips R.J. 3D imaging of Mars' polar ice caps using orbital radar data // *The Leading Edge*, 2017. 36. P. 43–57.
84. Gardin E., Allemand P., Quantin C., Thollot P. Defrosting, dark flow features, and dune activity on Mars: Example in Russell crater // *Journal of Geophysical Research*, 2010. 115. 6016. P. 1–9.
85. Garvin J.B., Frawley J.J. Geometric properties of Martian impact craters: Preliminary results from the Mars Orbiter Laser Altimeter // *Geophysical Research Letters*, 1998. 25. P. 4405–4408.
86. Garvin J.B., Frawley J.J., Sakimoto S.E.H., Schnetzler C. Global geometric properties of martian impact craters: an assessment from mars orbiter laser altimeter (MOLA) digital elevation models // 34th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2003. 1619. P. 7–8.
87. Garvin J.B., Head J.W., Marchant D.R., Kreslavsky M.A. High-latitude cold-based glacial deposits on Mars : Multiple superposed drop moraines in a crater interior at 70° N latitude // *Meteoritics & Planetary Science*, 2006. 41. P. 1659–1674.
88. Garvin J.B., Sakimoto S.E.H., Frawley J.J., Schnetzler C.C., Wright H.M. Topographic Evidence for Geologically Recent Near-Polar Volcanism on Mars // *Icarus*, 2000. 145. P. 648–652.
89. Greve R. Scenarios for the formation of Chasma Boreale, Mars // *Icarus*, 2008. 196. P. 359–367.
90. Greve R., Klemann V., Wolf D. Ice flow and isostasy of the north polar cap of Mars // *Planetary and Space Science*, 2003. 51. P. 193–204.
91. Greve R., Mahajan R.A., Segschneider J., Grieger B. Evolution of the north-polar cap of Mars: a modelling study // *Planetary and Space Science*, 2004. 52. P. 775–787.
92. Grimm R.E., Harrison K.P., Stillman D.E. Water budgets of martian recurring slope lineae // *Icarus*, 2014. 233. P. 316–327.
93. Grindrod P.M., Balme M.R. Groundwater processes in Hebes Chasma, Mars // *Geophysical Research Letters*, 2010. 37. L13202. P. 1–5.
94. Guest J.E., Butterworth P.S., Greeley R. Geological observations in the Cydonia Region of Mars from Viking // *Journal of Geophysical Research*, 1977. 82. P. 4111–4120.
95. Gunn J. Extraterrestrial Caves: Mars images showing lava tubes (arrows) in a variety of volcanic landscapes. Viking Orbiter Camera Image; NASA / *Encyclopedia of Caves and Karst Science* // New York: Taylor & Francis, 2004. P. 766–774.
96. Guseva E.N., Ivanov M.A. Topographic configuration of coronae on Venus: supporting evidence for time-dependent styles of resurfacing // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. P. 327–329.
97. Haberle R., Murphy J., Schaeffer J. Orbital change experiments with a Mars general circulation model // *Icarus*, 2003. 161. P. 66–89.
98. Haberle R.M., Pollack J.B., Barnes J.R., Zurek R.W., Leovy C.B., Murphy J.R., Lee H., Schaeffer J. Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA Ames General Circulation Model: 1. The zonal-mean circulation // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 1993. 98. P. 3093–3123.
99. Haberle R.M., Tyler D., McKay C.P., Davis W.L. A model for the evolution of CO₂ on Mars // *Icarus*, 1994. 109. P. 102–20.

100. Hansen C.J., Byrne S., Portyankina G., Bourke M., Dundas C., McEwen A., Mellon M., Pommerol A., Thomas N. Observations of the northern seasonal polar cap on Mars : I . Spring sublimation activity and processe // *Icarus*, 2013. 225. P. 881–897.
101. Hansen C.P. Forest law compliance and enforcement: The case of on-farm timber extraction in Ghana // *Journal of Environmental Management*, 2011. 92. P. 575–586.
102. Hansen G., Giuranna M., Formisano V., Fonti S., Grassi D., Hirsh H., Ignatiev N., Maturilli A., Orleanski P., Piccioni G., Rataj M., Saggin B., Zasova L. PFS-MEX observation of ices in the residual south polar cap of Mars // *Planetary and Space Science*, 2005. 53. P. 1089–1095.
103. Hansen G.B. Spectral absorption of solid CO₂ from the ultraviolet to the far-infrared // *Advances in Space Research*, 1997. 20. P. 1613–1616.
104. Hartmann W.K. Martian cratering 8: Isochron refinement and the chronology of Mars // *Icarus*, 2005. 174. P. 294–320.
105. Hartmann W.K., Neukum G. Cratering chronology and the evolution of Mars / *Chronology and Evolution of Mars*. // Dordrecht: Springer, 2001. P. 165-194.
106. Head J.W. Mars: Evidence for geologically recent advance of the south polar cap // *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2001. 106. P. 10075–10085.
107. Head J.W., Hiesinger H., Ivanov M.A., Kreslavsky M.A., Pratt S., Thomson B.J. Possible Ancient Oceans on Mars : Evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter Data // *Science*, 2008. (80-.). 286. P. 2134–2137.
108. Head J.W., Kreslavsky M.A., Hiesinger H., Ivanov M.A., Pratt S., Seibert N., Smith E., Zuber T. Oceans in the past history of Mars: Tests for their presence using Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data // *Geophysical Research Letters*, 1998. 25. P. 4401–4404.
109. Head J.W., Marchant D.R. Cold-based mountain glaciers on Mars: Western Arsia Mons // *Geology*, 2003. 31. P. 641–644.
110. Head J.W., Marchant D.R., Dickson J.L., Kress A.M., Baker D.M. Northern mid-latitude glaciation in the Late Amazonian period of Mars : Criteria for the recognition of debris-covered glacier and valley glacier landsystem deposits // *Earth and Planetary Science Letters*, 2010. 294. P. 306–320.
111. Head J.W., Mustard J.F., Kreslavsky M.A., Milliken R.E., Marchant D.R. Recent ice ages on Mars // *Nature*, 2003. 426. P. 797–802.
112. Herkenhoff K.E., Byrne S., Russell P.S., Fishbaugh K.E., McEwen A.S. Meter-Scale Morphology of the North Polar Region of Mars // *Science*, 2007. (80-.). 317. P. 1711–1715.
113. Heyer T., Kreslavsky M., Hiesinger H., Reiss D., Bernhardt H., Jaumann R. Seasonal formation rates of martian slope streaks // *Icarus*, 2019. 323. P. 76–86.
114. Holt J.W., Safaeinili A., Plaut J.J., Head J.W., Phillips R.J., Seu R., Kempf S.D., Choudhary P., Young D.A., Putzig N.E., Biccari D., Gim Y. Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars // *Science*, 2008. (80-.). 322. P. 21–23.
115. Horgan B.H., Iii J.F.B., Dobrea E.Z.N., Cloutis E.A., Bailey D.T., Craig M.A., Roach L.H., Mustard J.F. Distribution of hydrated minerals in the north polar region of Mars // *Journal of Geophysical Research*, 2009. 114. P. 1–27.
116. Howard A.D. The role of eolian processes in forming surface features of the martian polar layered deposits // *Icarus*, 2000. 144. P. 267–288.
117. Hvidberg C.S. Relationship between topography and flow in the north polar cap on Mars // *Annals of Glaciology*, 2003. 37. P. 363–369.

118. Hvidberg C.S., Fishbaugh K.E., Winstrup M., Svensson A., Byrne S., Herkenhoff K.E. Reading the climate record of the martian polar layered deposits // *Icarus*, 2012. 221. P. 405–419.
119. Bell III J.F., Wolff M.J., Malin M.C., Calvin W.M., Cantor B.A., Caplinger M.A., Clancy R.T., Edgett K.S., Edwards L.J., Fahle J., Ghaemi F., Haberle R.M., Hale A., James P.B., Lee S.W., McConnochie T., Noe Dobrea E., Ravine M.A., Schaeffer D., Supulver K.D., Thomas P.C. Mars Reconnaissance Orbiter Mars Color Imager (MARCI): Instrument description, calibration, and performance // *Journal of Geophysical Research*, 2009. 114. P. 1–41.
120. Ivanov M.A., Erkeling G., Hiesinger H., Bernhardt H., Reiss D. Topography of the Deuteronilus contact on Mars: Evidence for an ancient water/mud ocean and long-wavelength topographic readjustments // *Planetary and Space Science*, 2017. 144. P. 49–70.
121. Jackson M.P.A., Adams J.B., Dooley T.P., Gillespie A.R., Montgomery D.R. Modeling the collapse of Hebes Chasma, Valles Marineris, Mars // *Geological Society of America Bulletin*, 2011. B30307, 32. P. 1596–1627.
122. Jakosky B.M., Haberle R.M. Year-to-Year instability of the Mars south polar cap // *Journal of Geophysical Research*, 1990. 95. P. 1359–1365.
123. Jaumann R., Neukum G., Behnke T., Duxbury T.C., Eichentopf K., Flohrer J. The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission // *Planetary and Space Science*, 2007. 55. P. 928–952.
124. Jones C.A. Planetary Magnetic Fields and Fluid Dynamos // *Annual Review of Fluid Mechanics*, 2011. 43. P. 583–614.
125. Kääb A., Leinss S., Gilbert A., Bühler Y., Gascoin S., Evans S.G., Bartelt P., Berthier E., Brun F., Chao W., Farinotti D., Gimbert F., Guo W., Huggel C., Kargel J.S., Leonard G.J., Tian L., Treichler D., Yao T. Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability // *Nature Geoscience*, 2018. 11. P. 114–120.
126. Kadish S.J., Barlow N.G., Head J.W. Latitude dependence of Martian pedestal craters: Evidence for a sublimation-driven formation mechanism // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2009. 114. P. 1–25.
127. Kadish S.J., Head J.W. Impacts into non-polar ice-rich paleodeposits on Mars: Excess ejecta craters, perched craters and pedestal craters as clues to Amazonian climate history // *Icarus*, 2011. 215. P. 34–46.
128. Kadish S.J., Head J.W., Barlow N.G. Pedestal crater heights on Mars: A proxy for the thicknesses of past, ice-rich, Amazonian deposits // *Icarus*, 2010. 210. P. 92–101.
129. Kass D.M., Yung Y.L. Loss of atmosphere from Mars due to solar wind-induced sputtering // *Science*, 1995. (80-.). 268. P. 697–699.
130. Kereszturi A., Möhlmann D., Berczi S., Horvath A., Sik A., Szathmary E. Possible role of brines in the darkening and flow-like features on the Martian polar dunes based on HiRISE images // *Planetary and Space Science*, 2011. 59. P. 1413–1427.
131. Kieffer H. H₂O grain size and the amount of dust in Mars' residual north polar cap // *Journal of Geophysical Research*, 1990. 95. P. 1481–1493.
132. Kieffer H.H., Chase S.A., Martin T.Z., Miner E.D., Don Palluconi F. Martian north pole summer temperatures: dirty water ice // *Science*, 1976. (80-.). 194. 1342. P. 1341–1344.
133. Kokaly R.F., Clark R.N., Swayze G.A., Livo K.E., Hoefen T.M., Pearson N.C., Wise R.A., Benzel W.M., Lowers H.A., Driscoll R.L., Klein A.J.. USGS Spectral Library Version 7, Data Series, 2017. № 1035.

134. Kolb E.J., Tanaka K.L. Geologic History of the Polar Regions of Mars Based on Mars Global Surveyor Data // *Icarus*, 2001. 154. P. 22–39.
135. Krasilnikov S.S. Morphometric characteristics of polygonal structure of Mars depending on surface morphology // 6th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2015. PS-45. P. 265–266.
136. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. H₂O ice layered deposits on the northern plain of Mars // International Symposium on Lunar и Planetary Science. Wuhan, China. 2016. P. 126–127.
137. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Measuring of thicknesses of remnant massifs of layered deposits at high northern latitudes of Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 2370. 2 p.
138. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zabalueva, E.V. Formation of long-distance water ice avalanches on Mars // *Planetary and Space Science*, 2020. 186. P. 1–10.
139. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Bühler Y., Zubarev A.E. Simulation of water ice glacial surges in north polar craters on Mars // 47th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2016. 1881. 2 p.
140. Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O., Evdokimova N.A. Composition of remnant massifs of the bright layered deposits around the north polar cap of Mars // 48th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2017. 2102. 2 p.
141. Krasilnikov S.S., Zarodnyuk A.V., Ivanov M.A., Kuzmin R.O. Measuring of volume and thicknesses of remnant massifs of layered deposits on Mars, using altimetry data and math approximation // 10th Moscow Solar System Symposium. IKI RAS, Moscow. 2019. PS-19. P. 296–298.
142. Kreslavsky M.A., Head J.W. Carbon dioxide glaciers on Mars : Products of recent low obliquity epochs (?) // *Icarus*, 2011. 216. P. 111–115.
143. Kreslavsky M.A., Head J.W. Slope streaks on Mars: A new “wet” mechanism // *Icarus*, 2009. 201. P. 517–527.
144. Kreslavsky M.A., Head J.W. Modification of impact craters in the northern plains of Mars: Implications for Amazonian climate history // *Meteoritics & Planetary Science*, 2006. 41. P. 1633–1646.
145. Kreslavsky M.A., Head J.W. Mars at very low obliquity: Atmospheric collapse and the fate of volatiles // *Geophysical Research Letters*, 2005. 32. P. 1–4.
146. Kreslavsky M.A., Head J.W. Fate of outflow channel effluents in the northern lowlands of Mars: The Vastitas Borealis Formation as a sublimation residue from frozen ponded bodies of water // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2002. 107. P. 4-1-4–25.
147. Kreslavsky M.A., Head L.W. Unusual glacial-like features in the high-arctic of Mars // 38th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2007. 1576. 2 p.
148. Kuzmin R.O., Zabalueva E.V., Evdokimova N.A., Christensen P.R. Mapping of the water ice content within the Martian surficial soil on the periphery of the retreating seasonal northern polar cap based on the TES and the OMEGA data // *Journal of Geophysical Research. E Planets*, 2012. 117. P. 1–11.
149. Langevin Y., Bibring J.-P., Gondet B. Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA / Mars Express // *Science*, 2005. (80-.). 307. P. 2003–2006.
150. Laskar J., Correia A.C.M., Gastineau M., Joutel F., Levrard B., Robutel P. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars // *Icarus*, 2004. 170. P. 343–364.

151. Leighton R.B., Murray B.C. Behavior of Carbon Dioxide and Other Volatiles on Mars // *Science*, 1966. (80-.). 153. P. 136–144.
152. Levrard B., Forget F., Montmessin F., Laskar J. Recent formation and evolution of northern Martian polar layered deposits as inferred from a Global Climate Model // *Journal of Geophysical Research*, 2007. 112. P. 1–18.
153. Levrard B., Forget F., Montmessin F., Laskar J. Recent ice-rich deposits formed at high latitudes on Mars by sublimation of unstable equatorial ice during low obliquity // *Nature*, 2004. 431. P. 1072–1075.
154. Levy J. Hydrological characteristics of recurrent slope lineae on Mars: Evidence for liquid flow through regolith and comparisons with Antarctic terrestrial analogs // *Icarus*, 2012. 219. P. 1–4.
155. Levy J., Head J., Marchant D. Thermal contraction crack polygons on Mars : classification , distribution , and climate implications from HiRISE observations // *Journal of Geophysical Research*, 2009. 114. P. 1–19.
156. Levy J., Head J.W., Marchant D.R. Concentric crater fill in the northern mid-latitudes of Mars: Formation processes and relationships to similar landforms of glacial origin // *Icarus*, 2010. 209. P. 390–404.
157. Lillis R.J., Robbins S., Manga M., Halekas J.S., Frey H. V. Time history of the Martian dynamo from crater magnetic field analysis. *Journal of Geophysical Research* // *Planets*, 2013. 118. P. 1488–1511.
158. Lucchitta B.K. Ice and debris in the Fretted Terrain, Mars // *Journal of Geophysical Research*, 1984. 89. P. 409–418.
159. Malin M.C., Bell J.F., Cantor B.A., Caplinger M.A., Calvin W.M., Clancy R.T., Edgett K.S., Edwards L., Haberle R.M., James P.B., Lee S.W., Ravine M.A., Thomas P.C., Wolff M.J. Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter // *Journal of Geophysical Research. E Planets*, 2007. 112. P. 1–25.
160. Malin M.C., Danielson G.E., Ingersoll A.P., Masursky H., Veverka J. Mars Observer Camera // *Journal of Geophysical Research*, 1992. 97. P. 7699–7718.
161. Malin M.C., Edgett K.S. Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera : Interplanetary cruise through primary mission // *Journal of Geophysical Research*, 2001. 106. P. 23429–23570.
162. Malin M.C., Edgett K.S. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars // *Science*, 2000. (80-.). 288. P. 2330–5.
163. Malin M.C., Edgett K.S. Oceans or seas in the Martian northern lowlands: High resolution imaging tests of proposed coastlines // *Geophysical Research Letters*, 1999. 26. P. 3049–3052.
164. Malin M.C., Edgett K.S., Posiolova L.V., McColley S.M., Noe Dobrea E.Z. Rate and Contemporary Gully // *Science*, 2006. (80-.). 314. P. 1573–1577.
165. Mangold N. High latitude patterned grounds on Mars : Classification , distribution and climatic control // *Icarus*, 2005. 174. P. 336–359.
166. Massé M., Bourgeois O., Le Mouélic S., Verpoorter C., Le Deit L., Bibring J.P. Martian polar and circum-polar sulfate-bearing deposits: Sublimation tills derived from the North Polar Cap // *Icarus*, 2010. 209. P. 434–451.
167. Masursky H. An overview of geological results from Mariner 9 // *Journal of Geophysical Research*, 1973. 78. P. 4009–4030.
168. Matsuo K., Heki K. Author's personal copy Seasonal and inter-annual changes of volume density of martian CO₂ snow from time – variable elevation and gravity // *Icarus*, 2009. 202. P.

90–94.

169. McEwena F.S., Banks M.E., Baugh N., Becker K., Boyd A., Bergstrom J.W., Beyer R.A., Bortolini E., Bridges N.T., Byrne S., Castalia B., Chuang F.C., Crumpler L.S., Daubar I., Davatzes A.K., Deardorff D.G., DeJong A., Delamere W.A., Noe Dobrea E., Dundas C.M., Eliason E.M., Espinoza Y., Fennema A., Fishbaugh K.E., Forrester T., Geissler P.E., Grant J.A., Griffes J.L., Grotzinger J.P., Gulick V.C., Hansen C.J., Herkenhoff K.E., Heyd R., Jaeger W.L., Jones D., Kanefsky B., Keszthelyi L., King R., Kirk R.L., Kolb K.J., Lasco J., Lefort A., Leis R., Lewis K.W., Martinez-Alonso S., Mattson S., McArthur G., Mellon M.T., Metz J.M., Milazzo M.P., Milliken R.E., Motazedian T., Okubo C.H., Ortiz A., Philippoff A.J., Plassmann J., Polit A., Russell P.S., Schaller C., Searls M.L., Spriggs T., Squyres S.W., Tarr S., Thomas N., Thomsone B.J., Tornabene L.L., Van Houten C., Verba C., Weitz C.M., Wrayn J.J. The High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) during MRO's Primary Science Phase (PSP) // *Icarus*, 2010. 205. P. 2–37.
170. McEwen A.S., Eliason E.M., Bergstrom J.W., Bridges N.T., Hansen C.J., Delamere W.A., Grant J.A., Gulick V.C., Herkenhoff K.E., Keszthelyi L., Kirk R.L., Mellon M.T., Squyres S.W., Thomas N., Weitz C.M. Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) // *Journal of Geophysical Research*, 2007. 112. P. 1–40.
171. McEwen A.S., Ojha L., Dundas C.M., Mattson S.S., Byrne S., Wray J.J., Cull S.C., Murchie S.L., Thomas N., Gulick V.C. Seasonal flows on warm Martian slopes // *Science*, 2011. (80-). 333. P. 740–743.
172. McGuire P.C., Bishop J.L., Brown A.J., Fraeman A.A., Marzo G.A., Frank Morgan M., Murchie S.L., Mustard J.F., Parente M., Pelkey S.M., Roush T.L., Seelos F.P., Smith M.D., Wendt L., Wolff M.J. An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data // *Planetary and Space Science*, 2009. 57. P. 809–815.
173. Mellon M.T., Jakosky B.M. The distribution and behavior of Martian ground ice during past and present epochs // *Journal of Geophysical Research*, 1995. 100. P. 11781–11799.
174. Michael G.G. Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting // *Icarus*, 2013. 226. P. 885–890.
175. Michael W.H., Tolson R.H., Mayo A.P., Blackshear W.T., Kelly G.M., Cain D.L., Brenkle J.P., Shapiro I.I., Reasenberg R.D., Goldstein R.B., Macneil P.E., Reasenberg R.D., Shapiro I.I., Boak T.I.S., Grossin M.D., Tang C.H. Viking lander location and spin axis of Mars: determination from radio tracking data // *Science*, 1976. (80-). 193. P. 803.
176. Milkovich S.M., Head J.W. Surface textures of Mars' north polar layered deposits: A framework for interpretation and future exploration // *The international journal of Mars science and exploration*, 2006. 2. P. 23–45.
177. Milkovich S.M., Head J.W., Neukum G. Stratigraphic analysis of the northern polar layered deposits of Mars: Implications for recent climate history // *Planetary and Space Science*, 2008. 56. P. 266–288.
178. Milliken R.E., Mustard J.F., Goldsby D.L. Viscous flow features on the surface of Mars: Observations from high-resolution Mars Orbiter Camera (MOC) images // *Journal of Geophysical Research*, 2003. 108. 11. P. 1–13.
179. Mischna M.A., Richardson M.I., Wilson R.J., McCleese D.J. On the orbital forcing of Martian water and CO₂ cycles: A general circulation model study with simplified volatile schemes // *Journal of Geophysical Research*, 2003. 108. 5062. P. 1–25.
180. Mitrofanov I., Anfimov D., Kozyrev A., Litvak M., Sanin A., Tret'yakov V., Krylov A., Shvetsov V., Boynton W., Shinohara C., Hamara D., Saunders R.S. Maps of subsurface

- hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey // *Science*, 2002. (80-). 297. P. 78–81.
181. Mitrofanov I.G., Litvak M.L., Varenikov A.B., Barmakov Y.N., Behar A., Bobrovnitsky Y.I., Bogolubov E.P., Boynton W.V., Harshman K., Kan E., Kozyrev A.S., Kuzmin R.O., Malakhov A.V., Mokrousov M.I., Ponomareva S.N., Ryzhkov V.I., Sanin A.B., Smirnov G.A., Shvetsov V.N., Timoshenko G.N., Tomilina T.M., Tret'yakov V.I., Vostrukhin A.A. Dynamic Albedo of Neutrons (DAN) Experiment Onboard NASA's Mars Science Laboratory // *Space Science Reviews*, 2012. 170. P. 559–582.
 182. Mitrofanov I.G., Zuber M.T., Litvak M.L., Demidov N.E., Sanin A.B., Boynton W. V., Gilichinsky D.A., Hamara D., Kozyrev A.S., Saunders R.D., Smith D.E., Tret'yakov V.I. Water ice permafrost on Mars: Layering structure and subsurface distribution according to HEND/Odyssey and MOLA/MGS data // *Geophysical Research Letters*, 2007. 34. P. 1–5.
 183. Möhlmann D., Kereszturi A. Viscous liquid film flow on dune slopes of Mars // *Icarus*, 2010. 207, P. 654–658.
 184. Morris E.C. Aureole deposits of the Martian volcano Olympus Mons. *Journal of Geophysical Research // Solid Earth*, 1982. 87. P. 1164–1178.
 185. Murchie S., Arvidson R., Bedini P., Beisser K., Bibring J., Bishop J., Boldt J., Cavender P., Choo T., Clancy R.T., Darlington E.H., Marais D. Des, Espiritu R., Fort D., Green R., Guinness E., Hayes J., Hash C., Heffernan K., Hemmler J., Heyler G., Humm D., Hutcheson J., Izenberg N., Lee R., Lees J., Lohr D., Malaret E., Martin T., McGovern J. A., McGuire P., Morris R., Mustard J., Pelkey S., Rhodes E., Robinson M., Roush T., Schaefer E., Seagrave G., Seelos F., Silverglate P., Slavney S., Smith M., Shyong W.-J., Strohhahn K., Taylor H., Thompson P., Tossman B., Wirzbürger M., Wolff M. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) // *Journal of Geophysical Research*, 2007. 112. P. 1–57.
 186. Murray B., Koutnik M., Byrne S., Soderblom L., Herkenhoff K., Tanaka K.L. Preliminary Geological Assessment of the Northern Edge of Ultimi Lobe, Mars South Polar Layered Deposits // *Icarus*, 2001. 154. P. 80–97.
 187. Murray B.C., Soderblom L.A., Cutts J.A., Sharp R.P., Milton D.J., Leighton R.B. Geological framework of the south polar region of Mars // *Icarus*, 1972. 17. P. 328–345.
 188. Mustard J.F., Cooper C.D., Rifkin M.K. Evidence for recent climate change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice // *Nature*, 2001. 412. P. 411–414.
 189. Navarro T., Madeleine J.B., Forget F., Spiga A., Millour E., Montmessin F., Määttänen A. Global climate modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and radiatively active water ice clouds // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2014. 119. P. 1479–1495.
 190. Nemchin A.A., Humayun M., Whitehouse M.J., Hewins R.H., Lorand J.-P., Kennedy A., Grange M., Zanda B., Fieni C., Deldicque D. Record of the ancient martian hydrosphere and atmosphere preserved in zircon from a martian meteorite // *Nature Geoscience*, 2014. 7. P. 638–642.
 191. Nerozzi S., Holt J.W. Earliest accumulation history of the north polar layered deposits, Mars from SHARAD // *Icarus*, 2018. 308. P. 128–137.
 192. Neukum G., Ivanov B.A., Hartmann W.K. Cratering records in the inner Solar system in relation to the Lunar reference system / *Chronology and Evolution of Mars* // Dordrecht: Springer, 2001. P. 55–86.
 193. Newman C.E., Lewis S.R., Read P.L. The atmospheric circulation and dust activity in different

orbital epochs on Mars // *Icarus*, 2005. 174. P. 135–160.

194. Nielsen E. Mars Express and MARSIS // *Space Science Reviews*, 2004. 111. P. 245–262.
195. Ody A., Poulet F., Langevin Y., Bibring J.-P., Bellucci G., Altieri F., Gondet B., Vincendon M., Carter J., Manaud N. Global maps of anhydrous minerals at the surface of Mars from OMEGA/MEx // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2012. 117. P. 1–11.
196. Ojha L., McEwen A., Dundas C., Byrne S., Mattson S., Wray J., Masse M., Schaefer E. HiRISE observations of Recurring Slope Lineae (RSL) during southern summer on Mars // *Icarus*, 2014. 231. P. 365–376.
197. Ojha L., Wilhelm M.B., Murchie S.L., McEwen A.S., Wray J.J., Hanley J., Massé M., Chojnacki M. Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars // *Nature Geoscience*, 2015. 8. P. 829–832.
198. Ojha L., Wray J.J., Murchie S.L., McEwen A.S., Wolff M.J., Karunatillake S. Spectral constraints on the formation mechanism of recurring slope lineae // *Geophysical Research Letters*, 2013. 40. P. 5621–5626.
199. Paige D.A., Bachman J.E., Keegan K.D. Thermal and albedo mapping of the polar regions of Mars using Viking thermal mapper observations: 1. North polar region // *Journal of Geophysical Research*, 1994. 99. P. 25959–25991.
200. Parker T.J., Gorsline D.S., Saunders R.S., Pieri D.C., Schneeberger D.M. Coastal geomorphology of the Martian northern plains // *Journal of Geophysical Research*, 1993. 98. P. 11061–11078.
201. Parker T.J., Saunders R.S. Origin of northern lowland plains: Constraints from boundary morphology // 19th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA., 1988. P. 100–102.
202. Pelkey S.M., Mustard J.F., Murchie S., Clancy R.T., Wolff M., Smith M., Milliken R.E., Bibring J.P., Gendrin A., Poulet F., Langevin Y., Gondet B. CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance // *Journal of Geophysical Research. E Planets*, 2007. 112. P. 1–18.
203. Pepin R.O. Evolution of the Martian Atmosphere // *Icarus*, 1994. 111. P. 289–304.
204. Phillips R.J., Davis B.J., Tanaka K.L., Byrne S., Mellon M.T., Putzig N.E., Haberle R.M., Kahre M.A., Campbell B.A., Carter L.M., Smith I.B., Holt J.W., Smrekar S.E., Nunes D.C., Plaut J.J., Egan A.F., Titus T.N., Seu R. Massive CO₂ Ice Deposits Sequestered in the South Polar Layered Deposits of Mars // *Science*, 2011. (80-.). 332. P. 838–841.
205. Phillips R.J., Zuber M.T., Smrekar S.E., Mellon M.T., Head J.W., Tanaka K.L., Putzig N.E., Milkovich S.M., Campbell B.A., Plaut J.J., Safaeinili A., Seu R., Biccari D., Carter L.M., Picardi G., Orosei R., Mohit P.S., Heggy E., Zurek R.W., Egan A.F., Giacomoni E., Russo F., Cutigni M., Pettinelli E., Holt J.W., Leuschen C.J., Marinangeli L. Mars north polar deposits: stratigraphy, age, and geodynamical response // *Science*, 2008. (80-.). 320. P. 1182–1185.
206. Picardi G., Biccari D., Seu R., Plaut J., Johnson W.T.K., Jordan R.L., Safaeinili A., Gurnett D.A. MARSIS: Mars Advanced Radar for Subsurface and ionosphere sounding // *Mars Express: The Scientific Payload*, 1996. SP-1240. P. 51–69.
207. Pierce T.L., Crown D.A. Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern Hellas region, Mars // *Icarus*, 2003. 163. P. 46–65.
208. Piqueux S., Christensen P.R. Deposition of CO₂ and erosion of the Martian south perennial cap between 1972 and 2004: Implications for current climate change // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2008. 113. P. 1–14.

209. Pollack J.B., Kasting J.F., Richardson S.M., Poliakov K. The case for a wet, warm climate on early Mars // *Icarus*, 1987. 71. P. 203–224.
210. Prettyman T.H., Feldman W.C., Mellon M.T., McKinney G.W., Boynton W. V., Karantoulas S., Lawrence D.J., Maurice S., Metzger A.E., Murphy J.R., Squyres S.W., Starr R.D., Tokar R.L. Composition and structure of the Martian surface at high southern latitudes from neutron spectroscopy // *Journal of Geophysical Research. E Planets*, 2004. 109. P. 1–28.
211. Putzig N.E., Phillips R.J., Campbell B.A., Holt J.W., Plaut J.J., Carter L.M., Egan A.F., Bernardini F., Safaeinili A., Seu R. Subsurface structure of Planum Boreum from Mars Reconnaissance Orbiter Shallow Radar soundings // *Icarus*, 2009. 204. P. 443–457.
212. Putzig N.E., Smith I.B., Perry M.R., Foss F.J., Campbell B.A., Phillips R.J., Seu R. Three-dimensional radar imaging of structures and craters in the Martian polar caps // *Icarus*, 2018. 308. P. 138–147.
213. Rafkin S.C.R., Haberle R.M., Michaels T.I. The Mars Regional Atmospheric Modeling System: Model Description and Selected Simulations // *Icarus*, 2001. 151. P. 228–256.
214. Read P.L., Lewis S.R. The Martian climate revisited: atmosphere and environment of a desert planet // Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004. 326 p.
215. Rivoldini A., Van Hoolst T., Verhoeven O., Mocquet A., Dehant V. Geodesy constraints on the interior structure and composition of Mars // *Icarus*, 2011. 213. P. 451–472.
216. Rodriguez J.A.P. Recent aeolian erosion and deposition in the north polar plateau of Mars // *Mars Journal*, 2007. J. 3, P. 29–41.
217. Rothman L.S., Gordon I.E., Barbe A., Benner D.C., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Champion J.-P., Chance K., Coudert L.H., Dana V., DevicS.Fallyk1J.-M.Flaud V.M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Kleiner I., Lacombe N., Lafferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Miller C.E., Moazzen-Ahmadi N., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Predoi-Cross A., Rinslandt C.P., Rotgerb M., Šimečková M., Smith M.A.H., Sung K., Tashkun S.A., Tennyson J., Toth R.A., Vandaele A.C., Vander Auwerak J. The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database // *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 2009. 110. P. 533–572.
218. Scheidegger A.E. Physical aspects of natural catastrophes / *Earthquake Engineering & Structural Dynamics* // London: Elsevier, 1976. 289 p.
219. Schorghofer N. Dynamics of ice ages on Mars // *Nature*, 2007. 449. P. 192–194.
220. Schultz P.H., Mustard J.F. Impact melts and glasses on Mars // *Journal of Geophysical Research*, 2004. 109. E01001. P. 1–23.
221. Seibert N.M., Kargel J.S. Small-scale martian polygonal terrain: implications for liquid surface water // *Geophysical Research Letters*, 2001. 28. P. 899–902.
222. Seu R., Phillips R.J., Biccari D., Orosei R., Masdea A., Picardi G., Safaeinili A., Campbell B.A., Plaut J.J., Marinangeli L., Smrekar S.E., Nunes D.C. SHARAD sounding radar on the Mars Reconnaissance Orbiter // *Journal of Geophysical Research*, 2007. 112. P. 1–18.
223. Shean D.E., Head J.W., Marchant D.R. Origin and evolution of a cold-based tropical mountain glacier on Mars: The Pavonis Mons fan-shaped deposit // *Journal of Geophysical Research*, 2005. 110. P. 1–35.
224. Smith E., Zuber M.T., Frey V., Garvin J.B., Head J.W., Muhleman D.O., Pettengill G.H., Phillips R.J., Solomon S.C., Zwally H.J., Banerdt W.B., Duxbury T.C., Golombek M.P., Lemoine F.G., Neumann G.A., Rowlands D.D., Aharonson O., Ford P.G., Ivanov A.B., Johnson C.L., McGovern P.J., Abshire J.B., Afzal R.S., Sun X. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars // *Journal of Geophysical*

Research, 2001. 106. P. 689–722.

225. Smith I.B., Phillips R.J., Holt J.W., Phillips R.J. An ice age recorded in the polar deposits of Mars // *Science*, 2016. (80-.). 352. P. 1075–1078.
226. Smith P.H., Tamppari L.K., Arvidson R.E., Bass D., Blaney D., Boynton W.V., Carswell A., D.C. Catling, Clark B.C., Duck T., DeJong E., Fisher D., Goetz W., Gunnlaugsson H.P., Hecht M.H., Hipkin V., Hoffman J., Hviid S.F., Keller H.U., Kounaves S.P., Lange C.F., Lemmon M.T., Madsen M.B., Markiewicz W.J., Marshall J., McKay C.P., Mellon M.T., Ming D.W., Morris R.V., Pike W.T., Renno N., Staufer U., Stoker C., Taylor P., Whiteway J.A., Zent A.P. H₂O at the Phoenix landing site // *Science*, 2009. (80-.). 325. P. 58–61.
227. Soare R.J., Conway S.J., Dohm J.M. Possible ice-wedge polygons and recent landscape modification by “wet” periglacial processes in and around the Argyre impact basin, Mars // *Icarus*, 2014. 233. P. 214–228.
228. Sori M.M., Bapst J., Becerra P., Byrne S. Islands of ice on Mars and Pluto // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2019. 124. P. 2522–2542.
229. Squyres S.W. Martian fretted terrain: Flow of erosional debris // *Icarus*, 1978. 34. P. 600–613.
230. Squyres S.W., Carr M.H. Geomorphic evidence for the distribution of ground ice on Mars // *Science*, 1986. (80-.). 231. P. 249–252.
231. Squyres S.W., Kasting J.F. Early mars: How warm and how wet? // *Science*, 1994. (80-.). 265. P. 744–749.
232. Stillman D.E., Michaels T.I., Grimm R.E., Harrison K.P. New observations of martian southern mid-latitude recurring slope lineae (RSL) imply formation by freshwater subsurface flows // *Icarus*, 2014. 233. P. 328–341.
233. Stooke P. The international atlas of Mars exploration // Cambridge: Cambridge University Press, 2016. 444 p.
234. Stuurman C.M., Osinski G.R., Holt J.W., Levy J.S., Brothers T.C., Kerrigan M., Campbell B.A. SHARAD detection and characterization of subsurface water ice deposits in Utopia Planitia, Mars // *Geophysical Research Letters*, 2016. 43. P. 9484–9491.
235. Tanaka K.L., Fortezzo C.M. Geologic Map of the North Polar Region of Mars: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3177, pamphlet 11 p., 1 sheet, scale 1:2 000 000. Natl. Aeronaut. Sp. Adm., 2012.
236. Tanaka K.L., Rodriguez J.A.P., Skinner J.A., Bourke M.C., Fortezzo C.M., Herkenhoff K.E., Kolb E.J., Okubo C.H. North polar region of Mars: Advances in stratigraphy, structure, and erosional modification // *Icarus*, 2008. 196. P. 318–358.
237. Tanaka K.L., Scott D.H. Geologic map of the polar regions of Mars. U.S. Geol. Survey Misc. Invest. Ser. Map I-1802-C. U.S. Geol. Surv., Reston, VI., IMAP., 1987. <https://doi.org/10.3133/i1802C>
238. Tanaka K.L., Skinner J.A., Hare T.M. Geologic Map of the Northern Plains of Mars, 2005.
239. Thomas P.C., James P.B., Calvin W.M., Haberle R., Malin M.C. Residual south polar cap of Mars: Stratigraphy, history, and implications of recent changes // *Icarus*, 2009. 203. P. 352–375.
240. Titus T.N., Kieffer H.H., Christensen P.R. Exposed water ice discovered near the south pole of Mars // *Science*, 2003. (80-.). 299. P. 1048–1051.
241. Tokano T. Spatial inhomogeneity of the martian subsurface water distribution: implication from a global water cycle model // *Icarus*, 2003. 164. P. 50–78.

242. Tokar R.L., Elphic R.C., Feldman W.C., Funsten H.O., Moore K.R., Prettyman T.H., Wiens R.C. Mars odyssey neutron sensing of the south residual polar cap // *Geophysical Research Letters*, 2003. 30. P. 3–6.
243. Vincendon M., Pilorget C., Carter J., Stcherbinine A. Observational evidence for a dry dust-wind origin of Mars seasonal dark flows // *Icarus*, 2019. 325. P. 115–127.
244. Viviano-Beck C.E., Seelos F.P., Murchie S.L., Kahn E.G., Seelos K.D., Morgan M.F. Revised CRISM spectral parameters and summary products based on the currently detected mineral diversity on Mars // *Journal of Geophysical Research. Planets*, 2014. 119. P. 1403–1431.
245. Ward W.R. Periodic insolation variations on Mars // *Science*, 1973. (80-.). 180. P. 638–40.
246. Warner N.H., Farmer J.D. Importance of aeolian processes in the origin of the north polar chasmata, Mars // *Icarus*, 2008. 196. P. 368–384.
247. Watters T.R., Leuschen C.J., Plaut J.J., Picardi G., Safaeinili A., Clifford S.M., Farrell W.M., Ivanov A.B., Phillips R.J., Stofan E.R. MARSIS radar sounder evidence of buried basins in the northern lowlands of Mars // *Nature*, 2006. 444. P. 905–908.
248. Werner S.C. The global martian volcanic evolutionary history. *Icarus*, 2009. 201. P. 44–68.
249. Williams J.-P., Nimmo F. Thermal evolution of the Martian core: Implications for an early dynamo // *Geology*, 2004. 32. P. 97–100.
250. Winebrenner D.P., Koutnik M.R., Waddington E.D., Pathare A. V., Murray B.C., Byrne S., Bamber J.L. Evidence for ice flow prior to trough formation in the martian north polar layered deposits // *Icarus*, 2008. 195. P. 90–105.
251. Wordsworth R., Forget F., Millour E., Head J.W., Madeleine J.B., Charnay B. Global modelling of the early martian climate under a denser CO₂ atmosphere: Water cycle and ice evolution // *Icarus*, 2013. 222. P. 1–19.
252. Wrobel K.E., Schultz P.H. Effect of planetary rotation on distal tektite deposition on Mars // *Journal of Geophysical Research*, 2004. 109. E05005. P. 1–8.
253. Zabalueva E.V., Krasilnikov S.S., Kuzmin R.O. Graph-analytical method in ice avalanche streams modeling on Mars // 50th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, USA. 2019. 1818. 2 p.
254. Zabrusky K., Andrews-Hanna J.C., Wiseman S.M. Reconstructing the distribution and depositional history of the sedimentary deposits of Arabia Terra, Mars // *Icarus*, 2012. 220. P. 311–330.
255. Zubarev A.E., Nadezhdina I.E., Kozlova N.A., Brusnikin E.S., Karachevtseva I.P. Special software for planetary image processing and research // *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2016. P. 529–536.
256. Zuber M.T., Smith D.E., Solomon S.C., Abshire J.B., Afzal R.S., Aharonson O., Fishbaugh K., Ford P.G., Frey H.V., Garvin J.B., Head J.W., Ivanov A.B., Johnson C.L., Muhleman D.O., Neumann G.A., Pettengill G.H., Phillips R.J., Sun X., Zwally H.J., Banerdt W.B., Duxbury T.C. Observations of the north polar region of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter // *Science*, 1998. (80-.). 282. P. 2053–2060.
257. Zurek R.W., Barnes J.R., Haberle R.M., Pollack J.B., Tillman J.E., Leovy C.B. Dynamics of the atmosphere of Mars // *Mars*, 1992. P. 835-933.
258. Zurek R.W., Smrekar S.E. An overview of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) science mission // *Journal of Geophysical Research*, 2007. 112. P. 1–22.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение 1. Используемые сокращения

Сокращение	Страницы (описание)	Описание
Общие		
УФ	12	Ультрафиолетовый диапазон с длиной волны от 0.2 – 0.4 мкм.
ВИ (VIS)	12	Видимая часть спектра с длиной волны от 0.4 – 0.75 мкм.
ИК (IR)	12	Инфракрасная часть спектра разделяется на ближнее инфракрасное излучение (0.75 – 1.5 мкм), среднее (1.5 – 5.6 мкм) и дальнее (5.6 – 100 мкм).
КА	12	Космический аппарат.
ЦМР	14	Цифровая модель рельефа.
Ls	20	Solar longitude - ареоцентрическая долгота Солнца или солнечная долгота.
VS	99	Voellmy-Salm – стандартный подход для моделирования движения лавины включающий параметры объема и скорости потока.
RKE	99	Random kinetic energy – подход для расчета движения лавин при помощи случайной кинетической энергии.
Топографические сокращения и геологические подразделения		
PB	27	Planum Boreum – северное плато, расположенное на северном полюсе под отложениями древней полярной шапки BU и отложениями современной полярной шапки NPLD.
PLD	27	Polar Layered Deposits – слоистые отложения полярной шапки.
NPLD	27	North Polar Layered Deposits – слоистые отложения северной полярной шапки.
SPLD	26, 27	South Polar Layered Deposits – слоистые отложения южной полярной шапки.
BU	27, 75	Basal Unit – ледосодержащие отложения древней полярной шапки.
VBF	27, 28	Vastitas Borealis Formation – Великая Северная равнина. Равнина, окружающая северную полярную шапку, доходящая до ~30° с.ш.
RSL	25	Recurring slope lineae – потоковые склоновые полосы, проявление линейной эрозии.

LDA	88	Lobate debris aprons – лопастевидные шлейфы обломочного материала (Baker и др., 2010; Head и др., 2010; Pierce и Crown, 2003).
VFF	88	Viscous flow features – структуры вязкопластического течения (Milliken и др., 2003).
TMG	88	Tropical mountain glaciers – тропические ледники (Head и Marchant, 2003; Shean и др., 2005).
LVF	88	Lineated valley fill – аналоги срединных морен (Lucchitta, 1984; Squyres, 1978; Squyres и Carr, 1986).
CCF	88	Concentric crater fill – кратеры с отложениями концентрической формы (Carr, 1996; Dickson и др., 2010; Fastook и Head, 2014; Kreslavsky и Head, 2006; Levy и др., 2010).
LMLR	91	Lobate moraine-like ridges – лопастевидные конечные мореноподобные гряды (Krasilnikov и др., 2016).
CMLR	91	Concentric moraine-like ridges – концентрические конечные мореноподобные гряды (Krasilnikov и др., 2016).

Основные спектральные индексы

BD1500	55 – 57	Твердый H ₂ O или водяной пар в атмосфере по полосе поглощения 1.5 мкм.
OLINDEX	54, 56, 61	Оливин по полосе поглощения 1 мкм.
LCPINDEX	54, 56, 61	Низко-кальциевый пироксен по полосе поглощения 0.9 и 1.8 мкм.
LCP		
HCPINDEX	54, 60	Высококальциевый пироксен по полосе поглощения 1.05 и 2.3 мкм.
HCP		
SINDEX	55, 58	Гидратированные сульфаты (моно- и полигидратированные) по полосе поглощения 2.1 мкм и 2.4 мкм.

Космические агентства, лаборатории и т.д.

NASA	11	National Aeronautics and Space Administration – национальное управление по авиации и исследованию космического пространства, Соединенные Штаты Америки.
ESA	12	European Space Agency - Европейское космическое агентство.
ASI	18	Agenzia Spaziale Italiana – итальянское космическое агентство.
JPL	12	The Jet Propulsion Laboratory – Лаборатория реактивного движения NASA, Пасадина, Калифорния, США.

MSSS	15	Malin Space Science Systems, Сан-Диего, Калифорния, США. Разработка и управление камерой МОС и СТХ.
CIT	15	California Institute of Technology – Калифорнийский технологический институт, Пасадина, Калифорния, США. Разработка и управление камерой МОС.
MARCI	15	MRO Mars Color Imager team. Разработка и управление камерой MARCI и СТХ.
UA	15	University of Arizona, Тусон, Аризона, США. Руководство разработкой, информационное обеспечение и обработка поступающей информации камеры HiRISE.
LPL	15	Lunar and Planetary Laboratory на базе университета UA, Тусон, Аризона, США. Руководство разработкой, информационное обеспечение и обработка поступающей информации камеры HiRISE.
ASU	16	Arizona State University, Финикс, Аризона, США. Руководство разработкой, информационное обеспечение и обработка поступающей информации камеры HiRISE.
USGS	19	United States Geological Survey – Геологическая служба США.
ML	19	The Bruce Murray Laboratory for Planetary Visualization, Пасадина, Калифорния, США. Обработка данных СТХ. Составление глобальной мозаики по данным СТХ с разрешением 6 м/пикс.

Спутники и камеры

MGS	11	Mars Global Surveyor (Albee и др., 2001). Спутник под управление космического агентства NASA и JPL, осуществлявший съемку поверхности в 1996 – 2006 году.
МОС	11, 13	Mars Orbiter Camera (Malin и Edgett, 2001). Панхроматическая узкоугольная камера с разрешением до 1.5 м/пикс и две картирующие широкоугольные камеры с разрешением от 0.23 до 7.5 км/пикс.
MOLA	11, 14	Mars Orbiter Laser Altimeter (Smith и др., 2001). Альтиметр для построения мелкомасштабных ЦМР с разрешением 500 м/пикс.
TES	11	Thermal Emission Spectrometer.
MAG/ER	11	Магнитометр и электронный рефлектметр.
MEX	12	Mars Express – миссия ESA, стартовавшая в 2003 году.
HRSC	12	High Resolution Stereo Camera – мультиспектральная зональная стерео камера (Jaumann и др., 2007).

MARSIS	12	Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding – радиолокатор, разработанный и обслуживавшийся NASA и ASI.
Beagle-2	12	Посадочный аппарат доставленный к Марсу КА MEX.
OMEGA	6, 17	Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite – картирующий спектрометр (Bibring и др., 2004a).
SPICAM	12	Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars (Bertaux и др., 2006), работающий в инфракрасном (ИК) (1.1 - 1.7 мкм) и ультрафиолетовом (УФ) (0.118 - 0.32 мкм) диапазоне для анализа состава атмосферы.
MRO	12	Mars Reconnaissance Orbiter действующая миссия, находящаяся под управлением JPL и NASA (Zurek и Smrekar, 2007).
HiRISE	12	High Resolution Imaging Science Experiment - камера ВИ и ближнего ИК диапазона (McEwen и др., 2007).
CTX	12	Context Camera – панхроматическая камера (Malin и др., 2007) под управлением MSSS и MARCI.
MARCI	12	Mars Color Imager – широкоугольная камера (Iii и др., 2009).
CRISM	12	Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars – спектрометр видимого и ближнего инфракрасного излучения (Murchie и др., 2007).
MSP	17	Multispectral Survey. Нецелевой режим спектрометра CRISM с разрешением 200 м/пикс.
MSW	17	Multispectral Window. Нецелевой режим спектрометра CRISM с разрешением 100 м/пикс.
FRT	17	Full Resolution Targeted. Целевые гиперспектральные снимки CRISM полного разрешения 20 м/пикс.
HRL	17	Half-Resolution Long. Целевые гиперспектральные снимки CRISM с половиной разрешения 40 м/пикс.
HRS	18	Short. Целевые гиперспектральные снимки CRISM с фрагментарным разрешением.
SHARAD	12, 18	Shallow Radar – радиолокатор (Seu и др., 2007).
MO	12	Mars Odyssey – действующий орбитальный аппарат NASA, выведенный на орбиту в 2001 году.
THERMIS	12	Thermal Emission Imaging System – мультиспектральная камера THEMIS (Christensen и др., 2004).
GRS	12	Гамма-лучевой спектрометр, состоящий из гамма-спектрометра GRS, нейтронного спектрометра NS и детектора нейтронов высоких энергий HEND.

HEND	12, 69	High Energy Neutron Detector (HEND) – детектор нейтронов высоких энергий (Mitrofanov и др., 2007).
Curiosity	69	Марсоход, осуществляющий работу на поверхности с 2012 года.
DAN	69	Dynamic Albedo of Neutrons (Mitrofanov и др., 2012).
Программы		
HiView	18	Программа для обработки и анализа изображений HiRISE (uahirise.org)
ArcGIS	19	Семейство геоинформационных программных продуктов американской компании ESRI (desktop.arcgis.com)
JMARS	19	Геоинформационная система для обработки и анализа марсианских данных ДЗ (jmars.asu.edu) (Christensen и др., 2009).
ENVI	19	Exelis Visual Information Solutions – программный продукт для визуализации и обработки данных ДЗ.
ISIS 3	20	Integrated Software for Imagers and Spectrometers – система обработки данных космических аппаратов. Программа разработана USGS для NASA.

Приложение 2. Методика дешифрирования и дешифровочные признаки

Объекты исследования	Используемые данные	Методика дешифрирования и дешифровочные признаки
Ледяные массивы, отложения полярной шапки	МОС	Анализ снимков. Белые отложения светлого тона.
	CTX	Анализ снимков. Границы распространения светлых отложений, выявление структурной слоистости, разделение покрова из твердой фазы H ₂ O на ледяную составляющую (со структурной слоистостью) и на отложения изморози (пористая мелкодисперсная структура). Получение ЦМР высокого разрешения при помощи фотограмметрии. Картографирование.
	HiRISE	Анализ снимков. Структура ледяного покрова и покрова изморози. Использование ЦМР на базе стереопары съемочной системы.
	THEMIS ВИ	Анализ снимков. Границы распространения светлых отложений. Картографирование.
	THEMIS ИК	Анализ снимков. Твердая фаза H ₂ O имеет наименьшее тепловое излучение, поэтому на снимках получает темный оттенок. Чем темнее тон, тем концентрация изморози/льда больше. Преобразование инфракрасных снимков в тепловые, определение температуры поверхности. Картографирование.
	OMEGA	Анализ спектральных данных. Составление мозаики снимков по индексу поглощения льда. Изучение альбедо поверхности.
	CRISM	Анализ спектральных данных. Изучение спектральных образов различных участков поверхности. Изучение линий поглощения различных участков поверхности. Составление мозаики снимков по полосе поглощения льда. Границы распространения ледяных массивов и покрова изморози.
	MOLA	Изучение данных альтиметрии. Построение гипсометрических карт. Морфометрический анализ, профилирование. Определение мощности и объемов ледяных массивов.
Формы рельефа, связанные с предыдущими климатическими эпохами (лопастевидные морены, CCF, MLR и т.п.)	CTX, HiRISE, THEMIS	Анализ снимков. Морфометрический анализ, картографирование. Построение ЦМР на базе снимков CTX.
	MOLA	Изучение данных альтиметрии. Построение гипсометрических карт. Морфометрический анализ, профилирование.

Приложение 3. Снимки и данные, использованные в работе

Номер снимка	Ширина	Долгота, в.д.	Проекция	Тип съемочной системы	Параметры снимка	Разрешение, м/пикс	Объект	Номер иллюстрации
Мозаика снимков MOLA	90	0	Полярная стереографическая	MOLA	ЦМР	460	Гипсометрия и номенклатура северной полярной области	1.4.2_1
Мозаика снимков MARCI	90	0	Полярная стереографическая	MARCI	ВИ RGB	1000	Северная полярная шапка	1.4.2_2
Мозаика снимков MOLA	90	0	Полярная стереографическая	MOLA	ЦМР	460	Границы распространения льда в северной полярной области	2.1_1
G23_027375_2787	81.3	245.8	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа А1	2.1_2. А1
B22_018030_2622	82.2	290.7	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа А2	2.1_2. А2
Мозаика снимков CTX от USGS	79	50	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	24	Краевая зона полярной шапки. Останцы типа Б1 и Б2.	2.1_3
P22_009537_2612 P21_009392_2605	80.4	320.9	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа Б1	2.1_4. Б1
G23_027293_2813 P21_009273_2602	78.6	331.7	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа Б2	2.1_4. Б2
P01_001506_2600	78.1	347.8	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа Б4	2.1_4. Б4
P22_009577_2604	78.4	311.7	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа Б5	2.1_4. Б5

B21_017825_2587	78.6	134.4	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа В1	2.1_5. В1
D01_027409_2616 B21_017981_2616	81.4	190.5	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа В2	2.1_5. В2
G23_027252_2531 P21_009042_2528 P01_001592_2530	72.8	164.5	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа В3	2.1_5. В3
P21_009387_2545 P22_009598_2544	74.3	102.6	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Останец типа В4	2.1_6. В4
ESP_027530_2615	81.1	137.4	Полярная стереографическая	HiRISE	ВИ	0.25	Останец типа В5	2.1_6. В5
Мозаика снимков MOLA	90	0	Полярная стереографическая	MOLA	ЦМР	460	Северная полярная область	2.1_7
P22_009717_2543 J04_046217_2544 P21_009295_2550	74	95	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Ледяной останец на равнине	2.2_1
ESP_053812_2505 ESP_018301_2505 ESP_053403_2505 DTERC_045439_2505 _045887_2505_A01	70.19	103.23	Полярная стереографическая	HiRISE	ВИ ЦМР	0.25	Ледяной останец в кратере Louth	2.2_2
P21_009387_2545 P21_009255_2545 P22_009611_2544 P22_009835_2544 Мозаика снимков МОС	73.4	105	Полярная стереографическая	CTX МОС	ВИ	6.3 230	Геоморфологическая карта на область ледяного останца	2.2_4
Мозаика снимков OMEGA	68 - 90	85 - 270	Равнопромежуточная коническая (75° и 80°)	OMEGA	ИК	1700	Мозаика мультиспектральных снимков OMEGA по полосе	3.1_1

							поглощения 1.5 мкм	
Мозаика снимков CRISM Основа карты - мозаика снимков MOLA	90	0	Полярная стереографическая	CRISM	ИК	200	Мозаика мультиспектраль ных картирующих снимков CRISM с каналами: оливин– красный, пироксен – зеленый и лед – синий	3.2_1
Мозаика снимков MOC	90	0	Полярная стереографическая	MOC	ВИ	230	Точки измерения спектра по CRISM	3.2_2
frt0000352d_07_if187s frt0000352d_07_if187l dtepc_001738_2670_001871_ 2670	87.5	93.36	Полярная стереографическая	CRISM HiRISE	ВИ RGB ИК ЦМР	18 1	Определение состава поверхности слоистых ледяных отложений полярной шапки	3.2_3
hrs00018ccf_07_if177s hrs00018ccf_07_if177l	70.2	103.3	Полярная стереографическая	CRISM	ИК	36	Ледяной останец в кратере Louth	3.2_4
frt0000b4b1_07_if168s	70.13	103.2	Полярная стереографическая	CRISM	ВИ RGB	18	Ледяной останец в кратере Louth	3.2_5
Мозаика снимков OMEGA	90	0	Полярная стереографическая	OMEGA	ИК	500	Мозаика снимков OMEGA для определения альbedo поверхности	3.3_2

Мозаика снимков THEMIS	90	0	Полярная стереографическая	THEMIS	ИК	100	Мозаика дневных тепловых снимков THEMIS	3.3_3
Мозаика снимков THEMIS	90	0	Полярная стереографическая	THEMIS	ИК	100	Мозаика температурных данных на основе дневных тепловых снимков THEMIS	3.3_4
P21_009387_2545 P21_009255_2545	73.4	105	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Определение объемов останца при помощи данных альтиметрии	4.1_1
Мозаика снимков THEMIS	75	130	Равнопромежуточно я коническая (75° и 80°)	THEMIS	ИК	100	Карта мощности ледяных массивов по данным SHARAD и MOLA	4.2.1_1
Мозаика снимков MARCI от USGS	75 - 90	90 - 240	Равнопромежуточно я коническая (75° и 85°)	MARCI	ВИ RGB	1800	Дюны Olympia Undae	4.2.2_1
Мозаика снимков MOLA	90	0	Полярная стереографическая	MOLA	ЦМР	460	Расположение предполагаемых уступов полярной шапки в Olympia Undae	4.2.2_2
Радарные данные 4543102000 3628002000	80.5 81.3	159 137		SHARA D	Радарные данные			
4543102000 3628002000	80.5 81.3	159 137	-	SHARA D	Радарные данные	-	Обработка радарных данных SHARAD	4.2.2_3
Мозаика снимков CTX от USGS	80.32	160	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	24	Обнажающаяся слоистая структура уступа	4.2.2_3

P01_001460_2625						6	А в пределах Olympia Undae	
Мозаика снимков CTX от ML ESP_027530_2615	81.1	137.4	Полярная стереографическая	CTX HiRISE	ВИ	6 0.25	Обнажающаяся слоистая структура уступа Б в пределах Olympia Undae	4.2.2_4 (А, Б) 4.2.2_4 (В)
Мозаика снимков Viking от USGS Снимок посадочного аппарата Phoenix	22.4	325.8	Равнопромежуточная цилиндрическая	Viking	ВИ	220	А – флюидизированные выбросы кратера Yuty (22.4° с.ш. 325.8° в.д.). Б – приповерхностный лед, вскрытый при посадке посадочного аппарата Phoenix.	5.1.1_1 (А) 5.1.1_1 (Б)
ESP_016164_1415 PSP_002135_1460 ESP_027676_1785	38.1 –33 –1.5	144.5 131 130.5	Равнопромежуточная цилиндрическая	HiRISE	ВИ	0.25	Криогенные формы рельефа. А – полигонально-жильные льды. Б – предполагаемые бугры пучения. В – склоновая эрозия	5.1.1_2
Мозаика дневных снимков THEMIS от USGS	76.9	305	Полярная стереографическая	THEMIS	ВИ	72	Кратер на пьедестале Escorial	5.1.1_3

Мозаика снимков THEMIS от USGS	80	300	Полярная стереографическая	THEMIS	ВИ	72	Останцы Planum Boreum	5.1.2_1
Мозаика снимков MOLA от USGS	4	245	Равнопромежуточная цилиндрическая	MOLA	ЦМР Отмывка рельефа	500	Ледники LDA, LVF, VFF, TMG	5.1.2_2 (А)
J18_051758_2176	37.4	24.6		CTX	ВИ	6		5.1.2_2 (Б)
G05_020055_1412	-38	113		CTX	ВИ	6		5.1.2_2 (В)
B03_010730_2513	71.1	157.5	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6	Кратеры CCF	5.1.2_3
B01_009935_2505 D01_027644_2503	70.3	266.45	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Кратер с лопастевидными мореноподобным и грядами	5.1.3_1. левый и 5.1.3_2. левый
D22_035807_2474 G21_026537_2475	67.25	249.45	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Кратер с лопастевидными мореноподобным и грядами	5.1.3_1. правый и 5.1.3_2. правый
P22_009717_2543 J04_046217_2544 P21_009295_2550	74	95	Полярная стереографическая	CTX	ВИ	6.3	Ледяной массив и лопастевидные мореноподобные и гряды	5.1.3_3
B01_009935_2505	70.3	266.45	-	CTX	ЦМР	10	Цифровая модель кратера на основе CTX	5.1.3_5
Мозаика снимков MOLA	90	0	Полярная стереографическая	MOLA	ЦМР	460	Область распространения палео-полярной шапки и палео-	5.2_2

							ледяных массивов	
Мозаика снимков МОС	90	0	Полярная стереографическая	МОС	ВИ	230	Северная полярная область	П7

Приложение 4. Пространственное расположение типов ледяных массивов и многолетнего покрова изморози, приуроченных к кратерам

Индексы типов соответствуют различным морфологическим типам ледяных массивов, указанных в главе 2.1 и иллюстрированных в Приложении 3.

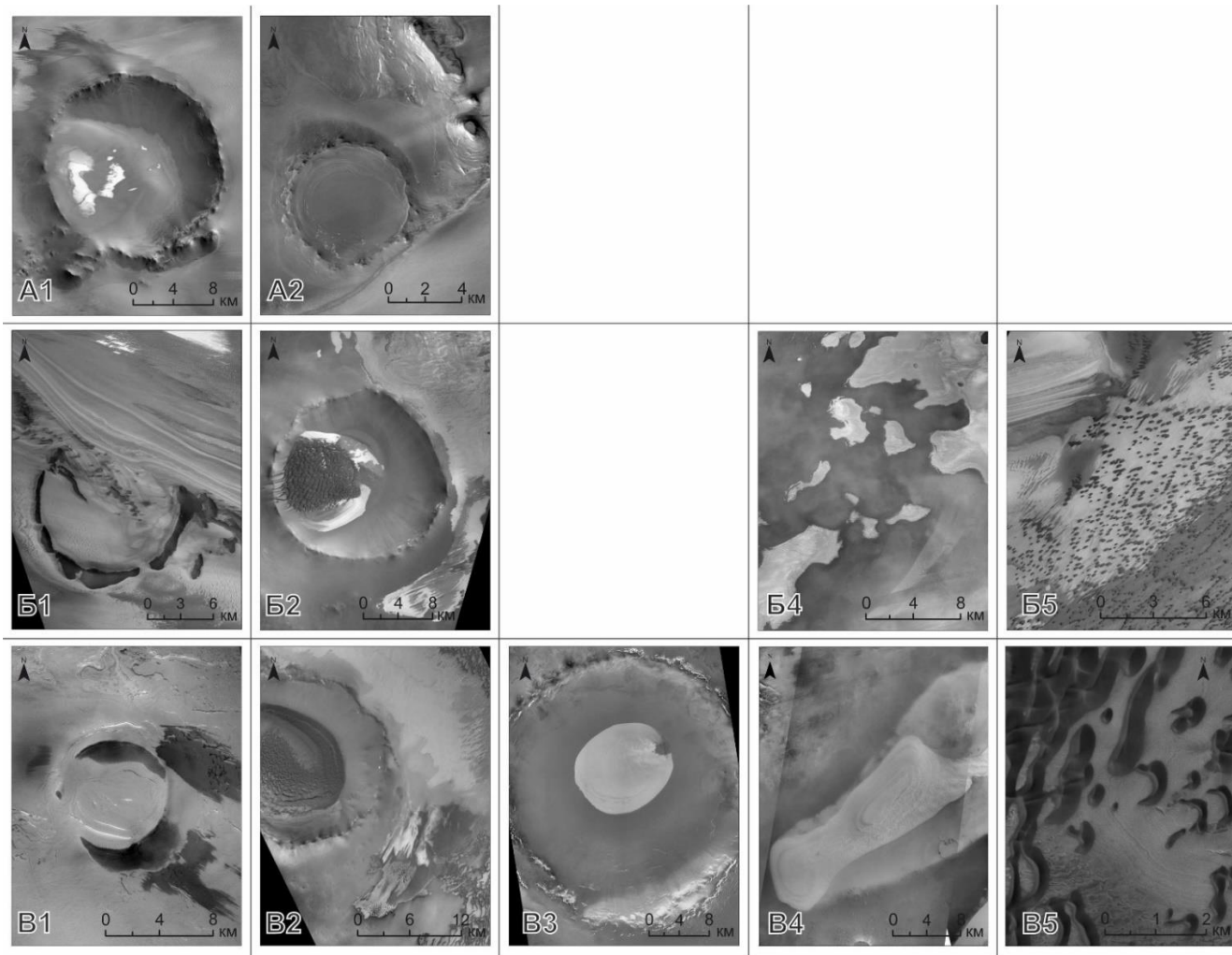
№	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Тип	Диаметр кратера, км					
1	85.70558	72.60978	A1	7.66	43	78.89053	344.1149	B1	1.7
2	85.09166	234.6831	A1	9.67	44	78.79543	27.76553	B1	2.68
3	85.00761	237.6064	A1	19.44	45	78.7572	29.13643	B1	1.28
4	83.92749	137.1996	A1	10.12	46	78.73005	342.734	B1	2.4
5	83.14451	315.3154	A1	2.32	47	78.5855	63.84182	B1	1.9
6	83.07386	314.9697	A1	1.4	48	78.49549	357.2029	B1	4.03
7	82.22724	305.9151	A1	2.3	49	78.39493	358.7284	B1	2.89
8	81.93296	77.29607	A1	44.31	50	78.28614	357.4034	B1	3.01
9	81.74163	305.2132	A1	6.4	51	78.27985	21.22522	B1	2.81
10	81.42621	245.2118	A1	1.91	52	78.17071	18.05642	B1	1.85
11	81.26315	254.8097	A1	18.01	53	78.12873	355.4501	B1	2.05
12	81.18873	47.0185	A1	4.04	54	78.12117	18.3627	B1	1.46
13	81.0962	292.5488	A1	4.42	55	78.08178	353.892	B1	0.74
14	81.09539	88.87056	A1	10.09	56	78.02993	15.8277	B1	3.29
15	80.36698	320.9483	A1	12.98	57	79.54124	254.0036	B1	0.98
16	79.73051	47.48464	A1	7.34	58	79.4708	254.9297	B1	1.22
17	79.72465	46.87532	A1	2.66	59	79.42965	112.2864	B1	2.34
18	79.49339	37.43049	A1	3.55	60	79.34705	159.6138	B1	6.26
19	79.36818	30.26663	A1	2.18	61	78.86532	134.5912	B1	3.31
20	79.25155	350.9397	A1	16.48	62	78.83868	255.8723	B1	1.75
21	79.15858	352.0352	A1	2.92	63	78.64399	134.4485	B1	7.9
22	78.1661	9.168038	A1	8.08	64	78.59865	193.9177	B1	2.96
23	77.76784	12.29744	A1	2.94	65	78.4392	108.7148	B1	2.43
24	82.77902	122.0085	B1	2.77	66	78.36035	131.0598	B1	3.53
25	81.79654	113.2049	B1	6.85	67	78.35395	142.3409	B1	5.42
26	81.70454	112.3628	B1	3.66	68	78.22056	353.6837	B1	1.14
27	81.50046	111.0989	B1	2.12	69	78.08337	114.9776	B1	7.02
28	81.48773	113.3523	B1	3.13	70	77.98719	109.2579	B1	5.26
29	81.37751	307.764	B1	3.15	71	77.92603	108.2232	B1	2.61
30	81.37403	117.1495	B1	11.82	72	77.85073	107.4375	B1	2.77
31	81.14899	300.3724	B1	4.44	73	77.76085	219.5396	B1	4.69
32	80.46762	106.3347	B1	3.99	74	77.46278	165.5396	B1	1.72
33	80.42172	56.71553	B1	5.53	75	77.39518	164.9853	B1	3.6
34	80.30211	90.86151	B1	2.13	76	77.35904	218.0504	B1	0.96
35	79.96516	252.1819	B1	3.85	77	77.29547	91.20434	B1	2.11
36	79.7822	73.69226	B1	8.56	78	77.18557	190.8448	B1	16.01
37	79.76694	249.737	B1	6.25	79	77.11499	189.0897	B1	20.1
38	79.71811	250.7371	B1	0.81	80	77.1121	219.4914	B1	1.29
39	79.69773	308.6204	B1	2.06	81	77.01627	217.05	B1	17.8
40	79.67184	249.8693	B1	1.17	82	76.92862	160.4879	B1	2.39
41	79.66941	249.2855	B1	1.35	83	76.86911	189.2581	B1	3.33
42	79.50509	304.9313	B1	2.38	84	76.80179	169.1652	B1	4.75
					85	76.68587	152.23	B1	3.52
					86	76.6521	119.0664	B1	3.98
					87	76.58717	176.8703	B1	2.49
					88	76.49875	159.0182	B1	7.4

89	76.42973	177.041	B1	3.64	141	79.20197	323.7611	B2	6.742
90	76.29376	178.7242	B1	2.96	142	79.12877	60.85533	B2	24.04
91	76.13789	178.9108	B1	2.08	143	78.79584	31.73572	B2	3.43
92	76.10972	176.0607	B1	1.49	144	78.61252	346.9806	B2	12.55
93	76.08912	177.6731	B1	1.31	145	78.59755	331.6813	B2	20.35
94	76.03022	177.7294	B1	1.18	146	78.41776	359.8825	B2	2.24
95	76.01731	178.4465	B1	1.56	147	78.04942	1.677656	B2	4.55
96	75.92968	164.4607	B1	2.19	148	77.44971	7.63705	B2	11.44
97	75.8663	167.3836	B1	4.69	149	81.59428	190.1686	B2	19.47
98	75.77765	240.1588	B1	5.18	150	79.51728	139.11	B2	7.02
99	75.72482	175.5245	B1	1.3	151	79.22273	251.9076	B2	0.92
100	75.65025	170.6495	B1	1.14	152	77.86308	197.5289	B2	6.7
101	75.62048	232.3489	B1	3.34	153	77.80714	292.9823	B2	16.82
102	75.61255	175.924	B1	1.29	154	77.79104	186.5623	B2	8.61
103	75.56768	177.439	B1	1.32	155	77.0996	89.16684	B2	31.37
104	75.47741	169.8582	B1	1.19	156	77.01579	90.72515	B2	0.61
105	75.44645	179.0261	B1	2.94	157	76.97797	195.6135	B2	21.57
106	75.39284	175.9112	B1	1.14	158	76.8817	305.1114	B2	23.02
107	75.3493	178.5085	B1	1.92	159	76.60151	167.3037	B2	5.96
108	75.22553	231.5537	B1	0.73	160	76.46159	529.186	B2	2.53
109	75.21165	231.6104	B1	0.6	161	76.39623	151.3787	B2	3.99
110	75.15918	231.2756	B1	0.88	162	76.36015	171.3545	B2	6.58
111	75.12372	232.4138	B1	0.61	163	76.08817	238.1984	B2	8.34
112	75.12027	169.7931	B1	1.37	164	75.99776	235.9867	B2	3.24
113	75.11222	169.0949	B1	1.16	165	75.9151	231.2359	B2	6.85
114	75.10404	168.1762	B1	1.18	166	75.60171	241.0758	B2	1.42
115	75.10143	171.0769	B1	1.57	167	75.31458	168.7385	B2	1.58
116	75.08362	169.1614	B1	0.87	168	75.10224	167.9085	B2	1.15
117	75.02575	231.5592	B1	0.28	169	73.94185	231.3064	B2	9.033
118	74.97913	231.1069	B1	0.67	170	73.83062	248.0641	B2	2.66
119	74.93377	231.2625	B1	0.8	171	77.1781	214.287	B2	24.4
120	74.92459	232.7562	B1	3.36	172	78.11768	23.30633	B3	1.19
121	74.73972	231.4185	B1	1.77	173	78.37359	153.8909	B3	3.27
122	74.73115	230.5918	B1	0.95	174	78.11327	240.1039	B3	15.83
123	74.71439	233.5092	B1	0.93	175	74.2413	319.2131	B3	16.86
124	74.67285	233.5868	B1	0.83	176	70.18698	103.2301	B3	37.27
125	74.66747	230.4706	B1	1.4	177	72.7493	164.540098	B3	83.92
126	74.52325	230.7949	B1	1.78					
127	74.46946	233.1422	B1	1.14					
128	74.44514	233.5566	B1	1.08					
129	74.25143	233.3372	B1	1.08					
130	74.19675	531.4894	B1	1.5					
131	74.11717	231.182	B1	0.65					
132	74.09587	233.293	B1	0.35					
133	74.09423	231.1753	B1	0.61					
134	74.08111	230.5787	B1	0.35					
135	74.07482	236.4485	B1	1.95					
136	79.07896	18.3493	A2	13.62					
137	82.2113	290.6623	A2	32.6					
138	82.90709	311.905	A2	42.74					
139	79.69174	251.4897	B2	4.62					
140	79.43132	281.9231	B2	0.82					

Приложение 5. Положение и площадь ледяных массивов, перекрывающих подстилающую поверхность на равнине, и ледяных массивов, частично или полностью перекрытых эоловыми отложениями

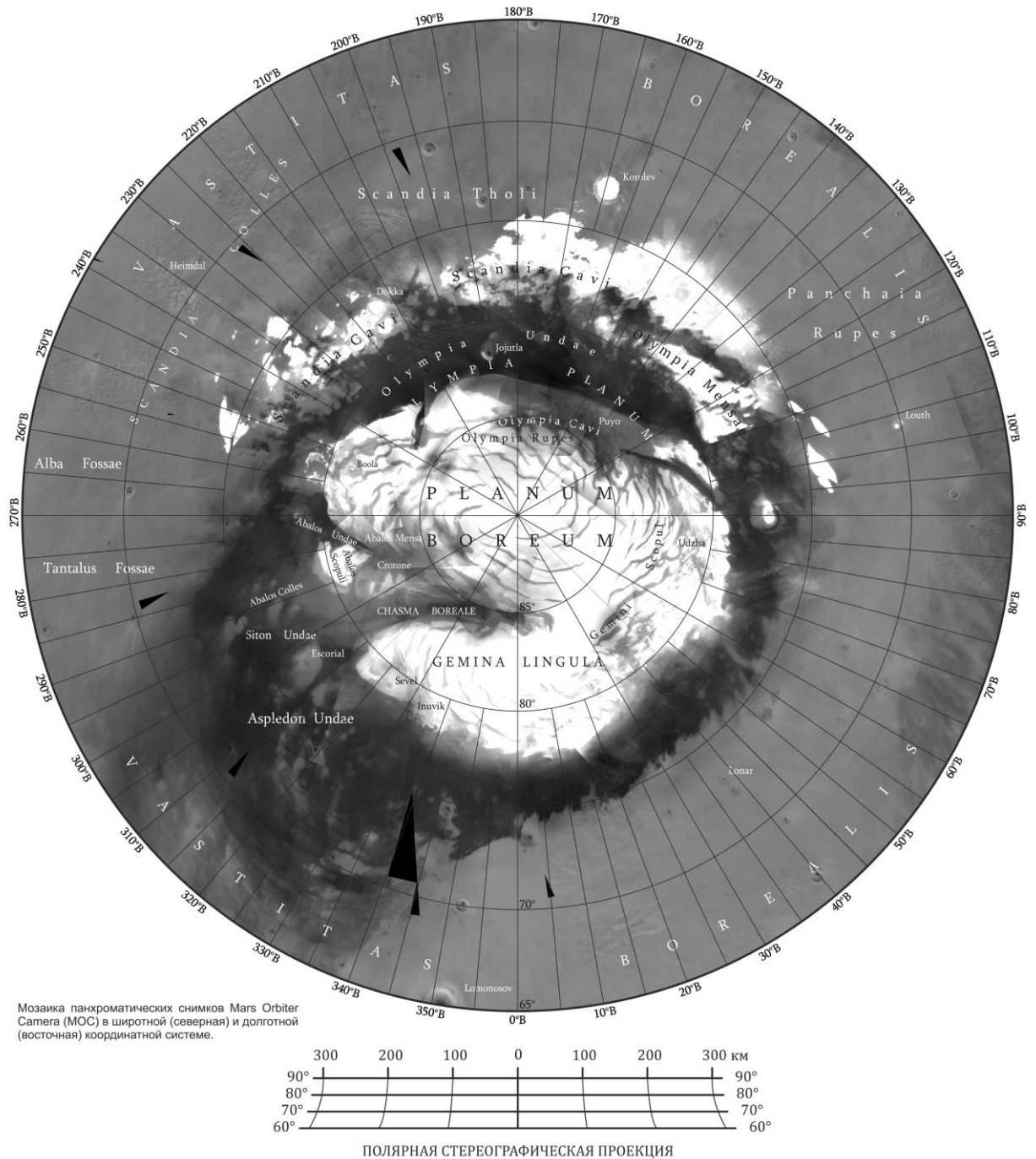
№	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Площадь, км ²				
Ледяной покров, перекрывающий подстилающую поверхность				44	77.9240	108.3750	313.51
1	81.6718	191.1680	536.93	45	77.7531	191.1300	23.94
2	80.8596	238.3960	48.55	46	77.5552	220.3590	4224.14
3	79.6580	150.6480	4.30	47	77.4893	190.9190	186.26
4	79.4497	159.5400	23.51	48	77.4567	195.5380	2422.66
5	79.4214	148.9850	155.35	49	77.4095	187.2930	646.45
6	79.3789	155.1470	2981.89	50	77.3587	192.3510	4.81
7	79.2717	249.4410	151.93	51	77.2570	113.5570	134.96
8	79.2551	254.2010	1440.69	52	77.1342	185.3410	7.90
9	79.1997	251.8560	63.06	53	77.1298	91.4538	356.80
10	79.0582	145.1080	205.02	54	76.8833	186.5380	1297.13
11	79.0572	249.0810	15.55	55	76.8283	189.6500	12.94
12	79.0525	299.7705	8.62	56	76.8231	184.6370	3.25
13	79.0405	55.9672	349.31	57	76.7964	233.2450	271.42
14	78.7094	285.3863	3.68	58	76.6557	189.5860	72.81
15	78.7087	32.2454	15.09	59	76.6294	191.0950	64.65
16	78.6614	153.3810	270.40	60	76.5805	185.1470	1.11
17	78.5663	147.9280	6.72	61	76.5399	114.5580	232.76
18	78.4815	193.9750	60.35	62	76.4876	213.9880	54.02
19	78.4812	142.5330	145.29	63	76.4252	236.9620	41.70
20	78.4645	29.0409	5.22	64	76.2595	185.3670	0.88
21	78.4594	29.4987	2.27	65	76.2088	238.9160	313.05
22	78.4465	123.5020	31767.50	66	76.1681	214.6320	11.94
23	78.4225	346.9483	0.94	67	76.1397	236.0790	224.20
24	78.4056	346.8284	0.19	68	75.9423	215.8300	17.71
25	78.4031	28.9304	1.29	69	75.9313	233.8010	2087.22
26	78.3844	190.8250	2419.11	70	75.8770	220.5280	58.68
27	78.3474	194.0940	17.89	71	75.8025	99.7452	26163.40
28	78.3222	343.7393	3.17	72	75.7305	216.9990	16.45
29	78.3019	350.7393	16.61	73	75.6898	231.5190	374.89
30	78.3009	346.8651	0.66	74	75.4473	245.7470	5.99
31	78.2561	347.1579	9.02	75	75.2070	233.0820	15.60
32	78.2490	344.1041	9.44	76	75.0954	255.5580	160.04
33	78.2439	214.8860	1235.26	77	75.0658	109.6350	2.33
34	78.2305	347.4815	4.75	78	74.8245	242.7880	10.37
35	78.2148	194.2330	54.47	79	74.7255	110.5320	313.44
36	78.1555	107.2740	777.89	80	74.6839	103.6290	4.73
37	78.1247	351.9863	20.30	81	74.5573	102.3590	18.08
38	78.1243	347.5631	3.32	82	74.5562	232.0190	3575.49
39	78.1010	115.0750	302.59	83	74.4937	169.4190	1.30
40	78.0347	337.2235	28.75	84	74.4485	235.1050	64.01
41	78.0300	346.6759	43.38	85	74.4330	229.8140	11.01
42	78.0291	225.1710	162.97	86	74.3546	170.8180	1.35
43	78.0043	340.5133	7.90	87	74.3545	171.7120	3.08
				88	74.3402	170.6670	1.06
				89	74.2761	171.6050	2.38
				90	74.2557	171.0110	6.34
				91	74.2474	172.1490	11.22

92	74.2119	171.5040	6.18	121	77.6719	124.8640	29.91
93	74.1515	168.0740	54.06	122	77.6719	210.2760	155.87
94	74.1412	97.1693	1940.16	123	77.5888	189.4530	75.15
95	74.1231	107.7750	3.66	124	77.4520	194.4930	69.43
96	74.0646	107.4810	7.81	125	77.4484	216.7560	906.45
97	74.0547	67.0898	127.44	126	77.4414	224.1740	124.10
98	74.0439	235.9900	10.26	127	77.4026	230.4000	1899.69
99	73.8355	169.8240	3.42	128	77.3656	186.9080	65.35
100	73.7655	169.3670	21.70	129	77.3077	194.8920	876.58
101	73.7654	105.1390	291.28	130	77.3001	236.0410	1230.30
102	72.8952	237.6800	6.13	131	77.2959	185.3170	175.82
Полное или частичное перекрытие				132	77.2945	191.3700	13.53
ледяных массивов более молодыми				133	77.2898	90.9444	687.08
эоловыми отложениями				134	77.1086	115.0700	1057.76
103	81.3405	138.4810	458.01	135	77.0816	190.1140	155.52
104	80.6262	159.6270	249.48	136	76.9630	196.8320	76.51
105	79.8524	254.3610	78.76	137	76.9543	117.7170	112.17
106	79.1291	131.8020	17695.90	138	76.8263	120.6530	985.91
107	78.9586	257.9110	142.80	139	76.6913	165.5280	10740.70
108	78.8595	154.1490	177.78	140	76.5044	121.9660	310.90
109	78.6530	118.5710	1422.24	141	76.4868	233.3350	742.08
110	78.4432	193.4480	490.82	142	76.4333	151.3470	60.93
111	78.1511	351.0018	6.51	143	76.0484	216.9310	668.38
112	78.0588	350.2706	6.09	144	75.9777	227.1640	57.92
113	78.0463	349.9769	3.40	145	75.6949	240.5740	695.71
114	78.0104	236.7790	906.11	146	75.1776	257.6450	82.96
115	77.9985	351.2805	3.64	147	74.8490	230.2180	6.40
116	77.9979	350.0286	4.99	148	74.3505	235.0320	15.77
117	77.9794	350.4621	1.17	149	74.0435	236.4910	39.49
118	77.9610	293.1855	11.72	150	74.0246	231.7440	54.72
119	77.9565	114.5330	538.35	151	73.9106	231.5850	1.95
120	77.7660	195.5960	306.51				



Приложение 6. Таблица выделяемых типов останцовых массивов слоистых отложений (столбцы) в трех исследуемых зонах (строки)

А - зона полярной шапки; Б – краевая зона полярной шапки; В – зона равнин, окружающих полярную шапку. 1 – полное или частичное перекрытие вала ударного кратера; 2 – расположение слоистых отложений на дне и на теневом борту кратера; 3 - слоистые отложения на дне кратера; 4 – массивы слоистых отложений на равнине; 5 - массивы слоистых отложений, перекрытых эоловыми отложениями.



Приложение 7. Мозаика панхроматических снимков МОС на северную полярную область с высокой отражательной способностью поверхности льда

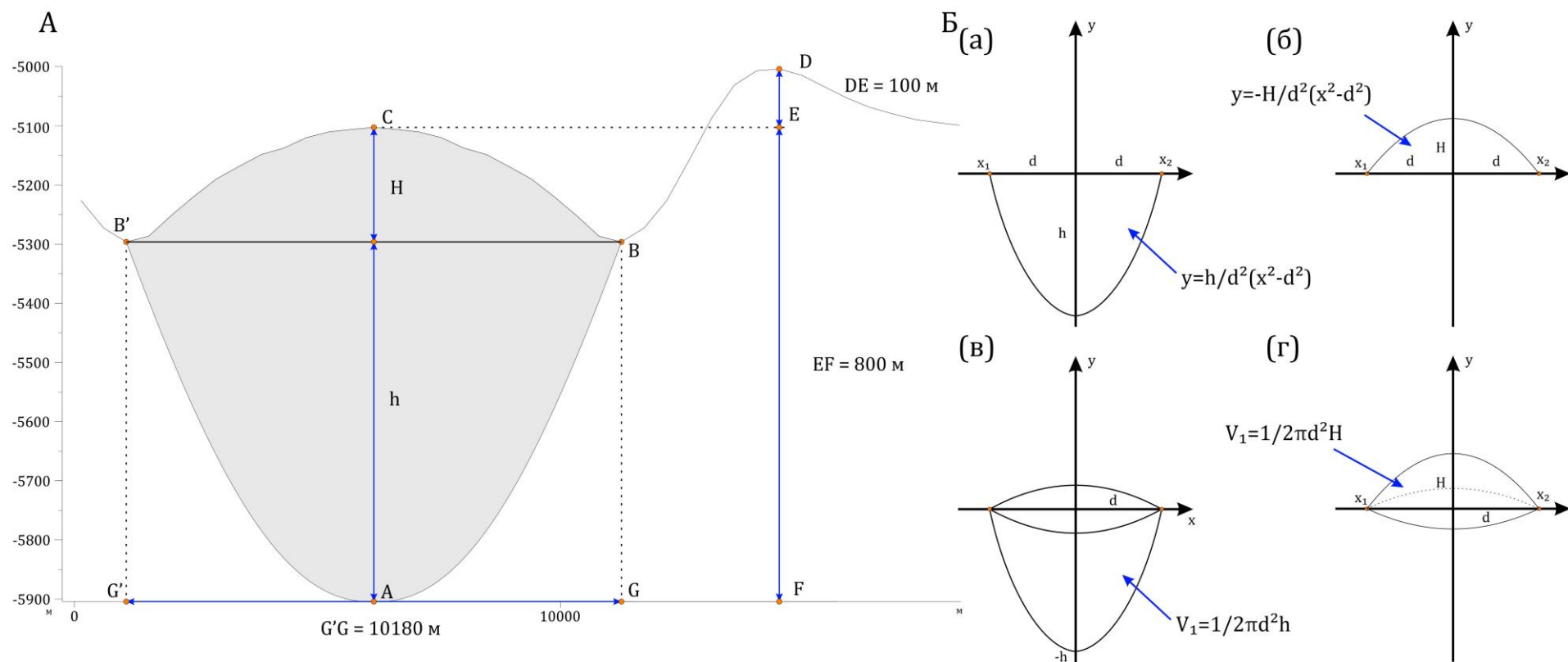
Яркость поверхности полярной шапки и останцовых слоистых отложений льда указывает на схожий вещественный состав.

Приложение 8. Сочетание спектральных каналов для определения состава поверхности по данным CRISM по данным Viviano-Beck и др. (2014)

Сокращение	RGB компоненты	Описание
MAF	OLINDEX3 LCPINDEX2 HCPINDEX2	Минералы мафической группы. Чашеобразная форма линии в месте поглощения оливина и Fe-филлосиликатов. Зеленый/желтый цвет – LCP; голубой/пурпурный – HCP. Оливин и Fe-филлосиликаты - 1 – 1.7 мкм; LCP и HCP ~2 мкм.
HYD	SINDEX2 BD2100_2 BD1900_2	Гидратированные минералы. Желтый/зеленый – основные HYD; синий – остальные HYD (глины, гидратированные силикаты, карбонаты, цеолит). Полигидратные сульфиды – 1.9 и 2.4 мкм; Моногидратные сульфиды – 2.1 мкм (сильная) и 2.4 мкм (слабая).
PHY	D2300 D2200 BD1900r2	Филлосиликаты. Красный – Fe/Mg-OH группа; пурпурный – Fe/Mg-H ₂ O (гидратированные); зеленый – Al/Si-OH; желтый/голубой - Al/Si- H ₂ O; синий – остальные гидратированные минералы (сульфаты, карбонаты, лед).
PFM	BD2355 D2300 BD2290	Гидратированные Fe-Mg-филлосиликаты. Красный/желтый – пренит, фистацит, хлориты, Ca/Fe-карбонаты; голубой – глинистые минералы, Mg карбонаты.
PAL	BD2210_2 BD2190 BD2165	Al филлосиликаты. Красный/желтый – Al глинистые минералы, гидратированные минералы; голубой – алунит; светлые тона – каолинит.
HYS	MIN2250 BD2250 BD1900r2	Гидратированные силикаты. Светло-красный/желтый – гидратированные силикаты; желтый – ярозит; голубой – Al-OH минералы; синий – гидратированные минералы (сульфаты, глины, гидратированные силикаты, карбонаты, лед)

ICE	BD1900_2 BD1500_2 BD1435	Лед и сухой лед. Синий - CO ₂ (1.435 мкм); зеленый – лед (1.5 мкм); красный – гидратированные минералы (сульфаты, глины, гидратированные силикаты, карбонаты, лед)
IC2	R3920 BD1500_2 BD1435	Лед и сухой лед. Синий – CO ₂ (1.435 мкм); зеленый – лед (1.5 мкм); красный – силикаты.
CHL	ISLOPE BD3000 IRR2	Хлориты. Синий – хлориты; желтый/зеленый – гидратированные минералы (филлосиликаты).
CAR	D2300 BD2500H2 BD1900_2	Карбонаты. Голубой/желтый – Mg карбонаты; красный/пурпурный - Fe/Mg филлосиликаты; Синий – гидратированные минералы (сульфаты, глины, гидратированные силикаты, каронаты).
CR2	MIN2295_2480 MIN2345_2537 CINDEX2	Карбонаты. Красный/пурпурный – Mg карбонаты; зеленый/голубой – Fe/Ca карбонаты.

Приложение 9. Расчет объема ледяных массивов в кратерах при помощи модельной глубины кратера, аппроксимации поверхности и основания ледяного массива двумя параболой с дальнейшим расчетом объема через фигуру вращения



Расчет объема ледяного массива в кратере 74.2° с.ш. 319.2° в.д. А – рассчитываемые параметры. Глубина кратера (DF) рассчитывается по модели усредненной глубины кратеров в зависимости от их диаметра (Garvin и др., 2003; Garvin и Frawley, 1998). Б – аппроксимация формы ледяного тела через параболы (а, б) и расчет объема через фигуру вращения (в, г).

(1) Уравнение нижней параболы.

$$y = a(x - x_1)(x - x_2)$$

$$x_1 = -d$$

$$x_2 = d$$

$$y = a(x - d)(x + d)$$

$$-h = a(0 - d)(0 + d)$$

$$-h = -ad^2$$

$$a = \frac{h}{d^2}$$

$$y = \frac{h}{d^2}(x^2 - d^2)$$

$$yd^2 = hx^2 - hd^2$$

$$x^2 = \frac{(y + h)d^2}{h}$$

(2) Уравнение нижней параболы.

$$H = a(-d^2)$$

$$a = -\frac{H}{d^2}$$

$$y = -\frac{H}{d^2}(x^2 - d^2)$$

$$yd^2 = -Hx^2 - Hd^2$$

$$x^2 = \frac{(H - y)d^2}{H}$$

(3) Объем вращения нижней параболы. Верхняя (V_2) вычисляется аналогично.

$$\begin{aligned} V_1 &= \int_{-h}^0 \pi x^2(y) dy = \pi \int_{-h}^0 \frac{(y + h)d^2}{h} dy = \frac{\pi d^2}{h} \int_{-h}^0 (y + h) dy = \frac{\pi d}{h} \left(-\frac{h^2}{2} + h^2 \right) = \frac{\pi d^2 h^2}{2h} = \\ &= \frac{1}{2} \pi d^2 h \end{aligned}$$

$$V_1 = \frac{1}{2} \pi d^2 h$$

$$V_2 = \frac{1}{2} \pi d^2 H$$

(4) Вычисление объема ледяного тела, описываемого двумя параболой.

$$V_3 = V_1 + V_2 = \frac{1}{2} \pi d^2 h + \frac{1}{2} \pi d^2 H = \frac{1}{2} \pi d^2 (h + H) = \frac{1}{2} \pi \frac{1}{4} L^2 \bar{H} = \frac{1}{8} \pi L^2 \bar{H}$$

$$V_3 = 0.125 \pi L^2 \bar{H}$$