Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт географии Российской академии наук

на правах рукописи

hynth

Муравьев Антон Ярославович

Колебания ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв.

Специальность:

25.00.31 – гляциология и криология Земли

Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук

> Научный руководитель: кандидат географических наук Т.Е. Хромова

Москва, 2017

Содержание

Введение

В настоящее время актуальны проблемы климатических изменений, в частности, выражающихся в повышении температуры приземного слоя воздуха в большинстве районов Земли. Вследствие этого важное научное и практическое значение имеет изучение горного оледенения, являющегося чувствительным индикатором климатических изменений. В последние десятилетия сокращение общей площади оледенения отмечаются практически во всех горных районах Земли [Global Land Ice Measurements from Space, 2014].

Объектом исследования в данной работе выбрано оледенение полуострова Камчатка – одного из крупнейших районов горного оледенения России. Временные рамки исследования обусловлены наличием исторических данных о состоянии ледников района, их размерах и колебаниях.

Актуальность темы. Главной особенностью Камчатки как ледникового района является широкое распространение ледников на активных вулканах и связанная с этим специфика взаимодействия вулканизма и оледенения. Особую актуальность этой теме придаёт соседство активных вулканов с расположенными на них ледниками и наиболее густо населённых районов полуострова. В связи с этим существует проблема влияния результатов вулкано-гляциального взаимодействия на жизнь людей. В частности, крайне опасным продуктом такого взаимодействия являются лахары, отличающиеся внесезонностью и внезапностью схода. Обрушения ледяных масс на вулканах во время извержений сопровождаются сходом мощных грязекаменных потоков и наводнениями, что представляет угрозу жизни людей и хозяйственным объектам.

История изучения оледенения Камчатки существенно менее продолжительна, чем история изучения ледников Альп или Кавказа. Целенаправленное изучение оледенения района началось в конце 1950-х годов. До этого информация о ледниках получалась попутно при геологических, ботанических и иных исследованиях. Важнейшим событием в изучении оледенения Камчатки стало создание Каталога ледников СССР, в котором по единообразной методике с использованием всех доступных материалов было отражено состояние ледников района на 1950-е годы. Больше подобных каталогизаций на территорию Камчатки не проводилось.

Изученность оледенения Камчатки крайне неравномерна. Исторически наиболее изученными гляциологическими районами полуострова являются Авачинская и Ключевская группы вулканов, находящиеся в непосредственной близости от наиболее густо населённых

районов Камчатки. Гораздо менее изучены ледники Кроноцкого полуострова и ряда районов Юго-Восточной Камчатки. Наименее изучены, в силу труднодоступности, ледники Срединного хребта.

В связи с этим возникает необходимость актуализации знаний о современном состоянии оледенения различных районов Камчатки и полуострова в целом. С учетом своеобразия существующих на Камчатке ледниковых форм, обусловленного влиянием вулканизма, наличия развитого моренного покрова на ледниках, широкого распространения крупных многолетних снежников и снежников-перелетков, наиболее эффективное решение этой задачи в настоящее время возможно с использованием ручных методов обработки современных данных космических съемок и проверкой результатов дешифрирования во время полевых наблюдений. Применение автоматических методов в условиях Камчатки пока не дает адекватных результатов.

Цель и задачи работы. Целью данной работы является оценка современного состояния оледенения Камчатки и изменений, произошедших с ним с середины XX по начало XXI века, в условиях меняющегося климата. Для достижения поставленной цели были поставлены и решены следующие задачи:

- Сбор современных и исторических данных дистанционного зондирования Земли, а также гляциологических, картографических и иных материалов, полученных разными авторами в разное время, позволяющих оценить современное состояние оледенения Камчатки и его изменения за период исследований.
- Оценка точности и, в ряде случаев, коррекция исторических данных о состоянии ледников Камчатки.
- Оценка параметров современного оледенения ледниковых районов Камчатки на основе результатов обработки современных данных дистанционного зондирования Земли.
- Оценка изменений оледенения различных ледниковых районов Камчатки, произошедших с середины XX по начало XXI века и в различные промежуточные периоды, в зависимости от доступности исторических данных.
- 5. Анализ обусловленности изменений оледенения Камчатки климатическим и вулканическим факторами.
- Сравнение полученных результатов с результатами изменений оледенения в других горных районах умеренных широт Северного полушария.

Научная новизна работы. Впервые по единой методике с использованием результатов обработки данных дистанционного зондирования Земли с использованием данных полевых работ произведена оценка пространственного положения границ и площади современного оледенения всех ледниковых районов Камчатки и анализ реакции существующих там ледников на изменения климата.

Защищаемые положения:

- Зафиксировано пространственное положение границ оледенения Камчатки по состоянию на 2002–2015 гг. Определена современная площадь каждого из 643 идентифицированных ледников и площадь оледенения Камчатки в целом (769,47±30,27 км²).
- Выявлено сокращение площади оледенения Камчатки в целом на 10,6% с середины XX по начало XXI века. Сокращение претерпело оледенение районов четвертичного вулканизма и невулканических районов Камчатки на фоне повышения летних температур воздуха и сокращения количества выпадающих твёрдых осадков.
- В районах активного вулканизма Камчатки оледенение в период с середины XX по начало XXI века не сократилось. Более того, в отдельных районах наблюдается его увеличение. В частности, площадь оледенения Ключевской группы вулканов с 1950 по 2010–2015 гг. возросла на 4,3%.
- 4. Динамика ледников, расположенных на активных вулканах, не может использоваться в качестве индикатора климатических изменений. Колебания таких ледников определяются прежде всего вулканической деятельностью, которая по силе воздействия на режим и динамику ледников часто превосходит влияние изменений климатических условий существования ледников.
- Влияние вулканизма на оледенение Камчатки в целом благоприятствует сохранению и развитию ледников на действующих вулканах, несмотря на ухудшение климатических условий их существования.

Личный вклад автора. Автор провёл поиск и анализ имеющихся материалов о ледниках Камчатки и их колебаниях с середины XX в. и проанализировал разнородные исторические материалы об оледенении Камчатки. По данным дистанционного зондирования Земли автором по единообразной методике определены современные границы ледников и рассчитаны их площади, а также изменения размеров ледников и положения фронтов ряда ледников по сравнению с историческими данными. Автор принимал непосредственное

участие в полевых работах в ледниковых районах Камчатки в 2000–2015 гг., в ходе которых проводил обследования ледников и сбор гляциологических данных.

Практическая значимость работы. Получены данные о современном состоянии оледенения ледниковых районов Камчатки и его изменениях под влиянием меняющихся климатических условий и активного вулканизма. Результаты работы могут использоваться для оценки ледникового стока рек и прогнозирования опасных природных процессов, связанных с ледниками и вулкано-гляциальным взаимодействием.

Апробация работы. По теме диссертации были опубликованы: 6 статей в журналах, рекомендованных ВАК; 1 статья в высокорейтинговом иностранном журнале, входящем в базы SCOPUS и Web of Science; 3 коллективных монографии; 14 тезисов конференций. Результаты исследований по теме диссертации были доложены на Пятой международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы» (Туапсе, 2009), на Международном гляциологическом симпозиуме (Казань, 2010), 7-м международном совещании по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (JKASP-2011) (Петропавловск-Камчатский, 2011), WCRP Open Science Conference «Climate Research in Service to Society» (США, штат Колорадо, Денвер, 2011), XV Гляциологическом симпозиуме «Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли» (Архангельск, 2012), Гляциологическом симпозиуме «Роль снега и льда в природе и жизни людей» (Новосибирск, 2014), международной конференции «MODERN INFORMATION TECHNOLOGIES IN EARTH SCIENCES» (Петропавловск-Камчатский, 2014), «International Geographical Union Regional Conference «GEOGRAPHY, CULTURE AND SOCIETY FOR OUR FUTURE EARTH» (Москва, 2015), 26th IUGG (Чехия. Прага, 2015), международной конференции «Mountains of our Future Earth Perth» (Великобритания, Шотландия, Перт, 2015), XVI Гляциологическом симпозиуме "Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли" (Санкт-Петербург, 2016) и семинарах отдела гляциологии Института географии РАН. Результаты дешифрирования границ ледников северной части Срединного хребта (Камчатка) включены в базу данных GLIMS.

Структура и объём работы. Диссертационная работа состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка литературы, списка рисунков и списка таблиц. Список литературы включает 130 публикаций, в том числе 36 на иностранных языках. Общий объём работы составляет 168 страниц, включая 54 рисунка и 21 таблицу. Приведённые в работе картысхемы, таблицы, графики и фотографии выполнены автором, если в подписи к ним не указано иное.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю Т.Е. Хромовой, Я.Д. Муравьеву, оказавшему неоценимую помощь в сборе материала и консультировавшему автора, Г.А. Носенко, консультировавшему автора, и научному коллективу отдела гляциологии Института географии РАН за ценные советы, плодотворные дискуссии и замечания. Автор благодарен сотрудникам ИВиС ДВО РАН Т.М. Маневич, оказавшей помощь в подборе материалов и полевых работах, и С.Б. Самойленко за помощь в полевых работах.

Глава 1. Физико-географическая характеристика Камчатки

Камчатка – крупный полуостров, расположенный в средних широтах, вытянутый в меридиональном направлении приблизительно на 1200 км, соединённый с материком к северу от 60° с.ш. сравнительно узким перешейком (рис. 1.1). Западное побережье полуострова омывает Охотское море, восточное – Тихий океан. Большая часть Камчатки (более трёх четвёртых площади) имеет горный рельеф.

Крупнейшее горное сооружение района – Срединный хребет (высшая точка Ичинский вулкан, 3621 м) – тянется практически через весь полуостров с северо-востока на юго-запад и является водоразделом речных бассейнов со стоком в Тихий океан и Охотское море. Срединный хребет представляет собой цепь вулканов высотой 1700–2600 м, сформировавшихся в позднеплейстоценовое время. От Парапольского дола Срединный хребет постепенно повышается до массива (гор) Острая–Хувхойтун и характеризуется сглаженным среднегорным рельефом.

Район массива Острая–Хувхойтун является наиболее северным участком срединного хребта, где четвертичный вулканизм наложил отпечаток на облик рельефа [*Виноградов. 1968*]. Наряду с разрушенными вулканическими постройками в данном районе встречаются проявления недавней вулканической деятельности в виде многочисленных свежих, не задернованных лавовых потоков. Южнее массива Острая–Хувхойтун, до вулканического массива Алней-Чашаконджа, на Срединном хребте сохраняется среднегорный сглаженный рельеф.

В центральной части Срединного хребта расположен крупный обособленный вулканический массив – Ичинский вулкан (3621 м). К югу от Ичинского вулкана высота Срединного хребта постепенно снижается в южном направлении и редко превышает 2000 м.

Вдоль восточного побережья располагается Восточный хребет, параллельный Срединному хребту и отделённый от него Камчатской депрессией, которую занимает долина реки Камчатки. Восточный хребет, в свою очередь, состоит их ряда горных хребтов меньшего размера, вытянутых в северо-восточном направлении. Между Срединным и Восточным хребтами расположена Центральная Камчатская депрессия. Кроме того, общирные низменности приурочены к северной части полуострова и его западному побережью.



Рис. 1.1. Физическая карта Камчатки [Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997]

В северной части Центральной Камчатской депрессии находится крупное вулканическое плато высотой 1000–1100 м, где расположено несколько крупных вулканов: Ключевской (4750 м), Камень (4579 м), Ушковский (3903 м), Крестовский (4057 м), Острый Толбачик (3672 м), Безымянный (2869 м) и др. В северо-восточном направлении от Ключевской группы вулканов находится крупный действующий вулкан (тип «экструзивный купол») Шивелуч (3307 м). На Кроноцком полуострове (восточное побережье Камчатки) расположен низкогорный Кроноцкий хребет (высшая точка 1246 м).

Между Восточным хребтом и побережьем Тихого океана расположена восточная вулканическая область, образованная вулканическими плоскогорьями с расположенными на них вулканами и их группами (см. рис. 1.1): Авачинская группа вулканов и вулканы (в направлении с севера на юг) Гамчен (2059 м), Кроноцкий (3521 м), Крашенинникова (1856 м), Большой Семячик (1739 м), Жупановский (2923 м). С юга восточная вулканическая область ограничена Авачинской группой вулканов, образованной цепью вулканов, вытянутой в направлении с северо-запада на юго-восток. Авачинская группа вулканов включает в себя вулканы Козельский (2189 м), Авачинский (2741 м), Корякский (3456 м), а также вулканы Арик (2166 м) и Ааг (2310 м), являющиеся частью Пиначевского хребта. Вулканы Авачинский (тип «сомма-везувий») и Корякский (стратовулкан) являются действующими. Вулканы Козельский, Арик и Ааг относятся к потухшим, и частично разрушены.

Южнее Авачинской группы вулканов между Срединным хребтом и побережьем Тихого океана расположена южная вулканическая область. Она образована отдельными лавовыми плато с расположенными на них вулканическими постройками: вулканы Вилючинский (2173 м), Горелый (1829 м), Мутновский (2322 м), Кошелева (1853 м), Камбальный (2161 м) и др.

По данным работы [Действующие вулканы Камчатки, 1991а] на Камчатке, являющейся северным звеном Курило-Камчатской островной дуги, расположено 29 действующих вулканов. Из них наиболее активным является стратовулкан Ключевской (около 4750 м) – самый высокий из действующих вулканов Европы и Азии.

Макрорельеф Камчатки сформировался в кайнозойскую складчатость, во время которой происходили складчатые дислокации, сдвиги, разломы, перемещение отдельных блоков и формирование вулканических построек [Давыдова, Раковская, 1990]. В результате сформировались складчатые, складчато-глыбовые, вулканические хребты и нагорья. На границе неогена и четвертичного периода происходило выравнивание рельефа молодых складчатых структур. В начале четвертичного периода территория полуострова испытывала общее поднятие, что привело к образованию глубоких разломов и дифференцированным движениям крупных блоков. В дальнейшем, крупнейшие опускания произошли в Центральной Камчатской депрессии и в восточных вулканических районах.

Основные линии тектонических разломов простираются в северо-восточном и северозападном направлениях, что определяют конфигурацию полуострова и его крупные орографические элементы [Давыдова, Раковская, 1990]. На Камчатке выделяется два крупных антиклинория – Камчатско-Корякский и Восточно-Камчатский. Они создают в рельефе полуострова горные системы. Между антиклинориями расположен Внутренний Центрально-Камчатский прогиб, занимаемый Центральной Камчатской депрессией.

Климатические условия Камчатки определяются особенностями процессов циркуляции атмосферы над Охотским морем и северной частью Тихого океана. Отепляющее влияние Тихого океана зимой обусловливает на Камчатке относительно высокую среднюю годовую температуру воздуха, изменяющуюся от -10 - 7 °C на севере полуострова до +2 °C на его юго-восточном побережье [*Глазырин и др., 1985*]. Климат Камчатки существенно различается в пределах полуострова.

На территории Западно-Камчатской равнины, омываемой с запада холодным Охотским морем и ограниченной Срединным хребтом на востоке, климат определяется процессами атмосферной циркуляции над Охотским морем. В холодный период значительна роль циклогенеза над Беринговым морем и радиационного выхолаживания. Вследствие большой ледовитости Охотского моря, его отепляющее влияние зимой незначительно. Климат данного района Камчатки характеризуется как морской умеренный, холодный, с продолжительной (5-6 месяцев) малоснежной и холодной зимой, непродолжительным, довольно прохладным и влажным летом [Кондратюк, 1974]. Для этой области характерно довольно равномерное изменение климатических характеристик в меридиональном направлении и увеличение континентальности при удалении от побережья. Годовая амплитуда температуры воздуха изменяется от 20-25 °C на юго-западном побережье до 25-28 °С на северо-западном побережье полуострова, достигая максимальных значений (25-30 °C) в центральной части Западно-Камчатской равнины. Годовые суммы осадков возрастают в направлении с севера на юг: 350-450 мм на северо-западном побережье; 500-700 мм в центральной части Западно-Камчатской равнины; более 700 мм на юго-западном побережье [Кондратюк, 1974].

Климатические условия Срединного хребта также неоднородны. На восточном склоне хребта они существенно различаются в его северной и южной частях. Южная часть восточного склона (до верховьев реки Тигиль) находится в орографической тени (влияние Восточного и отдельных вулканических массивов) по отношению к влажным ветрам с Берингова моря. Северная часть восточного склона является наветренной по отношению к

преобладающим восточным и северо-восточным ветрам [Кондратюк, 1974]. На западном склоне хребта, открытом ветрам с Охотского моря, изменение метеорологических показателей не претерпевает заметных скачков.

В южной части Срединного хребта на западном склоне выпадает примерно в два раза больше осадков (600–800 мм), чем на восточном (300–400 мм). Зимние температуры воздуха на западном склоне выше (-18 - -16 °C), чем на восточном (-20 - -18 °C), а летние ниже (11 - 13 °C на западном, 12 - 14 °C на восточном). Максимум осадков на западном склоне наблюдается осенью, а на восточном – в июле и августе [*Кондратюк, 1974*].

В северной части Срединного хребта (к северу от верховьев реки Тигиль) восточный склон подвержен большему влиянию Берингова моря, чем западный влиянию Охотского моря [*Кондратюк, 1974*]. Вследствие этого, климат западного склона более континентален, чем восточного. Зимние температуры воздуха на восточном склоне в среднем на 2–3 °C выше, чем на западном. Осадков на восточном склоне выпадает существенно больше (600–800 мм), чем на западном (400–500 мм). Летом климатические условия на обоих склонах северной части Срединного хребта различаются меньше.

На климат Центрально-Камчатской межгорной депрессии циркуляционные процессы, развивающиеся над Беринговым морем, оказывают значительно большее влияние, чем циркуляционные процессы над Охотским морем [Кондратюк, 1974]. Климат этого района характеризуется как умеренно континентальный, влажный. Центральная часть депрессии (наиболее широкая часть долины реки Камчатки) подвержена существенно меньшему влиянию Берингова и Охотского морей, чем её северная и южная части. Годовые суммы осадков уменьшаются с севера и юга (700–800 мм) к центру депрессии (300–500 мм). Для сумм зимних осадков характерна та же закономерность – сокращение с 300–350 мм на севере и 300–400 мм на юге депрессии до 150–250 мм в её центральной части.

Климат восточных и западных склонов в пределах Восточного горно-вулканического района, охватывающего горные системы Восточного хребта и вулканическую область к северу от Петропавловска-Камчатского, различен [Кондратюк, 1974]. Климат западных склонов отличается значительной континентальностью. На западных склонах Восточного хребта выпадает 300–400 мм осадков в год, на восточных – около 1500 мм (половина из них выпадает зимой). Восточные склоны, находящиеся под влиянием циркуляционных процессов над Беринговым морем, круглогодично характеризуются пасмурной, дождливой и ветреной погодой. Климат вулканических плато, удалённых от восточных склонов, и западных склонов Восточного хребта более континентален. Зимние температуры воздуха в этих районах на 5–

10 °С ниже, чем на восточных склонах, а лето существенно теплее. Климатические сезоны в районе Авачинского вулкана по срокам и продолжительности отличаются от календарных [*Виноградов и др., 1989*]. Зима и весна в этом районе начинаются позже календарных сроков, а их фактическая продолжительность больше календарной.

Климат Ключевской группы вулканов имеет континентальные черты [Кондратюк, 1974]. Район защищён от непосредственного влияния Охотского и Берингова морей Срединным и Восточным хребтами. Климатическая обстановка района складывается под влиянием циркуляционных процессов над Беринговым морем и макрорельефа местности. Влияние Охотского моря, сравнительно с этими факторами незначительно [Глазырин и др., 1985]. У подножий вулканов (до высот 900–1000 м) климат определяется теми же факторами, что и в долине р. Камчатки. На высотах более 1000 м местные климатические особенности размываются, и господствует общая циркуляция атмосферы над Камчаткой. На уровне границы питания ледников холодный сезон длится 9–10 месяцев, с начала сентября по первую половину мая. Высота снежного покрова превышает 2 м, а его максимальные мощности приходятся на высоты 1600–1800 м. На ледниках вследствие метелевого переноса и активной лавинной деятельности толщина сезонного снежного покрова превышает 4 м. Годовые суммы осадков изменяются в пределах 1000–2000 мм. Тёплый период на высотах более 3000 м длится меньше месяца.

В южном вулканическом районе, расположенном к югу от линии Петропавловск-Камчатский–Усть-Большерецк (до мыса Лопатка), климат западных и восточных склонов мало отличается [*Кондратюк, 1974*]. Это обусловлено типовыми траекториями прохождения циклонов и открытым положением склонов. Однако климат на восточных склонах более мягкий, чем на западных. На восточных склонах района выпадает около 2500 мм осадков в год.

Климат равнинных прибрежных участков восточного побережья Камчатки формируется главным образом под влиянием циркуляционных процессов над Беринговым морем, интенсивная циклоническая деятельность над которым обусловливает умеренно холодную, многоснежную и ветреную зиму [Кондратюк, 1974]. Летом преобладает умеренно тёплая, облачная с туманами и моросящими осадками погода.

Климат района юго-восточного побережья Камчатки (включая Авачинскую низменность) морской, влажный. Он характеризуется наиболее мягкой зимой, сравнительно тёплым летом и солнечной осенью [*Кондратюк, 1974*]. Годовая амплитуда температур воздуха составляет 20–25 °C, а годовые суммы осадков – 1000–1500 мм (в пределах

Авачинской низменности 600–800 мм). Осадки равномерно распределены по тёплому и холодному периодам. Зима в данном районе мягкая. Она длится с середины ноября по март включительно. Средняя температура января и февраля не опускается ниже –9 °C. Для района характерны большие (до 8–10 м/с) средние месячные скорости ветра.

Климат центральной части восточного побережья Камчатки (от мыса Кроноцкий до мыса Озерный) морской умеренный, влажный. Годовая амплитуда температур воздуха составляет 20–25 °C, а годовое количество осадков – 800–900 мм [Кондратюк, 1974]. Зима более длительная (с середины ноября по середину апреля), холодная (средние температуры февраля ниже на 1–2 °C) и малоснежная, чем на юго-восточном побережье Камчатки. Тёплый период на Кроноцком полуострове длится около пяти месяцев – с мая по начало октября. Выпадение снега в горах возможно до начала июля и с начала сентября [Виноградов, Ходаков, 1973].

Северо-восточное побережье Камчатки (от мыса Озерного до бухты Натальи) характеризуется морским, сравнительно холодным климатом [Кондратюк, 1974]. Годовые суммы осадков составляют 450–650 мм (из них 200–300 мм выпадает в зимнее время). Зима, продолжительностью около шести месяцев, холодная. Температуры февраля составляют –16 – –14 °C. Лето короткое, прохладное. Средняя температура августа не превышает 12 °C.

Оледенение. Разнообразные сочетания форм макрорельефа, климатических характеристик и наличия (или отсутствия) современной вулканической активности привели к большому разнообразию морфологических типов ледников и их режимных характеристик в разных районах Камчатки, а также к их неравномерному распределению по территории полуострова. Районы и узлы оледенения Камчатки, рассматриваемые в данной работе, отмечены на рис. 1.2.

В работе [Виноградов, Глазырин, 1979] был проведён анализ морфологии ледников Камчатки проведено разделение ледниковых районов полуострова на: 1 – районы активного современного вулканизма; 2 – районы четвертичного вулканизма, где современная вулканическая деятельность отсутствует, но формы рельефа свидетельствуют о её наличии в недавнем прошлом; 3 – невулканические районы. Данные районы имеют существенные различия в морфологии ледников, их режиме, устойчивости и др. Авторы данной работы провели районирование, основываясь на Каталоге [Виноградов, 1968].



Рис. 1.2. Районы и узлы оледенения Камчатки: 1 – северная часть Срединного хребта; 2 – вулканический массив Алней-Чашаконджа; 3 – вулкан Шивелуч; 4 – Ключевская группа вулканов; 5 – вулкан Шиш; 6 – Ичинский вулкан; 7 – хребет Тумрок; 8 – хребет Гамчен, вулканы Высокий и Гамчен; 9 – Чажминский хребет; 10 – Кроноцкий полуостров; 11 – вулкан

Кроноцкий; 12 – вулкана Крашенинникова; 13 – вулкан Большой Семячик; 14 – Валагинский и Ганальский хребты; 15 – вулкан Жупановский; 16 – Авачинская группа вулканов; 17 – вулкан Мутновский; 18 – вулканы Камбальный и Кошелева. Гидрометеостанции: I – Усть-Воямполка, II – Ключи, III – Кроноки, IV – Эссо, V – Петропавловск-Камчатский

Все 405 ледников, представленные в Каталоге на территорию Камчатки были разбиты на три группы [Виноградов, Глазырин, 1979]: районы активного вулканизма (63 ледника), районы четвертичного вулканизма (194 ледника) и невулканические районы (148 ледников). Информация о распределении ледников Камчатки по данным группам гляциологических районов отражена в таблице 1.1.

Группы		Номера ледников
гляциологических	Районы и узлы оледенения	на схемах
районов*		Каталога
Районы активного вулканизма	вулкан Шивелуч	95–101
	Ключевская группа вулканов	144–174
	вулкан Жупановский	243–249
	вулканы Авачинский, Козельский и Корякский	254–269
	вулкан Мутновский	281, 282
Районы четвертичного вулканизма	северная часть Срединного хребта южнее	53–94, 102–116,
	вулкана Подснежный (1598 м)	317–366
	вулканический массив Алней-Чашаконджа	117–130, 304–316
	хребет Тумрок	141–143, 180–188
	вулкан Высокий	189
	вулкан Шиш	175–179
	хребет Гамчен	190–199
	Чажминский хребет	200–202
	вулкан Гамчен	235
	вулкан Кроноцкий	236, 237
	вулкан Крашенинникова	238–240
	вулкан Большой Семячик	241,242
	вулкан Камбальный	283,284
	вулкан Кошелева	285–287
	Ичинский вулкан	288–303

Таблица 1.1. Распределении ледников Камчатки по группам гляциологических районов

	северная часть Срединного хребта севернее	1–52, 367–405
Невулканические	вулкана Подснежный (1598 м)	
районы	Валагинский хребет	131–140, 274–280
	Кроноцкий полуостров	203–234
	Пиначевский хребет	250–253, 270–273

* Выделены в работе [Виноградов, Глазырин, 1979]

Оледенение районов активного вулканизма приурочено, в основном, к крупным вулканическим постройкам (преимущественно к стратовулканам). Расположенные на вулканах ледники часто занимают такие специфические отрицательные формы вулканического рельефа, как:

• Кратер – чашеобразное или воронкообразное углубление на вершине вулканического конуса.

• Кальдера – обширная овальная или круглая котловина вулканического происхождения с крутыми, часто ступенчатыми склонами [*Четырехъязычный энциклопедический словарь..., 1980*]. Различают взрывные кальдеры, образующиеся при взрывах вулканических газов и кальдеры обрушения, возникающие при оседании по разломам, окаймляющим вулкан, или в теле вулкана.

• Барранкосы – радиально расходящиеся эрозионные борозды на склонах вулканического конуса [*Четырехъязычный энциклопедический словарь..., 1980*].

• Атрио – кольцевая структура между уступом кальдеры и сформировавшимся в её пределах вулканическим конусом.

• Взрывные и обвальные цирки, напоминающие по форме крупные кары, формирующиеся в результате мощных взрывов или обвалов, разрушающих часть вулканической постройки.

Вследствие этого, *в районах активного вулканизма* на Камчатке распространены такие специфические морфологические типы ледников как кратерные, барранкосов, атрио и атриодолинные, кальдерные и кальдерно-долинные, звездообразные, ледяной пояс. Эти морфологические типы ледников практически не встречаются в районах четвертичного вулканизма и полностью отсутствуют в невулканических районах.

Конусообразные формы вулканических построек имеют более равномерное распределение площадей склонов по всем экспозициям, чем горные хребты, что является специфической особенностью вулканического рельефа. Это, в свою очередь, отражается на

распределении ледников по склонам различной экспозиции. Так, в районах активного вулканизма неравномерность распределения ледников по склонам разной экспозиции наименьшая [*Виноградов, Глазырин, 1979*]. Кроме того, наблюдается увеличение доли каровых ледников в невулканических районах по сравнению с районами четвертичного вулканизма. В районах современного активного вулканизма каровые ледники отсутствуют, поскольку формирование современного макрорельефа в них ещё не завершилось.

На склонах многочисленных потухших вулканов *районов четвертичного вулканизма*, подвергнувшихся воздействию верхнечетвертичного оледенения, находится большое количество трогов и каров. Сами разрушенные вулканические постройки зачастую опознаются по периклинальному залеганию вулканических пород [*Виноградов, Мелекесцев, 1966*] и радиальной гидрографической сети (например, вулканы Шиш и Тумрок).

Крупнейшим невулканическим районом современного оледенения Камчатки является крупный узел оледенения, расположенный на низкогорном Кроноцком хребте. Вулканических форм рельефа в пределах этого района не наблюдается, морфологические типы ледников, характерные для районов активного вулканизма, отсутствуют. Огромные величины годовых сумм осадков (3000 мм и более в ледниковой зоне [Виноградов, Ходаков, 1973)) и пасмурное холодное лето предопределили существование на относительно низком Кроноцком хребте крупного узла оледенения. Аномально низкое расположение границы питания (700-800 м) и большие значения аккумуляции и абляции (до 4000 и более мм водного эквивалента на границе питания) являются особенностями ледников полуострова. Вертикальных градиент внешнего массообмена составляет 14-15 мм водного эквивалента на 1 м подъема и является максимальным на Камчатке [Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997]. В областях питания ледников господствует теплая фирновая зона льдообразования. Поверхность ледников практически не загрязнена моренным материалом.

Следует заметить, что в дальнейшем авторы ряда работ корректировали оценку количества и площади ледников Камчатки, представленную в Каталоге (405 ледников общей площадью 874,1 км² [*Виноградов, 1968*]). Так в работе [*Мигаvyev, 1999*] общее количество ледников на Камчатке оценено в 448, а их общая площадь составила 905,3 км². В публикации [*Solomina et. al., 2007*] сообщается о 446 ледниках общей площадью около 900 км². В данных публикациях не указаны детали переоценок. Вероятно, авторы этих публикаций добавили к данным Каталога данные по ледникам, обнаруженным в различных районах Камчатки уже после каталогизации.

18

В результате *взаимодействия вулканизма с оледенением* на Ключевском вулкане сформировался специфический вулкано-гляциальный комплекс, в котором выделяются три гляциальных зоны. Ледяной пояс расположен в диапазоне высот от 4200 до 2400–3500 м (ниже всего на северном склоне, выше – на восточном). В этой зоне мощность льда с высоким (до 40–50%) содержанием пирокластического материала не превышает 50–60 м, а скорость его движения, несмотря на большую крутизну склонов (30–35°), составляет лишь несколько метров в год [*Виноградов, Муравьев, 1989*].

Ниже ледяного пояса находится шлейф «пассивных» льдов, спускающийся до 1900– 2000 м, включающий в себя массивы «мёртвых» и погребённых льдов, мощностью до 20–30 м [*Виноградов, Муравьев, 1989*]. Лёд в этой зоне остался в основном после отмирания ледниковых языков при смене русел их движения после латеральных извержений или уничтожения участков областей питания некоторых ледников лавовыми потоками из вершинного кратера. Содержание пирокластического материала во льду этой зоны в среднем составляет 8–10% (до 15–25%). Положение массивов льдов в данной зоне близко к стационарному со слабой тенденцией к наступанию. Ниже расположена зона многолетнемёрзлых пород, спускающаяся до 800–900 м.

Частые терминальные и побочные извержения Ключевского вулкана в ледниковой зоне приводят к наращиванию на его склонах шлейфа «мёртвых» и погребённых льдов «блуждающими» ледниками (ледники, не имеющие постоянных каналов стока, меняющие русло движения и размеры под влиянием вулканических извержений [*Калесник, 1937*]), к которым можно отнести ледники Влодавца, Сопочный, Келля и др. [*Виноградов, Муравьев, 1989*]. В свою очередь, при благоприятной сейсмовулканической обстановке, в пределах зоны «пассивных» льдов формируются небольшие языки активных потоков льда, иногда спускающихся за пределы (до 1–2 км) данной зоны [*Муравьев, Муравьев, 2016*].

Влияние современного вулканизма на оледенение разноплановое. Оно может проявляться как в виде подвижек ледников, так и в виде сокращения или консервации их размеров. Данное влияние включает в себя ряд механизмов как способствующих сохранению и развитию ледников, так и оказывающих на них негативное отрицательное влияние:

1. Механическое разрушение ледников. При разрушении вулканической постройки в процессе извержения может произойти механическое уничтожение части ледников.

Так во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. произошла просадка и обрушение внутренней кальдеры вулкана Плоский Толбачик, в результате чего была уничтожена часть Толбачинского ледника. Его площадь в пределах границ кромки провала внутренней кальдеры сократилась с 1,54 до 0,5 км² [Виноградов, Муравьев, 1982а].

При взрыве вулкана Безымянный в марте 1965 г. были уничтожены фирновые поля в вершинной части вулкана [Виноградов, 1975].

Взрыв вулкана Шивелуч, произошедший в ноябре 1964 г., привёл к уничтожению части области аккумуляции ледника Тюшева [Виноградов, 1975]. В южной стенке образовавшегося кратера вскрылась толща льда мощностью около 100 м.

2. *Захоронение ледников*. Во время извержения вулкана расположенные на нём или рядом с ним ледники могут быть полностью перекрыты продуктами извержения.

Например, во время извержения Авачинского вулкана в феврале 1945 г. ледник Козельский был полностью перекрыт чехлом пирокластического материала, мощностью до 2 м [*Виноградов, Муравьев, 1992*]. В последующие годы в области питания поверх вулканогенного покрова начало формироваться фирновое поле.

При взрыве вулкана Безымянный в марте 1965 г. был полностью погребён под толщей пирокластического материала ледник Чернова, расположенный на седловине между вулканами Безымянный и Камень [*Виноградов, 1975*].

3. Тепловое воздействие на ледники. Во время извержений по поверхности ледников могут течь лавовые потоки и проходить пирокластические потоки (лавины раскалённого сыпучего пирокластического материала), вызывающие интенсивное таяние снега, фирна и льда. Подобные явления могут приводить к уменьшению мощности ледников, а также к их частичному или полному уничтожению. Кроме того, во время таких событий формируются мощные лахары.

Например, во время извержения Ключевского вулкана в 1944–1945 гг. [Пийп, 1956а] в верхней части вулканического конуса образовались шарра (крупные отрицательные формы вулканического рельефа). Толщи льда, находящиеся на данных участках, были расплавлены длительными выбросами раскалённого материала.

Во время побочного извержения Ключевского вулкана в 1983 г. лава изливалась на ледник Келля. В результате значительная часть области питания ледника и большая часть его южного языка были уничтожены [Виноградов, Муравьев, 1985а].

Непосредственное тепловое воздействие извержения на удалённые от эруптивного центра ледники крайне ограничено [*Виноградов, 1975*]. Таяние ледников при выпадении на их поверхность пирокластического материала незначительно, так как рыхлая пирокластика быстро остывает и в дальнейшем служит теплоизолятором.

4. Бронирующая роль чехла вулканогенного материала. Для ледников районов активного вулканизма Камчатки характерна развитая поверхностная морена, сложенная вулканогенным материалом. Материал поступает на поверхность ледников во время извержений вулканов (выпадение вулканического пепла и шлака, лавовые и пирокластические потоки), в ходе обвальных и осыпных процессов на крутых склонах вулканических построек, а также приносится снежными лавинами.

По данным В.Н. Виноградова [*Отчет Института вулканологии..., 1982*], незначительные мощности (до 1 см) пирокластического материала на поверхности ледников способствуют интенсивному таянию. Наличие чехла пирокластического материала мощностью более 1 см приводит к замедлению таяния. Полевые наблюдения за таянием льда под чехлом вулканического шлака на леднике Козельский показали, что слой пирокластики мощность 5 см сокращает таяние в 7 раз, 10 см – в 12 раз, 20 см – в 21 раз, 0,5 м – в 150 раз. Был сделан вывод о том, что за счёт теплоизолирующей способности рыхлого вулканического материала, рост таяния дают лишь первые миллиметры загрязнения. Бронирующая роль пирокластики существенно превышает по эффективности аналогичные по мощности поверхностные морены на ледниках Кавказа и Средней Азии.

Таяние в конечных частях ледников, перекрытых мощным чехлом моренных отложений, происходит преимущественно на крутых склонах краёв ледниковых языков, где перекрывающий чехол имеет малую мощность, и в местах размытия моренного чехла временными водотоками.

Кроме того, залегающие вблизи активных вулканов снежники могут захораниваться слоем вулканического пепла и шлака (рис. 1.3), выпадающих во время извержений или переотлагаемых ветром, лавинными процессами и временными водотоками. Посредством подобного механизма происходит наращивание ледниковых языков (если снежник располагался на поверхностной морене ледника), а также массивов «мёртвых» и «пассивных» льдов. То есть захоронение снежников под слоем вулканогенного материала является одной из составляющих аккумуляции ледников районов активного вулканизма.

Лавовые потоки, прошедшие по поверхности ледников, после остывания начинают предохранять перекрытые массы льда от таяния.



Рис. 1.3. Снежник, перекрытый чехлом вулканогенного материала в районе Авачинского вулкана. Август 2011 г.

5. Вулканогенный материал внутри ледников. Рыхлый вулканогенный материал не только образует поверхностную морену на ледниках районов активного вулканизма, но и содержится во льду внутри ледников, оказывая влияние на скорость движения льда, режим и динамику ледников.

На Камчатке исследования данного вопроса проводились, в основном, в районе Ключевского вулкана, оледенение которого отличается уникальным своеобразием, динамической нестабильностью и большой изменчивостью [Виноградов, Муравьев, 1982а]. Их результаты представлены в работах [Виноградов, 1975; Виноградов, Муравьев, 1989]. Максимальное содержание вулканогенного материала во льду (до 40–50 %) характерно для зоны «ледяного пояса» (на высотах от 2400–3500 м до 4200 м) на Ключевском вулкане. По расчётам автора работы [Божинский, 1980] подобное содержание включений во льду уменьшает развитие различных возмущений на поверхности и в толще ледников в 4–10 раз. Благодаря этому, скорость движения льда в пределах «ледяного пояса» составляет несколько метров в год, несмотря на большую (30–35°) крутизну склонов.

6. Нагружение ледников вулканогенным материалом. Поступающий на ледники во время извержений, а также за счёт обвальных и осыпных процессов, вулканогенный материал наращивает их массу. Увеличение нагрузки на ледники способствует повышению скорости их движения.

Примером подобного воздействия может служить динамика ледника Эрмана, расположенного в Ключевской группе вулканов. В ходе извержения Ключевского вулкана в 1945 г., по Крестовскому жёлобу на ледник Эрмана сошёл вулкано-гляциальный оползень объёмом 0,3 км³ [*Муравьев, Саламатин, 1993*]. С тех пор наблюдается непрерывное наступание данного ледника. С 1949 по 2015 г. площадь фронтальной части ледника увеличилась на 4,96±0,39 км², а его фронт продвинулся на 3675±15 м (до высоты 1035 м) по долине р. Сухая и, примерно на 3480±20 м (до высоты 950±10 м), по долине р. Крутенькая [*Муравьев, 2016*].

7. Сейсмическое воздействие на ледники. Динамика ледовых толщ на склонах действующих вулканов зависит от эффектов сейсмической подготовки перед извержениями и сейсмической активности во время извержений [Муравьев, Муравьев, 2016]. Под влиянием многочисленных слабых землетрясений из зоны «пассивных» льдов начинают продвигаться новые ледниковые языки в район активных центров на конусах побочных извержений.

Воздействие сейсмической активности на ледники происходит путём ухудшения сцепления ледников с ложем (снижение сил трения). Это, в свою очередь, приводит к увеличению скорости движения льда, активизации ледниковых фронтов и формированию ледниковых языков в зоне «пассивных» льдов Ключевского вулкана.

8. Вода на ложе ледников во время извержений. Прохождение по ледникам лавовых и пирокластических потоков во время извержений приводит к таянию больших масс льда, в результате чего на ложе ледника попадает большое количество воды. Вода на ложе ледников уменьшает силы трения, что должно приводить к увеличению скорости движения льда. Однако данный эффект ограничен во времени временем поступления на поверхность ледника больших масс раскалённого вулканического материала и временем, которое нужно, чтобы поступившая вода стекла или замёрзла.

При подлёдных извержениях вулканов на контакте льда с коренными породами происходит образование воды вследствие таяния и испарения льда. Это, в свою очередь, приводит к размыву частей ледников и формированию мощных водно-ледниковых потоков (лахары, йокульлаупы).

При взрывном типе подлёдного извержения в талой воде может во взвешенном состоянии находиться вулканический пепел, что значительно усиливает таяние льда [*Отчет Института вулканологии..., 1982*]. При этом, давление водяного пара может превысить статическое давление ледника и приподнять его. Это позволит подогретой воде течь под ледником, увеличивая площадь таяния [*Tryggvason, 1960*].

9. Выпадение на ледники вулканического пепла. В отличии от перечисленных выше механизмов влияния вулканизма на оледенение, воздействия пеплопадов на ледники не ограничиваются непосредственно районами активного вулканизма. Во время сильных извержений вулканические продукты могут выбрасываться на высоту в несколько километров над вулканом. В дальнейшем наиболее тонкие фракции изверженного материала (вулканические пеплы) могут переноситься ветром на сотни и даже тысячи километров. Направление их распространения зависит от господствующей в районе розы ветров. Выпадающий тонким слоем на поверхность ледников и снежников вулканический пепел существенно усиливает поверхностное таяние (см. пункт «4»).

Наблюдаемое разнообразие механизмов влияния вулканизма на оледенение обусловливает специфические черты и динамику ледников районов активного вулканизма.

Для анализа *климатических изменений*, произошедших на Камчатке за период исследований, были проанализированы данные наблюдений на гидрометеостанциях (далее ГМС) Ключи, Кроноки, Петропавловск-Камчатский, Усть-Воямполка и Эссо. Данные наблюдений ГМС Ключи, Петропавловск-Камчатский и Эссо были получены с сайта ВНИИГМИ-МЦД (www.meteo.ru), данные наблюдений ГМС Кроноки и Усть-Воямполка – из фондов ИВиС ДВО РАН. Были изучены средние летние (с июня по август) температуры приземного воздуха за 1950–2015 гг. и суммы твёрдых осадков с октября по май (период аккумуляции на ледниках Камчатки) за 1966–2015 гг.

На сайте ВНИИГМИ-МЦД (www.meteo.ru) данные месячных сумм осадков публикуются только с 1966 г. Авторы массива данных объясняют это следующим образом – «В публикуемой версии массива ряды данных содержат информацию с 1966 года. Такой период обусловлен тем, что до 1966 года в наблюдениях за осадками, по крайней мере, трижды была нарушена однородность рядов: а) в 30-е годы прошлого столетия произвели массовый перенос станций на отрытое место, репрезентативное для ряда элементов, но не для осадков; б) в начале 50-х годов массовое нарушение однородности вызвано сменой прибора, был установлен осадкомер с защитой Третьякова; в) с января 1966 года поправка на смачивание стала вводиться непосредственно на станции. После 1966 года никаких

изменений в методиках измерений и обработки не происходило, поэтому ряды сумм осадков можно считать однородными.» [Булыгина и др., 2015]

В работе [Шмакин, Попова, 2006] показано, что для исследований изменений климатических характеристик в Северной Евразии во второй половине 20 в. имеет смысл сравнивать два временных периода. На основе многолетнего хода средней годовой температуры воздуха, осреднённой для территории России, авторы выделили базовый период – 1951–1980 гг., когда средняя температура по России была близка к средней за 20 в., и период потепления – 1989–2001 гг., когда средняя температура по России превышала среднюю за базовый период примерно на 1°С. В пределах данных выделенных периодов отсутствовали существенные тренды средней годовой температуры воздуха. Переходный период 1981–1988 гг. (от одного уровня многолетнего среднего к другому) отличает высокая изменчивость. В работе [Шмакин, 2010] период современного потепления, выделенный в публикации [Шмакин, Попова, 2006] был продлён до 2006 г. В работе [Котляков и др., 2015а] данный период современного потепления был фактически продлён до 2010 г.

По данным работы [*Котляков и др., 2015а*] изменения зимней и летней температуры приземного слоя воздуха на севере Евразии в 1950–2012 гг. в целом совпадают. Авторы отмечают, что в первую очередь, это относится к тренду с начала 1980-х гг. и к почти синхронным колебаниям в периоды 1950-х–1970-х и 1980-х–2000-х гг. «При достаточно близких темпах изменений общий рост средней температуры зимних месяцев за 1981–2012 гг. (0,7°С) несколько уступает летней температуре (0,8°С). Это различие связано, главным образом, с последним десятилетием, когда рост зимней температуры существенно замедлился. Более заметная разница связана с долей тренда в общей изменчивости, которая в случае температуры лета достигает 72%, что на 22% превышает этот показатель для зимних месяцев. Это важное указание на то, что на фоне межгодовых колебаний повышение летней температуры может быть более ощутимым для окружающей среды по сравнению с зимним сезоном.» [*Котляков и др., 2015*]

Скорость роста температуры приземного слоя воздуха за период 1981–2010 гг. в зимний и летний сезоны примерно одинаковая, а общий рост температуры за данные период достигает 1,1°C [*Котляков и др., 2015а*]. Температура летнего сезона Северной Евразии за данный период увеличилась на 0,9°C. Изменение летней температуры в 2001–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. в общих чертах соответствует распределению тренда за 1981–2010 гг.

Схема расположения гидрометеостанций, данные наблюдения которых использовались в настоящей работе, относительно районов оледенения Камчатки изображена на рис. 1.2.

На ГМС «Усть-Воямполка» средние летние температуры воздуха в 1989–2006 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 0,6°С (рис. 1.4). Суммы твёрдых осадков в 1989–2006 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 20,8%.



Рис. 1.4. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Усть-Воямполка

На ГМС «Ключи» средние летние температуры воздуха в 1989–2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 1,2°С (рис. 1.5). Суммы твёрдых осадков в 1989–2015 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 2,3 %, а годовые суммы осадков – на 6,1 %.



Рис. 1.5. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Ключи

На ГМС «Эссо» средние летние температуры воздуха в 1989–2014 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 1,3°С (рис. 1.6). Суммы твёрдых осадков в 1989–2014 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 13,2 %, а годовые суммы осадков – на 10,9 %.



Рис. 1.6. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Эссо

На ГМС «Петропавловск-Камчатский» средние летние температуры воздуха в 1989– 2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 0,9°С (рис. 1.7). Суммы твёрдых осадков в 1989–2015 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 14,3 %, а годовые суммы осадков – на 16,3 %.



Рис. 1.7. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Петропавловск-Камчатский

Доступные данные наблюдений ГМС «Кроноки» покрывают примерно половину периода современного потепления. Рост средней летней температуры воздуха за 1989–2001

гг. по сравнению с 1951–1980 гг. составил 0,3°С. Сокращения сумм твёрдых осадков за 1989– 1997 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. не наблюдается (рост на 12%). На более удалённых ГМС «Ключи» (рис. 1.5) и «Петропавловск-Камчатский» (рис. 1.7) прослеживается явная тенденция к повышению летних температур воздуха (коэффициенты корреляции с средними летними температурами воздуха на ГМС «Кроноки» 0,7 и 0,89 соответственно). Таким образом можно сделать вывод о том, что на ГМС «Кроноки» прослеживается тенденция повышения летних температур воздуха.

Таким образом на всех ГМС, данные которых были проанализированы, наблюдается рост летних температур воздуха от 0,6°С на ГМС «Усть-Воямполка» (побережье Охотского моря) до 1,3°С на ГМС «Эссо» (долина в пределах Срединного хребта). Также наблюдается сокращение осадков с октября по май от 2,2 % на ГМС «Ключи» до 20,8 % на ГМС «Усть-Воямполка».

Выводы. Макрорельеф и климатические условия в целом способствовали возникновению и существованию современного оледенения на Камчатке. Разнообразные сочетания форм рельефа, климатических характеристик и наличия (или отсутствия) современной вулканической активности привели к большому разнообразию морфологических типов ледников и их режимных характеристик в разных районах Камчатки, а также к его неравномерному распределению по территории полуострова.

Современная вулканическая активность в ряде районов Камчатки обусловливает существование специфических морфологических типов ледников, не встречающихся в других ледниковых районах. Влияние современного вулканизма на оледенение и его динамику разноплановое. Оно может проявляться как в виде подвижек ледников, так и в виде сокращения или консервации их размеров.

Глава 2. История исследований ледников Камчатки и обзор литературы по теме работы

Изучение современного оледенения Камчатки началось относительно недавно. Однако, его история интересна, что связано, в первую очередь, с особенностями территории, обусловленными современным вулканизмом и обилием атмосферных осадков, приходящих с Тихого океана и Охотского моря. Немногочисленные публикации русских и зарубежных путешественников о природе и населении Камчатки 18–19 вв. содержит сведения о многоснежности полуострова [*Дитмар, 1901; Крашенинников, 1949*]. Однако известный исследователь, русский геолог К.И. Богданович, путешествуя по Камчатке, обратил внимание на своеобразие ледников полуострова, связанное с вулканической деятельностью [*Богданович, 1899*] и предложил Русскому географическому обществу организовать изучение современного оледенения полуострова. Изучение камчатских ледников было поручено петропавловскому уездному врачу В.Н. Тюшову. В работе [*Богданович, 1906*] К.И. Богданович подтверждает выполнение гляциологических работ, сообщая о составленном В.Н. Тюшовым топографическом описании реки Камчатки и ледников Ключевской группы вулканов (см. рис. 1.2). Однако эта работа не была опубликована и оказалась утрачена.

Существенный вклад в изучение ледников Камчатки внесли работы геологического отдела Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908–1910 гг. [Конради, Келль, 1925; Келль, 1928]. В данных работах сравнительно подробно описаны ледники Ключевской группы вулканов (в том числе ледники Эрмана, Богдановича и Желтый) и ледники в кратере Мутновского вулкана (см. рис. 1.2). Вулкан Шивелуч рассматривался как самостоятельный центр оледенения, с которого спускаются шесть ледников (крупнейший из них – ледник Тюшова) до высот 800–900 м [Виноградов, 1965в]. Кроме того, был описан висячий ледник Комарова на южном склоне Жупановского вулкана (см. рис. 1.2) и отмечено наличие ледников на Чажминском хребте [Отчет, 1982]. В работе [Калесник, 1937] приводятся обобщенные данные по оледенению Камчатки. В работе [Новограбленов, 1925] приводится информация о следах оледенения и остатках ледников в некоторых карах хребта Ганальские Востряки.

Важный вклад в изучение оледенения Ключевской группы вулканов внёс Б.И. Пийп. В работе [*Пийn*, 19566], используя данные полевых наблюдений и первые крупномасштабные карты, Б.И. Пийп определил площадь оледенения района, выделил морфологические типы ледников и привёл данные о состоянии отдельных ледников. Автор приводит данные о

наступании ледника Эрмана на 300 м за 1945–1951 гг., отмечает стационарное состояние ледников Богдановича и Жёлтый и отступание ледников Келля и Бильченок. Кроме того, Б.И. Пийп обращает внимание на сильную заморененность поверхности ледников вулканогенным материалом.

В работе [*Пийп, 1946*] Б.И. Пийп писал о наличии на Авачинском вулкане фирнового поля в кольцевой долине между гребнем соммы и действующим конусом. Автор отметил, что с этого фирнового поля берут начало ледники, спускающиеся на северный и южный склоны вулкана.

Автор публикации [Гущенко, 1957] описал звездообразный ледник на вулкане Кроноцкий. По сведениям автора, на северо-восточном склоне вулкана ледник спускался до высоты 1300 м (вероятно имеется ввиду ледник № 237 по Каталогу [Виноградов, 1968]), а его общая площадь составляла около 7 км². Крупный звездообразный ледник, расположенный на Кроноцком вулкане также упоминается в работе [Яцковский, 1957].

В целом, до 1958 г. изучение ледников и снежного покрова Камчатки не было непосредственной целью работ. Гляциологические данные получались попутно, при проведении геологических, вулканологических, ботанических и иных исследований.

В 1958 была опубликована работа П.А. Иванькова [Иваньков, 1958], в которой была дана характеристика современного оледенения Камчатки. В работе использовались данные описаний ледников полуострова и данные обработки новейших материалов аэрофотосъёмок и карт. Общая площадь оледенения Камчатки составляла по подсчётам автора 866 км². Из них на Срединный хребет приходилось 484 км², на вулканы Восточной и Южной камчатки – 262 км², на Кроноцкий полуостров – 86 км², на Восточный хребет – 34 км². Однако В.Н. Виноградов считал, что приведённые П.А. Иваньковым площади оледенения значительно занижены [Виноградов, 1965в]. Площадь оледенения Ключевской группы вулканов оценивалась П.А. Иваньковым в 160 км², а В.Н. Виноградовым в 300 км². По мнению В.Н. Виноградова, причиной занижения площади ледников этого района П.А Иваньковым было то, что при картографировании многие заморененные вулканогенным материалом ледники принимались за лавовые потоки (на старых аэрофотоснимках визуально они часто очень похожи). Кроме того, в работе П.А. Иванькова не содержалось сведений о оледенении Авачинской группы вулканов (см. рис. 1.2), площадь которого, по оценке В.Н. Виноградова составляла не менее 20 км².

В конце 1950-х – начале 1960-х было опубликовано несколько работ, содержащих данные об оледенении Ичинского вулкана на Срединном хребте [*Виноградов, 1965в*]. В

работе [Эрлих, 1957] автор выделил в оледенении Ичинского (см. рис. 1.2) вулкана северную и южную группы, отметив, что с ледяного плато спускаются долинные ледники. Автор работы [Святловский, 1960] описал область питания долинных ледников Ичинского вулкана, расположенную на его вершине и плато. В работе [Маренина, 1962] описываются три крупных (длиной 4–4,5 км) долинных ледника, спускающиеся с плато Ичинского вулкана на север до высот 1500–1600 м. Автор также упоминает каровые и висячие ледники на склонах вулкана. Все три автора писали о том, что ледники Ичинского вулкана отступали.

В публикации [*Маренина и др., 1962*] были описаны три ледника, расположенные на северном склоне Корякского вулкана, и два ледника на вулканах Арик и Ааг. Общая площадь описанных ледников была оценена примерно в 2 км². По данным полевых наблюдений авторов работы, поперечные трещины на ледниках достигали глубины 10 м и были заполнены водой и обломочным материалом.

Статья [*Виноградов, 1965а*] посвящена кальдерно-долинному леднику Бильченок, расположенному в районе Ключевской группы вулканов. В данной работе приведены данные о подвижке ледника, произошедшей в 1959–1960 гг., и данные полевых наблюдений на леднике в 1964 г. Обследование ледника в 1964–1965 гг. показало, что он находился в стадии деградации [Долгушин, Осипова, 1974].

В сентябре и октябре 1960 г. в горах Кроноцкого полуострова (см. рис. 1.2) работал гляциологический отряд Института географии АН СССР. Проводились маршрутные исследования ледников района. Основные работы были приурочены к леднику Корыто. Они включали в себя метеорологические наблюдения, описание разрезов снежно-фирновой толщи [Преображенский, Модель, 1965], измерения температуры снега и льда до глубины 10 м и проведение фототеодолитной съёмки поверхности ледника. Кроме того, Д.Г. Цветковым [Цветков, 1963] была определена скорость движения поверхности льда ледника Корыто.

Летом 1964 г. Камчатский отдел Географического общества СССР на средства Института вулканологии СО АН СССР организовал экспедицию на северную часть Срединного хребта (массив Острая-Хувхойтун) с целью изучения вулканов и ледников. Ранее, П.А. Иваньков [Иваньков, 1958] отмечал наличие в данном районе крупного очага современного оледенения, а В.Н. Виноградов [Виноградов, 19656] определил количество ледников в районе и дал краткую характеристику крупнейших ледников. В работе [Виноградов, Огородов, 1966] делается вывод, что массив Острая–Хувхойтун (см. рис. 1.2) является крупнейшим узлом оледенения Камчатки, включающим в себя 84 ледника общей площадью 245 км². Авторами было отмечено, что по морфологическим признакам

большинство ледников района находилось в стационарных условиях или незначительно отступало. Также отмечалось широкое распространение снежников-перелетков, состоящих, как правило, из наложенного льда. Располагаясь ниже снеговой границы, они, по мнению авторов, не могли относиться к зарождающимся ледникам. Наиболее детальные гляциологические работы велись экспедицией на леднике Гречишкина, где проводилось описание снежно-фирновой толщи, определялся водозапас за зиму 1963/64 гг. и измерялась поверхностная скорость движения льда (25 м/год в районе фирновой линии).

С 1963 г. Институтом вулканологии СО АН СССР были начаты систематические работы по изучению современного оледенения вулканических районов Камчатки. Основные работы были приурочены к ледникам Авачинской и Ключевской групп вулканов. В ходе работ определялись высоты концов ледников, фирновой линии и морен, описывались разрезы снежных и ледовых толщ, намечались профили для изучения поверхностных скоростей движения. Кроме того, изучалось распределение снежного покрова на склонах вулканов и нижних частях ледников.

В работе [Виноградов, Мелекесцев, 1966] авторы поднимают проблему специфики оледенения вулканических районов и влияния вулканизма на снежный покров и ледники. Они приходят к выводу, что крупные стратовулканы, имеющие максимальные на Камчатке абсолютные высоты, являются основными центрами современного оледенения полуострова. Отрицательные формы вулканического рельефа особенно благоприятны для возникновения ледников. В некоторых из них ледники могут существовать значительно ниже снеговой линии. Вулканическая деятельность, а также особенности вулканического рельефа, по мнению авторов, оказывают большое влияние на динамику, морфологию и строение ледников. В работе выделен ряд специфических морфологических типов ледников (специфика определяется особенностями рельефа вулканов), характерных для вулканических районов Камчатки. В то же время, авторы считали влияние вулканической деятельности на оледенение сильно ограниченным, в силу её локального и асинхронного проявления. В работе [Виноградов, 1967] автор продолжает изучение проблемы влияния вулканизма на ледники и снежный покров. Отмечено уничтожение снега и льда в зоне извержений, сокращение сроков залегания снежного покрова, покрытого пеплом, и сохранение мертвого льда под мощным слоем шлака.

В 1968 г. был опубликован 20-й том ("Камчатка") Каталога ледников СССР [*Виноградов, 1968*], содержащий сведения о линейных размерах и площади каждого ледника в отдельности, его положении на местности по отношению к бассейнам рек и вулканам (в

32

схематическом виде), а также данные о морфологическом типе, экспозиции, высоте на уровнем моря отдельных частей ледников и т.п. В дополнение к морфометрическим данным, Каталог содержит краткую физико-географическую характеристику областей оледенения. Особое внимание уделено описанию морфологических типов ледников вулканических районов Камчатки, некоторые из которых характерны только для областей современного вулканизма. Приведены сведения о закономерностях размещения ледников на Камчатке, распределении их по бассейнам рек, влиянии на них активного вулканизма. Основные сведения о ледниках Камчатки, приведённые в Каталоге, получены по материалам аэрофотосъёмок 1949–1950 гг., данным исследований Института географии АН СССР в 1960 г., института Вулканологии АН СССР в 1963–1965 гг. и из литературных источников. Часть Каталога, охватывающая ледники Кроноцкого полуострова, составлена по материалам аэрофотосъёмок 1957 г. с использованием карт крупного масштаба и данных исследований экспедиции Института географии АН СССР 1960 г. Данная работа фактически является незаменимой при исследованиях изменения площади современных ледников Камчатки, поскольку иных массовых каталогизаций ледников полуострова в дальнейшем не проводилось.

В работе [Виноградов, 1970] были обобщены имеющиеся на то время сведения об оледенении Авачинской группы вулканов и охарактеризованы климатические условия его существования. Автор работы выделил в данном районе 24 ледника общей площадью 16,4 км². В работе приведены данные полевых наблюдений на леднике Елизовский. Автор отмечает, что ледники Авачинского вулкана забронированы слоем обломочного материала, попадающего на поверхность ледников во время извержений и с крутых осыпных склонов. Кроме того, в статье отмечается влияние пирокластического материала, находящегося на поверхности ледников, на скорость и характер таяния. В частности, на основании полевых наблюдений был сделан вывод о том, что небольшой слой рыхлого материала способствует интенсивному таянию, а значительные скопления пирокластики замедляют таяние льда.

Наиболее полно результаты исследований ледников Камчатки 1959–1970 гг. представлены в монографии [*Виноградов, 1975*]. Данная работа содержит в себе результаты изучения ледников и снежного покрова преимущественно Авачинской и Ключевской групп вулканов. Выявлены специфические черты морфологии, строения и режима ледников районов активного вулканизма. Кроме того, рассмотрены формирование рельефа Камчатки, климатические условия и снежный покров. В работе [*Каразия, 1976*] приведена хронология

исследований ледников, снежного покрова, лавин и селей Камчатки и библиография за 1958– 1974 гг.

В 1971 г. гляциологическими отрядами Института географии АН СССР и Института вулканологии ДВНЦ АН СССР велись работы на леднике Корыто. Велось изучение водноледового баланса и стратиграфии фирновой толщи, измерялась температура фирна и льда в области питания ледника [*Виноградов, Ходаков, 1973*]. Кроме того, был выполнен комплекс метеорологических, актинометричесих и теплобалансовых наблюдений [*Маркин, 1976*].

В августе 1973 г. попутно с геологосъёмочными работами в кальдере вулкана Чашаконджа осуществлялись наблюдения за ледниками. Результаты наблюдений были представлены в работе [Быкасов, Каразия, 1976].

В публикации [Виноградов, Будников, 1977] анализируется динамика ледников Авачинской группы вулканов в последнее столетие и черты их режима. Авторы реконструировали по моренам площадь ледников района на середину 19 века. В результате был сделан вывод о сокращении площади оледенения Авачинской группы вулканов с середины 19 века более чем в два раза – с 35,2 км² до 16,4 км² (данные Каталога [Виноградов, 1968]). В работе отмечается, что наибольшее сокращение претерпели ледники западной и южной экспозиции. Кроме того, по мнению авторов, все извержения Авачинского вулкана прямо или косвенно отражались на режиме и колебаниях ледников.

В 1972–1981 гг. сотрудниками Института вулканологии ежегодно проводились наблюдения на леднике Козельский (Авачинская группа вулканов). Основной задачей исследований было изучение взаимодействия оледенения и вулканизма на фоне климатических изменений. Велись массбалансовые, метеорологические и гидрологические наблюдения, изучалось строение фирновой толщи, измерялась поверхностная скорость движения льда. Результаты изучения ледника Козельский за 1972–1973 гг. опубликованы в работах [Виноградов, 1975; Виноградов и др., 1976]. Летом 1976 г. в области питания ледника на метеостанции Седловина велись метеорологические, актинометрические и градиентные наблюдения. В результате, в работе [Виноградов, Мартьянов, 1979] изложены результаты расчёта теплового баланса ледника Козельский в период абляции в условиях глубоких, средних и слабых инверсий. Наиболее полно результаты исследований ледника Козельский изложены в монографии [Виноградов, Муравьев, 1992], в которой также приводятся данные по оледенению и климату Авачинской группы вулканов в целом. Результаты наблюдений передавались во Всемирную службу мониторинга ледников. Передача данных продолжается

и в настоящее время. Вследствие того, что прямые наблюдения за составляющими баланса массы на леднике с 1988 г. практически не проводятся, передаются расчётные значения.

В Ключевской группе вулканов в 1970-х гг. проводились маршрутные обследования ледников и их морен, организовывались стационары, велись метеонаблюдения. В работе [*Виноградов, 1974*] приведены данные о подвижках ледников Бильченок, Эрмана, Сопочный, Влодавца, произошедших в период с 1959 по 1973 г. В качестве причин этих подвижек автор выделяет следующие: неустойчивое динамическое состояние ледниковых систем и автоколебания (для ледников Бильченок и Эрмана); вулканические процессы, прорывы побочных кратеров в районе ледников, соприкосновение раскалённого каменного материала со льдом и снегом с образованием жидкой воды и пара (для ледников Сопочный и Влодавца).

В 1974 г. велись наблюдения за побочным извержением Ключевского вулкана, происходившим в области питания ледника Богдановича [Виноградов и др., 1977]. Извержение сопровождалось разрушением части ледника лавовым потоком и формированием шлакового конуса. Впервые исследователи имели возможность наблюдать на вулканах Камчатки процесс и результат взаимодействия вулканизма и оледенения в таких масштабах. В 1976 г. велись работы на ледниках Будникова, Института вулканологии, Толбачинский вулканов Острый Толбачик и Плоский Толбачик во время Большого трещинного Толбачинского извержения. В результате просадки и обрушения внутренней кальдеры вулкана Плоский Толбачик произошло уничтожение двух третей Толбачинского ледника [Виноградов, Муравьев, 1982а]. До извержения 1975–1976 гг. ледник площадью 1,54 км² занимал почти всю внутреннюю кальдеру. За время извержения его площадь сократилась до 0,5 км².

В 1979 г. отряд Института вулканологии проводил исследования на леднике Гречишкина, расположенном в северной части Срединного хребта [*Виноградов, Муравьев, 19856*]. Работы предусматривали проведение геодезических измерений и балансовых наблюдений. Со времени предыдущих работ 1964 г. высота фирновой линии возросла на 40 м до 1550 м, а рассчитанный баланс массы оказался слабо отрицательным. Язык ледника за 1964–1979 гг. отступил примерно на 50 м.

В 1980-х гг. продолжалось изучение ледников вулканических районов Камчатки. Основное внимание исследователей уделялось взаимодействию вулканизма и оледенения. Так в работе [*Виноградов, 1985*] рассмотрена связь вулканизма и оледенения на вулканах Камчатки (Авачинском, Корякском, Ключевском, Плоском Толбачике), выявлены основные аспекты проблемы взаимодействия вулканизма и оледенения. В данной работе подробно описаны механизмы влияния вулканизма на современное оледенение: 1) механическое уничтожение ледников при взрывах, обрушении и проседании вулканических построек; 2) термическое воздействие на ледники при извержении вулканов; 3) влияние на динамику ледников (подвижки ледников, вызванные вулканической деятельностью); 4) большая роль пирокластического материала в режиме ледников; 5) образование селевых потоков. Кроме того, рассмотрено влияние оледенения на проявления вулканизма и развитие рельефа, выражающееся в эрозионной деятельности ледников, ледовом типе литогенеза в районах активного вулканизма и значительной роли ледников в формировании побочных извержений.

В работе [Виноградов, Муравьев, 1985] затрагивается тема режима и колебаний ледников вулканических районов Камчатки. По данным балансовых работ и рядам наблюдений ближайших метеостанций рассчитан баланс массы ледников Козельский (Авачинская группа вулканов) и Гречишкина (массив Острая-Хувхойтун) за длительный период. Расчеты показали, что годовой баланс массы ледника Козельский в среднем за 90 лет (1891–1980 гг.) составил –46 г/см², ледника Гречишкина за 44 года (1936–1980 гг.) – -38 г/см². Также в работе приведены данные о балансе массы кратерных ледников Мутновского вулкана. Авторы отметили, что со времени крупного извержения вулкана в 1945 г. площадь оледенения в кратерах увеличилась на 17 % (0,4 км²). Авторы работы [Краевая, Кураленко, 1985] изучали особенности аккумуляции на современных ледниках действующих вулканов Авачинской и Ключевской групп вулканов. В том числе, исследовалось накопление моренного материала вулканического происхождения на поверхности и в толще ледников. В работе [Виноградов, Муравьев, 1989] по результатам исследований последних лет рассмотрены особенности существования и развития ледников на конусе Ключевского вулкана. Показана ведущая роль вулканизма в развитии оледенения Ключевского вулкана. Отмечено, что все известные случаи подвижек или сокращения ледников на его склонах в той или иной мере связаны с вершинными или побочными извержениями.

В 1980–1983 гг. исследователи наблюдали подвижку пульсирующего ледника Бильченок (Ключевская группа вулканов). В работе [*Муравьев и др., 1987*] обоснован вынужденный характер этой подвижки, связанной с усилением сейсмической и тепловой активности Ушковского вулкана (г. Плоская Дальняя). Отмечено, что подвижка ледника, сейсмическая активность в окрестностях Ушковского вулкана совпадают во времени. Авторы делают вывод – ледники, находящиеся на активных вулканах, являются чуткими индикаторами сейсмических и вулканических процессов.
В 1981 г. ряд ежегодных (с 1972 г.) прямых измерений составляющих баланса массы ледника Козельский прервался. В 1988 г. подобные наблюдения были проведены снова [Виноградов, Муравьев, 1992]. В 1983 г. сотрудниками Института вулканологии АН СССР и Института геологии АН Эстонии было проведено изотопное изучение снега, фирна и льда в Авачинском узле оледенения. В результате, в работе [Вайкмяэ и др., 1989] была показана возможность стратификации ледников этого района изотопно-геохимическими методами.

В работе [Глазырин и др., 1985] анализируется однородность климатических условий, определяющих режим и распределение ледников на Камчатке. Рассматриваются два основных показателя, от которых зависит характер оледенения: сумма осадков за гидрологический год и средняя летняя температура воздуха, многолетние ряды которых были обработаны в пространственном и временном разрезе. Построенные пространственные корреляционные функции показали, что изменения этих элементов от года к году почти синхронны вдоль побережий, но связь ухудшается по мере удаления от берега. Из-за защищенности горными хребтами климат в долине реки Камчатки более устойчив, чем в других частях полуострова. Анализ данных станций, имеющих длинные ряды наблюдений, показал, что с середины 20 века отмечается устойчивое понижение средней летней температуры воздуха и рост годовых сумм осадков.

Работа [*Цюрупа, 1985*] посвящена изучению внутриледниковых извержений. В ней, в числе прочих, приведены данные о взаимодействии лавы и снежного покрова во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг.

Публикация [Фарберов, 1985] содержит данные о микросейсмической активности ледника Козельский. Источником данных стали сейсмологические наблюдения, осуществлявшиеся вместе с сейсморазведочными работами, на перевале между вулканами Авачинский и Козельский (в области питания переметно-долинного комплекса ледников Козельский и Заварицкого) в июне 1975 г. [Виноградов и др., 1981]. В результате, в пределах данного ледникового комплекса, была обнаружена долгоживущая сейсмогенерирующая трещина растяжения. Автор сделал следующие выводы: 1) регистрация собственных колебаний этой трещины может быть использована в качестве метода слежения за динамическими процессами в ледниковом узле и связанных с ним ледниках; 2) подобные наблюдения могут помочь в понимании характера и масштаба реакций ледников на механические поля неледниковой природы (приливные деформации, упругие волны от тектонических и вулканических землятресений).

Следует отметить появление в конце 1980-х гг. гляциологических работ, основанных на моделировании. Так в статье [Муравьев, Саламатин, 1989] предложена теплофизическая модель стационарного состояния ледника в активном кратере Ушковского вулкана. Анализ составляющих баланса массы льда показал повышенный геотермический поток (среднее значение 10 Вт/м²) в пределах вершинного конуса и слабую его изменчивость за последние 40 лет. В дальнейшем авторы продолжили исследования, и в работе [Муравьев, Саламатин, 1993] опубликовали теоретический расчет процессов тепло- и массопереноса в нестационарном леднике на склоне Ключевской сопки. Для оценок параметров критического ледяных массивов, заполняющих вулканотектонические желоба, состояния были использованы данные полевых исследований. Тепловой поток в верхней зоне постройки вулкана оценивается величиной ~1 Вт/м², а критическая мощность ледника в Крестовском желобе составляет около 70 м после 100 лет аккумуляции льда.

В 1997 году вышел Атлас снежно-ледовых ресурсов мира [*Атлас..., 1997*]. В нём на территорию Камчатки представлена серия обобщающих гляциоклиматических карт, а также подборки карт отдельных ледников и узлов оледенения. Для ледников Козельский, Корыто и Гречишкина даны подборки карт режимных характеристик на конкретные годы (1974, 1971 и 1979 соответственно), составленные на основе данных полевых наблюдений. Карты узлов оледенения (Срединный хребет, Кроноцкий полуостров и Ключевская группа вулканов) содержат данные о морфологических типах ледников и данные о режимных характеристиках отдельных ледников.

В публикации [Глазырин и др., 1999] преложена методика расчёта параметров изменения средней летней температуры воздуха и годовых сумм осадков с высотой местности без прямых метеонаблюдений на ледниках. С применением этой методики были рассчитаны многолетние изменения баланса массы ледника Корыто (Кроноцкий полуостров). Кроме того, в данной работе приведены результаты оценки вертикального градиента температуры воздуха и изменения количества атмосферных осадков с высотой местности для ледников Козельский, Мутновский Северо-Восточный, Мутновский Юго-Западный и Корыто с использованием данных наблюдений на метеостанциях Петропавловск-Камчатский и Кроноки. По мнению авторов, предложенный в статье метод хорош для случаев, когда на ледниках не проводится никаких метеонаблюдений, а лишь установлены рейки для учёта суммарного годового баланса массы. Предложенный метод также позволяет продлить ряды баланса массы ледников до длины рядов наблюдений опорных метеостанций.

В 1996–1999 гг. на Ушковском вулкане работала российско-японская экспедиция. В леднике, заполняющем кратер Горшкова в вершинной части вулкана (максимальная высота 3903 м), было пробурено две скважины – ВН1 и К2 глубиной 27 и 240 м соответственно [*Shiraiwa et. al., 2001*]. Скважина ВН1 использовалась для температурных наблюдений (в 1996–1997 гг.). Температура на глубине 10 м составила –15,8 °C с сезонной амплитудой 1,3 °C. Сезонные амплитуды температур полностью затухали на глубине 27 м, где температура постоянно составляла –14,6 °C. Бурение скважины К2 велось с отбором керна, анализ которого в настоящее время ещё не закончен. Авторы работы [*Shiraiwa et. al., 2001*] предполагают, что возраст льда на глубине 240 м составляет 640–830 лет. Исследователями были выполнены измерения баланса массы за 1996/1997 (по трём точкам) и 1997/1998 гг. (по 15 точкам). Также в районе кратера Горшкова была проведена радиолокационная съёмка с применением видеоимпульсного локатора [*Matsuoka et. al., 1999*] всиленко и *др., 2003*]. По данным съёмки была построена карта толщины льда и подлёдного ложа ледникового купола Горшкова (рис. 2.1). В публикации [*Salamatin et al., 1999*] представлены данные моделирования динамики ледника в вулканическом кратере Горшкова.



Рис. 2.1. Строение ледникового купола Горшкова на вулкане Ушковский по данным наземного радиозондирования и геодезических измерений: **a** – профили радиолокационных измерений (1, 2, 3 – отдельные маршруты); **б** – поверхность ледника; **в** – толщина льда; **г** – подлёдный рельеф [*Мачерет, 2006*]

В работе [*Муравьев и др., 2007*] приведены результаты изучения ледяного керна, полученного в ходе бурения ледника в кратере Горшкова на Ушковском вулкане в 1998 г. Анализ ледяного керна длиной 212 м, содержащего 354 прослойки вулканического пепла, и математическое моделирование динамики ледника в кратере показали, что возраст льда у дна скважины составляет 600±50 лет. По результатам исследования были сделаны выводы об активности вулканов Северной группы в 16–20 вв.

В 1996-2001 гг. на леднике Корыто (Кроноцкий полуостров) работала российскояпонская экспедиция. Велось изучение составляющих баланса массы [Muravyev et. al., 1999], стратиграфии фирновой толщи, измерялась температура фирна и льда и скорость движения поверхности. Также проводились метеорологические [Nishimura et. al., 1999] и гидрологические наблюдения на створе в 800 м от конца ледника, а также лихенометрические исследования морен [Solomina et. al., 1999]. В 2000 г. была выполнена топографическая съёмка поверхности ледника [Yamaguchi et. al., 2003]. В результате сравнения карты, построенной по данным этой съёмки, с картой 1960 г. (составлена Д.Г. Цветковым) исследователи пришли к следующим выводам: с 1960 по 2000 г. конец ледника Корыто отступил на 450 м, его поверхность опустилась в среднем на 30 м, а объём сократился на 2,4x10⁸ м³. В работах [*Мачерет, 2006; Macheret et. al., 2001*] приведены данные наземных радиолокационных измерений, по результатам которой были построены карты поверхности ледника, толщины льда и подлёдного рельефа (рис. 2.2). Максимальная измеренная толщина ледника Корыто составила 240 м. В публикации [Sugiyama et. al., 2005] приводятся результаты исследований в 2000 г. поверхностных аномалий на леднике, краткосрочного режима стока, деформаций льда и скорости скольжения льда по ложу.

В публикации [*Yamaguchi et. al., 2008*] приведены результаты моделирования ледника Корыто с использованием ранее полученных полевых данных. Исследование показало, что численное моделирование оказалось эффективным для восстановления вариаций зимних осадков на долинном леднике, для которого доступны данные о колебаниях и температурах воздуха.

В работе [Голуб, 2002] содержатся данные о конечных моренах ледника Кропоткина, расположенного в цирке вулкана Большой Семячик. Проведены датировки морен с использованием лихенометрического метода. В результате сравнения границы ледника, полученной в результате дешифрирования аэрофотоснимка 1976 г., с данными полевых наблюдений 2000 г. был сделан вывод о сокращении ледника в 1976–2000 гг.



Рис. 2.2. Строение ледника Корыто по данным наземного радиозондирования: **a** – профили измерений на снимке ASTER 2000 г.; **б** – высота поверхности; **в** – толщина льда; **г** – подлёдный рельеф [*Macheret et. al., 2001*]

В статье [*Голуб, Муравьев, 2005*] рассмотрены колебания ледника Кропоткина, расположенного на вулкане Большой Семячик (см. рис. 1.2) за последние четыре столетия. Сокращение площади ледника Кропоткина, происходившее в первой половине 20 в., было приостановлено подвижкой ледника во второй половине 1960-х – начале 1970-х гг., обусловленной положительным балансом его массы. За прошедшие после этого 25 лет фронт ледника отступил на 90–100 м. В конце 1990-х гг. началось формирование современной

морены отступания. По восстановленным значениям баланса массы ледника авторы определили короткопериодные колебания климата в 20 в. на восточном побережье Камчатки.

В работе [*Муравьев и др., 2012*] исследована эволюция пульсирующего ледника Бильченок в Ключевской группе вулканов с конца 19 в. по 2011 г. После отступания в начале 20 в. ледник активизировался и в конце 1940-х гг. стал наступать. В 1959–1960 гг. произошла подвижка ледника, в ходе которой его язык продвинулся на 2 км и спустился до высоты 615– 630 м в берёзовый лес. Масштабы следующей подвижки, произошедшей в 1982–1984 гг., были меньше. Объём перенесённой массы составил 35–40 млн. т., что в 3,5 раза меньше, чем при подвижке 1959–1960 гг. В целом, работа включает в себя ранее опубликованные результаты исследований и данные последующих полевых работ.

В последние годы активизировались исследования ледников Камчатки, основанные на анализе данных дистанционного зондирования Земли. Анализ современных спутниковых снимков позволяет оценить состояние оледенения удалённых районов полуострова, полевые работы в которых проводились давно или не проводились вовсе. В работе [*Муравьев, Носенко, 2013*] приводится оценка изменения площадей ледников северной части Срединного хребта с 1950 по 2002 гг. с использованием космических снимков ASTER и данных Каталога ледников СССР. Согласно полученным результатам, площадь ледников района сократилась на 16,6%. Зб ледников, представленных в Каталоге ледников СССР, не обнаружены на снимках ASTER. 22 ледника распалось. Сильнее всего сократились ледники с ориентацией на юг и юго-восток. В работе [*Муравьев, 2014*] оценено изменение площадей ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа с 1950 по 2010–2013 гг. Согласно полученным результатам, площадей ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа с 1950 по 2010–2013 гг. Согласно полученным результатам, площадь ледников Кроноцкого полуострова сократилась на 22.9% (для ледников больше 0,5 км²). Площадь ледников массива Алней-Чашаконджа сократилась на 19.2%.

В работе [*Маневич и др., 2015*] представлены сведения о современном состоянии ледников Авачинской группы вулканов, полученные по данным полевых работ 2007–2010 гг. и результатам анализа спутниковых снимков. В данном районе было выделено 27 ледников общей площадью 24,04±3,6 км² (данные на 2009 г.). Авторами оценено изменение положения фронтов ледников с 1974 г. В работе сообщается о том, что семь ледников наступают, два деградируют, остальные находятся в стационарном состоянии.

В публикациях [Котляков и др., 2015а; Котляков и др., 20156; Khromova et. al., 2014; Kotlyakov et. al., 2015; Mountain Ice and Water, 2016] приведены данные о современных изменениях ледников горных районов России, в том числе ледников северной части Срединного хребта, вулканического массива Алней-Чашаконджа и Кроноцкого полуострова на Камчатке (по материалам работ [*Муравьев, Носенко, 2013; Муравьев, 2014*]). В работе [*Котляков и др., 2015а*] также приведены данные о колебаниях ряда ледников вулканических районов Камчатки.

В работе [*Муравьев, Муравьев, 2016*] по результатам анализа современных космических снимков, материалам полевых работ и историческим данным оценено изменение размеров ледников Ключевской группы вулканов с 1949–1950 по 2010–2015 гг. Прослежено изменение положений фронтов ряда ледников за различные периоды времени. Сокращение площади ледников по результатам прямого сравнения с данными Каталога составило 0,7%. Расчёты, выполненные по скорректированным данным, показали рост площади оледенения района в целом на 4,3%. Данное исследование показало, что изменение площади оледенения Ключевской группы вулканов не отражает в своей динамике современных изменений климата. Взаимодействие современного вулканизма и оледенения в данном районе в целом благоприятствует сохранению и развитию ледников, несмотря на ухудшение климатических условий их существования.

Авторы публикации [Докукин и др., 2017] привели данные о современном состоянии ледников Ключевского вулкана, полученные по результатам разновременных данных ДЗЗ. В работе зафиксировано современное наступание ледников Эрмана, Влодавца, Сопочный, Шмидта, Богдановича и ряда безымянных «блуждающих ледников». Самые высокие темпы наступания (до 100 м в год) были характерны для ледника Шмидта. По мнению авторов, наступание ледников является следствием латеральных и терминальных извержений Ключевского вулкана в ХХ и ХХІ вв.

В последние годы различными исследователями предпринимались попытки оценить площадь оледенения Камчатки путём обработки данных дешифрирования границ ледников, полученных автоматическими и полу-автоматическими методами. Так, по данным каталога «Randolph Glacier Inventory» (RGI) версии 5.0, на территории Камчатки расположено 984 ледника общей площадью 770,26 км² (±5% или ±38,51 км²) [*Arendt et. al., 2015*], идентифицированные в результате автоматизированного дешифрирования спутниковых снимков. Контура ледников, присутствующих в базе данных RGI на территорию Камчатки, приведены по состоянию на 2000–2013 гг.

Авторы публикации [*Lynch et. al., 2016*] произвели оценку изменения площади оледенения Камчатки с 2000 по 2014 гг. путём анализа данных автоматизированного дешифрирования спутниковых снимков Landsat 7, Landsat 8 и ASTER. По их данным, в 2000–

2014 гг. количество ледников на Камчатке возросло с 673 до 738, а площадь оледенения сократилась с 775,7±27,9 км² до 592,9±20,4 км² (~24%). Эти результаты не подтверждаются данными других исследователей. На современном уровне развития автоматизированные методы дешифрирования границ ледников дают для территории Камчатки менее качественный результат, по сравнению с ручным методом дешифрирования (подробности в главе 3).

В работе [Симакин, Муравьев, 2017] исследуется влияние оледенения на вулканизм Камчатки. Авторами представлены результаты моделирования деформаций, связанных с оледенением и таянием ледников при наличии магматической зоны на границе земной коры и мантии. Полученные данные указывают на то, что «при ледниковой разгрузке наклонные разломы в коре над маловязким слоем становятся аттракторами для поднимающейся магмы». «Установлено, что при ледниковой разгрузке наклонные разломы в коре над маловязким слоем становятся аттракторами для поднимающейся магмы. Ледниковая разгрузка в разы ускоряет магмогенерацию в мантии, происходящую по механизму адиабатической декомпрессии, а также способствует накоплению мантийных флюидов в зоне повышенных сдвиговых напряжений у границы маловязкой зоны. В результате пересечение магмой такого глубинного флюидного коллектора интенсивность и эксплозивность извержений в начале межледниковья возрастали» [Симакин, Муравьев, 2017]. То есть результаты данного исследования свидетельствуют о том, что снятие ледниковой нагрузки способствует росту вулканической активности.

В изучении современного оледенения Камчатки можно выделить пять периодов, различающихся объёмами проведённых работ и их целями, а также методами исследований [*Муравьев*, 2015]:

- 1) До 1958 г. изучение ледников и снежного покрова Камчатки не было непосредственной целью работ. Гляциологические данные получались попутно, при проведении геологических, вулканологических, ботанических и иных исследований. Сведения о ледниках в публикациях этого периода носят преимущественно описательный характер.
- 2) В 1958–1970 гг. проводились маршрутные исследования ледников в различных районах Камчатки. Были начаты систематические работы по изучению современного оледенения вулканических районов Камчатки. Поставлена проблема специфики оледенения вулканических районов и влияния вулканизма на снежный покров и ледники. Проведена каталогизация ледников полуострова.

- 3) *В 1971–1980 гг.* в различных района полуострова организовывались полустационарные гляциологические, метеорологические и иные наблюдения.
- 4) *В период 1981–1995 гг.* основными направлениями исследований были режим и колебания ледников вулканических районов Камчатки, взаимодействие оледенения и вулканизма.
- 5) *С 1996 г.* значительная часть гляциологических работ на ледниках Камчатки стала выполняться совместными экспедициями российских и иностранных исследователей, которые применяли такие современные методы исследований как керновое бурение и радиолокационная съёмка. Также для данного периода характерно увеличение роли данных дистанционного зондирования Земли в исследованиях современного состояния и колебаний ледников полуострова.

Выводы. Изученность ледников, расположенных в различных районах Камчатки, и регулярность наблюдений на них неодинакова. Исторически сложилось так, что наиболее изученными являются ледники Авачинской и Ключевской групп вулканов, находящиеся под непосредственным влиянием активного вулканизма. Гораздо менее изучены ледники Кроноцкого полуострова, на которые современные вулканические процессы оказывают минимальное влияние (редкие пеплопады). Наименее изучены, по причине труднодоступности, ледники Срединного хребта и ряда районов Юго-Восточной Камчатки.

Накопленные данные об оледенении Камчатки свидетельствуют о больших различиях между разными ледниковыми районами полуострова. Данные различия проявляются в количестве ледников и их площади, преобладании в разных районах различных морфологических типов ледников, режиме и динамике ледников. На Камчатке присутствуют как классические тёплые ледники Кроноцкого полуострова, так и более континентальные ледники, в областях которых господствуют холодная фирновая и фирново-ледяная зоны льдообразования (Ключевская группа вулканов, Срединный хребет). Из-за больших различий в сочетании факторов оледенения и, вследствие этого, режима ледников, оледенение разных районов Камчатки по-разному реагирует на современные климатические изменения.

Со времени создания Каталога ледников СССР гляциологические исследования на Камчатке носят фрагментарный характер. В публикациях представлена информация об отдельных ледниках и районах оледенения. В 2010-х гг., благодаря доступности данных ДЗЗ, стали восполняться пробелы в знаниях о современном состоянии оледенения труднодоступных районов Камчатки (Срединный хребет, Кроноцкий полуостров). Однако

существует проблема актуализации знаний о современном состоянии оледенения различных районов Камчатки, не охваченных современными исследованиями, и полуострова в целом.

Глава 3. Данные, методы и погрешности измерений

В настоящее время научным сообществом продолжается сбор, накопление и обработка информации о состоянии и изменении ледников в большинстве ледниковых районов Земли. Так как организация прямых наблюдений на ледниках горных и полярных районов затруднена по ряду причин (труднодоступность, финансовые ограничения и т.д.), всё большую роль приобретают дистанционные методы исследования. В частности, всё большее количество научных работ опирается на данные, получаемые в результате анализа спутниковых снимков, качество и доступность которых непрерывно растут.

Данные. В гляциологических исследованиях данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) широко применяются примерно с середины XX в. В частности, результаты массово выполнявшейся в это время аэрофотосъёмки послужили основой для создания Каталога ледников СССР, включавшего 108 частей, объединённых в 27 выпусках 11 томов (всего 69 книг, к каждой из которых содержится одна или несколько частей). При составлении Каталога на территорию полуострова Камчатка [Виноградов, 1968], авторы стремились отразить состояние ледников на 1949–1950 гг. (1957 г. для Кроноцкого полуострова). В 1990-х годах данные Каталога ледников СССР были использованы при составлении Всемирного каталога ледников (World Glacier Inventory), доступного на сайте Мирового центра данных по гляциологии в Боулдере (<u>https://nsidc.org/data/g01130</u>).

В Каталоге ледников СССР дана подробная характеристика почти всех ледниковых систем бывшего СССР по состоянию на середину ХХ в. Основная таблица Каталога содержит информацию о ряде параметров ледников, таких как: морфологический тип; общая экспозиция; наибольшая длина (всего ледника и отдельно его открытой части); площадь (всего ледника и отдельно его открытой части); высоты низшей точки конца ледника, низшей точки открытой части ледника и высшей точки ледника; высота фирновой линии, а также способ её определение и дата; площадь области абляции (в целом и отдельно её открытой части); объём льда. Следует заметить, что объём льда рассчитывался не во всех частях Каталога. В частности, в Каталоге на территорию Камчатки такие расчёты не были проведены и столбец «Объём льда, км³» не заполнен.

Основные сведения о ледниках Камчатки в Каталоге [*Виноградов, 1968*] получены по материалам аэрофотосъёмок 1949–1950 гг. (проводились преимущественно в июле и августе), крупномасштабным топографическим картам (для территорий, не охваченных аэрофотосъёмкой), данным гляциологических исследований Института географии АН СССР в 1960 г., Института вулканологии АН СССР в 1963–1965 гг. и данным из литературных

источников. Часть Каталога, охватывающая территорию Кроноцкого полуострова, составлялась по материалам аэрофотосъёмок 1957 г. с использованием крупномасштабных топографических карт. Фактически, создание Каталога – единственная полноценная каталогизация ледников Камчатки в ХХ в., выполненная по единой методике.

Современное аппаратное обеспечение, используемое для съёмки земной поверхности и получения данных о её состоянии из космоса, включает множество разнообразных по геометрическому и радиометрическому разрешению датчиков, работающих в окнах прозрачности оптического, теплового и радио-диапазонов атмосферы [Котляков и др., 2015а]. В зависимости от задач исследований используются различные комбинации датчиков. В настоящее время применяются: оптико-электронные сканеры с цифровой записью регистрируемого сигнала; фотографические системы, регистрирующие изображение на фотоплёнку (используются всё меньше); лазерные дальномеры; радиолокаторы, регистрирующие активное и пассивное излучение. Возможность и частота проведения съёмки конкретных участков земной поверхности определяются параметрами орбиты спутника, на котором установлена съёмочная аппаратура.

Параметры орбиты спутников нестабильны во времени. В ряде случаев они поддерживаются искусственно. Одной из основных причин данных изменений являются неоднородности гравитационного поля Земли, связанные с изменением массы вещества в пределах конкретной территории, над которой проходит траектория полёта. В отношении ледниковых покровов подобные изменения могут быть интерпретированы как показатели динамики их баланса массы. В настоящее время точность оценок, обеспечиваемых данным методом, недостаточна для эффективного применения при исследованиях горных ледников.

Одним из современных типов данных являются цифровые модели рельефа (ЦМР), которые используются для ортотрансформации космических снимков, построения гипсометрических поверхностей и оценки их изменений (при сравнении), анализа и мониторинга опасных процессов в нивально-гляциальной зоне. Использование ЦМР необходимо при оценке баланса массы и объёма ледников труднодоступных районов с использованием геодезических методов. ЦМР могут быть построены путём обработки и анализа типов данных: обработка данных радиолокационных разных съёмок; стереофотограмметрическая обработка космических снимков, полученных в оптическом диапазоне; обработка данных лазерной альтиметрии; топографическая съёмка на местности; оцифровка топографических карт. Точность отображения рельефа зависит от исходных данных, используемых для создания ЦМР.

Наиболее информативным и доступным показателем состояния ледников служит пространственное положение их границ. При анализе материалов повторных съёмок можно получить информацию об изменении границ и площади ледников, скорости наступания или отступания их фронтов, изменении положения фирновой линии, скорости движения льда. Использование, в дополнение к этому, ЦМР позволяет производить измерения высоты поверхности и фирновой линии, а также объёмов ледников, при наличии данных о рельефе ледникового ложа. С целью определения данных характеристик ледников горных районов, как правило, применяются данные анализа космических снимков, получаемых в оптическом диапазоне с геометрическим разрешением 15–30 м (Landsat и ASTER) и детальнее. Такое разрешение съёмки обеспечивает необходимую точность определения границ ледников и мониторинга их изменений.

Спутниковые системы, ведущие съёмку в радиодиапазоне, несмотря на ряд преимуществ (всепогодность и возможность подповерхностного зондирования), для горных районов менее эффективны. Это обусловлено тем, что высокая расчленённость рельефа создаёт помехи – радиотени, затрудняющие получение необходимой информации.

Эффективность дешифрирования процесса границ ледников зависит OT геометрических и радиометрических характеристик снимков, а также от методов их обработки. В настоящее время для этих целей используются спектрозональные и панхроматические снимки, получаемые в оптическом диапазоне спектра. К преимуществам спектрозональных снимков, получаемых в узких диапазонах спектра, относится возможность использования различий спектральных характеристик снега, льда и коренных пород для распознавания их границ и реализации автоматизированных методов дешифрирования. Изображения на панхроматических снимках содержат интегральную характеристику объектов, полученную в более широком диапазоне спектра. Такие снимки, как правило, имеют более высокое пространственное разрешение, чем спектрозональные. В процессе дешифрирования границ ледников используют, по возможности, комбинацию различных видов съёмок с разрешением 15-30 м и лучше.

В настоящее время активно разрабатываются и применяются автоматизированные методы дешифрирования границ ледников (в том числе с развитой поверхностной мореной [*Bhambri et. al., 2011*]). Их алгоритмы базируются на различиях в спектральных характеристиках снега, льда и коренных пород. Основным достоинством подобных методов является более высокая (по сравнению с ручным дешифрированием) скорость выполнения дешифрирования объектов на снимках. Однако эффективность данной группы методов

снижается на участках ледников, перекрытых поверхностной мореной [*Paul et al., 2013*], так как получаемые результаты требуют проверки и дополнительной коррекции (в том числе, и параметров классификации).

Кроме того, автоматизированные методы дешифрирования предъявляют повышенные требования к качеству данных ДЗЗ. Одной из основных проблем, проявляющихся при подобных методов. использования является разграничение генетически разных поверхностей, имеющих схожий облик. Например, проблематично провести корректное разграничение поверхности ледника, забронированного поверхностной мореной, и соседствующих с ледником морен. Особенно явно данная проблема проявляется при дешифрировании заморененных конечных частей небольших каровых ледников, где граница ледника часто слабо выражена морфологически. Корректное разграничение поверхности ледника и расположенного рядом с ним снежника-перелетка также проблематично при использовании автоматизированного метода дешифрирования. Вследствие этого в настоящее время ручные методы дешифрирования считаются более надёжными для исследования ледников, так как позволяют исследователю использовать совокупность косвенных признаков для распознавания многообразных гляциальных объектов.

Погрешности измерений. При определении положения границ ледников и иных показателей с использованием данных космической съёмки неизбежно возникают погрешности измерений, обусловленные рядом факторов: состояние объекта съёмки, условия съёмки, технологические погрешности и концептуальные ошибки [Котляков и др., 2015а].

Под состоянием объекта съёмки обычно понимается наличие или отсутствие таких факторов, затрудняющих дешифрирование границ ледников на спутниковых и аэрофотоснимках, как сезонного снежного покрова и степени покрытия поверхности ледника моренным материалом. Для исключения или максимального уменьшения влияния сезонного снежного покрова для обработки используются снимки, сделанные в конце периода абляции на ледниках исследуемого района. В это время поверхность ледника максимально открыта. А площадь снежников-перелетков (в том числе многолетних) минимальна.

Моренный покров также затрудняет дешифрирование границ ледников. При этом, в районах активного вулканизма наличие поверхностной морены иногда затрудняет дешифрирование границ ледников в их верхних частях больше, чем в языковых. Для дешифрирования границ ледников в условиях наличия мощной поверхностной морены используются морфологические признаки их проявления в рельефе: наличие трещин и термокарстовых воронок; перепады уровней поверхности, находящихся в непосредственной близости; изменение крутизны поверхности; наличие проявлений термоэрозии (глубокие эрозионные врезы с крутыми склонами) и др. Наибольшие погрешности в результаты дешифрирования этот фактор вносит для конечных частей отступающих ледников и участков ледников, находящихся под обширными крутыми склонами с активными обвальными и осыпными процессами. Для оценки погрешности, вносимой наличием поверхностной морены в таких случаях, можно использовать оценку погрешности для «эталонных» ледников, обеспеченных данными наземных наблюдений. В ряде случаев решением проблемы является исключение подобных объектов из выборки.

В данной работе ошибки дешифрирования границ ледников, связанные с наличием поверхностной морены, приняты равными 1 %. Для ледников вулканических районов Камчатки площадью менее 0,5 км², в связи с развитой поверхностной мореной, данные ошибки приняты равными 2 %.

Фактор <u>условий съёмки</u> подразумевает наличие или отсутствие облачности, а также светотеневую обстановку в момент съёмки. В настоящее время облачность является непреодолимым препятствием для получения информации о границах ледников в оптическом диапазоне. Информацию с участков снимков, занимаемых глубокими тенями, можно извлекать с помощью функций выравнивания контраста, имеющихся в программных пакетах, использующихся для обработки данных дистанционного зондирования Земли (ERDAS, ENVI и др.).

обусловлены прежде Технологические погрешности всего разрешающей способностью съёмочной аппаратуры и точностью пространственной привязки полученных данных. Пространственное разрешение снимков определяет размеры объектов, которые могут быть идентифицированы на изображении. Минимальные размеры таких объектов должны быть сопоставимы с размером пикселя – единичного элемента растрового изображения. Следствием этого являются погрешности, возникающие при оцифровке границ объектов на снимках. Неверно заданные параметры классификации (при использовании автоматизированных методов дешифрирования) также приводят к увеличению погрешностей. Современные программные продукты, используемые для обработки данных дистанционного зондирования Земли (QGIS, ArcGIS, ERDAS и др.) позволяют оценивать точность полиномиальных преобразований, что может быть использовано для сокращения величин погрешностей.

Дополнительные погрешности вносит увеличение угла, под которым осуществляется съёмка местности. Невозможность съёмки в надир часто обусловливается орбитой спутника.

51

Такие погрешности могут быть минимизированы путём ортотрансформирования спутникового снимка. Ортотрансформирование представляет собой процесс геометрической коррекции изображения, в ходе которого на нём корректируются геометрические искажения, обусловленные рельефом местности, условиями съёмки и несовершенством съёмочной аппаратуры. В результате этого преобразования исходное изображение трансформируется в точное в плане изображение.

Концептуальные погрешности обусловлены неоднозначной трактовкой разными исследователями понятия «ледник», его границ в области питания (а иногда и в языковой части), ледоразделов и т. д. В отличии от приведённых выше других типов погрешностей, которые, как правило, могут быть подсчитаны стандартными статистическими методами, концептуальные погрешности сложно оценить количественно [*Котляков и др., 2015а*]. Минимизировать подобные погрешности можно путём создания единых классификаторов гляциологических объектов и методик получения данных о них с помощью современных программных средств и геоинформационных технологий. Разработке таких документов способствовала реализация международных проектов «Global Land Ice Measurements from Space» (GLIMS [*Racoviteanu et. al., 2009*]) и «Randolph Glacier Inventory» (RGI [*Pfeffer et. al., 2014*]). В настоящее время они рекомендованы гляциологическим сообществом в качестве практического руководства при каталогизации ледников [*Raup, Khalsa, 2010; Racoviteanu et. al., 2009*].

В 2012 г. группой исследователей был проведён эксперимент [*Paul et al., 2013*], представляющий собой экспертную оценку точности дешифрирования границ ледников с привлечением гляциологов из разных стран в качестве независимых операторов. Группе учёных было предложено дешифрировать границы ледников по заранее отобранным снимкам с высоким (1 м) и средним (30 м) пространственным разрешением ручным и автоматизированными методами. При этом, для ряда ледников одними и теми же исследователями дешифрирование границ было выполнено от 3-х до 5 раз в разных режимах.

Результаты выявили, что расхождение в интерпретации разными исследователями размеров ледников, на поверхности которых присутствуют участки, перекрытые поверхностной мореной, может достигать 30 % [*Paul et al., 2013*]. Для ледников, свободных от моренного покрова, величина расхождения определения площади оказалась существенно зависима от их размеров – менее 5% для ледников площадью более 1 км², 1–15% для ледников площадью менее 1 км². Различия в результатах дешифрирования ручным и

автоматизированными методами для свободных от моренного покрова ледников составили 2–6% (рис. 3.1).



Рис. 3.1. Результаты дешифрирования границ ледников тестового района Аляски разными исследователями с применением ручного и автоматических методов дешифрирования. В подложки копия изображения с сервиса «Google Maps[™]», © 2013 DigitalGlobe, GeoEye [*Paul et al., 2013*]

Результаты данного эксперимента показали, что различия экспертных оценок разных исследователей могут быть сопоставимы и даже превышать величины различных типов погрешностей. Авторы работы [*Paul et al., 2013*] пришли к выводу о предпочтительности ручного метода дешифрирования границ ледников.

Методы и данные Д33, используемые в данной работе. Основная часть данных о современном состоянии ледников Камчатки в настоящей работе получена с помощью анализа и интерпретации данных Д33. В работе использовались современные космические снимки, сделанные в видимой зоне спектра (панхроматические и мультиспектральные) спутниковыми системами ASTER, Landsat (cencop OLI_TIRS), GeoEye-1, WorldView-2 и IKONOS. Пространственное разрешение спутниковых снимков составляло от 2 м (в мультиспектральном режиме) до 15 м. Подбор спутниковых снимков для обработки осуществлялся, по возможности, на вторую половину августа – первую половину сентября (конец периода абляции).

Использование данных ДЗЗ позволило оценить современное состояние оледенения труднодоступных районов Камчатки, для которых отсутствуют иные типы гляциологических данных. Несомненным достоинством современных спутниковых снимков является большой территориальный охват, а цифровая форма представления и относительно качественная пространственная привязка облегчает их обработку в программных ГИС-пакетах. Современные космические снимки, использованные в данной работе, имели пространственную привязку в определённой проекции (на эллипсоиде WGS-84) и были ортотрансформированы.

Помимо современных космических снимков в работе использовались различные данные ДЗЗ, полученные до 2000 г. и не имеющие пространственной привязки (за исключением снимка Landsat (сенсор ETM+) 2000 г.). К ним относятся: спутниковый снимок KH-9 от 28.06.1975 с пространственным разрешением 6–9 м (данные NASA, опубликованные на портале earthexplorer.usgs.gov); спутниковый снимок Landsat (сенсор ETM+) от 22.09.2000 с пространственным разрешением 15 м (панхроматический канал); аэрофотоснимки (АФС), охватывающие территории разных ледников (часто частично), 1949–1984 гг. с пространственным разрешением от 2 до 10 м. АФС были получены в бумажных АФС). Это приводит к возникновению дополнительных искажений, обусловленных деформацией АФС со временем.

Ортотрансформирование спутниковых и аэрофото- снимков осуществлялось с использованием современных спутниковых снимков GeoEye-1, WorldView-2 и ASTER (для территорий, не покрытых снимками GeoEye-1 и WorldView-2). Все снимки для дальнейшей обработки трансформировались в проекцию UTM (зона 57N). Топографические карты для этого не использовались, так как точности находящихся в открытом доступе карт масштаба 1:100000 и мельче не достаточно для таких целей. Точность современных ЦМР, находящихся в открытом доступе (например, SRTM4 и ASTER GDEM2), для подобных целей также недостаточна. Преобразования выполнялись в программном продукте ArcGIS.

Для определения высотных параметров ледников использовалась ЦМР ASTER GDEM2. Согласно данным разработчиков [*Tachikawa et. al., 2011*], точность ASTER GDEM2 по высоте составляет 17 м с уровнем доверия 95%. Сравнение материалов полевых наблюдений в 2010–2015 гг. с данной ЦМР показало, что в подавляющем большинстве случаев расхождение данных измерений высоты GPS навигатором с данными ASTER GDEM2 для той же точки составляют 5–10 м (зафиксированный максимум – 20 м).

На снимке (или участке снимка), который нужно было ортотрансформировать, идентифицировались характерные элементы рельефа, хорошо определяемые на современных ототрансформированных спутниковых снимках, к которым осуществлялась привязка. Далее идентифицированному на привязываемом снимке элементу изображения присваивались координаты соответствующего ему элемента изображения, к которому осуществлялась привязка. Набор точек привязки продолжался то тех пор, пока статичные элементы рельефа на привязываемом изображении не начинали хорошо соответствовать статичным элементам рельефа на современных спутниковых снимках, к которым оно привязывалось.

Космический снимок КН-9 от 28.06.1975 охватывает обширные территории в северной части Центральной Камчатской депрессии. Для дальнейшей работы были выполнены привязка и ортотрансформирование частей данного снимка, непосредственно покрывающих территории Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч (см. рис. 1.2). Для ортотрансформирования использовался метод «сплайн» (около 300 точек привязки для Ключевской группы вулканов). Так как данный снимок был сделан в конце июня, уверенное дешифрирование границ ледников в областях их питания было затруднено из-за остатков сезонного снежного покрова. По этой причине дешифрированию на данном снимке подвергались лишь языковые части ледников ниже 2000–2100 м [*Муравьев, Муравьев, 2016*]. По той же причине, большая часть точек привязки была сконцентрирована в высотном диапазоне 900–2100 м.

При подготовке АФС к дешифрированию осуществлялись привязка И ортотрансформирование их частей, покрывающих территории, занятые ледниками. Если участок АФС, который требовалось привязать, характеризовался малыми перепадами высот, привязка и ортотрансформирование осуществлялись его путём полиномиального преобразования третьего порядка с использованием 10–15 точек привязки. Если требовалось привязать участок АФС, покрывающий обширную территорию с большими перепадами высот, применялся метод преобразования «Сплайн» с использованием нескольких десятков (в отдельных случаях более 100) точек привязки.

Дешифрирование современных спутниковых снимков, а также привязанным и ортотрансформированных исторических спутниковых и аэрофото- снимков на территорию ледниковых районов Камчатки, осуществлялось ручным методом. Автоматизированные методы дешифрирования не применялись вследствие того, что на ледниках большинства районов (особенно вулканических) Камчатки развита поверхностная морена, что приводит к резкому снижению качества результатов, получаемых с применением данных методов (в качестве примера см. рис. 3.2). Кроме того, для горных районов Камчатки, вследствие климатических особенностей полуострова, характерно широкое распространение снежниковперелетков и многолетних снежников (часто крупных), что тоже препятствует применению современных методов автоматического дешифрирования.



Рис. 3.2. Границы ледников на вулкане Шивелуч: 1 – ручное дешифрирование спутниковых снимков WorldView-2 от 04.09.2013; 2 – автоматизированное дешифрирование (данные Randolph Glacier Inventory 5.0 на 03.08.2011)

Дешифрирование границ ледников на спутниковых снимках и АФС проводилось по методике проекта GLIMS [*Raup, Khalsa, 2010*], находящейся в открытом доступе на сайте проекта (glims.org). Положения методики следующие:

1. Ледяные тела, расположенные выше бергшрундов и контактирующие с ледником, рассматриваются как часть ледника.

- Притоки долинных и сложно-долинных ледников, исторически рассматриваемые как отдельные ледники (со своим названием), должны рассматриваться как часть ледника, в который они втекают.
- 3. Скальные поверхности, с которых на ледник поступает снег в виде лавин, но на которых он не удерживается, не включаются в границы ледника.
- 4. Массивы мёртвых льдов, контактирующие с ледником, рассматриваются как часть ледника, даже если на них растёт старый лес.
- 5. Все заморененные части ледника должны быть включены в его границы.
- 6. Соседствующие, но разделённые массы льда, нужно учитывать как отдельные ледники вне зависимости от того, питают они основной ледник или нет. Однако, для практических целей, такие массы льда могут рассматриваться как единое целое (по усмотрению аналитика), если разделение невозможно или нецелесообразно.
- 7. Вполне возможно, что ледяное тело, отделённое от другого, пополняет его массу посредством ледяных обвалов и лавин. Это практически невозможно выявить, проанализировав всего один спутниковый снимок. По-этому находящиеся рядом, но не контактирующие друг с другом ледники, должны рассматриваться как отдельные ледники. Однако, по усмотрению аналитика, обособленное ледяное тело может быть включено в состав ледника, которое оно подпитывает.
- 8. В связи с наличием рядом с ледниками снежников, размеры которых меняются от года к году, для дешифрирования границ ледников нужно подбирать снимки, сделанные в конце периода абляции для минимизации влияния сезонного снежного покрова. При этом, желательно подбирать снимки, сделанные в относительно малоснежные годы. Если прилегающие к леднику снежники можно идентифицировать, то необходимо исключить их из границ ледника.
- 9. Девятый пункт методики касается регистрации шельфовых ледников и не имеет отношения к настоящей работе.
- 10. Каменные глетчеры и сильно заморененные ледники, как правило, выглядят похоже [*Rau F. et.al., 2005*], но имеют различный генезис. Каменные глетчеры не регистрируются в рамках GLIMS.

Работы по дешифрированию границ ледников на спутниковых и аэрофото- снимках проводились в программном пакете ArcGIS. Расчёт площадей (в плане) и измерение длин также проводились в ArcGIS в проекции UTM (зона 57N) на эллипсоид WGS-84.

Несмотря на стремительное развитие дистанционных методов получения данных о поверхности Земли и находящихся на ней объектах, а также увеличение объёма получаемых данных и их доступности, сохраняется важная роль наземных наблюдений в изучении ледников. Данные полевых наблюдений использовались для уточнения и дополнения результатов обработки данных ДЗЗ, а также в процессе дешифрирования границ ледников на современных спутниковых снимках как вспомогательный материал для улучшения качества результатов.

В частности, данные маршрутных наблюдений, включающие GPS треки и фотографии, крайне полезны при разграничении заморененных ледниковых языков и находящихся в непосредственной близости от них морен на спутниковых снимках. Полевые фотографии оказались полезны при идентификации скальных выходов в пределах ледников, забронированных поверхностной мореной, на участках, находящихся в глубокой тени на спутниковых снимках. GPS треки, фиксирующие положение конечных частей ледников, ценны при исследовании динамики ледниковых фронтов и являются хорошим дополнением к материалам дешифрирования данных ДЗЗ.

Оценка точности дешифрирования границ ледников и измерений их изменений. Точность дешифрирования границ ледников по данным ДЗЗ зависит от ряда факторов, перечисленных выше в подразделе «Погрешности измерений». Если граница ледника уверенно опознаётся на изображении, точность её определения будет определяться точностью пространственной привязки изображения и его разрешающей способностью. То есть, в условиях близких к идеальным, точность определения границ будет близка к геометрическим размерам пикселя данного изображения. В случае, если границы на изображении нечёткие, погрешности могут существенно возрасти, и существенную долю в них будут занимать погрешности «концептуальной» группы.

Также следует отметить, что равенство разрешающей способности растрового изображения геометрическим размерам его пикселей верно только для изображений, изначально полученных в цифровом виде (современные спутниковые снимки). Для растровых изображений, полученных в результате сканирования аналоговых изображений (например, бумажных АФС или плёнок) такое утверждение будет в корне неверно. Для сохранения разрешающей способности аналоговых изображений при их оцифровке, разрешение, с которым осуществляется сканирование, должно быть выше разрешающей способности аналогового изображения. Например, геометрические размеры пикселя привязанного спутникового снимка КН-9 1975 г. (изображение регистрировалось на

фотоплёнку), используемого в данной работе, составляют 4-5 м. Однако, в архиве NASA (портал earthexplorer.usgs.gov) для этого снимка и других снимков спутника КН-9 указано пространственное разрешение 6-9 м.

Для оценки пространственных изменений границ ледников за определённые периоды времени важно представлять точность взаимной привязки материалов ДЗЗ. Точность пространственной привязки (среднеквадратичная ошибка) исторических спутниковых и аэрофото- снимков к современных спутниковым снимкам оценивалась автоматически (базовый функционал ArcGIS) в случае использования полиномиального преобразования при ортотрансформировании. Если же при трансформации использовался метод «Сплайн» (другое название «метод резинового листа»), подобный расчёт точности был невозможен, так как при использовании данного метода в координаты точек привязки не вносятся никакие поправки (координаты точек привязки одинаковы на привязываемом изображении и изображении, к которому производится пространственная привязка). В таких случаях для расчёта погрешностей взаимной привязки материалов ДЗЗ использовался метод, предложенный авторами работы [Bhambri et. al., 2012]. Согласно этому методу, проводилась оценка точности расположения нескольких характерных точек рельефа, уверенно идентифицируемых на «эталонном» изображении (к которому осуществлялась привязка) и на привязываемом к нему изображении. Далее происходил расчёт погрешности по следующей формуле:

 $e = \sqrt{(a1)^2 + (a2)^2} + E_{\text{reg}}$, где a1 – пространственное разрешение изображения 1, a2 – пространственное разрешение изображения 2, E_{reg} – ошибка регистрации. Результаты этого расчёта принимались за искомую величину точности взаимной пространственной привязки материалов ДЗЗ.

В дополнении к рассмотренным в подразделе «Погрешности измерений» факторам, влияющим на точность измерений геометрических параметров ледников, следует отметить, что на итоговую погрешность измерений площадей ледников и их изменений оказывает существенное влияние такой фактор, как геометрическая (в пространстве) сложность конфигурации границ ледников. То есть, при прочих равных факторах, чем больше протяжённость границы ледника (периметр), тем больше погрешность измерения его площади. Схожая позиция декларируется в работе [*Pfeffer et. al., 2014*].

Специфика дешифрирования границ ледников районов активного вулканизма по *данным Д33.* Основным фактором, усложняющим дешифрирование границ ледников, расположенных на действующих вулканах, является развитая поверхностная морена. Языки таких ледников забронированы мощным чехлом моренного материала. Помимо этого, на наиболее активных вулканах (Ключевской, Шивелуч) моренным материалом загрязнены и области аккумуляции ледников (рис. 3.3), что объясняется регулярным поступлением на поверхность ледников вулканогенного материала в результате извержений, а также обвальных и осыпных процессов на склонах вулканов.



Рис. 3.3. Заморененность ледников в районе Ключевского вулкана. Границы ледников определены по снимкам высокого разрешения (см. подраздел 4.3.1). В подложке (а)

спутниковый снимок Landsat 5 от 03.08.2011. Во врезке (б) приведён фрагмент спутникового снимка GeoEye-1 от 23.07.2012

Вследствие того, что поверхностная морена и прилегающие к ледникам территории на активных вулканах сложены одним материалом, дешифрирование границ ледников данных районов не может опираться только на спектральные характеристики поверхности (см. рис. 3.3). Для дешифрирования границ ледников в таких районах целесообразно использовать морфологические признаки проявления ледников в рельефе: трещины и термокарстовые воронки; перепады уровней поверхности, находящихся в непосредственной близости; изменение крутизны поверхности; наличие проявлений термоэрозии (глубокие эрозионные врезы с крутыми склонами) и др. Это, в свою очередь, предъявляет повышенные требования к разрешающей способности материалов ДЗЗ. Крупные ледниковые языки (например, языковые части ледников Эрмана, Богдановича, Бильченок) уверенно опознаются на космических снимках ASTER и Landsat. Однако дешифрирования границ ледников, расположенных на активных вулканах, в их верхних частях требует использования материалов с более высоким разрешением, на которых можно уверенно опознаются норфологические признаки проявления ледников в рельефе. Современные спутниковые снимки с разрешением выше 2 м на пиксель хорошо подходят для этих целей.

Учитывая повышенную сложность определения и дешифрирования границ ледников на активных вулканах, в качестве вспомогательного материала полезно использовать данных полевых наблюдений.

Выводы. В работе использован широкий спектр современных и исторических данных ДЗЗ, данные литературных источников и полевых наблюдений автора на ледниках Камчатки. Данные ДЗЗ и маршрутных наблюдений перед обработкой были приведены в единую проекцию. В качестве вспомогательного материала при обработке современных данных ДЗЗ использовались материалы полевых наблюдений.

Дешифрирование границ ледников на материалах ДЗЗ осуществлялась ручным методом. Автоматизированные методы дешифрирования не применялись по двум причинам: 1) на ледниках большинства районов (особенно вулканических) Камчатки развита поверхностная морена, что приводит к резкому снижению качества результатов, получаемых с применением данных методов; 2) широкое распространение снежников-перелетков и многолетних снежников в горных районах Камчатки, вследствие климатических особенностей полуострова, что также препятствует применению современных методов автоматического дешифрирования.

Глава 4. Изменения площади и колебания фронтов ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв.

В данной главе приведены результаты исследований изменения площадей оледенения ледниковых районов Камчатки с середины XX по начало XXI в., изменения площадей отдельных ледников и положения их фронтов за различные промежуточные периоды. В конце каждого подраздела даны краткие выводы. В подразделе 4.5 обобщены полученные данные об изменении оледенения Камчатки за период исследования.

4.1. Срединный хребет

В пределах Срединного хребта выделяются три обособленных района оледенения (см. рис. 1.2). Крупнейшим из них является северная часть Срединного хребта, охватывающая его часть от 57°15' до 59°10' с.ш. Южнее расположены два относительно компактных узла оледенения – вулканический массив Алней-Чашаконджа и Ичинский вулкан.

4.1.1. Северная часть Срединного хребта

Район исследований охватывает северную часть Срединного хребта (п-ов Камчатка) от 57°15' до 59°10' с.ш. и представляет собой цепь вулканов, высотой 1700–2600 м, которые сформировались в позднеплейстоценовое время. Они хорошо сохранились, чётко выражены в рельефе и слабо эродированы. Источники поступления осадков – Охотское и Берингово моря. Максимум выпадения осадков приходится на осевую зону Срединного хребта. На высоте 1500–1800 м годовая сумма осадков превышает 2000–2500 мм [*Отчёт института вулканологии*...].

Преобладающая часть ледников приурочена к водоразделу Срединного хребта (рис. 4.1). Кроме того, на восточном склоне изолированный центр ледников представляет собой вершина Снеговая (вулкан Снежный).

постройками Пологие водораздельные пространства между вулканическими заполнены перемётными ледниковыми комплексами, в которых от общего фирнового поля в противоположные стороны спускаются долинные ледники (Начикинский, Кевенэй, Гречишкина И др.). Большинство изолированных лелников характеризуются унаследованными от верхнечетвертичного оледенения ледниковыми формами рельефа цирками, карами и т.д. Экспозиции ледников определяются северо-северо-восточным направлением водораздела и наличием отрицательных форм рельефа, которые они занимают.



Рис. 4.1. Схема оледенения северной части Срединного хребта на начало XXI в. В подложке спутниковые снимки ASTER от 18.08.2002 (четыре снимка вдоль Срединного хребта) и

Landsat от 03.08.2011. Цифрами обозначены ледники: 1 – Хайлюлинский, 2 – Начикинский, 3 – Кевеней, 4 – Гречишкина, 5 – Хувхойтун, 6 – Слюнина, 7 – Правый Еловский

Северная часть Срединного хребта по сравнению с другими районами Камчатки изучена слабо. Первая экспедиция с целью комплексного изучения вулканов и ледников была организована Камчатским отделом Географического общества СССР летом 1964 г. Её основные результаты, опубликованные в отчёте, содержат общую характеристику обнаруженных там ледниковых форм [Виноградов, Огородов, 1966].

Повторные гляциологические исследования в этом районе велись на леднике Гречишкина в 1979 г. и предусматривали проведение геодезических измерений и балансовых наблюдений [*Отчёт института вулканологии..., 1982*]. С тех пор других гляциологических исследований на ледниках Срединного хребта не проводилось до июля 2014 г., когда было проведено маршрутное обследование фронтов ряда ледников, включая ледник Гречишкина (рис. 4.2).



Рис. 4.2. Ледник Гречишкина. Июль 2014 г. Фото Я.Д. Муравьева

В работе использованы: 1) четыре ортотрансформированных космических снимка ASTER (18.08.2002) с пространственным разрешение около 20 м после трансформирования в картографическую проекцию [*Hoceнко и др., 2010*]; 2) аэрофотоснимки (АФС) августа 1950 г.; 3) топографические карты масштаба 1:100000; 4) данные Каталога ледников СССР. Для определения современных границ ледников проведено дешифрирование орторектифицированных спутниковых снимков ASTER, зарегистрированных при обработке в архиве NASA в проекции WGS 1984 UTM Zone 57N. Проверка точности регистрации снимков выполнена с использованием сети из 12 наземных контрольных точек (GCP), координаты которых предварительно определялись с помощью топографических карт

масштаба 1:100 000. Величина среднеквадратичной погрешности (RMSE_{*x,y*}) не превышала 14,2 м. Вклад этой погрешности в подсчёт площадей ледников оценивался путём построения буферной зоны вдоль границ ледников. Ширина зоны выбрана как половина максимальной величины RMSE_{*x,y*}. Полученная величина погрешности зависела от размеров ледника и находилась в диапазоне от 5,6 до 1,2% для ледников, площадью от 0,5 до 30 км² соответственно. Учитывая распределение исследуемых ледников по размерам, полученная нами погрешности составила порядка 2,7% [*Муравьев, Носенко, 2013*]. Оцифровка границ ледников проведена вручную по синтезированным изображениям, созданным из трёх каналов ASTER: 0,52–0,6 нм; 0,63–0,69 нм; 0,78–0,86 нм. Погрешности дешифрирования границ ледников, связанные с наличием моренного покрова на их поверхности, приняты равными 1% [*Shahgedanova u др., 2010*]. Итоговая расчётная погрешность оценки площадей ледников составила 2,9%.

АФС, сделанные в августе 1950 г. использовались для отслеживания изменений положения фронтов ледников и проверки данных Каталога. Провести такую проверку в полной мере не удалось из-за ограниченной подборки материалов АФС и того, что остатки сезонного снежного покрова препятствовали качественному дешифрированию границ ледников и созданию статистически значимой выборки. Тем не менее, такая попытка была предпринята для двух самых крупных ледников этого района – Гречишкина и Слюнина (рис. 4.3). С этой целью было выполнено трансформирование фрагментов АФС, содержащих изображения языков ледников. Привязка аэрофотоснимков проводилась в программном пакете ArcGIS. В качестве основы использовались орторектифицированные снимки ASTER. Погрешность со-регистрации RMSExy составила 7,6 м. Сравнение полученных результатов с данными Каталога показало, что величина расхождения в площадях ледников составила 2,2% для Гречишкина и 0,7% для Слюнина.

Полученные результаты дешифрирования границ ледников использованы для оценки изменений, произошедших с ледниками района с 1950 по 2002 г. По данным Каталога [*Виноградов, 1968*], в районе, охваченном обработанными снимками, было 198 ледников общей площадью 370,7 км², из которых 22 ледника общей площадью 75,2 км² к 2002 г. распались. При дешифрировании ортотрансформированных снимков ASTER на северную часть Срединного хребта обнаружено 388 ледников. Из них 139 ледников соответствуют ледникам, отмеченными в Каталоге и сохранившим свою целостность; 59 – сегменты 22-х распавшихся ледников; 190 – ледники, обнаруженные на спутниковых снимках, но не

представленные в Каталоге. 36 ледников (общей площадью 22,4 км²), представленных в Каталоге, не были обнаружены на снимках ASTER.



Рис. 4.3. Изменение положения границы языка ледника Слюнина в 1950-2002 гг.

Большое число ледников, обнаруженных на спутниковых снимках, но не отмеченных в Каталоге, объясняется прежде всего их малыми размерами. Из 190 ледников этой группы 55 имеют площадь менее 0,1 км² (табл. 4.1). Статистика по ледникам такого размера в Каталоге на территорию Камчатки отсутствует. Ещё 116 ледников имеют площадь от 0,1 до 0,5 км² [Муравьев, Носенко, 2013]. Следует отметить, что в районе исследований широко распространены крупные многолетние снежники, сопоставимые по размерам с небольшими ледниками. В.Н. Виноградов, который был редактором части Каталога на территорию Камчатки [Виноградов, 1968], отмечал, что в некоторых случаях по строению снежники можно принять за ледники малых форм [Виноградов, Огородов, 1966]. Вывод этот был сделан по немногочисленным полевым наблюдениям. Несмотря на то, что большая часть таких образований состояла изо льда, мощностью до 8–10 м, они были отнесены к снежникам-перелеткам из-за отсутствия «выраженного движения». С учётом исследований последних лет на плато Путорана и Полярном Урале, подобный вывод и его распространение на весь массив Острая-Хувхойтун недостаточно обоснован. Кроме результатов исследований 1964 и 1979 гг., других гляциологических материалов полевых наблюдений в этом районе нет. Всё это – одна из возможных причин, объясняющих разницу в числе ледников между Каталогом и результатом данного исследования.

Таблица 4.1. Распределение по размерам ледников, обнаруженных на снимках ASTER (18.08.2002), но не идентифицированных по Каталогу ледников СССР

Размер	Площадь ледников	Число ледников	
ледников, км ²	в 2002 г.*, км ²	в 2002 г.	
1-2	6,47	5	
0,5–1	9,31	14	
0,1–0,5	25,96	116	
< 0,1	2,92	55	
Всего	44,66	190	

* Погрешность оценки площадей ледников оценивается от 5,6 до 1,2% для ледников площадью от 0,5 до 30 км²

Пример относительно крупного (1,18 \pm 0,06 км² в 2002 г.) ледника, обнаруженного на снимке ASTER, но не зарегистрированного в Каталоге, представлен на рис. 4.4. Пример ледника площадью 0,43 \pm 0,02 км² (в 2002 г.), обнаруженного на снимке ASTER, но не зарегистрированного в Каталоге, представлен на рис. 4.5.



Рис. 4.4. Ледник площадью 1,18±0,06 км² (в 2002 г.), не зарегистрированный в Каталоге. В подложке спутниковый снимок ASTER от 18.08.2002



Рис. 4.5. Ледник площадью 0,43±0,02 км² (в 2002 г.), не зарегистрированный в Каталоге. В подложке спутниковый снимок ASTER от 18.08.2002

Для оценки изменений площади ледников района исследований с 1950 по 2002 г. было произведено сравнение данных Каталога и результатов дешифрирования снимков ASTER (выборка ограничивалась ледниками, представленными в Каталоге). Для анализа ледники разбивались на пять групп в зависимости от их размера в 2002 г., км²: > 5; 2–5; 1–2; 0,5–1; < 0,5 (табл. 4.2, рис. 4.6). Для каждой группы определена величина сокращения площади в км² и %. Выполненная работа позволила констатировать, что крупнейшие ледники района сократили свою площадь незначительно (2,1 % или 2,96 км² для группы ледников >5 км²). С уменьшением размеров ледников анализируемой выборки их сокращение по сравнению с начальной площадью увеличивается (в %). В табл. 4.2 видно, что максимально (49,3%) сократились ледники, площадью менее 0,5 км² [*Муравьев, Носенко, 2013*]. Однако для этой группы характерны максимальные погрешности и данных Каталога, и данных дешифрирования на пределе разрешающей способности космических снимков ASTER [*Носенко и др., 2010*].

Анализ сокращения площади ледников в зависимости от их экспозиции (табл. 4.3) показал, что более всего сократилась площадь ледников с ориентацией на юг, юго-восток и северо-запад – 23,1, 40,4 и 23,0 % соответственно (см. рис. 4.7). Меньше всего сократились ледники северной и северо-восточной экспозиций – 8,8 % (3,54 км²) и 8,1 % (4,24 км²) соответственно. Следует отметить, что средняя площадь ледников, ориентированных на юг, юго-восток и северо-запад мала относительно других групп (от 0,81 до 0,91 км²), т.е. среди них существенную долю составляют ледники, площадью менее 0,5 км², для которых характерны наибольшие погрешности измерений.

Размер	Площадь по	Площадь в	Изменение площади	Число
ледника, км ²	Каталогу, км ²	2002 г.*, км ²	ледника	ледников
			с 1950 по 2002 г., км²/%	
> 5	143,7	140,74	-2,96/-2,1	15
2-5	89,4	80,76	-8,64/-9,7	44
1–2	46,8	27,01	-19,79/-42,3	27
0,5–1	29,7	22,52	-7,18/-24,2	38
Итого	309,6	271,03	-38,57/-12,5	124
< 0,5	38,7	19,62	-19,08/-49,3	74
Всего	348,3	290,65	-57,65/-16,6	198

Таблица 4.2. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их размеров с 1950 по 2002 гг.

* Средняя погрешность оценки площадей ледников оценивается в 2,9 %





Рис. 4.6. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их размеров с 1950 по 2002 г.

Из 36 ледников, представленных в Каталоге, но не обнаруженных на снимках ASTER, только три внесены в Каталог по результатам обработки аэрофотоснимков. Для определения границ остальных 33-х использованы топографические карты, изданные до 1968 г. (год издания 20-го тома Каталога ледников СССР) [*Виноградов, 1968*], номенклатуру которых в настоящее время установить нельзя. Можно, конечно, предположить, что остальные ледники либо растаяли, либо это – погрешности дешифрирования снимков. Однако на снимках эта территория свободна от сезонного снега и облачности, препятствующих дешифрированию ледников, а размеры, указанные в Каталоге, не предполагают возможность их столь быстрого

Таблица 4.3. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2002 г.

		Изменение площади		
	Площадь ледника	ледника	Число	Средний размер
Экспозици	в км ²	с 1950 по 2002 г.,	ледников по	ледника в 2002
я ледника	1950 г./2002 г.*	км ^{2/0} ⁄о	Каталогу	г., км ²
С	40,3/36,76	-3,54/-8,8	24	1,53
С-В	52,1/47,86	-4,24/-8,1	14	3,42
В	69,8/55,64	-14,16/-20,3	27	2,06
Ю-В	31,8/18,96	-12,84/-40,4	22	0,86
Ю	11,6/8,92	-2,68/-23,1	11	0,81
Ю-3	44,8/38,74	-6,06/-13,5	7	5,53
3	61,3/55,57	-5,73/-9,3	25	2,22
C-3	36,6/28,20	-8,4/-23,0	31	0,91
Всего	348,3/290,65	-57,65/-16,6	161	1,81

* Средняя погрешность оценки площадей ледников оценивается в 2,9 %



Рис. 4.7. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2002 г.

Всего из проанализированных ледников Каталога только 56 (из 161) включены в Каталог по результатам обработки аэрофотоснимков 1950 г. Это составляет 34,8% выборки. А из общего числа ледников, представленных в Каталоге на район исследований (197), только 29,9% внесены в Каталог по результатам обработки аэрофотоснимков. Возможно, эти обстоятельства объясняют разницу в числе ледников между данными Каталога ледников СССР и нашего исследования. Скорее всего, это связано с исходными данными, которые использовались при составлении Каталога на данную территорию.

В ряде случаев при сравнении ледников в 2002 г. с Каталогом отмечено увеличение площадей. Как правило такие ледники имели размеры менее 1 км² и вносились в Каталог с использованием топографических карт. Однако в этой группе были и два крупных ледника – Хувхойтун и Хайлюлинский (площадь на 2002 г. 25,39 и 14,03 км² соответственно). Увеличение их площадей по сравнению с Каталогом (на 4,9 и 3,9% соответственно) можно объяснить особенностями их морфологии. Оба ледника имеют протяжённые ледоразделы с соседними ледниками. Поэтому их границы, частично проходящие по линиям ледоразделов, могут трактоваться неоднозначно. При проведении ледоразделов была использована цифровая модель рельефа ASTER GDEM, но это не исключало несовпадение с Каталогом. Кроме этого, перемётно-долинный ледник Хувхойтун имеет сложную форму границ. Подобные особенности характерны и для ряда других ледников этой группы и могли повлиять на результат.

Для анализа климатических изменений, произошедших в северной части Срединного хребта, были проанализированы данные наблюдений ГМС Ключи и Усть-Воямполка за 1950–2006 гг., являющиеся ближайшими к данному району метеостанциями, данные которых доступны в настоящее время. Летние температуры воздуха в 1989–2006 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. в среднем выросли на 1°С на ГМС Ключи (см. рис. 1.5) и на 0,6°С на ГМС Усть-Воямполка (см. рис. 1.4). Суммы твёрдых осадков на этих же ГМС в 1989–2006 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 3,5 и 20,8% соответственно.

Выводы. В целом оледенение северной части Срединного хребта с 1950 по 2002 г. сократилось на 16,6% (с 348,3 до 290,65±8,43 км²). Если исключить из рассмотрения группу ледников, площадью менее 0,5 км², для которой характерны наибольшие погрешности данных Каталога и материалов дешифрирования снимков ASTER, то мы получим величину сокращения 12,5% (с 309,6 до 271,03±7,86 км²). Вероятно, данная цифра точнее характеризует реакцию ледников на современные изменения климата. Сокращение

оледенения данного района произошло вследствие роста летних температур воздуха и сокращения количества твёрдых осадков.

4.1.2. Массив Алней-Чашаконджа

Вулканический массив Алней-Чашаконджа, расположенный в центральной части Срединного хребта, относится к районам четвертичного вулканизма. Он ориентирован в меридиональном направлении. Для вершинной части массива характерен высокогорный рельеф альпийского облика с отдельными остроконечными вершинами и гребнями, крупными цирками и карами. Абсолютные высоты достигают 2526 м (г. Чашаконджа). По данным Каталога ледников СССР [Виноградов, 1968], в пределах данного узла оледенения преобладают карово-долинные и долинные ледники, хотя отмечаются и каровые ледники, есть один котловинный ледник. Высота границы питания на западном макросклоне массива проходит на высоте 1460–1940 м, на восточном – на высоте 1430–1870 м. По данным карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, величина аккумуляции–абляции на высоте границы питания ледников района превышает 2000 мм в.э.

Гляциологические полевые работы на массиве Алней-Чашаконджа не проводились, однако в августе 1973 г. при проведении геологосъёмочных работ в кальдере вулкана Чашаконджа проводились попутные наблюдения за ледниками. Результаты наблюдений были изложены в статье [Быкасов, Каразия, 1976]. Авторы данной работы подвергают сомнению данные Каталога [Виноградов, 1968] по ледникам кальдеры вулкана Чашаконджа (№ 121, 122, 123, 124). Они пишут, что размеры, в особенности длина, данных ледников больше указанных в Каталоге, однако данных по их площади не приводят. Объясняли подобную разницу авторы тем, что при дешифрировании аэрофотоснимков ледников при составлении Каталога не было возможности чётко выделить границы ледников, перекрытых сплошным чехлом моренных отложений.

Морфологический тип ледника № 122 авторы работы [Быкасов, Каразия, 1976] определяют как карово-долинный (в Каталоге указан долинный тип). По их данным фронт ледника заканчивался на высоте 1150 м обрывом высотой 8–10 м. Длина ледника была оценена в 6 км (в Каталоге 5,2 км). По мнению авторов данной работы ледник № 123 относится к восточной части переметно-долинного комплекса (в Каталоге указан долинный тип). Однако на снимке WorldView-2 2012 г. в долине к западу от этого ледника оледенение представлено лишь небольшим (0,14±0,02 км²) ледником в верховьях долины, расположенным на расстоянии около 0,5 км от верхней границы ледника № 123 (рис. 4.8).
Вероятно авторы работы [*Быкасов, Каразия, 1976*] использовали аэрофотоснимки, сделанные не в оптимальное (с точки зрения задач гляциологических исследований) время, или в период наблюдений (август 1973 г.) сохранились значительные площади сезонного снежного покрова.

В настоящей работе над данным районом были использованы снимки WorldView-2 (20.07.2010 и 01.08.2012) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м и данные Каталога ледников СССР, полученные по материалам аэрофотосъёмок 1949–1950 гг. [Виноградов, 1968]. Границы ледников массива Алней-Чашаконджа оцифровывались по синтезированному изображению спутникового снимка WorldView-2 (20.07.2010) [Муравьев, 2014]. Так как снимок от 20.07.2010 не охватывал конечные части ледников № 120, 122 и 126, они (от 200 м у ледника № 126 до 800 м у ледника № 120) были дешифрированы по снимку от 01.08.2012. Следует отметить, что на перекрывающихся частях этих двух снимков контуры ледников практически совпадают. Это, в совокупности с отсутствием сезонного снежного покрова и сильной заморененностью языков ледников № 120 и 122, позволяет сделать вывод, что положение фронтов указанных ледников в 2010 и 2012 г. практически совпадает и разницей, ввиду её незначительности, можно пренебречь.

По данным Каталога, в районе массива Алней-Чашаконджа было 27 ледников общей площадью 62,1 км². Из них к 2010 г. распались четыре ледника. При дешифрировании снимка WorldView-2 (20.07.2010 г.) на территорию массива Алней-Чашаконджа обнаружено 45 ледников общей площадью 50,31±3,44 км² (рис. 4.8): 20 – соответствуют ледникам Каталога и сохранили свою целостность; 9 – сегменты четырёх распавшихся ледников; 16 – ледники, которые обнаружены на спутниковых снимках, но отсутствуют в Каталоге. Три ледника (общей площадью 1,6 км²), отмеченные в Каталоге, не обнаружены на снимке WorldView-2.

Следует отметить, что ледники, идентифицированные на спутниковом снимке, но не отмеченные в Каталоге, имеют небольшие размеры. Так, из 16 ледников, обнаруженных на снимке WorldView-2 (20.07.2010), но не идентифицированных по Каталогу, шесть ледников имеют площадь 0,1-0,5 км², а десять – менее 0,1 км². Общая площадь первых шести ледников равна $1,19\pm0,16$ км², а десяти самых маленьких – $0,42\pm0,09$ км² (общая площадь всех 16 ледников – $1,62\pm0,25$ км²). Статистика по ледникам такого размера в Каталоге на территорию Камчатки отсутствует.



Рис. 4.8. Схема современного оледенения вулканического массива Алней-Чашаконджа. В подложке спутниковые снимки WorldView-2 от 20.07.2010 (западный) и 01.08.2012 (восточный)

Оценка изменения площади ледников массива Алней-Чашаконджа с 1950 по 2010 г. проведена путём сравнения данных Каталога с результатами дешифрирования космического снимка WorldView-2. Данные, опубликованные в работе [*Муравьев, 2014*] были скорректированы. Выборка ограничивалась ледниками, представленными в Каталоге. Ледники разбивались на пять групп в зависимости от их размера в 2010 г., км²: более 5; 2–5; 1–2; 0,5–1; менее 0,5 (табл. 4.4, рис. 4.9). Все группы ледников района сократили свою площадь. Наименьшее сокращение характерно для ледников площадью 0,5–1 км² (4,7 % или 0,14 км²) и 1–2 км² (9,3 % или 0,87 км²). Максимально (51,0 % или 1,73 км²) сократились ледники площадью менее 0,5 км², так как для этой группы характерны и наибольшие погрешности данных Каталога ледников СССР.

Таблица 4.4. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их размеров с 1950 по 2010 г.

Размер	Площадь л	едников, км ²	Изменение площади ледников
ледников, км ²	по Каталогу	в 2010 г.	с 1950 по 2010 г., км²/%
Более 5	13,10	9,61±0,57	-3,49/-26,6
2-5	31,60	26,03±1,6	-5,57/-17,6
1-2	9,40	8,53±0,58	-0,87/-9,3
0,5–1	3,00	2,86±0,24	-0,14/-4,7
Итого	57,10	47,03±2,99	-10,07/-17,6
0,1-0,5	3,40	1,67±0,21	-1,73/-51,0
Всего	60,50	48,7±3,2	-11,80/-19,5

Анализ сокращения площади ледников в зависимости от их экспозиции (табл. 4.5, рис. 4.10) показал, что сильнее всего сократилась площадь ледников, ориентированных на северовосток и северо-запад (на 36,4 и 32,1 % соответственно). Ледники юго-западной и восточной экспозиций, напротив, увеличили свою площадь (на 9,6 и 2,1 % соответственно). Такой результат получен за счёт увеличения площади ледников № 306 и 120, большая часть областей абляции которых перекрыта поверхностной мореной.



Площадь по Каталогу (1950 г.), км^2 Площадь в 2002 г., км^2

Рис. 4.9. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их размеров с 1950 по 2010 г.



Рис. 4.10. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2010 г.

Экспозиция	Площадь ледников,	Изменение площади	Число	Средняя площадь
ледников	км ² ,	ледников с 1950 по	ледников по	ледников в 2010
	1950 г./2010 г.	2010 г., км²/%	Каталогу	г., км ²
С	6,0/4,84±0,32	-1,16/-19,3	5	0,97
C-B	12,2/7,76±0,51	-4,44/-36,4	3	2,59
В	8,8/8,99±0,62	0,19/2,1	3	3,00
Ю-В	3,6/3,40±0,20	-0,20/-5,5	2	1,70
Ю	2,7/1,98±0,19	-0,72/-26,7	4	0,49
Ю-3	5,4/5,92±0,31	0,52/9,6	2	2,96
3	18,2/13,36±0,84	-4,84/-26,6	2	6,68
C-3	3,6/2,44±0,22	-1,16/-32,1	3	0,81
Всего	60,5/48,70±3,20	-11,80/-19,5	24	2,03

Таблица 4.5. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2010 г.

С использованием данных Каталога [Виноградов, 1968] на 1950 г. и работы [Быкасов, Каразия, 1976] на 1973 г. были проанализированы изменения положения фронта ледника \mathbb{N}° 122 в кальдере вулкана Чашаконджа. Результаты показали, что с данный ледник наступал в период 1950–1973 гг., когда положение его фронта понизилось с 1170 м (по данным Каталога) до 1150 м (по данным работы [Быкасов, Каразия, 1976]), а длина возросла на 0,8 км. В период 1973–2010 гг. наступание было значительнее. По состоянию на 2010 г. фронт ледника расположен на высоте порядка 1010–1030 м (данные ЦМР SRTM4), а длина ледника составляет порядка 10±0,3 км. То есть, в 1973–2010 гг. длина ледника возросла примерно на 4±0,3 км.

Такое поведение ледника можно объяснить бронирующей ролью мощной поверхностной морены. По данным работы [Быкасов, Каразия, 1976], в 1973 г. моренный чехол на леднике № 122 наблюдался ниже 1400 м. На снимке WorldView-2 2012 г. обширные участки поверхностной морены наблюдаются на высоте 1650 м и ниже, то есть степень покрытия поверхности ледника поверхностной мореной существенно возросла. Площадь данного ледника за 1950–2012 гг. изменилась незначительно – зафиксировано её сокращение с 2,8 км² (данные Каталога) до 2,71±0,15 км² (на 3,1 %). На фоне наступания фронта ледника и увеличения степени покрытия поверхностной мореной в этот период, произошедшее сокращение площади, вероятно, произошло за счёт изменения границы ледника в его верхней части. На схеме Каталога её верхняя часть проходит чуть ниже водораздела (примерно 2450 м) Срединного хребта, а высота высшей точки ледника в Каталоге составляет 2400 м. На

космическом снимке WorldView-2 2012 г. высшая точка ледника располагается на высоте около 2200 м.

Для анализа климатических изменений, произошедших на вулканическом массиве Алней-Чашаконджа, были проанализированы данные наблюдений ГМС Ключи и Эссо (см. рис. 1.5 и 1.6) за 1950–2010 гг., являющиеся ближайшими к данному району метеостанциями, данные которых доступны в настоящее время. Летние температуры воздуха в 1989–2010 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. на ГМС Ключи и Эссо в среднем выросли на 1,1°С. Суммы твёрдых осадков на этих же ГМС в 1989–2010 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 2,1 и 16,3% соответственно. Таким образом, наблюдаемое сокращение площади оледенения вулканического массива Алней-Чашаконджа (19,5% за 1950–2010 гг.) является следствием ухудшения климатических условий их существования.

Выводы. Оледенение массива Алней-Чашаконджа сокращается. С 1950 по 2010 г. площадь оледенения района уменьшилась на 19,5% или 11,8 км² (до 48,7±3,2 км²). Сокращение площади ледников произошло вследствие роста летних температур воздуха и сокращения количества твёрдых осадков. На фоне общего сокращения площади оледенения данного района, в его пределах зафиксировано наступание ледника № 122, что объясняется бронирующей ролью мощной поверхностной морены.

4.1.3. Ичинский вулкан

Ичинский вулкан – крупный обособленный вулканический массив, расположенный в центральной части Срединного хребта (см. рис. 1.2). Это сложное вулканическое сооружение, которое условно относится к типу Сомма-Везувий с диаметром основания 22–25 км и площадью около 350 км² [Действующие вулканы Камчатки, 1991а].

Наиболее ранняя попытка измерить площадь оледенения этого вулкана была предпринята П.А. Иваньковым, который оценил её в 24 км² [Иваньков, 1958]. Очевидно, что П.А. Иваньковым недооценил масштабы оледенения Ичинского вулкана, вероятно, из-за присутствия мощного моренного покрова на языках ледников, спускающихся с него.

В работе над данным районом использовались участки снимков WorldView-2 от 04.08.2011 и 10.09.2014 с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м. Большая часть данного района покрыта снимком WorldView-2 от 04.08.2011 (см. рис. 4.11). Снимок WorldView-2 10.09.2014 охватывает только восточный склон Ичинского вулкана. По данным Каталога [*Виноградов, 1968*] на Ичинском вулкане располагались 16 ледников общей площадью 29,3 км².





В процессе дешифрирования современных спутниковых снимков было идентифицировано 15 ледников из 16, присутствующих в Каталоге на территорию данного района. Не был опознан один ледник (№ 296). Ледник № 297 распался на два сегмента. Дополнительно было идентифицировано четыре ледника площадью от 0,02 до 0,42 км², не представленных в Каталоге. Общая площадь 20 ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках, составила 29,03±1,41 км². Результаты измерений представлены в таблице 4.6.

Номер		Морфологи	Площадь л	едника, км ²	Изменение	Высота	a, m***
ледника по каталогу	Название ледника	ческий тип ледника по каталогу	по каталогу (1950 г.)	в 2011– 2014 гг.	площади ледника с 1950 по 2011– 2014 гг., км ² /%	низшей точки ледника	высшей точки ледника
288	№ 288	атрио- долинный	1,4	0,85±0,06	-0,55/-39,3	1865	2870
289	<u>№</u> 289	барранкосов	0,5	0,38±0,04	-0,12/-24,0	2340	3000
290	№ 290	долинный	1,3	1,23±0,08	-0,07/-5,4	1945	2900
291	Северный Длинный	атрио- долинный	5,4	5,64±0,18	0,24/4,4	1470	3620
292	№ 292	барранкосов	0,7	0,37±0,03	-0,33/-47,1	2160	2775
293	Восточный	долинный	4,2	4,57±0,16	0,37/8,8	1645	3620
294	№ 294	долинный	2,6	1,91±0,1	-0,69/-26,5	2060	3600
295	№ 295	барранкосов	0,2	0,05±0,01	-0,15/-75,0	2155	2325
297*	№ 297	барранкосов	1,3	0,95±0,08**	-0,35/-26,9	_	_
298	№ 298	барранкосов	0,6	0,21±0,03	-0,39/-65,0	2165	2790
299	№ 299	барранкосов	2,0	0,9±0,06	-1,1/-55,0	2440	3595
300	№ 300	барранкосов	0,4	0,35±0,03	-0,05/-12,5	2490	3330
301	№ 146	барранкосов	1,2	1,3±0,08	0,1/8,3	1940	3635
302	Западный	долинный	5,6	6,78±0,29	1,18/21,1	1210	3625
303	№ 303	долинный	1,7	3,0±0,15	1,3/76,5	1420	2845
Всего			29,1	28,91±1,35	-0,19/-0,7		

Таблица 4.6. Изменение площади ледников Ичинского вулкана со времени каталогизации по 2011–2014 гг.

* По состоянию на 2011 г. ледник распался на два сегмента.

** Площадь сегментов распавшегося ледника.

*** Высота определена по ЦМР ASTER GDEM2.

Общая площадь зарегистрированных в Каталоге на район Ичинского вулкана ледников с 1950 по 2011–2014 гг. практически не изменилась (-0,7 % или -0,19 км²). Однако в значениях изменений площадей отдельных ледников наблюдается большая дифференциация. Следует отметить актуальность для данного района проблемы различного проведения

протяжённых (см. рис. 4.11) ледоразделов в Каталоге и данной работе, что существенно влияет на результат исследования изменений площадей отдельных ледников. Вследствие этого, корректнее рассматривать изменение площади оледенения Ичинского вулкана в целом.

Площадь по Каталогу долинного ледника № 303, очевидно, была недооценена. Это можно объяснить высокой степенью заморененности (около 50% на космическом снимке 2011 г.) его поверхности. Существенная заморененность языков характерна и для большинства других ледников района. Помимо ледника № 303, в наибольшей степени забронированы поверхностной мореной языки ледников № 293, 301 и 302. Все эти ледники, по полученным данным, увеличили свою площадь со времени каталогизации (на 8,3–21,1%). Однако большая часть рассчитанного роста их площадей, скорее всего, является следствием различного проведения ледоразделов в Каталоге и при дешифрировании спутниковых снимков. Наибольшее сокращение площади претерпели относительно небольшие ледники с площадью по Каталогу $\leq 0,7$ км², не имеющие (кроме ледника № 292) ледоразделов с другими ледниками.

Для анализа климатических изменений, произошедших на вулкане Ичинский, были проанализированы данные наблюдений ГМС Эссо (см. рис. 1.6), являющейся ближайшей к данному району, за 1950–2014 гг. Летние температуры воздуха в 1989–2014 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. на ГМС Эссо в среднем выросли на 1,3°С, а суммы твёрдых осадков сократились на 13,2%. Учитывая, что общая площадь зарегистрированных в Каталоге на район Ичинского вулкана ледников с 1950 по 2011–2014 гг. практически не изменилась (–0,7%), можно сделать вывод о том, что изменение площади оледенения Ичинского вулкана не отражает климатических изменений, произошедших в данном районе.

Выводы. Общая площадь зарегистрированных в Каталоге на район Ичинского вулкана ледников с 1950 по 2011–2014 гг. практически не изменилась (-0,7 % или -0,19 км²), что не согласуется с ростом средних летних температур воздуха и снижением количества твёрдых осадков, наблюдаемых в данном районе. Это является следствием наличия мощного моренного покрова на ледниковых языках.

4.2. Кроноцкий полуостров

Оледенение Кроноцкого полуострова приурочено к низкогорному Кроноцкому хребту (высшая точка 1246 м). Здесь преобладают относительно крупные перемётно-долинные и карово-долинные ледники, присутствуют также каровые и висячие ледники. Благодаря особенностям местного климата, ледникам района присущ чрезвычайно интенсивный массообмен. Максимальные снегозапасы на ледниках составляют 3000–4000 мм водного эквивалента (в.э.) [*Виноградов, Ходаков, 1976*]. Высота границы питания на северном макросклоне проходит на высоте 750 м, на южном – на высоте 860 м. Ввиду экстремально интенсивного массообмена ледники Кроноцкого полуострова должны быть особенно чувствительны к изменениям климата.

В работе над данным районом были использованы: 1) снимок Landsat (сенсор OLI_TIRS) от 02.09.2013 с пространственным разрешение 15 м (панхроматический канал); 2) аэрофотоснимки на август 1950 г.; 3) топографические карты масштаба 1:100 000; 4) данные Каталога ледников СССР [Виноградов, 1968]. Часть Каталога ледников СССР на территорию Кроноцкого полуострова, в отличии от других ледниковых районов Камчатки, составлена по материалам аэрофотосъёмок 1957 г. с использованием данных крупномасштабных карт [Виноградов, 1968].

По данным Каталога [*Виноградов, 1968*], на Кроноцком полуострове было 32 ледника общей площадью 91,9 км². К 2013 г. распалось шесть ледников [*Муравьев, 2014*]. При дешифрировании снимка Landsat на территорию Кроноцкого полуострова обнаружено 50 ледников (рис. 4.12) общей площадью 68,1±4,52 км². Из них 23 ледника соответствуют ледникам, отмеченным в Каталоге и сохранившим свою целостность; 13 – сегменты шести распавшихся ледников; 14 – ледники, обнаруженные на спутниковых снимках, но не отмеченные в Каталоге. Три ледника, представленных в Каталоге (общей площадью 2,8 км²), не были обнаружены на снимке Landsat.

Следует отметить, что ледники, обнаруженные на снимке Landsat (02.09.2013), но не идентифицированные по Каталогу ледников СССР (14 ледников), имеют относительно небольшие размеры. Так, 13 ледников этой группы имеют площадь менее 0,5 км², и только площадь одного ледника находится в пределах 0,5–1 км². Общая площадь, занимаемая этими ледниками в 2013 г., равна соответственно 2,99±0,45 и 0,61±0,06 км² (всего 3,6±0,51 км²).

Для определения современных границ ледников Кроноцкого полуострова выполнено дешифрирование спутникового снимка Landsat (сенсор OLI/TIRS), зарегистрированного при обработке в архиве NASA в проекции WGS 1984 UTM Zone 57N. Оцифровка границ ледников проведена вручную по синтезированному изображению, созданному из каналов 3, 4 и 5 снимка Landsat, с использованием изображения канала 8 (панхроматический). Съёмка на территорию Кроноцкого полуострова выполнялась в конце периода абляции, поэтому погрешность, обусловленная наличием сезонного снежного покрова, минимальна. Однако для данной территории характерно присутствие большого числа многолетних снежников и снежников-перелетков, которые затрудняют процесс дешифрирования. Оценка погрешности, обусловленной их наличием требует проведения дополнительных исследований и в данной работе не рассматривается. Поверхностная морена на ледниках Кроноцкого полуострова не развита.



Рис. 4.12. Схема современного оледенения Кроноцкого полуострова. В подложке спутниковый снимок Landsat от 02.09.2013

Данные Каталога проверены для ледников Корыто (№ 206) и Левый Тюшевский (№ 232). Для этого проведено трансформирование фрагментов аэрофотоснимков, содержащих изображения языков ледников. При сравнении полученных результатов с данными Каталога установлено, что расхождение в площадях для ледника Корыто составляет 3%, а для ледника Левый Тюшевский – 3,9%. Эти цифры сопоставимы с аналогичными оценками, выполненными для Каталога ледников на территории Алтая и Камчатки, где ошибки не превышали 5% [Носенко и др., 2010; Муравьев, Носенко, 2013].

Для оценки изменения площади ледников Кроноцкого полуострова с 1957 по 2013 г., проведено сравнение данных Каталога с результатами дешифрирования снимка Landsat (сенсор OLI/TIRS) с пространственным разрешением 15 м (панхроматический канал). Выборка ограничивалась ледниками, представленными в Каталоге. Для анализа ледники разбивались на пять групп в зависимости от их размера в 2013 г., км²: более 5; 2–5; 1–2; 0,5–1; менее 0,5. Для каждой группы определялось изменение площади в км² и % (рис. 4.13). Результаты анализа представлены в таблице 4.7. В данные, опубликованные в работе [*Муравьев, 2014*], внесена коррекция в площадь (по состоянию на 2013 г.) одного ледника.



Площадь по Каталогу (1950 г.), км^2 Площадь в 2002 г., км^2

Рис. 4.13. Изменение площади ледников Кроноцкого полуострова в зависимости от их размеров с 1957 по 2013 г.

Таблица 4.7. Изменение площади ледников Кроноцкого полуострова в зависимости от их размеров с 1957 по 2013 г.

Размер	Площадь ле	дников, км ²	
ледников,	по Каталогу		Изменение площади ледников с
км ²	(1957 г.)	2013 г.	1957 по 2013 г., км²/%
Более 5	34,7	28,10±1,11	-6,6/-19,0
2-5	31,0	23,91±1,58	-7,09/-22,9
1-2	11,8	7,74±0,61	-2,96/-27,7
0,5–1	4,6	3,12±0,42	-2,58/-45,3
Итого	82,1	62,87±3,73	-19,23/-23,4

Менее 0,5	7,0	1,63±0,28	-5,37/-76,7
Всего	89,10	64,5±4,01	-24,6/-27,6

Как видно из таблицы 4.7, уменьшилась площадь ледников всех групп. Крупные ледники сократились меньше всего (19% или 6,6 км² для группы ледников площадью более 5 км²). С уменьшением размеров ледников анализируемой выборки их сокращение по сравнению с начальной площадью увеличивается (в %). Максимально (76,7% или 5,37 км²) сократились ледники, имеющие площадь менее 0,5 км². Однако для этой группы характерны наибольшие погрешности и данных Каталога, и данных дешифрирования на пределе разрешающей способности космических снимков Landsat.

Анализ сокращения площади ледников в зависимости от их экспозиции (табл. 4.8, рис. 4.14) показал, что более всего сократилась площадь ледников, ориентированных на северо- и юго-восток, а также на юго-запад – соответственно 79,3, 38,2 и 31,8% (3,57, 5,43 и 5,28 км²) [*Муравьев, 2014*]. Заметим, что средняя площадь ледников северо-восточной экспозиции (0,31 км²) мала относительно других групп и представлена ледниками площадью менее 0,5 км², для которых характерны наибольшие погрешности измерений.

Таблица 4.8. Изменение площади ледников Кроноцкого полуострова в зависимости от их экспозиции с 1957 по 2013 г.

	Площадь	Изменение площади	Число	Средняя площадь
Экспозиция	ледников, км ² ,	ледников с 1957 по	ледников по	ледников в 2013 г.,
ледников	1957 г./2013 г.	2013 г., км²/%	Каталогу	км ²
С	10,5/7,76±0,43	-2,74/-26,1	2	3,88
С-В	4,5/0,93±0,15	-3,57/-79,3	3	0,31
В	1,1/0,79±0,09	-0,31/-28,2	1	1,18
Ю-В	14,2/8,77±0,44	-5,43/-38,2	3	2,92
Ю	8,9/7,02±0,5	-1,88/-21,1	3	2,34
Ю-3	16,6/11,32±0,63	-5,28/-31,8	5	2,26
3	10,2/9,86±0,66	-0,34/-3,3	4	2,47
C-3	23,1/18,05±1,1	-5,05/-21,9	8	2,26
Всего	89,1/64,5±4,01	-24,6/-27,6	29	2,24

Основная часть гляциологических исследований района велась на переметнодолинном леднике Корыто (рис. 4.15), выбранном в качестве опорного. Данный ледник расположен в верховьях реки Большая Чажма. Ближайшие вершины поднимаются до высоты 1100–1250 м. По состоянию на 2013 г. ледник Корыто является крупнейшим по площади (7,52 км²) ледником района. Он располагается в высотном диапазоне 1220–320 м (1996 г.) имеет западную экспозицию и средний уклон поверхности 7,5°. Высота границы питания составляла 745 м в 1971 г. и 525 м в 1997 г. В области аккумуляции баланс массы линейно увеличивается с высотой. Скорости течения льда в 1960 г. составляли 25–30 м/год в области питания и 90 м на границе питания. В 1996 г. максимальная скорость составила 60 м/год [*Yamaguchi et. al., 1997*].



Рис. 4.14. Изменение площади ледников Кроноцкого полуострова в зависимости от их экспозиции с 1957 по 2013 г.



Рис. 4.15. Фронт ледника Корыто. Август 1997 г. Фото Я.Д. Муравьева

Первые наблюдения на Корыто были проведены в 1960 г. научной экспедицией Института Географии АН СССР [*Преображенский, Модель, 1965; Цветков, 1963*]. В 1971 г. были проведены стандартные массбалансовые исследования и метеонаблюдения [*Виноградов, Ходаков, 1973; Маркин, 1976*]. В 1982 г. была проведена совместная экспедиция Института Вулканологии и Института Географии РАН. После этого до середины 1990-х гг. прямых наблюдений на данном леднике не было. В 1996 и 1997 г. исследования баланса массы ледника Корыто проводились российско-японской экспедицией. Основные результаты измерений отражены в таблице 4.9. К 2013 г. площадь ледника Корыто сократилась до 7,52±0,31 км².

Фронт ледника Корыто отступал в течение всего периода наблюдений – на 300–310 м с 1960 по 1997 г. [*Muravyev et. al., 1999*]. По топографическим расчетам его поверхность за данный период понизилась на 20–25 м. Расчетный кумулятивный баланс массы с 1940 по 2000 г. составил –32,4 м водн. экв.

Балансовый	Баланс массы,	Высота	Доля области	Площадь	Высота
год	ММ ВОДН. ЭКВ.	границы	аккумуляции,	ледника, км ²	положения
		питания,м	%		фронта, м
1959/1960	-90	580	_	8,9	250
1970/1971	580	540	89,8	7,9	260
1981/1982	-280	790	62,8	7,75	280
1983/1984	20	600	_	7,75	_
1995/1996	1140	565	83,1	7,55	320
1996/1997	2350	525	89,8	7,55	320

Таблица 4.9. Данные массбалансовых наблюдений на леднике Корыто [Muravyev et. al., 1999]

Для анализа климатических изменений, произошедших на Кроноцком полуострове, были проанализированы доступные данные наблюдений ГМС Кроноки, являющейся ближайшей к данному району. Анализировались средние летние температуры воздуха за 1950–2001 гг. и суммы осадков с октября по май за 1989–1997 гг. Рост средней летней температуры воздуха за 1989–2001 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. составил 0,3°С. Сокращения сумм твёрдых осадков за 1989–1997 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. не наблюдается (рост на 12%). Несмотря на то, что имеющиеся данные покрывают примерно половину периода современного потепления, по имеющемуся ряду наблюдений прослеживается тенденция повышения летних температур воздуха. На более удалённых ГМС Ключи (рис. 1.5) и Петропавловск-Камчатский (рис. 1.7) прослеживается явная тенденция к повышению летних температур воздуха (коэффициенты корреляции с летними температурами воздуха на ГМС Кроноки 0,7 и 0,89 соответственно). При этом суммы осадков с октября по май на метеостанции Петропавловск-Камчатский в 1989–2015 гг., по сравнению с 1966–1980 гг., в среднем сократились на 14,3% (коэффициент корреляции с суммами осадков с октября по май на ГМС Кроноки 0,73). Таким образом можно сделать вывод о том, что наблюдаемое сокращение площади оледенения Кроноцкого полуострова (27,6% за 1957–2013 гг.) является следствием изменения основных климатических факторов.

Выводы. В целом оледенение Кроноцкого полуострова с 1957 по 2013 г. сократилось на 27,6% (с 89,1 до 64,5±4,01 км²), что произошло на фоне роста летних температур воздуха. Если исключить из рассмотрения группу ледников площадью менее 0,5 км², для которой характерны наибольшие погрешности данных Каталога ледников СССР и материалов дешифрирования космических снимков Landsat, то мы получим величину сокращения 23,4% (с 81,2 до 62,87±3,73 км²). Данная цифра точнее характеризует реакцию ледников района на современные изменения климата.

4.3. Северная группа вулканов

К северной группе вулканов относятся Ключевская группа вулканов и, расположенный в северо-восточном направлении от неё, крупный действующий вулкан Шивелуч. Для данного района характерно наиболее интенсивное для Камчатки проявление современного вулканизма и яркое проявление специфики взаимодействия оледенения и вулканизма.

4.3.1. Ключевская группа вулканов

Ключевская группа вулканов является одним из основных центров оледенения Камчатки. На этом, сравнительно компактном (около 8500 км²), вулканическом массиве расположено 25,8 % (по данным Каталога ледников СССР) площади оледенения полуострова. При этом, доля района в общем количестве ледников Камчатки составляет всего 7,7 %. Специфической особенностью данного центра оледенения является наличие современной вулканической деятельности, оказывающей непосредственное влияние на морфологию, режим и колебания границ ледников.

Район находится в северной части Камчатской депрессии и представляет собой крупное вулканическое плато высотой 900–1100 м с расположенными на нём вулканами:

Ключевской (~4750–4850 м – высота изменяется в зависимости от состояния активности вершинного кратера), Камень (4579 м), Безымянный (2869 м), Ушковский (3903 м), Крестовский (4057 м), Овальная Зимина (3080 м), Острый Толбачик (3672 м) и др. (см. рис. 4.16).



Рис. 4.16. Схема современного оледенения Ключевской группы вулканов. Ледники: 1)

Козыревский (№159); 2) Ушковский (№160); 3) №161 4) Эульченок (№163); 5) Средний (№164); 6) Обвальный (нет в Каталоге); 7) Влодавца (№166); 8) Сопочный (№167); 9) Келля (№168); 10) Пийпа (№169); 11) Шмидта (№172); 12) Каменский (№173); 13) Желтый (№174); 14) №144; 15) Попкова (№145); 16) №146; 17) Черемошный (№147); 18) №149; 19) Капелька (№150); 20) Даечный (№151); 21) Виноградова (№152); 22) Будникова (№153); 23) Бараний (№154); 24) Института вулканологии (№155); 25) №156; 26) Толбачинский (№157). В подложке снимок Landsat от 03.08.2011

В работе по данному району использованы: 1) участки снимков WorldView-2 (09.09.2013 и 20.07.2010) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; 2) участки снимков GeoEye-1 (04.07.2013, 01.07.2011 и два снимка от 23.07.2012) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; 3) ортопродукт на базе снимка ASTER (19.07.2012) с пространственным разрешением 15 м; 4) космический снимок Landsat (сенсор ETM+) от 22.09.2000 с пространственным разрешением 15 м (панхроматический канал); 5) космический снимок KH-9 (28.06.1975) с пространственным разрешением 6–9 м; 6) аэрофотоснимки (далее АФС) 1949, 1950, 1967 и 1984 гг.; 7) цифровая модель рельефа (далее ЦМР) SRTM4; 8) данные Каталога ледников СССР (далее «Каталог»); 9) данные полевых наблюдений за 2000–2015 гг.

района исследований Покрытие современными спутниковыми снимками, использованными в работе, представлено на рис. 4.17. По спутниковым снимкам WorldView-2. GeoEye-1 и ASTER выполнено дешифрирование границ ледников Ключевской группы вулканов. Оцифровка границ ледников проведена вручную. На основе полученных результатов созданы цифровые карты границ ледников в векторном формате в картографической проекции UTM Zone 57N WGS 1984. Полученные результаты были использованы для оценки изменений площади ледников района с 1950-х годов до 2010-2015 гг. Для этого в качестве основного массива исходной информации были использованы данные Каталога ледников СССР [Виноградов, 1968] и АФС 1949г., охватывающие конечные части ледников Бильченок, Эульченок, Средний, Эрмана, Желтый, Попкова. Лля фиксирования промежуточных положений фронтов ледников между 1949 и 2010-2015 гг. использовались АФС 1967 и 1984 гг., космические снимки КН-9 (1975 г.) и Landsat (2000 г.). В процессе дешифрирования дополнительно использовались данные полевых наблюдений 2000-2015 гг. (фотоматериалы, GPS точки и треки, фиксирующие положения фронтов ледников) [Муравьев, Муравьев, 2016].

Часть Каталога, охватывающая Ключевскую группу вулканов, составлялась по результатам обработки АФС 1949–1950 гг. и крупномасштабных топографических карт, данным полевых наблюдений 1960–1965 гг. и литературным источникам [*Виноградов, 1968*].



Рис. 4.17. Покрытие района Ключевской группы вулканов современными спутниковыми снимками: 1) ASTER от 19.07.2012; 2) WorldView-2 от 09.09.2013; 3) WorldView-2 от 20.07.2010; 4) GeoEye-1 от 23.07.2012; 5) GeoEye-1 от 04.07.2013; 6) GeoEye-1 от 01.09.2011; 7) GeoEye-1 от 23.07.2012

При проведении ледоразделов на вулканах Толбачик, Ушковский и Овальная Зимина использовались данные обработки ЦМР SRTM4. Важно понимать, что ледоразделы в данной работе и в Каталоге проведены по-разному по ряду причин: 1) разные используемые материалы; 2) различные методы обработки материалов; 3) изменения, произошедшие с ледниками со времени составления Каталога; 4) дешифровочные навыки исследователей. Вопрос возможной миграции ледоразделов для данного района практически не исследован. Так как найти исходные материалы, использовавшиеся при составлении Каталога не удалось, оценить разницу в проведении ледоразделов не представляется возможным. В связи с этим, в

ряде случаев корректнее говорить об изменении оледенения вулкана (Толбачик, Плоская Дальняя) в целом, а не отдельных ледников, спускающихся с него.

Дешифрирование современных границ ледников по космическому снимку ASTER осуществлялось только на участках, не покрытых снимками высокого разрешения (см. рис. 4.17). Снимок Landsat (сенсор ETM+) использовался для дешифрирования фронтов ряда ледников по состоянию на 2000 г. Для этого выполнялась привязка отдельных участков снимка с расположенными на них языками ледников. Для дешифрирования границ ледников по состоянию на 1975 г. часть космического снимка КН-9, покрывающая территорию района исследований, была привязана и ортотрансформирована с использованием около 300 точек привязки в программном продукте ArcGIS 9.3. Привязка производилась к снимкам GeoEye-1, WorldView-2 и ASTER (на участках, не покрытых снимками высокого разрешения). Так как данный снимок был сделан в конце июня, уверенное дешифрирование границ ледников в областях их питания было затруднено из-за остатков сезонного снежного покрова. По этой причине дешифрированию на данном снимке подвергались лишь языковые части ледников ниже 2000–2100 м.

Проверка точности привязки современных спутниковых снимков высокого разрешения представляет собой сложную задачу. Точность привязки снимков GeoEye-1 составляет 3 м при съёмке в надир, снимков WorldView-2 – 6,5 м. Для проверки привязки данных снимков по топографическим картам необходим доступ к картам масштабов около 1:6000 и 1:13000 соответственно. Карт подобного масштаба на район исследований не существует. Из полевых материалов за разные годы было отобрано 10 точек, сделанных GPS навигаторами, со статичными объектами, уверенно опознаваемыми на космических снимках высокого разрешения (строения и слияния рек). Измеренное отклонение положения объектов по данным измерений GPS навигаторами от их положения на космических снимках составило 5–10 м. Проверка пространственной привязки снимка ASTER проводилась по набору объектов, уверенно опознанных на нём и на снимках GeoEye-1 и WorldView-2.

Погрешности дешифрирования границ ледников, обусловленные наличием поверхностного моренного покрова, приняты равными 1% [*Муравьев, Носенко, 2013; Муравьев, 2014*]. Учитывая сильную заморененность ледников района, для ледников площадью менее 0,5 км² данная величина принята равной 2%.

Оценка погрешностей дешифрирования границ ледников, обусловленных субъективными факторами, крайне затруднена. Фактически, она невозможна без проведения

92

полноценного исследования данного вопроса с анализом статистически значимой выборки результатов дешифрирования тестовых участков, выполненного разными экспертами.

В процессе дешифрирования космических снимков было идентифицировано 28 ледников из 31, присутствующих в Каталоге ледников СССР на территорию Ключевской группы вулканов. Не было опознано два ледника (№148 и №171). Дополнительно на Ключевском вулкане был выделен крупный ледник (7,51±0,26 км² на 2012 г.), отсутствующий в Каталоге. На вулкане Большая Удина выделено четыре ледника, площадью менее 0,1 км². Ледники такого размера в Каталоге ледников СССР на территорию Камчатки не регистрировались. Кроме того, на склонах Ключевского вулкана по состоянию на 2012 г. было выделено семь обособленных потоков льда, площадью от 0,04 до 0,16±0,01 км². Общая площадь 40 ледников, обнаруженных на современных спутниковых снимках составила 214,33±6,56 км².

Ледник Ключевской (№ 170) как отдельное целостное образование не рассматривался по двум причинам. Во-первых, границы данного образования с расположенной ниже зоной «пассивных» льдов крайне нечёткие. На многих участках переход из одной гляциальной зоны в другую происходит плавно. Проведение линии их раздела в таких условиях без масштабных полевых исследований будет крайне субъективно. Во-вторых, в Каталоге ледников СССР приведённая площадь ледника Ключевской (15,3 км²) представляет собой площадь северо-восточной части ледяного пояса, относящейся к бассейнам рек Сопочная и Каменистая [Виноградов, 1968]. При этом, части ледяного пояса, относящиеся к бассейнам рек Сопочная и каменистая (6,6 км²) и Сухая Хапица (1,1 км²), включены авторами каталога в состав ледников Богдановича и №171 соответственно. Фактически это не ледник в классическом понимании данного термина, а сложный вулкано-гляциальный комплекс, служащий источником подпитки ледников Ключевского вулкана. В таких условиях, корректно идентифицировать границы ледяного пояса и сравнивать полученные данные с данными каталога не представляется возможным.

Результаты измерений площадей ледников и их изменений представлены в таблице 4.10. Общая площадь зарегистрированных в Каталоге ледников СССР с 1950 по 2010–2015 гг. на первый взгляд практически не изменилась (-0,7 %), что требует пояснений.Например, весьма интересна динамика ледника Эрмана за прошедшие 65 лет (см. рис. 4.16). В ходе извержения Ключевского вулкана в 1945 г., по Крестовскому жёлобу на него сошёл вулканогляциальный оползень объёмом 0,3 км³ [*Муравьев, Саламатин, 1993*]. С тех пор ледник Эрмана непрерывно наступает (рис. 4.18). По данным автора работы [*Пийп, 1956a*], в 1945– 1951 гг. его фронт продвинулся на 300 м. В середине 1960-х годов произошло раздвоение фронта ледника. Западная, более широкая, часть фронта стала продвигаться по долине р. Сухая, а более узкая восточная – по долине р. Крутенькая.



Рис. 4.18. Продвижение фронта ледника Эрмана в 1949–2015 гг. В подложке снимок ASTER от 19.07.2012 [*Муравьев, Муравьев, 2016*]

Номер			Площадь	Площадь	Изменение	Изменение площади*3	E	высота, м'	* 4
ледника	Название	Морфологический	ледника по	ледника в	площади ледника	и положения фронта с	низшей	высшей	
по	ледника	тип ледника по	каталогу,	2010-2015	с 1950 по 2010-	1975 по 2010–2015 гг.,	точки	точки	медиана
каталогу		каталогу	км ²	гг., км ²	2015 гг., км²/%	км ² /м	ледника	ледника	
144	№ 26	ледяная шапка	0,9	0,81±0,07	-0,09/-10,0		2365	2600	2480
145	Попкова	барранкосов	2,6	2,76±0,15	0,16/6,2	≈0	1385	3020	1905
146	<u>№</u> 24	подножий	4,3*2	1,67±0,11	-2,63/-61,2		1840	2845	2170
147	Черемошный*1	обвальных цирков	4,4	4,43±0,12	0,03/0,7	$-0,18\pm0,02/-690\pm10$	1675* ⁵	3690	2810
149	<u>№</u> 28	барранкосов	0,5	0,27±0,07	-0,23/-46,0		2890	3585	3260
150	Капелька*1	барранкосов	0,8	1,44±0,17	0,64/80,0	≈0/-55±10	1545*5	3695	2795
151	Даечный*1	барранкосов	0,9	0,79±0,15	-0,11/-12,2		1595	3675	2890
152	Виноградова*1	барранкосов	1,3	1,48±0,12	0,18/13,8	$-0,06\pm0,04/-140\pm15$	1360*5	3630	2620
153	Будникова*1	барранкосов	1,4	1,73±0,05	0,33/23,6	$-0,05\pm0,01/-240\pm10$	1435*5	3560	1935
154	Бараний*1	барранкосов	1,2	0,69±0,03	-0,51/-42,5		1860	3490	2850
155	Института вулканологии	барранкосов	6,2	8,69±0,21	2,49/40,2	≈0/±50±10	1120*5	3395	2125
156	№ 156	барранкосов	1,9	2,64±0,07	0,74/38,9		2115	3080	2670
157	Толбачинский	кальдерный	6,8	2,39±0,06	-4,41/-64,9		2790	3090	3000
158	Богдановича	перемётно-долинный и ледяной пояс	37,8	42,26±0,85	4,46/11,8	1,41±0,07/до 950±10	1445	4440	2665
159	Козыревский	кальдерно-долинный	3,9*2	8,54±0,27	4,64/119		2045	3920	3180

Таблица 4.10. Изменения площади ледников Ключевской группы вулканов с 1949–1950 по 2010–2015 гг.

160	Ушковский	кальдерно-долинный	11,6	13,33±0,42	1,73/14,9	$-0,57\pm0,06/-340\pm10$	1345	3885	3110
161	№ 23	барранкосов	3,3	3,01±0,06	-0,29/-8,8		2460	3485	2935
162	Бильченок	кальдерно-долинный	21,8	19,72±0,5	-2,08/-9,5	-0,26±0,07/-300±10	740*5	4070	3355
163	Эульченок	барранкосов	10,3	11,24±0,4	0,94/9,1	$-0,04\pm0,03/330\pm10$	1150*5	4060	3000
164	Средний	подножий	22,0*2	17,19±0,53	-4,81/-21,9		1840	3970	2395
165	Эрмана	перемётно-долинный	34,2	42,33±1,16	8,13/23,8	1,75±0,28/1950±15	950* ⁵	3875	2510
166	Влодавца	барранкосов	5,0*2	2,29±0,07	-2,71/-54,2	0,23±0,03/500±10	1650	3455	2200
167	Сопочный	барранкосов	6,0* ²	3,24±0,1	-2,76/-46,0	0,19±0,08/95±10	1210	3040	1800
168	Келля	барранкосов	5,7*2	1,79±0,1	-3,91/-68,6	$-0,04\pm0,03/-25\pm10$	960	1935	1225
169	Пийпа	барранкосов	4,3	2,48±0,05	-1,82/-42,3		1595	3165	2340
172	Шмидта	долинный	3,4	3,16±0,09	-0,24/-7,1	$-0,28\pm0,04/-1730\pm10$	1830	4395	3195
173	Каменский	обвальных цирков	0,7	0,74±0,02	0,04/5,7	$-0,05\pm0,01/-170\pm10$	1515	2040	1625
174	Желтый	обвальных цирков	4,0	4,66±0,24	0,66/16,5	$-0,08\pm0,03/-25\pm10$	1095*5	2945	1875
Всего		207,2	205,77±6,22	-1,43/-0,7					

*1 Данные названия не фигурируют в Каталоге ледников СССР.

*² Площадь данных ледников в Каталоге некорректна (подробности в текте). Из них только площадь ледника Козыревский существенно занижена.

*³ Изменение площади конечной (прифронтальной) части ледника. Отрицательные значения изменения положения фронта означают то, что фронт ледника отступил, положительные – наступил.

*⁴ Высота определена по ЦМР ASTER GDEM2.

*⁵ Высота по данным полевых наблюдений. Определена с помощью GPS навигатора.

Изменения площади ледника Эрмана и продвижение его фронта за ряд временных интервалов отражены в таблице 4.11 [*Муравьев, Муравьев, 2016*]. С 1949 по 2015 г. площадь фронтальной части ледника Эрмана увеличилась на 4,96±0,39 км², а его фронт продвинулся на 3675±15 м (до высоты 1035 м) по долине р. Сухая (рис. 4.19) и, на 3480±20 м (до высоты 950±10 м), по долине р. Крутенькая (рис. 4.20). Разницу между увеличением площади ледника Эрмана по сравнению с Каталогом в целом, и приращением его площади по фронту, можно объяснить сочетанием двух факторов: первый – субъективный, заключается в различном проведении границ ледника в области его аккумуляции разными исследователями с использованием сопутствующих данных; второй – изменениями, произошедшими на леднике с 1950 г. под влиянием дополнительной аккумуляции льдонасыщенных пород оползня 1945 года.

Таблица 4.11. Изменение площади ледника Эрмана и продвижение его фронта за 1949–2015 гг.

Годы	Приращение	Наступание фронта, м	
	площади ледника	По долине р.	По долине р.
	по фронту, км ²	Сухая	Крутенькая
1949–1967	2,37±0,19	1480±15	1130±15
1967–1975	0,84±0,06	590±15	400±15
1975–1984	0,56±0,09	515±15	385±15
1984–2000	0,86±0,16	655±20	660±20
2000–2012	0,29±0,15	400±30	670±30
2012–2015	0,04±0,04	35±25	235±30
1949–2015	4,96±0,39	3675±15	3480±20



Рис. 4.19. Фронт ледника Эрмана в долине р. Сухая. Август 2015 г.

Крупный оползень, сошедший во время извержения Ключевского вулкана в 1945 г., привёл к возникновению ледникового языка (условно назван «Обвальный»), спускающегося по северному склону вулкана между ледниками Эрмана и Влодавца (см. рис. 4.16). Данный ледник не был идентифицирован во время создания Каталога. Это обусловлено тем, что в конце 1940-х – начале 1950-х гг. он вместе с прилегающими участками склона был перекрыт обвальными массами. Однако, судя по схеме оледенения района в Каталоге [Виноградов, 1968], значительная часть территории современной области питания этого ледника была включена в состав ледника Эрмана. По состоянию на 2012 г. площадь ледника составляла 7,51±0,26 км². Вероятно, данный ледниковый язык, как и ледник Эрмана, наступал непрерывно с 1945 г. С 1975 г. его площадь по фронту возросла на 2,87±0,22 км², а длина – на 1800–1850 м.



Рис. 4.20. Фронт ледника Эрмана в долине р. Крутенькая. Август 2015 г.

Ледник Влодавца, спускающийся по северному склону Ключевского вулкана, наступал в 1967–1968 гг. после побочного прорыва им. Б.И. Пийпа. По данным, опубликованным в работе [*Виноградов, Муравьев, 1989*], его площадь во время данной подвижки увеличилась с 2,6 км² (площадь по Каталогу была переоценена) до 3,1 км², а язык продвинулся на 2,2 км. С 1975 по 2012 г. площадь ледника во фронтальной части увеличилась на 0,23±0,03 км², а продвижение фронта составило около 500 м. При этом общая площадь ледника сократилась до 2,29±0,07 км² за счёт перемещения льда из верховьев ледника и трансформации её отдельных участков в «пассивные льды». Подобные преобразования характерны и для других «блуждающих ледников» вулкана.

По данным авторов работы [*Виноградов, Муравьев, 1989*] площадь ледника Сопочный на начало 1950-х гг. составляла 3,6 км² (данные Каталога были переоценены). В 1953 г. у фронта ледника произошло латеральное извержение. После извержения произошла подвижка ледника, в результате которой его язык с двух сторон обошёл образовавшийся шлаковый конус и увеличил свою площадь на 1 км² за три года (до 4,6 км²), пройдя при этом около 2 км. Очередную подвижку ледника Сопочный вызвало прохождение рядом с его фронтом лавового потока прорыва Пийпа (1966 г.). За 1967 г. фронт ледника продвинулся на 125–130 м

[Андреев и др., 1976]. В дальнейшем наступание фронта левого языка продолжилось. С 16.09.1970 по 20.09.1971 оно составило 20 м. Медленное наступание ледника происходило и в дальнейшем. С 1975 по 2010 г. его фронт продвинулся на 90–100 м, площадь конечной части ледника возросла на 0,19±0,08 км² [Муравьев, Муравьев, 2016]. Общее сокращение площади ледника по сравнению с данными работ [Андреев и др., 1976; Виноградов, Муравьев, 1989], вероятно, произошло за счёт трансформации отдельных участков верхней части ледника в «пассивные льды».

Площадь ледника Келля в середине XX в. составляла 4,2 км² (данные Каталога были переоценены), а длина его северного языка достигала 8 км [Виноградов, Муравьев, 1989]. В 1946–1950 гг. произошла подвижка южного языка, вероятно, спровоцированная терминальным извержением 1944–1945 гг. В результате подвижки южный язык в виде узкого потока льда спустился до высоты 1500 м, а его длина достигла 5,5 км. В дальнейшем исследователи отметили, что средняя часть северного языка ледника Келля стала преобразовываться в массив «мёртвых льдов», а небольшое извержение 1980 г. (т.н. «Прорыв им. 8 Марта») фактически довершило отчленение этой части ледника. В целом, к середине 1980-х гг. северный язык ледника Келля сократился в длину на 4,6 км. Во время очередного побочного извержения Ключевского вулкана, состоявшегося в марте-июне 1983 г. (Прорыв «Предсказанный»), значительная часть области питания ледника и большая часть его южного языка были уничтожены [Виноградов, Муравьев, 1985а]. По состоянию на 1983 г. площадь ледника Келля не превышала 2,1 км², а его максимальная длина составляла 3,4 км [Виноградов, Муравьев, 1989]. По данным анализа результатов дешифрирования космических снимков 1975 и 2010 гг. фронт ледника отступил всего на 20-30 м. Однако его площадь за 1987-2010 гг. сократилась до 1,79±0,1 км². Поверхность ледника изрезана термоэрозией. Можно предположить, что данный «блуждающий ледник» постепенно отмирает и преобразуется в массивы «пассивных» и «мёртвых» льдов.

Первая наблюдаемая подвижка «многоярусного» ледника Шмидта началась в 1978 г. во время сильного извержения Ключевского вулкана [*Муравьев и др., 2010*]. В 1980-х гг. наблюдалось наступание его активного фронта, который надвигался на «мёртвые» льды, оставшиеся от предыдущей подвижки [*Виноградов, Муравьев, 1989*]. В 1987 г. в области питания ледника произошло побочное извержение Ключевского вулкана. Тело ледника на уровне границы питания оказалось вскрыто на всю толщину (около 80–100 м), а расположенная ниже наиболее узкая часть ледникового языка в значительной мере оказалась размыта лахарами. С 2009 г. наблюдается наступание ледника по его предыдущей поверхности, оставшейся от подвижки 1978–1987 гг. [Котляков и др., 2015а]. Продолжение наступания ледника было зафиксировано в 2016 г. (рис. 4.21). Очевидно, новая подвижка ледника Шмидта связана с мощными вершинными извержениями Ключевского вулкана 2005–2010 гг. [Муравьев и др., 2010] и позднее.



Рис. 4.21. Ледник Шмидта. Апрель 2016 г. Фото Ю.В. Демянчука

Ледник Богдановича в период наблюдений также наступал. Вследствие большой ширины фронта (около 2 км), наступание его различных участков в разные временные периоды происходило неравномерно. За 1975–2000 гг. максимальное его продвижение в восточной части фронта составило 760–780 м. За 2000–2013 гг. данная часть фронта ледника продвинулась ещё на 170–190 м.

Кальдерно-долинный ледник Бильченок, спускающийся по северному склону Ушковского вулкана (рис. 4.22), – один из наиболее изученных ледников района и крупнейший в России горный пульсирующий ледник. По данным работы [*Муравьев и др., 2012*] во второй половине XX в. было зафиксировано две его подвижки. В период между 1949 г. и началом первой подвижки фронт ледника, по оценке авторов работы [*Виноградов, Муравьев, 1982a*], отступил примерно на 0,5 км. По привязанному АФС 1984 г. было дешифрировано приблизительное положение граница нижней части ледника в конце первой подвижки [*Муравьев, 2016*]. За 1959–1960 гг. фронт ледника продвинулся на 560–570 м относительно своего положения в 1949 г. до высот 620–630 м. Учитывая положение конца ледника на АФС 1949 г. (см. рис. 4.23) и информацию о его отступании примерно на

0,5 км в 1949–1959 гг., продвижение фронта во время подвижки 1959–1960 гг. было оценено в 1050–1150 м.



Рис. 4.22. Долинная часть ледника Бильченок. Август 2014 г.

После завершения подвижки 1959–1960 гг., ледник Бильченок стал быстро отступать. К 1975 г. его фронт (определён по снимку КН-9) отступил примерно на 1150 м относительно своего положения в 1960 г., а площадь конечной части языка сократилась на 1,4±0,08 км². По данным из работы [*Муравьев и др., 2012*] в ходе второй, меньшей по масштабу, подвижки 1982–1984 гг. фронт ледника продвинулся на 700–800 м. То есть, судя по положению фронта ледника в 1975 (снимок КН-9) и 1984 (АФС) гг., за 1975–1982 гг. отступание составило 750–850 м [*Муравьев, Муравьев, 2016*]. С 1984 по 2009 г. (полевые данные) фронт ледника отступил ещё на 320–330 м. После 2009 г. тенденция к отступанию более не наблюдалась. За 2009–2013 гг. фронт ледника продвинулся на 55–65 м. Полевые наблюдения, проведённые в августе 2015 г., не выявили изменений в положении фронта ледника, расположенного на высоте 740 м, относительно 2013 г.





В число ледников, площадь которых в Каталоге, вероятно, существенно завышена, входит ледник Средний (№ 164). В результате дешифрирования его границ на современных космических снимках в пределах его границ были выявлены крупные (суммарной площадью около 3,5 км²) выходы коренных пород, не отмеченные на схеме Каталога. Сравнение результатов дешифрирование границ ледника на АФС (21.10.1984) и современных снимках показало, что его фронт на большей части квазистационарен. Были выявлены участки его отступания на 20–30 м и наступания на 20–40 м, что близко к погрешности измерений, обусловленной точностью исходных материалов и погрешностями их привязки. Площадь по Каталогу ледника Козыревский (№ 159), напротив, занижена. Судя по схеме Каталога, из его состава были исключены обширные фирновые поля на южном склоне вулкана Ушковский. Частично разница в площадях обусловлена различным проведением ледоразделов с соседними ледниками в Каталоге и в данном исследовании.

Ледник Эульченок, спускающийся на север с Крестовского вулкана, наступал во второй половине XX века. Анализ имеющихся материалов показал, что с 1949 (АФС) по 1975 г. (снимок КН-9) фронт ледника наступил на 380–390 м. С 1975 по 2000 г. (снимок Landsat) он прошёл ещё 330±10 м. После этого, по данным дешифрирования космического снимка 2013 г. (WorldView-2) и полевым наблюдениям августа 2015 г., фронт ледника Эульченок был практически стационарен и располагался на высоте около 1150 м (рис. 4.24). При этом, по мере продвижения ледникового языка вниз по долине происходило его сужение.



Рис. 4.24. Фронт ледника Эульченок. Август 2015 г.

При оценке изменений площадей ледников, расположенных на вулкане Толбачик, возникает проблема различного проведения протяжённых ледоразделов в Каталоге и данной работе. Исходные материалы, использовавшиеся при создании части Каталога на район исследований, не доступны. Поэтому имеет смысл рассматривать изменение площади оледенения вулкана Толбачик в целом и колебания фронтов ледников, спускающихся с него. Площадь оледенения вулкана Толбачик за 1950–2011 гг. сократилась на 0,85 км² (3,3 %) до 24,55±1,04 км².

Известна подвижка ледника Черемошный (№ 147), начавшаяся во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. В дальнейшем наступание этого ледника подтверждалось полевыми данными 1978 и 1983 гг. В настоящее время ледник

отступает. К 2011 г. отступание его фронта (рис. 4.25) относительно его положения в 1975 г. составило около 680–700 м. Положение фронта ледника Института вулканологии (рис. 4.26) с 1975 г. изменилось мало. На различных участках выявлено его наступание и отступание в пределах 50±10 м.



Рис. 4.25. Фронт ледника Черемошный. Август 2011 г.

Ледник Желтый, спускающийся с вулкана Овальная Зимина на север (см. рис. 4.16), после взрыва Безымянного вулкана в 1956 г. был перекрыт мощным чехлом пирокластического материала. По данным автора работы [*Виноградов, 1975*], после этого ледник незначительно отступил, а поверхность его языка не претерпела существенных изменений. Анализ результатов дешифрирования АФС 1950 г. и снимка КН-9 показал, что фронт ледника находится в квазистационарном состоянии со слабой тенденцией к отступанию. В 1950–1975 гг. его положение на разных участках изменялось в пределах ±(5–15) м, то есть в пределах погрешностей измерений [*Муравьев, Муравьев, 2016*]. По данным работы [*Отчет Института вулканологии*...] в 1978–1980 гг. фронт активизации ледника продвинулся на 10–20 м. Анализ результатов дешифрирования симков КН-9 и GeoEye-1 показал, что с 1975 по 2013 г. фронт ледника Желтый отступил примерно на 20–30 м, а его фронт активизации продвинулся на 200–230 м. Разница площадей ледника в Каталоге и

данной работе, вероятно, в значительной степени обусловлена различным проведением его границ в области аккумуляции.



Рис. 4.26. Фронт ледника Института вулканологии. Август 2012 г.

Фронт ледник Попкова, спускающегося на запад с вулкана Овальная Зимина, в период 1950–1975 гг. продвинулся на 80 м. В дальнейшем его положение, судя по всему, менялось мало. Разница в положении различных участков фронта между 1975 и 2013 гг. находится в пределах ±(10–20) м.

При анализе данных Каталога и публикаций, а также результатов дешифрирования современных космических снимков и разновременных АФС были сделаны выводы о некорректности данных Каталога о площадях ряда ледников. Была сделана переоценка изменения площади оледенения Ключевской группы вулканов с учётом обоснованных поправок каталожных площадей четырёх ледников, двух ледников не идентифицированных на современных космических снимках и возникшего после 1945 г. ледника «Обвальный». Для этого в данные на 1950 г. были внесены следующие поправки: 1) площадь ледника Влодавца принята равной 2,6 км² (переоценка из работы [Виноградов, Муравьев, 1989]); 2) площадь ледника Сопочный принята равной 3,6 км² (переоценка из работы [Виноградов, Муравьев, 1989]); 3) площадь ледника Келля принята равной 4,2 км² (переоценка из работы [Виноградов, Муравьев, 1989]); 4) площадь ледника Средний принята равной 18,5 км² (было вычтено 3,5 км² площади крупных выходов коренных пород, не учтённых в Каталоге); 5) введены в расчёты площади ледников №148 (0,7 км²) и №171 (2,0 км²), которые не были опознаны на современных космических снимках. В современные данные была внесена одна правка – добавлена площадь двух участков ледника «Обвальный»: 1) участок прироста языка в 1975–2012 гг. (2,87±0,22 км²); участок языка между границей ледника в 1975 г. и границей завала 1945 г. (0,15±0,02 км²). Сравнение не учитывало ледяной пояс Ключевского вулкана,

ледники площадью менее 0,1 км² (такие ледники не учитывались в Каталоге на территорию Камчатки) и некорректность данных Каталога о площадях ледников Козыревский и №146, заново оценить которые мы не можем из-за отсутствия исходных материалов. В результате переоценки, площадь оледенения района (за исключением ледника №170) на 1950 г. составила 200,1 км², современная – 208,8±6,44 км². То есть с 1950 по 2010–2015 гг. площадь оледенения Ключевской группы вулканов возросла на 8,7 км² (4,3 %). Данная цифра точнее характеризует изменения, произошедшие с оледенением района за период исследований.

Для анализа климатических изменений в районе Ключевской группы вулканов были проанализированы данные наблюдений ближайшей к нему ГМС Ключи (см. рис. 1.5) с 1950 по 2015 г. Летние температуры воздуха в 1989–2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. на данной метеостанции в среднем повысились на 1,2°C. Суммы твёрдых осадков в 1989–2015 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 2,3%.

Фактически, изменение площади оледенения Ключевской группы вулканов не соответствует изменениям основных климатических факторов. За сопоставимый период с 1950 по 2010–2012 гг. площадь оледенения массива Алней-Чашаконджа, расположенного примерно в 60 км северо-западнее Ключевской группы вулканов, сократилась на 19,5%. Подобную разницу в реакции ледников на изменение климатических условий нельзя объяснить только разницей в абсолютных высотах вулканических построек данных районов (максимальные высоты: 4750 м – Ключевской вулкан, 2598 м – г. Алней). Очевидно, что разница в изменениях оледенения этих близко расположенных районов Камчатки обусловлена прежде всего наличием современной вулканической активности в пределах Ключевской группы вулканов и её отсутствием на массиве Алней-Чашаконджа (опосредованное влияние в виде редких пеплопадов, усиливающих поверхностную абляцию).

Выводы. В целом, по результатам прямого сравнения с данными Каталога, оледенение Ключевской группы вулканов с 1950 по 2010–2015 гг. практически не изменилось. Сокращение площади ледников по сравнению с данными Каталога составило 0,7%. Для учёта очевидного завышения площадей ряда ледников в Каталоге и формирования после 1945 г. крупного ледника «Обвальный» был сделан перерасчёт, который показал рост площади оледенения района за период исследований на 4,3% (до 208,8±6,44 км²). Подобные изменения происходят несмотря на наблюдаемый рост летних температур воздуха и сокращение количества твёрдых осадков (подробности в главе 5) в данном районе.

Под воздействием активного вулканизма конфигурация границ ледников Ключевского вулкана изменяется не только в их языковых частях, но и в областях аккумуляции. На его склонах наблюдается постепенное отмирание ряда языков «блуждающих ледников». Параллельно этому в пределах «ледяного пояса» формируются новые потоки активного льда. Все известные подвижки ледников этого вулкана связаны с его извержениями. Основными причинами отмирание языков «блуждающих ледников» являются: сброс льда с последующим преобразованием верхних частей ледниковых языков в массивы «пассивных льдов»; уничтожение участков областей аккумуляции во время извержений Ключевского вулкана.

Фронты большинства ледников, расположенных на других вулканах района, в настоящее время находятся в квазистационарном состоянии благодаря мощному моренному покрову, предохраняющему ледниковые языки от поверхностной абляции. Взаимодействие современного вулканизма и оледенения в данном районе в целом благоприятствует сохранению и развитию ледников, несмотря на ухудшение климатических условий их существования.

4.3.2. Вулкан Шивелуч

Шивелуч (3307 м) – самый северный действующий вулкан Камчатки и одна из крупнейших вулканических построек полуострова. Поперечник его основания составляет 45– 50 км, а площадь превышает 1300 км² [Действующие вулканы Камчатки, 1991а].

В работе над данным районом использовались: 1) участки спутниковых снимков WorldView-2 от 04.09.2013 с пространственным разрешением в мультиспектральном диапазоне около 2 м; 2) спутниковый снимок КН-9 (28.06.1975) с пространственным разрешением 6–9 м; 3) аэрофотоснимок 1976 г., охватывающий нижнюю часть ледника Тюшева с пространственным разрешением около 3 м; 4) данные Каталога ледников СССР [*Виноградов, 1968*]. По данным Каталога на вулкане Шивелуч располагались семь ледников общей площадью 30,4 км².

В процессе дешифрирования спутниковых снимков было идентифицировано шесть ледников из семи (см. рис. 4.27), присутствующих в Каталоге на территорию данного района. Ледник № 101 (площадь по Каталогу 0,2 км²) не был идентифицирован на спутниковом снимке WorldView-2.

Кроме того, на склонах вулкана Шивелуч было идентифицировано два небольших ледника (0,13±0,01 и 0,27±0,02 км²), не отмеченных в Каталоге. Данные участки космических
снимков на схеме Каталога входят в контуры ледников Ильчинец (№ 99) и Тюшева (№ 100) соответственно. Судя по расстоянию от этих двух небольших ледников до ледников Ильчинец и Тюшева, а также по характеру поверхности склонов между этими ледниками, их пространственная обособленность не является следствием распада ледников, зарегистрированных в Каталоге. Общая площадь восьми ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках на вулкане Шивелуч составила 16,62±0,84 км².



Рис. 4.27. Схема современного оледенения вулкана Шивелуч. В подложке спутниковый снимок WorldView-2 от 04.09.2013

В таблицах Каталога для ледников вулкана Шивелуч не указаны способ и дата определения фирновой линии. Из этого следует, что каталогизация ледников данного района велась, прежде всего, с использованием топографических карт (информация о масштабе и номенклатуре карт в Каталоге отсутствует). Результаты измерений современных площадей ледников и их изменений со времени каталогизации представлены в таблице 4.12.

Номер		Морфологи-	Пл	ощадь	Изменение		Высота,	M**	
ледни-	Название	ческий тип	ледн	ика, км ²	площади				
ка по	ледника	ледника по			ледника с	низшей	высшей	сред-	меди-
ката-		каталогу	1950 г.	2013 г.	1950 по	точки	точки	няя	ана
логу					2013г., км²/%	ледника	ледника		
95	4-й ледник	барранкосов	12,7*	6,49±0,22	-6,21/-48,9	740	3235	1400	1010
96	3-й ледник	барранкосов	5,5*	2,88±0,14	-2,62/-47,6	705	3210	1530	1120
97	2-й ледник	барранкосов	4,3*	1,1±0,09	-3,2/-74,4	965	2860	1895	2000
98	1-й ледник	барранкосов	1,6	2,16±0,14	0,56/35,0	850	3270	2045	1930
99	Ильчинец	висячий	1,3	1,17±0,1	-0,13/-10,0	1400	2745	2010	1970
100	Тюшева	долинный	4,8*	2,42±0,12	-2,38/-49,6	850	1785	1115	1055
Всего		30,2	16,22±0,8	-13,98/-46,3					

Таблица 4.12. Изменение площади ледников вулкана Шивелуч с 1950 (по данным Каталога) по 2013 г.

* Площадь данных ледников в Каталоге существенно завышена

** Высота определена по ЦМР ASTER GDEM2

Дополнительно были проанализированы данные дешифрирования границ нижней части ледника Тюшева (№ 100) по ортотрансформированному АФС 1976 г. В результате было выявлено наступание правой части фронта ледника за 1976–2013 гг. на 140–150 м. Площадь прифронтальной части ледника за этот период возросла на 0,13±0,03 км².

Для дешифрирования границ ледников по состоянию на 1975 г. часть космического KH-9. снимка покрывающая район вулкана Шивелуч, была привязана И ортотрансформирована. Привязка производилась к снимкам WorldView-2. Так как данный снимок был сделан в конце июня, уверенное дешифрирование границ ледников в областях их питания было затруднено из-за остатков сезонного снежного покрова. По этой причине дешифрированию на данном снимке подвергались лишь языковые части ледников ниже 2000-2100 м. Результаты дешифрирования границ ледниковых языков на снимке КН-9 показали, что в период 1975–2013 гг. фронты всех ледников, представленных в таблице 4.12, кроме ледника Тюшева (№ 100), были квазистационарны.

Очевидно, что площади ледников № 95, 96, 97 и 100 в Каталоге существенно завышены. На схеме Каталога их границы в верхних частях проведены по вершинам хребтов, разделяющих барранкосы и долины. Анализ современных космических снимков показывает, что обширные площади, включённые на схемах Каталога в границы ледников, представляют собой крутые скалистые склоны. Крайне мало вероятно, чтобы они могли быть заняты ледниками в 1950 г.

Для анализа климатических изменений в районе вулкана Шивелуч были проанализированы данные наблюдений ближайшей к нему ГМС Ключи (см. рис. 1.5) с 1950 по 2015 г. Летние температуры воздуха в 1989–2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. на данной метеостанции в среднем повысились на 1,2°С. Суммы твёрдых осадков в 1989–2015 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 2,2%. Вследствие этого можно утверждать, что климатические условия существования ледников, расположенных на этом вулкане, с середины XX по начало XXI века стали существенно менее благоприятны.

Выводы. Вследствие существенного завышения площадей четырёх крупнейших ледников района в Каталоге, делать выводы об изменении площади оледенения вулкана Шивелуч на основании прямого сравнения с данными Каталога нельзя. При этом фронт ледника Тюшева в 1975–2013 гг. наступал. Фронты ледников № 95–99 в период 1975–2013 гг. были квазистационарны. Это происходит на фоне роста летних температур воздуха и сокращения количества твёрдых осадков. Динамика фронтов ледников вулкана Шивелуч имеет явное сходство с динамикой фронтов ледников Ключевской группы вулканов.

4.4. Юго-Восточная Камчатка

Гляциологический район Юго-восточной Камчатки охватывает горные районы юговосточной части полуострова от мыса Лопатка на юге до г. Шиш на севере (см. рис. 1.1). С запада район ограничен Западно-Камчатской равниной (на юге), реками Быстрая и Камчатка, Центрально-Камчатской межгорной депрессией и Ключевской группой вулканов (на севере). Восточная граница района представлена равнинными участками побережья Тихого океана и Кроноцким полуостровом (на севере). Оледенение района приурочено к горным хребтам, крупным вулканическим постройкам и их группам. В пределах Юго-восточной Камчатки выделяются следующие районы и узлы оледенения в порядке с севера на юг (см. рис. 1.2): вулкан Шиш (2346 м), хребет Тумрок, хребет Гамчен, Чажминский хребет, вулкан Высокий (2153 м), вулкан Гамчен (2059 м), вулкан Кроноцкий (3521 м), вулкан Крашенинникова (1856 м), вулкан Большой Семячик (1739 м), Валагинский и Ганальский хребты, вулкан Жупановский (2923 м), Авачинская группа вулканов, вулкан Мутновский (2322 м), вулкан Кошелева (1853 м) и вулкан Камбальный (2161 м).

Климат района существенно различается в его разные частях. В пределах Восточного горно-вулканического района, охватывающего горные системы Восточного хребта и

вулканическую область к северу от Петропавловска-Камчатского, климат западных склонов отличается значительной континентальностью [*Кондратюк, 1974*]. На западных склонах Восточного хребта выпадает 300–400 мм осадков в год, на восточных – около 1500 мм (половина из них выпадает зимой). Восточные склоны, находящиеся под влиянием циркуляционных процессов над Беринговым морем, круглогодично характеризуются пасмурной, дождливой и ветреной погодой. Климат вулканических плато, удалённых от восточных склонов, и западных склонов Восточного хребта более континентален.

В южном вулканическом районе, расположенном к югу от линии Петропавловск-Камчатский–Усть-Большерецк (до мыса Лопатка), климат западных и восточных склонов мало отличается [*Кондратюк, 1974*], что обусловлено типовыми траекториями прохождения циклонов и открытым положением склонов. Однако климат на восточных склонах более мягкий, чем на западных. На восточных склонах района выпадает около 2500 мм осадков в год.

4.4.1. Авачинская группа вулканов

Исторически наиболее изученным гляциологических районом Юго-восточной Камчатки является Авачинская группа вулканов, представляющая собой линейно вытянутый (с юго-востока на северо-запад) ряд вулканов. В состав Авачинской группы входят вулканы (см. рис. 4.28) Козельский (2189 м), Авачинский (2741 м), Корякский (3456 м), Арик (2166 м) и Ааг (2310 м). Вулканы Авачинский и Корякский относятся к действующим. В последний раз они извергались в 1991 (Авачинский) и 2008–2009 (Корякский) гг. Вулканы Ааг и Арик входят в состав Пиначевского хребта.

В работе над данным районом использовались: 1) участки космических снимков WorldView-2 (18.09.2012 28.09.2013) пространственным И с разрешением В мультиспектральном режиме около 2 м; 2) участки космического снимка GeoEye-1 (16.06.2009) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; 3) космический снимок Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 09.09.2013 с пространственным разрешением 15 м (панхроматический канал); 4) ортопродукт на базе космического снимка ASTER (16.07.2007); 5) аэрофотоснимки (АФС) 1967, 1974 и 1978 гг.; 6) данные Каталога ледников СССР; 7) цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM4; 8) данные полевых наблюдений за 2007-2015 гг. По данным Каталога ледников СССР (на 1949-1950 гг.) в пределах Авачинской группы вулканов находилось 24 ледника общей площадью 16,3 км². В процессе дешифрирования космических снимков идентифицировано 20 ледников ИЗ 24.

присутствующего в Каталоге ледников СССР на территорию Авачинской группы вулканов. Не были обнаружены четыре ледника (№ 253, 261, 262 и 273) общей площадью (по данным Каталога) 0,5 км². Дополнительно были идентифицированы семь ледников, отсутствующих в Каталоге, общей площадью 1,13±0,12 км². Результаты измерений площадей ледников и их изменений (для ледников, отмеченных в Каталоге) приведены в таблице 4.13.



Рис. 4.28. Схема современного оледенения Авачинской группы вулканов. В подложке спутниковый снимок Landsat от 09.09.2013. Цифрами отмечены следующие ледники, не зарегистрированные в Каталоге: 1 – Дианы, 2 – Камбальный, 3 – Печёнкина, 4 – Скрытый, 5 – № 272-А

Номер			Площадь ледника, км ²		Изменение	Высота, м * ⁶				
ледника	Название	Морфологический	по	по	в 2012-	площади ледника	низшей	высшей		
по	ледника	тип ледника	каталогу	данным	2013 гг.	с 1950 по 2012–	точки	точки	средняя	медиана
каталогу			(1950 г.)	работы *5		2013 гг., км²/%	ледника	ледника		
250	<u>№</u> 250	каровый	0,1	0,1	0,12±0,02	0,02/20	1635	2070	1850	1850
251	Аагский 1-й	каровый	0,3	0,3	0,15±0,02	-0,15/-50	1460	1915	1690	1690
252	Арикский 1-й	каровый	0,4	0,4	0,20±0,03	-0,2/-50	1385	2020	1720	1740
254	Корякский 1-й	барранкосов	1,3*4	1,3*4	3,91±0,15	2,61/200,8	965	3450	1555	1305
255	Корякский 2-й	барранкосов	1,3*4	1,3*4	2,07±0,12	0,77/59,2	885	3260	1580	1300
256	Корякский 3-й	барранкосов	0,2	0,2	0,12±0,01	-0,08/-40	1410	1645	1505	1500
257	Корякский 4-й	барранкосов	0,5	0,5	0,71±0,06	0,21/42	1265	2960	1890	1745
258	Корякский 5-й	барранкосов	0,6*4	0,6*4	1,36±0,06	0,76/126,7	965	1885	1220	1170
259	Новограбленова	атрио-долинный	1,3	2,5	2,07±0,13	0,77/59,2	780* ⁶	2395	1650	1505
260	Арсеньева	атрио-долинный	1,4	2,27	1,70±0,13	0,3/21,4	825*6	2275	1345	1305
263	Заварицкого	атрио-долинный	2,0	3,87	2,67±0,15	0,67/33,5	720*6	2300	1360	1320
264	Дитмара	обвальных цирков	1,4	1,09	1,84±0,09	0,44/31,4	860*6	1880	1300	1205
265	Козельский	переметно-долинный	1,9	1,8	1,77±0,09	-0,13/-6,8	780* ⁶	1940	1390	1390
266	Халактырский	атрио	0,5	0,76	0,86±0,06	0,36/72	1295	2285	1835	1885
267	Елизовский	атрио	1,2	0,79	0,65±0,05	-0,55/-45,8	2430	2405	1890	1865
268	Лавинщиков*1	подножий	0,2	0,34	0,17±0,02	-0,03/-15	1225	1480	1345	1345
269	Корякский 6-й	барранкосов	0,6*4	0,6*4	0,16±0,02	-0,44/-73,3	1525	1760	1645	1640
270	Аагский 2-й	каровый	0,2	0,2	0,15±0,04	-0,05/-25	1740	2220	1945	1930

Таблица 4.13. Изменение площади ледников Авачинской группы вулканов с 1950 (по данным Каталога) по 2012–2013 гг.

271	Nº 271	каровый	0,1	0,1	0,10±0,02	0/0	1555	1840	1675	1675
272	<u>№</u> 272	каровый	0,4	0,4	0,52±0,03	0,12/30	1545	1920	1715	1710
	Итог	0	15,9		21,30±1,30	5,4/34				
_	Дианы* ²	склоновый	_	_	0,09±0,01	_	1295	1425	1360	1360
_	Камбальный* ²	атрио	-	0,67	0,33±0,04	_	1160*6	1805	1495	1490
_	Печёнкина*2	склоновый	-	0,3	0,34±0,03	_	1150	1740	1430	1415
_	Скрытый*2	каровый	_	0,33	0,08±0,01	_	1525	1715	1640	1650
_	№ 272-A* ²	склоновый	-	_	0,13±0,01	_	2015	2280	2150	2145
_	*3	_	-	_	0,10±0,01	_	3025	3430	3245	3250
_	*3	_	_	_	0,06±0,01	_	1815	1935	1875	1875
Всего			_	22,43±1,42	_					

*1 Данные названия не фигурируют в Каталоге ледников СССР.

*² Ледники, обнаруженные в ходе полевых работ и на космических снимках, но не представленные в Каталоге.

*³ Ледники, обнаруженные на космических снимках, но не представленные в Каталоге и не имеющие названия.

*⁴ Автор считает площади данных ледников в Каталоге существенно заниженными.

*5 По данным работы [Виноградов, Муравьев, 1992].

*⁶ Высота определена по ЦМР ASTER GDEM2.

*⁷ Высота по данным полевых наблюдений. Определена с помощью GPS навигатора.

Общая площадь обнаруженных в результате анализа имеющихся современных материалов 27 ледников составила 22,43±1,42 км². Площадь 20 ледников, представленных в Каталоге на данный район, составила 21,3±1,3 км². Обращает на себя внимание существенное превышение современной площади ряда ледников над их площадью в Каталоге.

В работе [Виноградов, Муравьев, 1992] авторы актуализировали данные по ледникам Авачинского и Козельского вулканов (см. таблицу 4.13). Данные по ледникам Корякского вулкана и Пиначевского хребта в этой публикации соответствуют данным Каталога. Авторами отмечается, что для оледенения Авачинской группы вулканов характерен ряд черт, связанных с проявлениями вулканической деятельности и особенностями климата. Ледники, как правило, наследуют отрицательные формы вулканического рельефа (атрио, барранкосы). Авторы работы пришли к выводу о том, что выделение каровых и карово-долинных ледников в данном районе носит в значительной мере условный характер из-за слабой разработанности вулканических построек ледниковой эрозией (за исключением Пиначевского хребта). Мощные чехлы поверхностной морены на ледниковых языках предохраняют лёд от интенсивного таяния и способствуют низкому положению концов лелников.

Ледник Тора, фигурирующий в публикации [Виноградов, Муравьев, 1992] и статье [Маневич и др., 2015] на спутниковом снимке WorldView-2 (2013 г.) не был обнаружен. Полевые наблюдения автора настоящей работы в августе 2009, 2011и 2015 гг. фиксировали наличие на данном участке склона крупных перелетовывающих снежников без признаков движения. В целом, снежники-перелетки широко распространены в пределах Авачинской группы вулканов. Нижний предел их распространения – 500–600 м [Будников, 1976].

Ледники Козельский и Заварицкого образуют перемётно-долинный комплекс. Вследствие этого на оценку изменений их границ и площади существенное влияние оказывает, вероятно, различное проведение ледоразделов в Каталоге и данной работе. Исходные данные, использовавшиеся при создании Каталога в настоящее время не доступны. В данной работе при проведении ледоразделом между этими ледниками использовались результаты обработки ЦМР SRTM4. В связи с этим, вероятно, корректнее рассматривать изменение площади перемётно-долинного комплекса ледников Козельский и Заварицкого в целом и отдельно колебания их фронтов. С 1950 по 2012 г. общая площадь этих двух ледников возросла с 3,9 до 4,44 \pm 0,24 км² (13,8 %).

Для проверки данных Каталога по оледенению Корякского вулкана были использованы ортотрансформированные АФС 1957 и 1960 гг. (пространственное разрешение около 3 м), охватывающие его склоны северной и восточной экспозиции (до высот 2500–2600 м). По данным АФС ручным методом были оцифрованы границы языков ледников № 254, 255, 256, 257, 258 и 269 ниже 2100–2300 м. Данные ледники относятся к морфологическому типу «барранкосов». Вследствие этого, у ледников, начинающихся в привершинной части Корякского вулкана (№ 254 и 255), существенные изменения границ могут происходить только в нижних частях языков, выходящих за пределы барранкосов, либо в прифронтальных частях языков, оканчивающихся в пределах барранкосов.

Граница нижней части языка ледника *Корякский 1-й* (№ 254) с 1957 по 2012 г. практически не изменилась (изменение площади в пределах погрешности измерений). На отдельных участках наблюдаются изменения границ в пределах ±(20–25) м. Только небольшой участок фронта в долине р. Шумная отступил примерно на 50 м. Из этого (и особенностей морфологического строения) следует вывод о том, что площадь данного ледника со времени каталогизации по 2012 г. практически не изменилась. То есть, в 1950 г. она была близка к современной (3,91±0,15 км² в 2012 г.).

Граница нижней части языка ледника *Корякский 2-й* (№ 255) с 1960 по 2012 г. практически не изменились (изменение площади в пределах погрешности измерений). На отдельных участках наблюдаются изменения границ в пределах ±(10–20) м. Из этого (и особенностей морфологического строения) следует вывод о том, что площадь данного ледника со времени каталогизации по 2012 г. практически не изменилась. То есть, в 1950 г. она была близка к современной (2,07±0,12 км² в 2012 г.). Ледник *Корякский 3-й* (№ 256) полностью охватывается АФС 1960 г. Его площадь в 1960 г. составляла 0,16±0,02 км². С 1960 по 2012 г. его площадь сократилась на 0,04±0,02 км² (25%).

Фронты ледников Корякский 4-й (№ 257) и Корякский 5-й (№ 258) с 1960 по 2012 г. наступили на 110±10 и 60–70 м соответственно. Границы нижней части языка ледника Корякский 5-й за данный период местами существенно изменились, что привело к сокращению площади на 0,09±0,04 км². Можно сделать вывод о том, что площадь ледника Корякский 5-й в Каталоге существенно занижена.

Ледник *Корякский 6-й* (№ 269) полностью охватывается АФС 1957 г. Его площадь на 1957 г. составила 0,23±0,02 км². С 1957 по 2012 г. его площадь сократилась на 0,07±0,03 км² (30±13 %). Очевидно, что площадь данного ледника в Каталоге (0,6 км²) существенно завышена.

Наиболее изученным ледником Авачинской группы вулканов (и Камчатки в целом) является ледник *Козельский* (рис. 4.29), спускающийся с седловины между вулканами Козельский и Авачинский на юг (см. рис. 4.28). Данные наблюдений на нём передавались во Всемирную службу мониторинга ледников.



Рис. 4.29. Ледник Козельский в августе 2015 г.

В литературе описаны относительно подробные наблюдения за динамикой ледника Козельский с середины XX в. Во время извержения Авачинского вулкана в феврале 1945 г. ледник был полностью перекрыт чехлом пирокластического материала, мощностью до 2 м [*Виноградов, Муравьев, 1992*]. В последующие годы в области питания поверх вулканогенного покрова начало формироваться фирновое поле. К 1967 г. его размеры достигли 0,7 км², а в 1968–1976 гг. область питания ледника была полностью восстановлена. Особенно многоснежные зимы 1971–1976 гг. в сочетании с относительно низкими температурами в периоды абляции привели к активизации ледника. За 1971–1974 гг. фронт ледника продвинулся на 100–110 м, за следующие два года – ещё на 220–230 м [*Виноградов, Муравьев, 1992*]. В результате подвижки 1971–1976 гг. площадь ледника Козельский

увеличилась на 0,09 км² до 1,8 км², а длина возросла на 330 м. Фронт ледника спустился с 960 до 890 м. В 1978–1981 гг. наблюдалась стабилизация и кратковременное отступание конца ледника.

Для анализа динамики языка ледника Козельский с 1978 г. было произведено дешифрирование его границ на космических снимках: ASTER (16.07.2007) с пространственным разрешением около 20 м (после постобработки); GeoEye (16.06.2009) и WorldView-2 (18.09.2012) с пространственным разрешением около 2 м в мультиспектральном диапазоне. Дополнительно были использованы координаты линии фронта в августе 2015 г., зафиксированные с помощью GPS навигатора, и ортотрансформированные аэрофотоснимки 1967 и 1978 гг. с пространственным разрешением около 3 м (рис. 4.30). Результаты выполненных измерений представлены в таблице 4.14. Измерения расстояний, на которые фронт ледника продвигался в различные периоды, велось вдоль осевой линии ледника (см. рис. 4.30). По данным маршрутных наблюдений в августе 2015 г., фронт ледника находился на высоте около 780 м.

Таблица 4.14. Изменения положения фронта и площади языковой части ледника Козельский в 1967–2015 гг.

Период, гг.	Наступание фронта ледника, м	Приращение площади языка ледника, км ²	Средняя скорость наступания в год, м
1967–1978	335±15	0,132±0,012	27,9
1978–2007	540±15	0,154±0,025	18
2007–2009	55±10	0,035±0,021	18,3
2009–2012	45±5	0,022±0,004	11,2
2012-2015	35±7	0,005±0,003	8,7
1967–2015	1010±15	0,348±0,037	20,6

По ортотрансформированному АФС 1974 г. была оцифрована граница нижней части языка атрио-долинного ледника *Новограбленова*, спускающегося с Авачинского вулкана на север-северо-запад (см. рис. 4.28). В период 1974–2012 гг. фронт данного ледника отступил на 60±5 м. Площадь данной части ледника практически не изменилась (изменения близки к погрешности измерений). По данным маршрутных наблюдений в августе 2011 г., фронт ледника находился на высоте около 780 м.





По данным полевых наблюдений 2011 г. ледник *Камбальный* (рис. 4.31), спускающийся на юго-запад с Авачинского вулкана (см. рис. 4.28) наступал. Повторные наблюдения 2013 г. показали, что наступание ледника прекратилось, а его фронт стал существенно более пологим. Было произведено дешифрирование границ нижней части языка ледника на ортотрансформированном АФС от 13.09.1974. Сравнения результатов этого дешифрирования с результатами обработки снимка WorldView-2 от 28.09.2013 показало, что с 1974 по 2013 г. фронт ледника наступил на 400±10 м, а площадь ледникового языка по

фронту возросла на 0,07±0,02 км². По данным маршрутных наблюдений в августе 2012 г., фронт ледника находился на высоте около 1160 м.



Рис. 4.31. Фронт ледника Камбальный в августе 2011 г.

При анализе данных Каталога и публикаций, а также результатов дешифрирования современных космических снимков и разновременных АФС были сделаны выводы о существенном занижении площадей ряда ледников в Каталоге. Была предпринята попытка оценить изменение площади оледенения Авачинской группы вулканов с учётом обоснованных поправок площадей трёх ледников, представленных в Каталоге. Для этого в данные на 1950 г. были внесены следующие поправки: 1) площадь ледника Корякский 1-й (№ 254) принята равной его современной площади (3,91±0,15 км²); 2) площадь ледника Корякский 2-й (№ 255) принята равной его современной площади (2,07±0,12 км²); 3) площадь ледника Корякский 5-й (№ 258) принята равной 1,27±0,09 км² (учтено сокращение площади языка ледника за 1960–2013 гг.). В результате переоценки, площадь оледенения района на 1950 г. (ледников, представленных в Каталоге) составила 20 км². То есть с 1950 по 2012–2013 гг. площадь оледенения Авачинской группы вулканов возросла на 1,3 км² или 6,5%.

4.4.2. Вулкан Мутновский

Вулкан Мутновский относится к сложным вулканическим постройкам [Действующие вулканы Камчатки, 19916]. Данный вулканический массив образован четырьмя конусами стратовулканов. Его строение осложнено многочисленными шлаковыми конусами и

лавовыми потоками. Восточная часть массива представляет собой двойной вулкан типа Сомма-Везувий.

В работе над данным районом использовались: 1) фрагмент спутникового снимка GeoEye-1 (05.09.2012) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; 2) фрагмент спутникового снимка WorldView-2 (12.09.2013) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; 3) АФС от 17.09.1983 с пространственным разрешением около 3 м, полностью охватывающий ледники № 281 и 282; 4) данные Каталога ледников СССР [Виноградов, 1968]. Снимок WorldView-2 от 12.09.2013 использовался только для дешифирирования участка южной границы (вдоль стенки кратера) ледника Мутновкий Северо-Восточный, который на снимке GeoEye-1 от 05.09.2012 находится в глубокой тени.

По данным Каталога [Виноградов, 1968] на Мутновском вулкане (2322 м) располагалось два кратерных ледника общей площадью 2 км². В процессе обработки современных спутниковых снимков в данном районе было идентифицировано 13 ледников (см. рис. 4.32) общей площадью 3,55±0,14 км². Результаты измерений площадей ледников и их изменений приведены в таблице 4.15.

Таблица 4.15. Изменение площади ледников вулкана Мутновский с 1950 по 2012 г. по данным дешифрирования спутниковых и аэрофото- снимков

Номер		Плон	цадь ледниі	ка, км ²	Изменение площади, км ² /%			
ледника	Название	по			с 1950 по	с 1983 по	с 1950 по	
по	ледника	каталогу	1983 г.	2012 г.	1983 г.	2012 г.	2012 г.	
каталогу		(1950 г.)						
281	Мутновский Северо- Восточный	1,1	1,24±0,03	1,12±0,03	0,14/12,4	-0,12/-9,4	0,02/1,8	
282	Мутновский Юго- Западный	0,9	0,97±0,03	0,93±0,02	0,07/8,1	-0,04/-4,4	0,03/3,3	
_	Песчанского*	-	0,35±0,02	0,31±0,02	_	-0,04/-11,7	_	
-	Клешня*	-	0,1±0,01	0,07±0,01	_	-0,03/-26,3	_	

* Данные названия не фигурируют в Каталоге ледников СССР. Расположение ледников см. на рис. 4.32



Рис. 4.32. Схема современного оледенения Мутновского вулкана. В подложке спутниковый снимок GeoEye-1 от 05.09.2012. Ледники, не представленные в Каталоге: 1 – Песчанского, 2 – Тронова, 3 – Тушинского, 4 – Клешня

Современная площадь двух зарегистрированных в Каталоге ледников (№ 281 и 282) составила 2,05±0,05 км². Помимо двух ледников, зарегистрированных в Каталоге было идентифицировано 11 ледников площадью от 0,02 до 0,59±0,03 км². Общая площадь данных ледников в 2012 г. составила 1,5±0,09 км².

Дополнительно было произведено дешифрирование границ ледников на ортотрансформированном АФС (17.09.1983). Данный АФС полностью охватывает ледники, представленные на данный район в Каталоге (№ 281 и 282), а также ледники Песчанского и Клешня. Анализ результатов показал рост суммарной площади ледников № 281 и 282 в период 1950–1983 гг. на 10,5 % и её сокращение на 7,2 % в период 1983–2012 гг. Площадь

123

ледников Песчанского и Клешня с 1983 по 2012 г. сократилась на 11,7 и 26,3 % соответственно.

В работе [Виноградов, Муравьев, 19826] содержатся данные о ледниках Мутновского вулкана, включающие их площадь, определённую по результатам дешифрирования АФС 1979 г. Сравнение данных этой работы с результатами измерений площадей ледников на снимке GeoEye-1 2012 г. и АФС 1983 г. приведено в таблице 4.16. Авторы отметили, что современные (начало 1980-х гг.) условия существования ледников в кратере Мутновского вулкана благоприятны для их роста. Со времени извержения вулкана в 1945 г. до 1979 г. площадь ледника Мутновский Северо-Восточный возросла на 0,24 км², а ледника Мутновский Юго-Западный на 0,16 км² (увеличение суммарной площади этих ледников на 17 %). Кроме того, в данной работе отмечается, что размеры ледников в кратере Мутновского вулкана прямо зависит от его активности.

Номер				Высота, м***			
ледника	Название ледника	по				низшей	высшей
по		каталогу	1979 г.**	1983 г.	2012 г.	точки	точки
каталогу		(1950 г.)				ледника	ледника
281	Мутновский Северо-Восточный	1,1	1,34	1,24±0,03	1,12±0,03	1500	1985
282	Мутновский Юго-Западный	0,9	0,96	0,97±0,03	0,93±0,02	1505	1815
_	Песчанского*	_	0,5	0,35±0,02	0,31±0,02	1850	2225
_	Тронова*	—	1,0	_	0,59±0,03	1125	1710
_	Тушинского*	_	1,3	_	0,21±0,01	1535	1940
_	Клешня*	_	_	0,1±0,01	0,07±0,01	1635	1735

Таблица 4.16. Данные о площадях ледников вулкана Мутновский в 1950–2012 гг. по материалам разных источников

* Данные названия не фигурируют в Каталоге ледников СССР. Расположение ледников см. на рис. 4.32

** По данным публикации [Виноградов, Муравьев, 19826]

*** Высота определена по ЦМР ASTER GDEM2

Сравнение данных о площадях ледников Мутновского вулкана, расположенных вне его кратеров, с 1979–1983 по 2012 гг. показывает, что их площади сократились. Наибольшее сокращение претерпел ледник Тушинского – с 1,3 км² в 1979 г. [*Виноградов, Муравьев, 19826*] до 0,21±0,01 км² в 2012 г. Подобное сокращение ледника объясняется обрушением его

значительной части в 1997 г. Интенсивные дожди (в течении 3-х суток выпало около 600 мм осадков) привели к обвалу и выносу около 3 млн. м³ ледово-каменного материала в долину р. Фальшивая [*Гавриленко и др., 2001*]. По состоянию на 2012 г., ледник сохранился только в верховья долины, в небольшом каре. На дне долины расположен крупный массив мёртвых льдов, перекрытый обвальными массами и сильно расчленённый термоэрозией.

4.4.3. Прочие районы и узлы оледенения Юго-Восточной Камчатки

В работе над районом *Жупановского вулкана* (2923 м) были использованы фрагменты двух космических снимков WorldView-2 (от 28.09.2013 и 02.08.2011) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м, по которым было выполнено дешифрирование границ ледников. На снимке WorldView-2 от 28.09.2013 на высотах выше 2000–2200 м наблюдается свежий снежный покров, поэтому дешифрирование границ ледников выше этих высот велось по снимку WorldView-2 от 02.08.2011. По данным Каталога [*Виноградов, 1968*] на Жупановском вулкане находилось семь ледников барранкосов общей площадью 5,3 км².

В результате дешифрирования границ ледников на современных космических снимках было обнаружено 12 ледников (см. рис. 4.33) общей площадью 8,58±0,6 км². Площадь семи ледников, зарегистрированных в Каталоге (см. таблицу 4.17), в 2011–2013 гг. составила 7,93±0,52 км². Дополнительно было идентифицировано пять ледников, не зарегистрированных в Каталоге, площадью от 0,05±0,01 до 0,25±0,02 км² (общая площадь 0,65±0,08 км²).

Номер		Площадь ледника, км ²		Изменение	Высота, м*			
ледника	Название	по		площади	низшей	высшей		
по	ледника	каталогу	2011-2013	ледника с 1950	точки	точки	средняя	медиана
каталогу		(1950 г.)	ГГ.	по 2011–2013 гг.,	ледника	ледника		
				км ^{2/0} ⁄о				
243	<u>№</u> 243	0,3	0,67±0,06	0,37/123,3	1265	2295	1720	1675
244	<u>№</u> 244	0,6	1,17±0,08	0,57/95	1215	2315	1780	1825
245	№ 245	1,8	2,32±0,12	0,52/28,9	865	2875	1950	2130
246	<u>№</u> 246	0,2	0,72±0,05	0,52/260	1505	2740	2095	2060
247	<u>№</u> 247	1,6	2,06±0,13	0,46/28,8	900	2915	1880	1745
248	№ 248	0,4	0,4±0,03	0/0	1385	2165	1680	1635

Таблица 4.17. Изменение площади ледников вулкана Жупановский с 1950 по 2011–2013 гг.

249	Комарова	0,4	0,59±0,05	0,19/47,5	2135	2905	2645	2675
Всего		5,3	7,93±0,52	2,63/49,6				

* Высота определена по ЦМР ASTER GDEM2



Рис. 4.33. Схема современного оледенения Жупановского вулкана. В подложке спутниковый снимок ASTER от 23.08.2013

Прямое сравнение результатов дешифрирования современных спутниковых снимков и данных Каталога показывает рост площади оледенения Жупановского вулкана с 1950 по 2011–2013 гг. на 49,6 %. Объяснить это можно тем, что данная группа ледников расположена на крупном действующем вулкане (результаты исследований, отражённые в подразделах 4.3.1 и 4.4.1 показывают, что современный вулканизм способствует сохранению и развитию ледников), а на языках крупнейших из них развита поверхностная морена. Также возможно занижение площади некоторых ледников в Каталоге, для проверки чего не достаточно данных.

Вулкан Большой Семячик (1739 м) представляет собой сложную вулканическую постройку с диаметром основания около 15 км [Действующие вулканы Камчатки, 19916]. В пределах данного вулканического массива расположена крупная кальдера диаметром около 10 км.

Согласно Каталогу [Виноградов, 1968] на данном вулкане располагались два каровых ледника (№ 241 и 242) общей площадью 0,9 км². Известны наземные исследования данных ледников, проведённые в августе–сентябре 1947 г. в ходе вулканологических исследований в Семячинском районе Камчатки [Влодавец, 1958]. По данным этих наблюдений была определена высота фирновой линии ледника Кропоткина (№ 241) в «Таблице 1» Каталога.

В дальнейшем на леднике Кропоткина наземные гляциологические исследования проводились в 2000 г. Так, в работе [*Голуб, 2002*] содержатся данные о конечных моренах ледника Кропоткина, расположенного в цирке вулкана Большой Семячик. Автором были проведены датировки морен с использованием лихенометрического метода. В результате сравнения границы ледника, полученной в результате дешифрирования аэрофотоснимка 1976 г., с данными полевых наблюдений 2000 г. был сделан вывод о сокращении ледника в 1976–2000 гг.

Авторы работы [Голуб, Муравьев, 2005] исследовали колебания ледника Кропоткина за последние четыре столетия. Для расчёта составляющих баланса массы этого ледника была использована методика, опубликованная в работе [Глазырин и др, 1999], и данные наблюдений на метеостанции Семячик за 1936–2003 гг. Кроме того, в работе [Голуб, Муравьев, 2005] использовались данные о высоте границы питания в 1948, 1976, 1985, 2000 и 2003 гг., полученные из разных источников (данные дешифрирования АФС, полевых наблюдений и литературных источников). Полученные результаты свидетельствовали о том, что в 1936–1953 гг. баланс массы ледника Кропоткина был исключительно отрицательным.

«Сокращение площади ледника Кропоткина, происходившее в первой половине XX столетия, было приостановлено подвижкой ледника во второй половине 1960-х – начале 1970-х гг., обусловленной положительным балансом его массы. За прошедшие после этого 25 лет фронт ледника отступил на 90–100 м. В конце 1990-х гг. началось формирование современной морены отступания.» [Голуб, Муравьев, 2005]. В период 1978–2003 гг. годы с положительным и отрицательным восстановленным балансом массы чередовались (в среднем баланс массы был близок к нулю).

По косвенным признакам в работе [Голуб, Муравьев, 2005] было установлено, что в середине 1950-х гг. границы ледника Кропоткина примерно соответствовали его границам в

2000 г., а его наступание во второй половине 1960-х – первой половине 1970-х гг. могло составить около 100 м. Восстановленная авторами работы площадь ледника составила 0,77 км² по состоянию на 1976 г. и 0,67 км² по состоянию на 2000 г.

В работе над районом был использован космический снимок GeoEye-1 от 29.08.2011 с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м. В результате обработки результатов дешифрирования современного космического снимка были идентифицированы два ледника, зарегистрированные в Каталоге (рис. 4.34).

Площадь ледника Кропоткина в 2011 гг. составила 0,57±0,01 км², площадь ледника № 242 – 0,25±0,01 км². Изменения площади ледника Кропоткина во второй половине XX – начале XXI вв. отражены в таблице 4.18.



Рис. 4.34. Схема современного оледенения вулкана Большой Семячик. В подложке спутниковый снимок GeoEye-1 от 29.08.2011

Год Площадь, км ²		Высс	ота, м			
		Низшей точки	Высшей точки	Источник данных		
1947	0,5	1060	1290	Каталог [Виноградов, 1968]		
1976	0,77	990	1380	Работа [Голуб, Муравьев, 2005]		
2000	0,67	995	1350	Работа [Голуб, Муравьев, 2005]		
2011	0,57±0,01	1020*	1370*	Дешифрирование границы ледника на спутниковом снимке GeoEye-1 от 29.08.2011		

Таблица 4.18. Изменение площади ледника Кропоткина во второй половине XX – начале XXI вв. по данным разных источников

* Высота определена по ЦМР ASTER GDEM2

По состоянию на 2011 г. продолжается сокращение площади ледника Кропоткина, начавшееся в середине 1970-х гг. При этом его площадь всё ещё превышает значение площади в Каталоге на 0,07 км² (14 %). Площадь ледника № 242 сократилась относительно своего значения в Каталоге на 0,15 км² (37,5 %).

Вулкан Крашенинникова (1856 м), расположенный примерно в 13 км к югу от Кроноцкого озера, относится к действующим. Он представляет из себя два слившихся конуса, расположенных в кальдере обрушения. По данным Каталога [Виноградов, 1968] на нём находились три ледника общей площадью 0,5 км² – ледники № 238 и 239 морфологического типа «атрио» и кратерный ледник № 240.

Для исследования изменений оледенения данного района, произошедших со времени каталогизации были проанализированы результаты дешифрирования спутниковых снимков WorldView-2 от 02.08.2011 с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м и Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 09.09.2013 с пространственным разрешением 15 м (панхроматический канал). Использованный снимок WorldView-2 покрывает только восточную часть вулкана Крашенинникова, по-этому границы ледников на западной части вулкана дешифрировались по снимку Landsat.

В результате, на вулкане Крашенинникова было идентифицировано 4 ледника общей площадью 0,56±0,1 км². Два из них соответствуют зарегистрированным в Каталоге ледникам № 239 и 240. Два других являются частями распавшегося ледника № 238.

Вулкан Кроноцкий (3521 м) имеет идеальную коническую форму, иссечённую барранкосами. Диаметр основания вулкана составляет около 16 км, а объём вулканической постройки около 210 км³ [Действующие вулканы Камчатки, 19916].

Согласно данным Каталога [*Виноградов, 1968*] на вулкане Кроноцкий располагались два ледника общей площадью 4,8 км² – ледник № 236 морфологического типа барранкосов и звездообразный ледник Кроноцкий (№ 237).

Для исследования изменений оледенения данного района, произошедших со времени каталогизации были проанализированы результаты дешифрирования спутниковых снимков WorldView-2 (02.08.2011 и 07.09.2011) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м. В результате на вулкане Кроноцкий было идентифицировано три ледника общей площадью 3,67±0,24 км² (см. рис. 4.35). Из них два ледника соответствовали ледникам, отмеченным в Каталоге.



Рис. 4.35. Схема современного оледенения вулкана Кроноцкий. В подложке спутниковые снимки WorldView-2 от 02.08.2011 (западный) и 07.09.2011 (восточный)

Площадь ледника Кроноцкий (№ 237), расположенного в высотном диапазоне 1045–3515 м, с 1950 по 2011 г. сократилась на 17,5 % (с 4 км² до 3,3±0,2 км²). Сокращение площади ледника № 236, расположенного в высотном диапазоне 1985–2900 м, составило 53,8 % (с 0,8 км² до 0,37±0,04 км²).

Согласно Каталогу [Виноградов, 1968] в каре, расположенном на северном склоне вулкана Гамчен (2059 м), находился ледник Гамченский (№ 235) площадью 0,7 км². Для исследования изменений данного ледника, произошедших со времени каталогизации были проанализированы результаты дешифрирования спутникового снимка WorldView-2 (07.09.2011) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м. По состоянию на 2011 г. площадь ледника Гамченский (см. рис. 4.36), расположенного в высотном диапазоне 1750–2335 м, составляла 0,58±0,04 км². То есть, с 1950 по 2011 г. сокращение площади данного ледника составило 17,1 %.



Рис. 4.36. Схема современного оледенения вулкана Гамчен. В подложке спутниковый снимок WorldView-2 от 07.09.2011

По данным Каталога [Виноградов, 1968] на хребте Гамчен и вулкане Высокий (2153 м) находилось 11 ледников общей площадью 4 км². Для исследования изменений оледенения данного района, произошедших со времени каталогизации были проанализированы результаты дешифрирования спутниковых снимков: WorldView-2 от 28.09.2013 (на

территорию вулкана Высокий) и 12.08.2014 (на территорию северо-восточной части хребта Гамчен) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; Landsat (cencop OLI/TIRS) от 12.09.2014 с пространственным разрешением 15 м (панхроматический канал). Дешифрирование границ ледников по снимкам Landsat осуществлялось на участках, не покрытых снимками WorldView-2, и на участках снимков WorldView-2, закрытых облачностью.

В результате на современных спутниковых снимках было идентифицировано 11 ледников (см. рис. 4.37) общей площадью 2,96±0,32 км². Из них 10 соответствуют ледникам, зарегистрированным в Каталоге. Ледник № 191 не был обнаружен. Кар, в котором он должен был находиться согласно схеме Каталога, был пуст на современных спутниковых снимках (были видны только отдельные небольшие снежники).



Рис. 4.37. Схема современного оледенения хребтов Гамчен и Чажминский. В подложке

панхроматические каналы спутниковых снимков Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 12.09.2014 (западный) и 29.08.2014 (восточный)

Дополнительно на хребте Гамчен был обнаружен небольшой ледник (0,14±0,02 км²), отсутствовавший в Каталоге. Прямое сравнение данных дешифрирования современных космических снимков и данных Каталога показывает сокращение площади оледенения района в период с 1950 по 2013–2014 гг. на 0,64 км² (17,7 %).

Согласно данным Каталога [Виноградов, 1968] на Чажминском хребте были расположены три каровых ледника общей площадью 0,7 км². Дешифрирование границ ледников данного района проводилось по панхроматическому каналу спутникового снимка Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 29.08.2014. В результате на Чажминском хребте было идентифицировано два ледника (№ 201 и 202) общей площадью 0,39±0,05 км² (см. рис. 4.37). Площадь ледников № 201 и 202 с 1950 по 2014 г. сократилась на 21,8 % (с 0,5 км² до 0,39±0,05 км²). Ледник № 200 не был обнаружен на снимке Landsat.

По данным Каталога [Виноградов, 1968] на **хребте Тумрок** находились 12 ледников общей площадью 6,4 км². Из них 11 ледников отмечены как каровые и один (№ 187) как карово-долинный. Для исследования изменений оледенения данного района, произошедших со времени каталогизации были проанализированы результаты дешифрирования спутникового снимка WorldView-2 от 28.09.2013 с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м. Дополнительно использовался панхроматический канал спутникового снимка Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 12.09.2014.

В результате на хребте Тумрок были идентифицированы три ледника (см. рис. 4.38), отмеченные в Каталоге, общей площадью 3,22±0,15 км². Девять ледников, представленных на схеме Каталога, не были идентифицированы на современных спутниковых снимках. Местоположение данных ледников согласно схеме Каталога также отмечено на рис. 4.38. В карах, где согласно схеме Каталога находились ледники № 181 и 186, в настоящее время находятся массивы мёртвых льдов. Кары, в которых должны были находиться ледники № 141, 142, 143, 182, 183 и 188, на снимке Landsat от 12.09.2014 пусты.

Современная площадь ледников № 184, 185 и 187 (ледник Молчанова), идентифицированных на спутниковых снимках, превышает их площадь в Каталоге (2,8 км²) на 14,8 %. Однако эта разница может быть обусловлена недооценкой площадей ледников № 185 и 187 в Каталоге, вызванной существенной заморененностью их поверхности. Делать вывод об изменении площади ледников за 1950–2013 гг. на основании сравнения результатов дешифрирования современных спутниковых снимков с данными Каталога в такой ситуации

будет некорректно.

Согласно Каталогу [Виноградов, 1968], на вулкане Шиш (2346 м) находилось пять каровых ледников общей площадью 2,3 км². Дешифрирование границ ледников данного района проводилось по ортотрансформированному спутниковому снимку ASTER от 03.09.2013 с пространственным разрешением 15 м. Дополнительно использовался (для отдельных уточнений) панхроматический канал спутникового снимка Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 15.09.2015. В результате на вулкане Шиш были идентифицированы все пять ледников, зарегистрированные на данную территорию в Каталоге. Общая площадь данных ледников по состоянию на 2013 г. составила 2,16±0,25 км². Прямое сравнение результатов дешифрирования современных спутниковых снимков с данными Каталога показало сокращение площади оледенения района за период с 1950 по 2013–2015 гг. на 6,3 %.

160°48'B



160°48'B

Рис. 4.38. Схема современного оледенения хребта Тумрок. В подложке панхроматический канал спутникового снимка Landsat от 12.09.2014

По данным Каталога [Виноградов, 1968] в районе Валагинского и Ганальского хребтов находились 17 каровых ледников общей площадью 8,9 км². Дешифрирование границ ледников данного района проводилось по спутниковым снимкам IKONOS от 11.09.2007 и 21.07.2007 с пространственным разрешением в мультиспектральном диапазоне около 3,3 м. В результате в данном районе было идентифицировано пять ледников из отмеченных в Каталоге общей площадью 4,24±0,15 км² (см. рис. 4.39). На месте остальных 12 ледников, присутствующих на схеме Каталога, были обнаружены объекты, судя по всему, являющиеся каменными глетчерами.



Рис. 4.39. Схема современного оледенения хребтов Валагинский и Ганальский. В подложке

спутниковые снимки IKONOS от 21.07.2007 (западный) и 11.09.2007 (два восточных снимка)

Следует заметить, что на схеме оледенения на рис. 4.39 отмечены не все каменные глетчеры, присутствующие в данном районе, а только находящиеся на участках, занятых ледниками на схеме Каталога, так как каталогизация каменных глетчеров выходит за рамки задач данной работы. Пример каменного глетчера, расположенного на месте карового ледника № 138 (согласно схеме Каталога), изображён на рис. 4.40.



158°13'0"B

158°13'0"B

Рис. 4.40. Каменный глетчер, обнаруженный на месте расположения ледника № 138. В подложке спутниковый снимок IKONOS от 11.09.2007

По результатам сравнения данных дешифрирования границ пяти ледников, обнаруженных на современных спутниковых снимках, с данными Каталога выяснилось, что площадь данных ледников в 1950–2007 гг. практически не изменилась. Она сократилась с 4,3 км² по данным Каталога до 4,24±0,15 км² в 2007 г., то есть на 1,4% (в пределах погрешности измерений). Это может являться следствием того, что большая часть площади данных ледников забронирована поверхностной мореной, существенно снижающей поверхностную абляцию. Каменные глетчеры, обнаруженные на месте ледников, отмеченных на схеме Каталога, вероятно являются следствием сокращения данных ледников. Такой механизм преобразования фигурирует в гляциологической литературе [*Гляциологический словарь, 1984*].

Вулкан Кошелева (1853 м) представляет из себя вулканический массив из пяти крупных вулканических построек [Действующие вулканы Камчатки, 19916]. Согласно данным Каталога [Виноградов, 1968] на нём располагались три каровых ледника общей площадью 1,4 км². Данные ледники упоминаются в работе [Виноградов, Муравьев, 19826], однако сведения о них в в данной статье взяты из Каталога.

Дешифрирование границ ледников, расположенных на вулкане Кошелева, проводилось по панхроматическому каналу спутникового снимка Landsat (cencop OLI/TIRS) от 15.09.2015. В результате было идентифицировано два (№ 286 и 287) из трёх ледников, отмеченных в Каталоге. С начала 1950-х гг. их площадь сократилась с 1,1 км² (данные Каталога) до 0,67±0,13 км² (2015 г.), то есть на 39,3 %. Ледник № 285 не был обнаружен на снимке Landsat.

По данным Каталога [Виноградов, 1968] на вулкане Камбальный (2161 м) находились два каровых ледника общей площадью 1,6 км². Данные ледники упоминаются в работе [Виноградов, Муравьев, 19826], однако сведения о них в в данной статье взяты из Каталога.

Дешифрирование границ ледников, расположенных на вулкане Камбальный, проводилось по панхроматическому каналу спутникового снимка Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 15.09.2015. В результате было идентифицировано два ледника, зарегистрированных в Каталоге (№ 283 и 284) общей площадью 1,94±0,17 км². Существенный рост площади (1,84±0,15 км² на 2015 г.) ледника Арарат (№ 283), по сравнению с данными Каталога (1,4 км²), можно объяснить лишь развитой поверхностной мореной (на снимке Landsat 2015 г. поверхностной мореной забронировано около половины площади ледника), существенно снижающей поверхностную абляцию. Площадь ледника № 284 сократилась с 0,2 км² (данные Каталога) до 0,1±0,02 км² в 2015 г.

Для анализа климатических изменений, произошедших, в районах и узлах оледенения Юго-Восточной Камчатки использовались результаты анализа данных метеонаблюдений на ГМС Петропавловск-Камчатский (см. рис. 1.7) и Ключи (см. рис. 1.5) с 1950 по 2013–2015 гг. Анализ данных наблюдений на ГМС Петропавловск-Камчатский выявил рост средних летних температур воздуха в 1989–2015 гг. на 0,9°С, по сравнению с 1951–1980 гг. Суммы твёрдых осадков на данной метеостанции в 1989–2015 гг., по сравнению с 1966–1980 гг., в среднем сократились на 14,3%.

Сопоставление полученных данных об изменениях оледенения ряда районов, ближайших к ГМС Петропавловск-Камчатский, с результатами анализа изменений средних летних температур воздуха и сумм твёрдых осадков позволило сделать следующие выводы:

- Изменение оледенения Авачинской группы вулканов не соответствует изменениям основных климатических факторов. Как и в случае с Ключевской группой вулканов, влияние современной вулканической активности способствует сохранению и развитию ледников, несмотря на ухудшение климатических условий их существования.
- Оледенение Мутновского вулкана можно разделить на две принципиально различающиеся группы. К первой относятся ледники № 281 и 282, расположенные в кратере Мутновского вулкана, размеры которых зависят прежде всего от активности данного вулкана. Ко второй группе относятся все остальные ледники, расположенные вне кратера Мутновского вулкана, сокращающиеся, по крайней мере, в последние 33– 37 лет. Сокращение площади второй группы ледников хорошо соотносится с современными климатическими изменениями в данном районе.
- Оледенение района Валагинского и Ганальского хребтов практически не реагирует изменением своих размеров на современные климатические изменения. Это является, вероятно, следствием наличия мощного моренного покрова на поверхности ледников.

Выводы по разделу 4.4. По состоянию на 2007–2015 гг. в пределах Юго-Восточной Камчатки было идентифицировано 92 ледника общей площадью 55,77±3,78 км². Из них 65 (52,1±3,43 км²) ледника соответствуют ледникам, зарегистрированным в Каталоге, два ледника (0,23±0,04 км²) являются сегментами распавшегося ледника № 238, зарегистрированного в Каталоге. 25 ледников (3,44±0,31 км²), идентифицированных на современных спутниковых снимках, не были зарегистрированы в Каталоге.

Не были обнаружены 28 (9,6 км² по данным Каталога) ледников из 94 (55,4 км² по данным Каталога), присутствующих на схемах Каталога, охватывающих районы и узлы оледенения Юго-Восточной Камчатки. 12 из них в период с середины XX по начало XXI в., вероятно, трансформировались в каменные глетчеры (в районе хребтов Валагинский и Ганальский).

Для анализа изменений площади оледенения Юго-Восточной Камчатки с середины XX в. по 2007–2015 гг. была сделана выборка из 67 ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках, и соответствующих им 66 (один ледник, представленный в Каталоге за указанный период распался на два сегмента) ледников, зарегистрированных в Каталоге. Результаты сравнения показали, что площадь оледенения данного района возросла с 50 км² (общая площадь ледников выборки по данным Каталога с учётом коррекции площадей ряда ледников) до 52,33±3,47 км² (на 2,33 км²). Необходимо

отметить, что рассчитанный рост площади оледенения района (2,33 км² или 4,7 %) близок к погрешности измерений.

Юго-Восточная Камчатка отличается разнообразным сочетанием факторов оледенения. Климатические условия существенно различаются в разных её частях. Кроме того, в её пределах есть районы активного вулканизма, четвертичного вулканизма и невулканические районы (см. табл. 1.1 и рис. 1.2), ледники которых по-разному реагируют на современные климатические изменения. Благодаря влиянию активного вулканизма на режим и динамику ледников оледенение ряда активных вулканов (например Жупановский и активные вулканы Авачинской группы) имеет тенденцию к росту площади. При этом оледенение районов четвертичного вулканизма и невулканических районов имеет тенденцию к сокращению.

Дополнительно следует отметить крайне неоднородную степень изученности оледенения Юго-Восточной Камчатки и обеспеченности отдельных районов и узлов оледенения в её пределах историческими данными о ледниках.

4.5. Изменения оледенения Камчатки, произошедшие с середины XX по начало XXI века

В результате проведённой работы на современных спутниковых снимках, охватывающих ледниковые районы Камчатки, было идентифицировано 643 ледника общей площадью 769,47±30,27 км². Из них: 295 соответствуют зарегистрированным в Каталоге ледникам, сохранившим целостность; 85 являются сегментами 34 распавшихся ледников, зарегистрированных в Каталоге; 263 ледника не представлены в Каталоге. 74 ледника, отмеченные в Каталоге, не были идентифицированы на современных спутниковых снимках. 12 из них в период с середины XX по начало XXI в., вероятно, трансформировались в каменные глетчеры (в районе хребтов Валагинский и Ганальский). Ледник Ключевской (№ 170) как отдельное целостное образование не рассматривался. Современное распределение ледников по гляциологическим районам Камчатки отражено в таблице 4.19.

	Кол-во	Площадь	Доля от площади	Годы, на которые						
Район	ледников	ледников,	оледенения	приведены						
		км ²	Камчатки, %	данные						
Срединный хребет										
северная часть Срединного хребта	388	335,31±9,72	43,6	2002						
массив Алней-Чашаконджа	45	50,31±3,44	6,5	2010						
Ичинский вулкан	20	29,03±1,41	3,8	2011-2014						
Итого по Срединному хребту	453	414,65±14,57	53,9	2002–2014						
Кроноцкий полуостров	50	68,1±4,52	8,9	2013						
Ключевская группа вулканов	40	214,33±6,56	27,9	2010-2015						
вулкан Шивелуч	8	16,62±0,84	2,2	2013						
	Юго-Восп	10чная Камчан	пка							
Авачинская группа вулканов	27	22,43±1,42	2,9	2012–2013						
вулкан Мутновский	13	3,55±0,14	0,5	2012						
прочие районы Юго-Восточной	52	29,79±2,22	3,9	2007-2015						
Камчатки										
Итого по Юго-Восточной	92	55,77±3,78	7,3	2007–2015						
Камчатке										
Всего	643	769,47±30,27	100	2002–2015						

Таблица 4.19. Современное распределение ледников по гляциологическим районам Камчатки

Изменения оледенения Камчатки, произошедшие с середины XX в., существенно различаются в разных районах полуострова. В большинстве районов Камчатки произошло сокращение общей площади ледников (в пределах выборки) по сравнению с данными Каталога (см. таблицу 4.20 и рис. 4.41). Однако есть районы, в которых изменения площади оледенения близко к нулю (Ичинский вулкан и ряд районов Юго-Восточной Камчатки). Обособленное место занимает Ключевская группа вулканов, в пределах которой площадь оледенения возросла. Такая неоднородность динамики оледенения различных районов Камчатки обусловлена разнообразием сочетаний форм макрорельефа, климатических характеристик и наличия (или отсутствия) современной вулканической активности.

Таблица 4.20. Изменение площади оледенения районов оледенения Камчатки с середины XX по начало XXI века (для ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках и зарегистрированных в Каталоге)

	Площадь л	педников* ¹ , км ²	Изменение	Временной					
Район	по	современная	площади,	интервал, гг.					
	Каталогу		км ^{2/0} ⁄о						
Срединный хребет									
северная часть Срединного хребта	348,3	290,65±8,43	-57,65/-16,6	1950–2002					
массив Алней-Чашаконджа	60,5	48,7±3,2	-11,8/-19,5	1950–2010					
Ичинский вулкан	29,1	28,91±1,35	-0,19/-0,7	1950 - 2011 - 2014					
Итого по Срединному хребту	437,9	368,26±12,98	-69,64/-15,9	1950 - 2002 - 2014					
Кроноцкий полуостров	89,1	64,5±4,01	-24,6/-27,6	1957–2013					
Ключевская группа вулканов	200,1*2	208,8±6,44*2	8,7/4,3*2	1950 - 2010-2015					
вулкан Шивелуч	30,2*3	16,22±0,8	_* ³	1950–2013					
Ю	го-Восточн	ая Камчатка							
Авачинская группа вулканов	20,0*4	21,30±1,30	1,3/6,5*4	1950 - 2012-2013					
вулкан Мутновский	2,0	2,05±0,05	0,05/2,5	1950–2012					
прочие районы Юго-Восточной	28,6	29,98±2,12	0,30/1,3	1950 - 2007 - 2015					
Камчатки									
Итого по Юго-Восточной Камчатке	50,6	53,33±3,47	2,73/5,4	1950 - 2007 - 2015					
Всего	777,7*5	694,89±26,9*5	-82,81/-10,6*5	1950 - 2002-2015					

*¹ Площадь ледников в пределах выборки, включающей в себя ледники, отмеченные в Каталоге и идентифицированные на современных спутниковых снимках (включая распавшиеся ледники, отмеченные в Каталоге)

*² Была произведена переоценка площадей ряда ледников, отмеченных в Каталоге, и дополнена выборка. Подробности в подразделе 4.3.1

*³ Площади по Каталогу для ряда ледников вулкана Шивелуч существенно завышены.

Делать выводы об изменении площади оледенения вулкана Шивелуч на основании прямого сравнения с данными Каталога некорректно. Подробности в подразделе 4.3.2

*⁴ Была произведена переоценка площадей ряда ледников, отмеченных в Каталоге. Подробности в подразделе 4.4.1

*5 Не включая данные по вулкану Шивелуч. Подробности в подразделе 4.3.2



Рис. 4.41. Изменение площади оледенения ряда районов оледенения Камчатки с середины XX по начало XXI века. Районы и узлы оледенения Камчатки: I – северная часть Срединного хребта; II – вулканический массив Алней-Чашаконджа; III – Ичинский вулкан; IV – Ключевская группа вулканов; V – Кроноцкий полуостров; VI – Авачинская группа вулканов; VII – вулкан Мутновский.

Наибольшее сокращение претерпело оледенение Кроноцкого полуострова (см. таблицу 4.20) – 27,6 (24,6 км²) за 1957–2013 гг. Тёплые ледники (в областях питания господствует тёплая фирновая зона льдообразования) данного района являются чувствительным индикатором ухудшения климатических условий их существования.

Сокращение ледников Срединного хребта оказалось существенно меньше – от практически отсутствующих изменений на Ичинском вулкане с 1950 по 2011–2014 гг. (сокращение на 0,7 % или 0,19 км²) до 19,5% (11,8 км²) на вулканическом массиве Алней-Чашаконджа за 1950–2010 гг. Оледенение северной части Срединного хребта – крупнейшего ледникового района Камчатки – за 1950–2002 гг. сократилось на 16,6% (57,65 км²). При этом во всех районах оледенения Срединного хребта за период исследований выявлен рост летних температур воздуха и сокращение количества твёрдых осадков. Таким образом, выявленные изменения оледенения северной части Срединного хребта и вулканического массива Алней-Чашаконджа являются следствием и индикатором ухудшения климатических условий существования. Площадь оледенения Ичинского вулкана практически не изменилась благодаря мощному моренному покрову, бронирующему языки ледников.

В пределах Ключевской группы вулканов, наоборот, наблюдается небольшой рост площади оледенения – 4,3% (8,7 км²) с 1950 по 2010–2015 гг., несмотря на ухудшение климатических условий его существования. Особенно динамично оледенение Ключевского вулкана, на котором под воздействием активного вулканизма конфигурация границ ледников существенно изменяется не только в их языковых частях, но и в областях аккумуляции. На склонах Ключевского вулкана наблюдается постепенное отмирание ряда языков «блуждающих ледников». Параллельно этому в пределах «ледяного пояса» формируются новые потоки активного льда. Все известные подвижки ледников этого вулкана связаны с его извержениями. С 1945 г. практически непрерывно наступает ледник Эрмана – крупнейший ледник Камчатки.

Изменения оледенения различных районов Юго-Восточной Камчатки крайне неоднородно, что обусловлено большим разнообразием сочетаний форм макрорельефа, климатических характеристик и наличия (или отсутствия) современной вулканической активности. В целом наблюдается его рост (на 4,7% или 2,33 км²), обусловленный увеличением площади расположенных на активных вулканах ледников. Площадь оледенение остальных районов Юго-Восточной Камчатки сократилась.

В целом по Камчатке сокращение оледенения с середины XX по начало XXI века по сравнению с данными Каталога составило 82,8±26,9 км² или 10,6%.

4.6. Сравнение полученных результатов с данными Randolph Glacier Inventory 5.0 на территорию Камчатки

Опубликованных работ, оценивающих современное (на начало XXI в.) состояние оледенения Камчатки в целом, выполненных на основе анализа данных ДЗЗ с использованием ручного дешифрирования, в настоящее время не существует. Однако в глобальной базе данных современных границ (и иных параметров) ледников «Randolph Glacier Inventory» (RGI) версии 5.0 на территорию Камчатки присутствует 984 объекта общей площадью 770,26 км² (\pm 5% или \pm 38,51 км²) [Arendt *et. al., 2015*], идентифицированные в результате автоматизированного дешифрирования спутниковых снимков. Контура ледников, присутствующих в базе данных, приведены по состоянию на 2000–2013 гг.

Количество объектов, идентифицированных как ледники, в RGI 5.0 на 341 (53%) превышает количество ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках в настоящей работе. Проверка данных RGI 5.0 на ряде тестовых участков показала, что во многих случаях за ледники были приняты крупные многолетние снежники и снежники-перелетки. Вероятно, это является издержками алгоритма автоматизированного дешифрирования, в который заложено разграничение типов объектов на «ледники» и «снежники» в зависимости от их геометрических размеров (площади).

В то же время, в базе данных RGI 5.0 отсутствует ряд ледников вулканических районов Камчатки с развитой поверхностной мореной. Границы многих крупных ледников с развитой поверхностной мореной также существенно различаются в настоящей работе и RGI 5.0 (в качестве примера см. рис. 3.2 и 4.42). Особенно актуальна данная проблема для районов активного вулканизма, таких как Ключевская группа вулканов. Суммарная площадь ледников Ключевской группы вулканов (охват см. на рис. 4.16) в RGI 5.0 на 2011 г. составила 153,32±7,67 км². Аналогичная площадь в настоящей работе по состоянию на на 2010–2015 гг. составила 208,8±6,44 км², то есть на 36,2% больше.

В итоге, по результатам сравнения данных о современном состоянии оледенения в настоящей работе и базе данных RGI 5.0, можно сделать следующие выводы:

 В ледниковых районах, для которых характерно широкое распространение крупных многолетних снежников и снежников-перелетков, применение автоматизированных методов дешифрирования границ ледников даёт завышенные оценки количества ледников и их общей площади.
- 2. В ледниковых районах, для которых характерно присутствие на поверхности ледников мощного моренного покрова, применение автоматизированных методов дешифрирования границ ледников даёт заниженные оценки количества ледников и их площади. Наиболее остро данная проблема проявляется при исследовании ледников, расположенных в непосредственной близости от действующих вулканов.
- На современном уровне развития автоматизированные методы дешифрирования границ ледников дают для территории Камчатки менее качественный результат, по сравнению с ручным методом дешифрирования.



Рис. 4.42. Сопоставление данных дешифрирования границ ледников, выполненного ручным методом (данная работа) и автоматизированным методом (RGI 5.0) в районе Ключевского вулкана. В подложке снимок Landsat от 03.08.2011

4.7. Сравнение полученных результатов с другими горно-ледниковыми районами умеренных широт Евразии

Для понимания соответствия изменений, произошедших с оледенением Камчатки с середины XX по начало XXI века, изменениям оледенения других горных систем, расположенных в умеренных широтах Евразии, были рассмотрены и проанализированы данные ряда литературных источников, содержащих информацию об изменении оледенения Альп, Кавказа и Алтая.

Авторы публикации [*Paul et. al., 2004*] приводят данные о сокращении площади ледников Швейцарии на 18,4% (236,7 км²) с 1973 по 1998–1999 гг. Площадь оледенения Альп в целом за данный период по их расчётам сократилась на 21,8% (675 км²). В данной работе отмечается существенный рост скорости сокращение оледенения в период с 1973 по 1998–1999 гг. по сравнению с периодом по 1850–1973 гг. По данным авторов публикации [*Paul et. al., 2011*] с 1970±15 лет (период каталогизации) по 2003 г. оледенение Альп сократилось примерно на 30%.

Согласно работе [*Khromova et. al., 2014*] сокращение площади оледенения Кавказа за 1965–2001 гг. составило 17,7%. В дальнейшем темпы сокращения оледенения возросли и составили 4,65% за 2001–2010 гг. [*Носенко и др., 2013*]. Также отмечается отступание фронтов всех ледников выборки работы [*Носенко и др., 2013*] в период 1987–2010 гг. Наибольшее сокращение площади (6,7%) в 2001–2010 гг. претерпели долинные ледники Центрального Кавказа [*Shahgedanova et. al., 2014*]. Сокращение ледников Кавказа обусловлено ростом летних температур воздуха, который не компенсируется ростом количества выпадающих твёрдых осадков. Так в период 2001–2010 гг. средняя летняя температура воздуха на метеостанции Терскол (2141 м над уровнем моря) возросла на 0,5 °C по сравнению с 1987–2001 гг., а количество зимних осадков увеличилось на 20%. [*Носенко и др., 2013*].

По данным авторов работ [*Носенко и др., 2010*; *Shahgedanova et. al., 2010*] сокращение площади оледенения Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов на Алтае за 1952–2004 гг. составило 24,4% (19,7% для ледников площадью более 0,5 км²). Сокращение площади оледенения Катунского хребта, согласно данным публикации [*Носенко и др., 2014*], за 1952–2008 гг. составило 28,3% (22,5% для ледников площадью более 0,5 км²), а оледенения Алтая в целом – 27,4%. Кроме того, отмечается увеличение скорости сокращения площади оледенения Алтая в 1,5–2 раза в последнее десятилетие [*Носенко и др., 2014*]. Так при общем

сокращении площади выборки из 60 ледников за 1968–2008 гг. на 15,9%, её сокращение за 2008–2012 гг. составило ещё 2,7 %. Определяющим фактором сокращения оледенения Алтая является рост летних температур воздуха, не компенсирующийся увеличением количества твёрдых осадков в ледниковой зоне [*Котляков и др., 2015a*]. В частности, в горно-ледниковом бассейне Актру за 1951–2000 гг. средние летние температуры воздуха повысились на 1,03 °C на высотах ниже 2500 м и на 0,83 °C на высотах выше 2500 м, а площадь его ледников за 1952–2006 гг. сократилась на 7,2% [*Surazakov et. al., 2007*].

Наряду с Камчаткой, на Земле есть ряд районов, в которых присутствуют активные вулканы с расположенными на них горными ледниками: о. Исландия, о. Ян-Майен, Аляска, Новая Зеландия, горные районы Колумбии и Эквадора и др. Данные районы существенно различаются климатическими условиями, преобладающими типами вулканических построек и их извержений. Существенные различия в частоте извержений вулканов, объёмах извергаемого материала и его типе (лавы, шлаки, пеплы) привели к значительным различиям в воздействии активного вулканизма на режим ледников этих районов. По совокупности особенностей режима и динамики ледников, оледенение районов активного вулканизма Камчатки уникально.

По результатам сравнения полученных в настоящей работе результатов с данными о изменении оледенения приведённых выше горных районов можно сделать вывод о том, что сокращение оледенения районов четвертичного вулканизма и невулканических районов Камчатки сопоставимо с сокращением оледенения Кавказа и Алтая. Динамику оледенения районов активного вулканизма нельзя сравнивать напрямую с динамикой оледенения других районов оледенения Камчатки, так как влияние современного вулканизма на неё сильнее влияния климатических изменений. В отличии от районов четвертичного вулканизма и невулканических районов Камчатки, оледенение районов активного вулканизма не имеет тенденции к сокращению площади. Вследствие этого, наблюдаемое сокращение оледенения Камчатки (82,8±26,9 км² или 10,6% за 1950–2002/2015 гг.) существенно меньше, чем в других горных системах умеренных широт Евразии.

Выводы по главе 4. Для оледенения районов активного вулканизма и остальных ледниковых районов Камчатки в период с середины XX по начало XXI века характерна принципиально различная динамика. Площадь оледенения Ключевской группы вулканов возросла на 4,3% (8,7 км²) вопреки ухудшению климатических условий своего существования. Площадь оледенения Авачинской группы вулканов возросла на 6,5% (1,3

км²), что также не соответствует изменениям основных климатических факторов. В данных районах наблюдаются ледники, непрерывно наступающие в течении десятков лет (Эрмана, Богдановича, Козельский), причиной чего является вулканический фактор – прежде всего, бронирующая роль поверхностной морены и сейсмическое воздействие вулканов на ледники. Благодаря бронирующей роли поверхностной морены, сложенной вулканогенным материалом, фронты большинства ледников, не находящихся в стадии наступания, находятся в квазистационарном состоянии.

Площадь оледенения остальных районов Камчатки в указанный период сокращалась вследствие ухудшения климатических условий существования (рост летних температур воздуха и сокращение количества твёрдых осадков). Наибольшее сокращение (24,6 км² или 27,6% за 1957–2013 гг.) претерпело оледенение Кроноцкого полуострова, представленное наиболее чувствительными к климатическим изменениям ледниками тёплого типа. Гораздо меньшее сокращение претерпело оледенение северной части Срединного хребта (57,65 км² или 16,6% за 1950–2002 гг.) и вулканического массива Алней-Чашаконджа (11,8 км² или 19,5% за 1950–2010 гг.).

Сокращение оледенения районов четвертичного вулканизма и невулканических районов Камчатки сопоставимо с сокращением оледенения Кавказа и Алтая. Однако, учитывая отсутствие отрицательной динамики в районах активного вулканизма, наблюдаемое сокращение оледенения Камчатки (82,8±26,9 км² или 10,6% за 1950–2002/2015 гг.) существенно меньше, чем в других горных системах умеренных широт Евразии.

Заключение

В результате исследования современного состояния оледенения ледниковых районов Камчатки с применением комплекса дистанционных методов в сочетании с данными полевых наблюдений и сравнения его результатов с историческими данными были определены изменения оледенения района исследований в период с середины XX по начало XXI века. Были выявлены связи изменений, произошедших с оледенением различных районов Камчатки, с климатическими изменениями, произошедшими за период исследований. Проведённая работа позволила прийти к следующим основным результатам и выводам:

- Зафиксировано положение границ ледников в районах оледенения Камчатки по состоянию на 2002–2015 гг. Определена современная площадь каждого из 643 идентифицированных ледников Камчатки и площадь оледенения района в целом (769,47±30,27 км²).
- Выявлено сокращение площади оледенения Камчатки в целом на 10,6% с середины XX по начало XXI века. Сокращение претерпело оледенение районов четвертичного вулканизма и невулканических районов Камчатки на фоне повышения летних температур воздуха и сокращения количества выпадающих твёрдых осадков.
- В районах активного вулканизма Камчатки оледенение в период с середины XX по начало XXI века не сократилось. В отдельных районах наблюдается его медленный рост. В частности, площадь оледенения Ключевской группы вулканов с 1950 по 2010– 2015 гг. возросла на 4,3%.
- Взаимодействие современного вулканизма и оледенения в районах активного вулканизма Камчатки в целом благоприятствует сохранению и развитию ледников, несмотря на ухудшение климатических условий их существования.
- 5. Динамика ледников, расположенных на активных вулканах, не может использоваться в качестве индикатора климатических изменений. Колебания таких ледников определяются прежде всего вулканической деятельностью, которая по силе воздействия на режим и динамику ледников часто превосходит влияние изменений климатических условий существования ледников.
- 6. В районах активного вулканизма Камчатки благодаря влиянию вулканогенного материала на поверхности и внутри ледников, фронты большинства ледников, не находящихся в стадии наступания, находятся в квазистационарном состоянии.

 Сокращение оледенения районов четвертичного вулканизма и невулканических районов Камчатки в период с середины XX по начало XXI века сопоставимо с сокращением оледенения Кавказа и Алтая.

Полученные данные об изменении оледенения Камчатки существенно дополняют общую картину изменений оледенения горных систем умеренных широт Евразии. Сокращение ледников, расположенных вне районов активного вулканизма, хорошо согласуются с современными климатическими изменениями на Камчатке, в частности, с существенным повышением летних температур воздуха. Полученные результаты и разработанные методические подходы к исследованиям ледников районов активного вулканизма с использованием данных ДЗЗ являются основой для составления современного каталога ледников Камчатки. Результаты работы могут использоваться для оценки риска возникновения опасных природных процессов, связанных с ледниками и вулканогляциальным взаимодействием на Камчатке. Динамика ледников, расположенных в районах активного вулканизма, представляет собой перспективный для дальнейшего изучения феномен, сильно выделяющийся на общем фоне.

Список литературы

- 1. *Андреев В.И., Виноградов В.Н., Кирсанов И.Т.* Изменение положения ледников северного склона вулкана Ключевского // Гляциологические исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 45–50.
- 2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира: Т. 1. М: изд. РАН, 1997. 392 с.
- 3. *Богданович К.И.* Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции 1895–1898 гг. // Изв. РГО. 1899. Т. 35. Вып. 6. С. 549–600.
- 4. *Богданович К.И*. Предисловие к книге В.Н. Тюшова «По западному берегу Камчатки» // Зап. ИРГО по общей географии. 1906. Т. ХХХҮП. № 2. СПб. С. 7–12.
- 5. *Божинский А.Н*. Неустойчивость естественных масс льда и снега на склонах гор // Итоги науки и техники. Серия Гляциология. Т. 2. М., 1980. 124 с.
- Будников А.Е. Снежники Авачинской группы вулканов // Гляциологические исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 55–57.
- 7. *Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В.* Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России. http://meteo.ru/data/158-total-precipitation#описание-массива-данных
- 8. *Быкасов В.Е., Каразия Н.Ф.* Ледники вулкана Чашаконджа // Гляциологические исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 51–54.
- 9. Вайкмяэ Р.М., Муравьев Я.Д., Пуннинг Я. –М.К. К стратификации ледников Камчатки // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 144–148.
- Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Мирошниченко Д.Е., Муравьев Я.Д., Шираива Т. Ложе ледника Горшкова в кратере вулкана Ушковский на Камчатке // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 122–126.
- 11. Виноградов В.Н. Ледник Бильченок // Вопросы географии Камчатки. 1965а. № 3. С. 111– 115.
- 12. Виноградов В.Н. Ледники Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатский отдел географического общества СССР, 1965б. 19 с.
- Виноградов В.Н. Об изучении современного оледенения Камчатки // МГИ. 1965в. Вып. 11. С. 97–101.
- 14. Виноградов В.Н. О влиянии вулканизма на снежный покров и ледники // Вопросы географии Камчатки. 1967. № 5. С. 88–94.
- 15. Виноградов В.Н. Каталог ледников СССР. Т.20. Ч. 2-4. 1968. 75 с.

- 16. Виноградов В.Н. Современное оледенение Авачинской группы вулканов // Вопросы географии Камчатки. 1970. № 6. С. 51–61.
- 17. Виноградов В.Н. Подвижки ледников на Ключевской группе вулканов (Камчатка) // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 137–140.
- 18. Виноградов В.Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 103 с.
- 19. Виноградов В.Н. Вулканизм и оледенение // Гляциологические исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 7–25.
- 20. Виноградов В.Н., Балеста С.Т., Зубин М.И., Фарберов А.И. Гляциогеофизические исследования ледника Козельского в 1975 г. // МГИ. 1981. Вып. 41. С. 202–209.
- 21. Виноградов В.Н., Будников А.Е. Динамика ледников Авачинской группы вулканов в последнее столетие и черты их режима // Вопросы географии Камчатки. 1977. № 7. С. 26–30.
- 22. Виноградов В.Н., Будников А.Е., Каразия Н.Ф. Черты режима ледника Козельского // Гляциологические исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 36–44.
- 23. Виноградов В.Н., Глазырин Г.Е. Статистический подход к изучению морфологии ледников Камчатки // Изв. ВГО. 1979. № 4. С. 325–329.
- 24. Виноградов В.Н., Иванов Б.В., Чирков А.М. Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 году // Вопросы географии Камчатки. 1977. № 7. С. 31–37.
- 25. Виноградов В.Н., Мартьянов В.Л. Тепловой баланс поверхности ледника Козельского на Камчатке // МГИ. 1979. Вып. 37. С. 182–187.
- 26. Виноградов В.Н., Мелекесцев И.В. Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 91–99.
- 27. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Изменчивость современных ледников вулканических районов Камчатки // МГИ. 1982а. Вып. 42. С. 164–170.
- 28. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Современное оледенение Южной Камчатки // Вопросы географии Камчатки. 1982б. № 8. С. 27–33.
- 29. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Взаимодействие лавы и льда на Ключевском вулкане при извержении 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1985а. № 1. С. 29–46.
- 30. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Режим ледников вулканических районов Камчатки // Гляциологические исследования. № 27. М.: Наука, 1985б. С. 36–50.
- 31. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Особенности развития ледников в условиях активного вулканизма // МГИ. 1989. Вып. 66. С. 93–99.

- 32. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 119 с.
- 33. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д., Кондратюк В.И. Климат Петропавловска-Камчатсткого в XIX–XX столетиях // Вопросы географии Камчатки. 1989. № 10. С. 3–17.
- 34. Виноградов В.Н., Огородов Н.В. Вулканы и ледники северной части Срединного хребта // Вопросы географии Камчатки. 1966. № 4. С. 70–85.
- 35. Виноградов В.Н., Ходаков В.Г. Снежный покров Кроноцкого массива и баланс льда ледника Корыто // МГИ. 1973. Вып. 22. С. 143–152.
- 36. Виноградов В.Н., Ходаков В.Г. Баланс льда ледника Корыто в Кроноцком массиве Камчатки // Гляциологические исследования. 1976. № 25. С. 18–26.
- 37. Влодавец В.И. Вулканы и вулканические образования Семячинского района // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 15. 195 с.
- 38. Гавриленко Г.М., Зеленский М.Е., Муравьев Я.Д. Подвижка ледника в северо-восточном кратере вулкана Мутновский (Камчатка) в 1996–1998 гг.: Причины и следствия этого явления // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 18–23.
- 39. Глазырин Г.Е., Муравьев Я.Д., Виноградов В.Н. О климатическом фоне оледенения Камчатки // Гляциологические исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 51–66.
- 40. Глазырин Г.Е., Муравьев Я.Д., Шираива Т. Расчет показателей баланса массы горного ледника по данным наблюдений на ближайшей метеостанции // 1999. Вып. 87. С. 95–97.
- 41. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1984.
 528 с.
- 42. Голуб Н.В. Моренный комплекс ледника Кропоткина, как отражение его динамики в XVII–XX столетиях // МГИ. 2002. Вып. 93. С. 178–181.
- 43. Голуб Н.В., Муравьев Я.Д. Баланс массы и колебания ледника Кропоткина (вулкан Большой Семячик, Восточная Камчатка) и их связь с климатом // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 26–31.
- 44. *Гущенко И.И.* Некоторые замечания о Кроноцкой сопке и её побочных образованиях // Бюлл. вулканологической станции. 1957. № 26. С. 75–80.
- 45. Давыдова М.И., Раковская Э.М. Физическая география СССР. Том 2. М.: «Просвещение», 1990. 304 с.
- 46. Действующие вулканы Камчатки. В 2-х томах. / Под. ред. С.А. Федотова и Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991а. Том 1. 302 с.

- 47. Действующие вулканы Камчатки. В 2-х томах. / Под. ред. С.А. Федотова и Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991б. Том 2. 415 с.
- 48. Дитмар К. Поездки и пребывание в Камчатке в 1854–1865 гг. СПб., 1901. 731 с.
- 49. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники // Природа. 1974. № 2. С. 85–99.
- 50. Докукин М.Д., Сейнова И.Б., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка) // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 10–24.
- 51. Иваньков П.А. Оледенение Камчатки // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1958. № 2. С. 42–53.
- 52. *Калесник С.В.* Горные ледниковые районы СССР. М.: Гидрометеорологическое издательство Ленинград, 1937. 184 с.
- 53. *Каразия Н.Ф.* Состояние изученности оледенения Камчатки // Гляциологические исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 13–17.
- 54. Келль Н.Г. Карта вулканов Камчатки. Л.: изд. РГО, 1928. 113 с.
- 55. Кондратюк В.И. Климат Камчатки. М.: Гидрометеоиздат, 1974. 204 с.
- 56. Конради С.А., Келль Н.Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // Изв. РГО. 1925. Т. 57. Вып. 1. С. 3–32.
- 57. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК. 2015а. 288 с.
- 58. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я. Новые данные о современных изменениях ледников горных районов России // Доклады Академии наук. 2015б. Т. 464. № 6. С. 727–734. DOI: 10.7868/S0869565215300192
- 59. *Краевая Т.С., Кураленко Н.П.* Ледниковые образования районов активного вулканизма (на примере Камчатки) // Гляциологические исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 77–89.
- 60. Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. М.-Л.: изд. Главсевморпути, 1949. 847 с.
- 61. *Маневич Т.М., Муравьев Я.Д., Самойленко С.Б.* Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние // Лёд и Снег. 2015. № 3 (131). С. 14–26.
- 62. *Маренина Т.Ю*. Ичинский вулкан в Срединном хребте Камчатки // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1962. Вып. 22. С. 3–66.
- 63. *Маренина Т.Ю., Сирин А.Н., Тимербаева К.М.* Корякский вулкан на Камчатке // Труды лаборатории вулканологии АН СССР. 1962. Вып. 22. С. 67–130.
- 64. *Маркин В.А.* Особенности поступления тепла к поверхности ледников Камчатки в сезон абляции // Гляциологические исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 27–35.

- 65. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
- 66. *Муравьев А.Я*. Изменение размеров ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа на Камчатке во второй половине XX – начале XXI века // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 22–28.
- 67. *Муравьев А.Я.* Открытие и исследования ледников Камчатки // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 123–132.
- 68. *Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д.* Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX начале XXI века // Лёд и Снег. 2016. № 4. С. 480–492.
- 69. *Муравьёв А.Я., Носенко Г.А.* Изменения оледенения северной части Срединного хребта на Камчатке во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 5–11.
- 70. *Муравьев Я.Д., Муравьев А.Я., Осипова Г.Б.* Ледниковые подвижки в районах активного вулканизма // Тезисы XV Гляциол. симпозиума. Казань, 2010. С. 23.
- 71. *Муравьев Я.Д., Овсянников А.А., Шираива Т.* Деятельность вулканов Северной группы по данным бурения в кратерном леднике (вулкан Ушковский, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 47–57.
- 72. *Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н.* Баланс массы и термодинамический режим ледника в кратере Ушковского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 85–92.
- 73. Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н. Прогнозная оценка динамики ледниковых масс в вулканотектонических желобах Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 4. С. 43–53.
- 74. Муравьев Я.Д., Фарберов А.И., Чубарова О.С., Прибылов Е.С. Сейсмовулканическая обстановка на Ушковском вулкане и подвижка ледника Бильченок в 1980–1983 гг. // МГИ. 1987. Вып. 60. С. 141–147.
- 75. *Муравьев Я.Д., Цветков Д.Г., Муравьев А.Я., Осипова Г.Б.* Динамика пульсирующего ледника Бильченок в Ключевской группе вулканов // Лёд и Снег. 2012. № 2(118). С. 31–39.
- 76. *Новограбленов П.Т.* Ганальская ботаническая экскурсия. Очерк летней природы центральной высокогорной части Камчатки // Изв. РГО. 1925. Т. 57. Вып. 1. С. 99–110.
- 77. Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е. Изменение площади и объёма ледников Горного Алтая (Россия) с середины ХХ в. по данным космических съёмок // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126) С. 5–13.
- 78. Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Муравьев А.Я, Нарожный Ю.К., Шахгеданова М.В. Использование исторических данных и современных космических изображений для оценки изменений размеров ледников на Алтае // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110) С. 19–24.

- 79. Носенко Г.А, Хромова Т.Е., Рототаева О.В., Шахгеданова М.В. Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001–2010 гг. на изменения температуры и количества осадков // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121) С. 26–33.
- 80. Отчет Института вулканологии АН СССР «Динамика современного оледенения и взаимодействие с вулканизмом» / Руководитель темы и отв. исполнитель В.Н. Виноградов. Петропавловск-Камчатский, 1982. 333 с.
- 81. Пийп Б.И. Извержения вулканов Камчатки в 1944–1945 гг. // Изв. АН СССР. Серия геол.
 1946. № 6. С. 39–56.
- 82. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1956а. Вып. 11. Изд-во АН СССР. 310 с.
- 83. *Пийп Б.И.* Состояние действующих вулканов северной Камчатки в 1954 г. // Бюл. вулканологической станции. 1956б. № 24. С. 14–20.
- 84. Преображенский В.С., Модель Ю.М. Кроноцкий ледниковый узел // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 5–30.
- 85. Святловский А.Е. Ичинский вулкан в Срединном Камчатском хребте // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1960. Вып. 18. С. 35–42.
- 86. Симакин А.Г., Муравьев Я.Д. Связь оледенения и вулканизма: результаты численного моделирования и голоценовый вулканизм на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 18–37.
- 87. *Фарберов А.И*. Микросейсмические исследования ледников // Гляциологические исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 90–107.
- 88. Цветков Д.Г. О скорости движения поверхности льда одного из ледников Камчатки // Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 226–228.
- 89. Цюрупа А.И. Внутриледниковые извержения // Гляциологические исследования. № 27.
 М.: Наука, 1985. С. 67–76.
- 90. Четырехъязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / Под ред. А.И. Спиридонова. М: «Советская энциклопедия», 1980. 703 с.
- 91. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 43–57.
- 92. Шмакин А.Б., Попова В.В. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 2. С. 157–166.

- 93. Эрлих Э.Н. Восхождение на вулкан Ичинский // Бюл. вулканологической станции. 1957. № 26. С. 55–59.
- 94. *Яцковский А.И*. Маршрут первовосхождения на Кроноцкий вулкан // Бюл. вулканологической станции. 1957. № 26. С. 81–85.
- 95. Arendt A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Pfeffer W.T., Moholdt G., Paul F., Radić V., Andreassen L., Bajracharya S., Beedle M., Berthier E., Bhambri R., Bliss A., Brown I., Burgess E., Burgess D., Cawkwell F., Chinn T., Copland L., Davies B., De Angelis H., Dolgova E., Filbert K., Forester R., Fountain A., Frey H., Giffen B., Glasser N., Gurney S., Hagg W., Hall D., Haritashva U.K., Hartmann G., Helm C., Herreid S., Howat I., Kapustin G., Khromova T., Kienholz C., Koenig M., Kohler J., Kriegel D., Kutuzov S., Lavrentiev I., LeBris R., Lund J., Manley W., Mayer C., Miles E., Li X., Menounos B., Mercer A., Moelg N., Mool P., Nosenko G., Negrete A., Nuth C., Pettersson R., Racoviteanu A., Ranzi R., Rastner P., Rau F., Raup B.H., Rich J., Rott H., Schneider C., Seliverstov Y., Sharp M., Sigursson O., Stokes C., Wheate R., Winsvold S., Wolken G., Wyatt F., Zheltyhina N. Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 5.0. Global Land Ice Boulder Colorado, USA. 2015. Digital Media. Measurements from Space, http://www.glims.org/RGI/index.html
- 96. Bhambri R., Bolch T., Chaujar R.K. Automated mapping of debris-covered glaciers in the Garhwal Himalayas using ASTER DEMs and mukti-spectral data // Remote Sensing of Environment. 2011. V. 32. № 23. P. 8095–8119. doi: 10.1080/01431161.2010.532821
- 97. Bhambri R., Bolch T., Chaujar R.K. Frontal recession of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2006, measured through highresolution remote sensing data // Current Science. 2012. V. 102. № 3. P. 489–494.
- 98. D'Agata, C., Bocchiola, D., Maragno, D., Smiraglia, C., Diolaiuti, G. Glacier shrinkage driven by climate change during half a century (1954–2007) in the Ortles-Cevedale Group (Stelvio National Park, Lombardy, Italian Alps) // Theoretical and Applied Climatology. 2014. № 116. 169–190. DOI 10.1007/s00704-013-0938-5
- 99. Global Land Ice Measurements from Space / Edited by Kargel J.S., Leonard G.J., Bishop M.P.,
 Kääb A., Raup B.H. Springer. 2014. 876 p. ISBN: 978-3-540-79817-0. DOI: 10.1007/978-3-540-79818-7
- 100. Khromova T., Nosenko G., Kutuzov S., Muraviev A., Chernova L. Glacier area changes in Northern Eurasia // Environmental Research Letters. 2014. Vol. 9. №1. 015003 (11 pp.). DOI: 10.1088/1748-9326/9/1/015003

- 101. Kotlyakov V.M, Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Murav'ev A.Ya. New Data on Current Changes in the Mountain Glaciers of Russia // Doklady Earth Sciences. 2015. Vol. 464. Part 2. Pp. 1094–1100. DOI: 10.1134/S1028334X15100207
- 102. Lynch C.M., Barr I.D., Mullan D., Ruffell A. Rapid glacial retreat on the Kamchatka Peninsula during the early 21st century // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 1809–1821. DOI: 10.5194/tc-10-1809-2016
- 103. Macheret Yu., Vasilenko E., Glazovsky A., Moshina O., Miroshnichenko D., Shiraiwa T. Radio-echo sounding of Koryto Glacier (Kamchatka, Russia), 2000 // Proceedings of the International Symposium on Atmosphere-Ocean interaction in the Sea Okhotsk and the surrounding environment (ed. Wakatsushi M., Hara T.). 2001. P. 160–161.
- 104. Matsuoka K., Horikawa S., Shiraiwa T., Muravyev Y.D., Salamatin A.N., Ovsyannikov A.A., Maeno H., Ohi M. Radio Echo Sounding at the Summit Ice Cap of the Ushkovsky Volcano, Kamchatka // Cryospheric Studies in Kamchatka. V. II. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University, 1999. P. 20–24.
- Mountain Ice and Water / Edited by Gregory B. Greenwood and J.F. Shroder, Jr. Elsevier.
 2016. 388 p. ISBN: 978-0-444-63787-1. ISSN: 0928-2025.
- 106. Muravyev Y.D. Present-day Glaciation in Kamchatka Distribution of Glaciers and Snow // Cryospheric Studies in Kamchatka. V. II. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University, 1999. P. 1–7.
- 107. Muravyev Y.D., Shiraiwa T., Yamaguchi S., Matsumoto T., Nishimura K., Koshima S., Ovsyannikov A.A. Mass balance of glacier in condition of maritime climate – Koryto glacier in Kamchatka, Russia // Cryospheric Studies in Kamchatka. V. II. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University, 1999. P. 51–61.
- 108. Nishimura K., Shiraiwa T., Matsumoto T., Muravyev Y.D. Meteorological Observations in the Koryto Glacier, Kamchatka, 1997 // Cryospheric Studies in Kamchatka. V. II. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University, 1999. P. 62–69.
- Paul F., Barrand N.E., Baumann S., Berthier E., Bolch T., Casey K., Frey H., Joshi S.P., Konovalov V., Le Bris R., Moë Lg N., Nosenko G., Nuth C., Pope A., Racoviteanu A., Rastner P., Raup B., Scharrer K., Steffen S., Winsvold S. On the accuracy of glacier outlines derived, from remote-sensing data // Annals of Glaciology. 2013. V. 54 (63). P. 171–182. DOI: 10.3189/2013AoG63A296

- Paul F., Barry R.G., Cogley J.G., Frey H., Haeberli W., Ohmura A., Ommanney C.S.L., Raup B., Rivera A., Zemp M. Recommendations for the Compilation of Glacier Inventory Data from Digital Sources // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (53). P. 119–126.
- 111. Paul F., Frey H., Le Bris R. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results // Annals of Glaciology. 2011. V. 52. № 59. P. 144–152. DOI: 10.3189/172756411799096295
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. Issue 21. L21402. DOI: 10.1029/2004GL020816
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Hock R., Kienholz C., Rich J., Bolch T., Mölg N, Paul F., Rastner P., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.O., Kaser G., Miles E.S., Moholdt G., Radić V., Raup B.H., Sharp M.J., Andreassen L.M., Bajracharya S., Mool P., Barrand N.E., Beedle M.J., Berthier E., Bhambri R., Brown I., De Angelis H., Mercer A., Burgess D.O., Burgess E.W., Herreid S., Cawkwell F., Chinn T., Copland L., Cullen N.J., Sirguey P., Davies B., Glasser N.F., Fountain A.G., Frey H., Le Bris R., Giffen B.A., Gurney S.D., Hagg W., Hall D.K., Haritashya U.K., Hartmann G., Howat I., Negrete A., Jiskoot H., Khromova T.E., Kutuzov S., Lavrentiev I., Nosenko G., Klein A., Kohler J., König M., Kriegel D., Li X., Wu L.Z., Manley W.F., Mayer C., Menounos B., Wheate R., Nuth C., Osmonov A., Pettersson R., Racoviteanu A., Ranzi R., Sarikaya M.A., Schneider C., Sigurðsson O., Stokes C.R., Wolken G.J., Wyatt F.R. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journal of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552.
- 114. Racoviteanu A.E., Paul F., Raup B., Khalsa S.J.S., Armstrong R. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA // Annals of Glaciology. 2009. V. 50. № 53. P. 53–69. DOI: 10.3189/172756410790595804
- 115. *Rau F., Mauz F., Vogt S., Khalsa S.J.S., Raup B.* Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual. Version 1.0. 2005.
- 116. Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p.
- 117. Salamatin A.N., Muravyev Y.D, Shiraiwa T., Matsuoka K. Modelling Dynamics of Glaciers in Volcanic Craters // Cryospheric Studies in Kamchatka. V. II. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University, 1999. P. 25–42.
- 118. *Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A.* Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and

PRECIS regional climate model // Journal of Geophys. Research. 2010. V. 115. D16107. DOI:10.1029/2009JD012976

- 119. Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T. Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // The Cryosphere. 2014. V. 8. P. 2367–2379.
- 120. Shiraiwa T., Muravyev Ya.D., Kameda T., Fumihiko N., Toyama Y., Takahashi A., *Ovsyannikov A.A., Salamatin A.N., Yamagata K.* Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole thermometry // Journal of Glaciology. 2001. V. 47. № 158. P. 423–432.
- Solomina O.N., Muravyev Ya.D., Shiraiwa T., Yamagata K. Lichenometric Studies of Moraines in Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia // Cryospheric Studies in Kamchatka. V. II. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University, 1999. P. 76–78.
- 122. Solomina O., Wiles G., Shiraiwa T., D'Arrigo R. Multiproxy records of climate variability for Kamchatka for the past 400 years // Climate of the Past. 2007. V. 3. № 1. P. 119–128.
- Sugiyama S., Naruse R., Muravyev Ya.D. Surface strain anomaly induced by the storage and drainage of englacial water in Koryto glacier, Kamchatka, Russia // Annals of Glaciology. 2005. T. 40. P. 232–236.
- 124. Surazakov A.B., Aizen V.B., Aizen E.M., Nikitin S.A. Glacier changes in the Siberian Altai Mountains, Ob river basin, (1952–2006) estimated with high resolution imagery // Environmental Research Letters. 2007. Vol. 2. №4. 045017 (7 pp.). DOI:10.1088/1748-9326/2/4/045017
- 125. Tachikawa T., Kaku M., Iwasaki A., Gesch D., Oimoen M., Zhang Z., Danielson J., Krieger T., Curtis B., Haase J., Abrams M., Robert Crippen R., Carabajal C. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 Summary of Validation Results. 2011. 27 p.
- 126. Tryggvason E. Earthquakes, jökulhlaups and subglacial eruptions // Jökull. 1960. № 10. P.
 18–22.
- Yamaguchi S., Naruse R., Shiraiwa T. Climate reconstruction since the Little Ice Age by modelling Koryto glacier, Kamchatka Peninsula, Russia // Journal of Glaciology. 2008. V. 54. P. 125–130.
- 128. Yamaguchi S., Naruse R., Sugiyama S., Matsumoto T., Murav'yev Y.D. Initial investigations of dynamics of the maritime Koryto glacier, Kamchatka, Russia // Journal of Glaciology. 2003. V. 49. № 165. P. 173–178.

- 129. Yamaguchi S., Sawagaki T., Matsumoto T., Muravyev Y. D., Naruse R. Influence of Debris Cover on Ogive-like Surface Morphology of Bilchenok Glacier in Kamchatka // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2007. V. 39. № 2. P. 332–339.
- 130. Yamaguchi S., Shiraiwa T., Muravyev Y.D., Glazirin G.E., Naruse R. Flow of Koryto Glacier in the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia // Cryospheric Studies in Kamchatka. V. I. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University, 1997. P. 87–92.

Список рисунков

Рис. 1.1. Физическая карта Камчатки [Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997]

Рис. 1.2. Районы и узлы оледенения Камчатки: 1 – северная часть Срединного хребта; 2 – вулканический массив Алней-Чашаконджа; 3 – вулкан Шивелуч; 4 – Ключевская группа вулканов; 5 – вулкан Шиш; 6 – Ичинский вулкан; 7 – хребет Тумрок; 8 – хребет Гамчен, вулканы Высокий и Гамчен; 9 – Чажминский хребет; 10 – Кроноцкий полуостров; 11 – вулкан Кроноцкий; 12 – вулкана Крашенинникова; 13 – вулкан Большой Семячик; 14 – Валагинский и Ганальский хребты; 15 – вулкан Жупановский; 16 – Авачинская группа вулканов; 17 – вулкан Мутновский; 18 – вулканы Камбальный и Кошелева. Гидрометеостанции: I – Усть-Воямполка, II – Ключи, III – Кроноки, IV – Эссо, V – Петропавловск-Камчатский

Рис. 1.3. Снежник, перекрытый чехлом вулканогенного материала в районе Авачинского вулкана. Август 2011 г.

Рис. 1.4. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Усть-Воямполка

Рис. 1.5. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Ключи

Рис. 1.6. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Эссо

Рис. 1.7. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (а) и сумм осадков с октября по май (б) на ГМС Петропавловск-Камчатский

Рис. 2.1. Строение ледникового купола Горшкова на вулкане Ушковский по данным наземного радиозондирования и геодезических измерений: **a** – профили радиолокационных измерений (1, 2, 3 – отдельные маршруты); **б** – поверхность ледника; **в** – толщина льда; **г** – подлёдный рельеф [*Мачерет, 2006*]

Рис. 2.2. Строение ледника Корыто по данным наземного радиозондирования: **а** – профили измерений на снимке ASTER 2000 г.; **б** – высота поверхности; **в** – толщина льда; **г** – подлёдный рельеф [*Macheret et. al., 2001*]

Рис. 3.1. Результаты дешифрирования границ ледников тестового района Аляски разными исследователями с применением ручного и автоматических методов дешифрирования. В подложки копия изображения с сервиса «Google MapsTM», © 2013 DigitalGlobe, GeoEye [*Paul et al., 2013*]

Рис. 3.2. Границы ледников на вулкане Шивелуч: 1 – ручное дешифрирование спутниковых снимков WorldView-2 от 04.09.2013; 2 – автоматизированное дешифрирование (данные Randolph Glacier Inventory 5.0 на 03.08.2011)

Рис. 3.3. Заморененность ледников в районе Ключевского вулкана. Границы ледников определены по снимкам высокого разрешения (см. подраздел 4.3.1). В подложке (**a**) спутниковый снимок Landsat 5 от 03.08.2011. Во врезке (**б**) приведён фрагмент спутникового снимка GeoEye-1 от 23.07.2012

Рис. 4.1. Схема оледенения северной части Срединного хребта на начало XXI в. В подложке спутниковые снимки ASTER от 18.08.2002 (четыре снимка вдоль Срединного хребта) и Landsat от 03.08.2011. Цифрами обозначены ледники: 1 – Хайлюлинский, 2 – Начикинский, 3 – Кевеней, 4 – Гречишкина, 5 – Хувхойтун, 6 – Слюнина, 7 – Правый Еловский

Рис. 4.2. Ледник Гречишкина. Июль 2014 г. Фото Я.Д. Муравьева

Рис. 4.3. Изменение положения границы языка ледника Слюнина в 1950-2002 гг.

Рис. 4.4. Ледник площадью 1,18±0,06 км² (в 2002 г.), не зарегистрированный в Каталоге. В подложке спутниковый снимок ASTER от 18.08.2002

Рис. 4.5. Ледник площадью 0,43±0,02 км² (в 2002 г.), не зарегистрированный в Каталоге. В подложке спутниковый снимок ASTER от 18.08.2002

Рис. 4.6. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их размеров с 1950 по 2002 г.

Рис. 4.7. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2002 г.

Рис. 4.8. Схема современного оледенения вулканического массива Алней-Чашаконджа. В подложке спутниковые снимки WorldView-2 от 20.07.2010 (западный) и 01.08.2012 (восточный)

Рис. 4.9. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их размеров с 1950 по 2010 г.

Рис. 4.10. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2010 г.

Рис. 4.11. Схема современного оледенения Ичинского вулкана. В подложке спутниковые снимки WorldView-2 от 04.08.2011 (западный) и 10.09.2014 (восточный)

Рис. 4.12. Схема современного оледенения Кроноцкого полуострова. В подложке спутниковый снимок Landsat от 02.09.2013

Рис. 4.14. Изменение площади ледников Кроноцкого полуострова в зависимости от их экспозиции с 1957 по 2013 г.

Рис. 4.15. Фронт ледника Корыто. Август 1997 г. Фото Я.Д. Муравьева

Рис. 4.16. Схема современного оледенения Ключевской группы вулканов. Ледники: 1) Козыревский (№159); 2) Ушковский (№160); 3) №161 4) Эульченок (№163); 5) Средний (№164); 6) Обвальный (нет в Каталоге); 7) Влодавца (№166); 8) Сопочный (№167); 9) Келля (№168); 10) Пийпа (№169); 11) Шмидта (№172); 12) Каменский (№173); 13) Желтый (№174); 14) №144; 15) Попкова (№145); 16) №146; 17) Черемошный (№147); 18) №149; 19) Капелька (№150); 20) Даечный (№151); 21) Виноградова (№152); 22) Будникова (№153); 23) Бараний (№154); 24) Института вулканологии (№155); 25) №156; 26) Толбачинский (№157). В подложке снимок Landsat от 03.08.2011

Рис. 4.17. Покрытие района Ключевской группы вулканов современными спутниковыми снимками: 1) ASTER от 19.07.2012; 2) WorldView-2 от 09.09.2013; 3) WorldView-2 от 20.07.2010; 4) GeoEye-1 от 23.07.2012; 5) GeoEye-1 от 04.07.2013; 6) GeoEye-1 от 01.09.2011; 7) GeoEye-1 от 23.07.2012

Рис. 4.18. Продвижение фронта ледника Эрмана в 1949–2015 гг. В подложке снимок ASTER от 19.07.2012 [*Муравьев, Муравьев, 2016*]

Рис. 4.19. Фронт ледника Эрмана в долине р. Сухая. Август 2015 г.

Рис. 4.20. Фронт ледника Эрмана в долине р. Крутенькая. Август 2015 г.

Рис. 4.21. Ледник Шмидта. Апрель 2016 г. Фото Ю.В. Демянчука

Рис. 4.22. Долинная часть ледника Бильченок. Август 2014 г.

Рис. 4.23. Изменения положения фронта ледника Бильченок в 1949–2015 гг.

Рис. 4.24. Фронт ледника Эульченок. Август 2015 г.

Рис. 4.25. Фронт ледника Черемошный. Август 2011 г.

Рис. 4.26. Фронт ледника Института вулканологии. Август 2012 г.

Рис. 4.27. Схема современного оледенения вулкана Шивелуч. В подложке спутниковый снимок WorldView-2 от 04.09.2013

Рис. 4.28. Схема современного оледенения Авачинской группы вулканов. В подложке спутниковый снимок Landsat от 09.09.2013. Цифрами отмечены следующие ледники, не зарегистрированные в Каталоге: 1 – Дианы, 2 – Камбальный, 3 – Печёнкина, 4 – Скрытый, 5 – № 272-А

Рис. 4.29. Ледник Козельский в августе 2015 г.

Рис. 4.30. Положения фронта ледника Козельский в 1967–2015 гг. В подложке спутниковый снимок GeoEye от 16.06.2009

Рис. 4.31. Фронт ледника Камбальный в августе 2011 г.

Рис. 4.32. Схема современного оледенения Мутновского вулкана. В подложке спутниковый снимок GeoEye-1 от 05.09.2012. Ледники, не представленные в Каталоге: 1 – Песчанского, 2 – Тронова, 3 – Тушинского, 4 – Клешня

Рис. 4.33. Схема современного оледенения Жупановского вулкана. В подложке космический снимок ASTER от 23.08.2013

Рис. 4.34. Схема современного оледенения вулкана Большой Семячик. В подложке спутниковый снимок GeoEye-1 от 29.08.2011

Рис. 4.25. Схема современного оледенения вулкана Кроноцкий. В подложке спутниковые снимки WorldView-2 от 02.08.2011 (западный) и 07.09.2011 (восточный)

Рис. 4.36. Схема современного оледенения вулкана Гамчен. В подложке спутниковый снимок WorldView-2 от 07.09.2011

Рис. 4.37. Схема современного оледенения хребтов Гамчен и Чажминский. В подложке панхроматические каналы спутниковых снимков Landsat (сенсор OLI/TIRS) от 12.09.2014 (западный) и 29.08.2014 (восточный)

Рис. 4.38. Схема современного оледенения хребта Тумрок. В подложке панхроматический канал спутникового снимка Landsat от 12.09.2014

Рис. 4.39. Схема современного оледенения хребтов Валагинский и Ганальский. В подложке спутниковые снимки IKONOS от 21.07.2007 (западный) и 11.09.2007 (два восточных снимка)

Рис. 4.40. Каменный глетчер, обнаруженный на месте расположения ледника № 138. В подложке спутниковый снимок IKONOS от 11.09.2007

Рис. 4.41. Изменение площади оледенения ряда районов оледенения Камчатки с середины XX по начало XXI века. Районы и узлы оледенения Камчатки: I – северная часть Срединного хребта; II – вулканический массив Алней-Чашаконджа; III – Ичинский вулкан; IV – Ключевская группа вулканов; V – Кроноцкий полуостров; VI – Авачинская группа вулканов; VII – вулкан Мутновский.

Рис. 4.42. Сопоставление данных дешифрирования границ ледников, выполненного ручным методом (данная работа) и автоматизированным методом (RGI 5.0) в районе Ключевского вулкана. В подложке снимок Landsat от 03.08.2011

Список таблиц

Таблица 1.1. Распределение ледников Камчатки по группам гляциологических районов

Таблица 4.1. Распределение по размерам ледников, обнаруженных на снимках ASTER (18.08.2002), но не идентифицированных по Каталогу ледников СССР [*Муравьев, Носенко, 2013*]

Таблица 4.2. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их размеров с 1950 по 2002 гг. [*Муравьев, Носенко, 2013*]

Таблица 4.3. Изменение площади ледников северной части Срединного хребта в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2002 г.

Таблица 4.4. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их размеров с 1950 по 2010 г.

Таблица 4.5. Изменение площади ледников массива Алней-Чашаконджа в зависимости от их экспозиции с 1950 по 2010 г.

Таблица 4.6. Изменение площади ледников Ичинского вулкана со времени каталогизации по 2011–2014 гг.

Таблица 4.7. Изменение площади ледников Кроноцкого полуострова в зависимости от их размеров с 1957 по 2013 г.

Таблица 4.8. Изменение площади ледников Кроноцкого полуострова в зависимости от их экспозиции с 1957 по 2013 г.

Таблица 4.9. Данные массбалансовых наблюдений на леднике Корыто [*Muravyev et.al., 1999*] **Таблица 4.10.** Изменения площади ледников Ключевской группы вулканов с 1949–1950 по 2010–2015 гг.

Таблица 4.11. Изменение площади ледника Эрмана и продвижение его фронта за 1949–2015 гг.

Таблица 4.12. Изменение площади ледников вулкана Шивелуч с 1950 (по данным Каталога) по 2013 г.

Таблица 4.13. Изменение площади ледников Авачинской группы вулканов с 1950 (по данным Каталога) по 2012–2013 гг.

Таблица 4.14. Изменения положения фронта и площади языковой части ледника Козельский в 1967–2015 гг.

Таблица 4.15. Изменение площади ледников вулкана Мутновский с 1950 по 2012 г. по данным дешифрирования спутниковых и аэрофото- снимков

Таблица 4.16. Данные о площадях ледников вулкана Мутновский в 1950–2012 гг. по материалам разных источников

Таблица 4.17. Изменение площади ледников вулкана Жупановский с 1950 по 2011–2013 гг.

Таблица 4.18. Изменение площади ледника Кропоткина во второй половине XX – начале XXI вв. по данным разных источников

Таблица 4.19. Современное распределение ледников по гляциологическим районам Камчатки

Таблица 4.20. Изменение площади оледенения районов оледенения Камчатки с середины XX по начало XXI века (для ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках и зарегистрированных в Каталоге)