

Государственный Комитет Российской Федерации
по высшему образованию
Дальневосточный государственный университет
Геофизический факультет

На правах рукописи

УДК 551.4

САЗЫКИН АНДРЕЙ МИХАЙЛОВИЧ

СПЕЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ БУРЕЙНСКОГО НАГОРЬЯ

1.00.04 - геоморфология и эволюционная география

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т
диссертации на соискание ученой
степени кандидата географических наук

Владивосток - 1994

Работа выполнена на кафедре физической географии
завершающем этапе на кафедре географии стран АТР Дальне-
го государственного университета.

Научный руководитель - кандидат географических наук
доцент Ю. К. Ивашинников

Официальные оппоненты: доктор географических наук,
профессор А. М. Короткий

кандидат географических наук
А. Н. Махинов

Ведущая организация - Амурский комплексный научно-
исследовательский институт ДВО РАН (г. Благовещенск).

Защита состоится 28 февраля 1994 г. в 10 часов на
заседании специализированного совета К 200.24.01 по присужде-
нию степени кандидата географических наук при Тихоокеан-
ском институте географии ДВО РАН по адресу: 690041, Влад-
ивосток, ул. Радио, 7.

С диссертацией можно ознакомиться в Библиотечном
Тихоокеанского института географии

Автореферат разослан 27 января 1994 г.

Ученый секретарь
специализированного совета,
кандидат географических наук



Г. П. С

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

АКТУАЛЬНОСТЬ ТЕМЫ. Проблема четвертичного оледенения остается одной из сложнейших и дискуссионных в геоморфологии и палеогеографии. С данными вопросами приходится сталкиваться при поиске россыпных месторождений полезных ископаемых, строительстве дорог, горнодобывающих предприятий и других сооружений в зоне распространения гляциального и перигляциального рельефа.

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ. Основной целью работы является комплексное изучение морфологии и отложений древнеледниковой морфоскульптуры и связанных с ней образований, выявление характера древнего оледенения. С этим сопряжено решение следующих задач:

1. Анализ факторов горного оледенения;
2. Выявление диагностирующих признаков ледниковых и доледниковых форм рельефа и отложений;
3. Морфологический и морфометрический анализ ледникового рельефа
4. Определение масштабов, кратности, возраста и характера этих оледенений;

НАУЧНАЯ НОВИЗНА. В работе на основе анализа гляциального рельефа и прилегающей обстановки рассмотрены факторы четвертичного оледенения. Дано детальное описание ледниковой морфоскульптуры и впервые для Буреинского нагорья выделены различные типы доледникового рельефа. Определены масштабы четвертичного оледенения и доказывается преувеличение его предыдущими исследователями (Чемиков, 1961). Составлены схемы и выявлены особенности древнего оледенения различных районов Буреинского нагорья. Выявляется двухкратность и верхнечетвертичный возраст оледенения. Произведена оценка высоты современной снеговой линии и ледниковых эпох.

ПРАКТИЧЕСКАЯ ЦЕННОСТЬ РАБОТЫ. Положения и выводы, содержащиеся в работе могут найти применение в геологосъемочных и поисковых работах объединениях "Дальгеология" и "Амурзолото", при решении ряда задач связанных с проектированием и строительством горнодобывающих предприятий и других сооружений. Материал использован при геоботанических и ландшафтных исследованиях в пораздельных районах хребтов Ям-Алинь и Бадхальский (ЛПИ И ДВГУ) и в учебном процессе на

АПРОБАЦИЯ РАБОТЫ. Результаты исследований по теме докладывались на научных конференциях профессорско-преподавательского состава ДВГУ (1983-1991), на 8-10 конференциях географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 1981, 1987), на научном семинаре лаборатории палеогеографии МГУ на конференции "Арсеньевские чтения" (Уссурийск, 1992).

ПУБЛИКАЦИИ. По теме диссертации опубликовано 16 работ, в том числе одна депонированная монография.

ОБЪЕМ РАБОТЫ. Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения, изложенных на 195 страницах машинописного текста. Включает также 33 рисунка, 11 таблиц. Список используемой литературы содержит 242 наименования, в том числе 28 на иностранных языках.

Изучение гляциального рельефа Буреинского нагорья проводилось автором в 1980-1992 гг. Комплекс полевых работ включал маршрутные исследования, картирование гляциального рельефа и разрезов, проведение ландшафтных работ. Лабораторной обработкой (гранулометрическому, шлиховому, диатомовому и палинологическому анализам) было подвергнуто 78 образцов рыхлых отложений. Широко использовались картометрические методы.

Автор выражает благодарность за научное руководство, научные консультации, советы, проведение анализов и техническую помощь к. г. н. Ю. К. Ивашиникову, д. г. н. Л. Н. Ивановскому, к. г. н. Ю. А. Микшишину, к. г. н. В. Н. Канишеву, к. г. н. Е. Н. Рябинину, Т. А. Ивашиниковой.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

1. Состояние вопроса и методика исследования

Многие вопросы четвертичного оледенения юга Дальнего Востока остаются дискуссионными. Это объясняется малой изученностью и труднодоступностью районов горного оледенения, бедностью и неудовлетворительной сохранностью органических остатков в ледяных и сопутствующих отложениях, разрушением гляциального рельефа современными геоморфологическими процессами, недостаточной разработанностью диагностики ледникового рельефа и отложений. Четвертичное оледенение Буреинского нагорья изучали К. А. Мекеров, В. В. Никольская, В. К. Шевченко, В. И. Готванский и др. Не была оценена количественно ледниковых эпох, их возраста, характера

и масштаба оледенений. Наиболее детальные исследования провел Ю. Ф. Чемяков, который выделил на юге Дальнего Востока 4 оледенения (кыранское, ямалинское, муниканское и селитканское), синхронные ледниковым эпохам Сибири, имевшие горно-долинный и местами даже покровный характер. Однако в настоящее время все более утверждается мнение о позднеплейстоценовом возрасте и двухкратности оледенения Буреинского нагорья, которое охватило лишь привершинный пояс имея горно-долинный и каровый характер.

Сомнительным является также представления о широкомасштабности и многократности четвертичного оледенения Сахалина. Это подтверждается данными по Японии, где в последнее время утвердилось мнение о небольших размерах оледенения только в наиболее высоких горах, синхронных раннему и позднему вюрму. Представления о широком распространении ледников в Восточном Китае вплоть до равнинных территорий, доминирующие в течении 70 лет с работ Ли Сы-гуана (1952), начинают уступать мнению о их локальности.

Труднодоступность и слабая изученность районов горного оледенения, бедность органических остатков, обширность рассматриваемой территории обусловило необходимость применения комплекса методов для изучения поставленных вопросов. Широко использовались общие (традиционные) методы научных географических исследований: сравнительно-географический и исторический. Недостаток аналитических методов компенсировался широким применением другого традиционного метода - картографического. Для территории Буреинского нагорья проанализированы данные об ориентировке и высотном уровне всех каров. Диагностика ледниковых и псевдолодниковых образований основывалась на совокупности геоморфологических, палеогеографических, ландшафтных, геоботанических и литологических методов. Основным методом в гляциальной геоморфологии остается морфологический. Для определения причин заложения каров и выплывания речных перехватов использовались частные методы структурно-геоморфологического анализа.

2. Основные особенности природных условий юга Дальнего Востока и факторы четвертичного оледенения

Окраиноазиатское положение исследуемого региона обуславливает наличие отчетливых черт муссонности, что вызывает сезонные особенности термического и ветрового режима, годового кода осадков.

дков. Зимой типична сухая холодная погода, зависящая от воздушных масс сибирского антициклона. Летом морские воздушные массы обуславливают умеренно влажную погоду. Из 700-1200 мм годовых осадков в горах твердые составляют 8-10%. Среднегодовые температуры в привершинном поясе гор составляют от $-6,0^{\circ}$ до $-14,0^{\circ}$ при температурном вертикальном градиенте $0,5^{\circ}-1,0^{\circ}$ на каждые 100 (среднее $0,6^{\circ}$). Ветровой режим зависит от циклонической смены воздушных масс и топографии региона. В зимнее время резко преобладают северо-западные, летом - юго-восточные ветры.

На климат северной и восточной частей Буреинского нагорья сильное влияние оказывает Охотское море. Формирующийся здесь охотоморский антициклон обуславливает образование местного пояса холода, отклоняет перенос западных воздушных масс сибирского антициклона и способствует проникновению влажных воздушных масс в пределы материковой части Южного Приохотья. Последнее ярко проявляется в меридиональном перемещении воздушных масс по Амурсо-Тугурскому "коридору". Это сильно сказывается на высоте нижней границы хлорофитной зоны, вычисленной методом экстраполяции средней продолжительности устойчивого снежного покрова. Если для центральной части Буреинского нагорья она составляет 3400-3800 м, то на склонах гор, обращенных к Охотскому морю - 2000-2600 м.

Основные особенности циркуляции воздушных масс безусловны сохранились в коллидные эпохи плейстоцена. Охотоморское влияние на территорию должно было уменьшаться в связи со значительным отступанием береговой линии в результате регрессии и усилением антициклональной деятельности сибирского максимума. Основное изменение климатической обстановки состояло в значительном понижении температуры. Прогрессирующее похолодание в плейстоцене проявляющееся через климатические флуктуации явилось основным фактором появления оледенения в позднем плейстоцене. Понижение температуры периода оледенений оценивается на юге Дальнего Востока в $6-9^{\circ}$. Повышенной континентальностью климата в конце позднего плейстоцена объясняются меньшие размеры оледенения по сравнению с началом позднего плейстоцена.

Другой основной фактор, обусловивший появление оледенения в позднем плейстоцене, связан с тектоническим поднятием, благодаря которому горы достигли высоты снеговой линии холодных эпох. Амплитуда поднятия горных районов юга Дальнего Востока за плейстоцен оценивается в 200-500 м при средней скорости

0,5-1,5 км/год. Тектоническое воздымание в позднем плейстоцене голоцене составляет 50-100 м.

В своем большинстве горы юга Дальнего Востока имеют массивно-глибовые очертания с уплощенными и округловершинными водораделами. Альпинотипный облик хребты приобретают в пределах развития горно-долинного оледенения (Баджалский, Тайканский, Эзоп). Увеличение расчлененности рельефа привершинной части гор в позднем плейстоцене при первом оледенении изменило условия снегонакопления в период второго: цирки явились ловушками-снегонакопителями, формируя вложенные и ступенчатые кары; увеличилось различие в поступлении солнечной радиации на склонах разной экспозиции. Районы с уплощенными вершинными поверхностями (Буреинский, Эткиль-Янкан, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Меванджа) характеризуются снижением высоты снеговой линии, увеличением количества нивальных форм рельефа и усилением роли метелевого переноса.

Высокогорье юга Дальнего Востока отличается максимальной активностью геоморфологических процессов, которая в ледниковые периоды возрастала еще сильнее при значительно большем площадном распространении в пределах гляциальной и перигляциальной зон. В послеледниковый период максимальная активность приходилась на криогенные и аккумулятивно-эрозионные процессы.

Комплекс современных и прошлых геоморфологических процессов в каждой конкретной ситуации приводит к разрушению или подновлению экзарационных форм, разрушению моренных и флювиогляциальных отложений, формированию скульптурных и аккумулятивных псевдолодниковых образований. Все это создает очень сложную картину, интерпретация которой вызывает многочисленные дискуссии.

3. Морфология и распространение каров Буреинского нагорья

Наиболее типичная форма ледникового рельефа - кары, морфология которых разнообразна, определяется их возрастом, характером оледенения, морфологией и высотой вершинной поверхности, направленностью и активностью послеледниковых геоморфологических процессов, литологией, контролирующей деятельностью дилэтивных нарушений и другими факторами.

Ледниковые кары имеют как правило хорошую сохранность и их интерпретация не вызывает существенных трудностей. Это крупные чашеобразные формы рельефа размером 0,5-1,5 км с высотой стенок

200-600 м. Днища каров обычно заполнено кореной и склоновыми отложениями. Вогнутые днища с озерами встречаются чаще в более холодной и гумидной северной и северо-восточной части Буреинского нагорья. Кары северной экспозиции нередко подновляются нивацией.

Хуже морфологическая выраженность каров южной экспозиции, склоны которых сильно выположены. Связано это с меньшими размерами оледенения и более активными склоновыми процессами медленного перемещения материала. В северной части Буреинского нагорья, особенно в Тайканском хребте встречаются крупные цирки южной экспозиции, не имеющие плоского днища, ригеля и каровой морены. Возможно это связано с быстрым развитием ледников и цирки не успевали выработаться. Разрушению цирков способствует глубинная эрозия, отличающаяся из-за близости к Охотскому морю высокой активностью. Плохую морфологическую выраженность имеют кары выработанные в осадочных породах. В целом кары плохой сохранности или морфологической выраженности составляют 10-15% от общего количества.

За сильно разрушенные кары принимаются широкие водосборные воронки верховьев рек, в формировании которых в действительности принимали участие склоновые процессы в зоне отсутствия линейной эрозии и нивация. Отнесение Ю. Ф. Чемяковым (1961) данных форм рельефа к ледниковым привело к значительному преувеличению размеров древнего оледенения и ошибкам в определении снеговой линии. Кроме того все кары им отнесены к последнему позднечетвертичному оледенению, когда подавляющая их часть сформирована в первой половине позднего плейстоцена при первом оледенении.

Кроме ледниковых цирков широкое распространение имеют нивальные и нивально-ледниковые кары, сформированные обычно при втором оледенении. Нивальные ниши расположены преимущественно в горных районах с выположенными вершинными поверхностями.

В размещении и морфологии каров немаловажное значение имеют структурно-геологические и литологические особенности местности: разрывные нарушения, кольцевые и блоковые структуры, сейсмичность, денудационная устойчивость пород, их трещиноватость и ветрелость. При этом роль геологического фактора на разных стадиях эволюции каров различна. Первичная аккумуляция снега и зарождение нивальных и затем ледниковых форм происходит по понижениям рельефа, приуроченным к геологически неоднородным участкам склонов, зонам пониженной денудационной устойчивости, зачастую

связанных с разрывными нарушениями. Очень часто наблюдается соответствие стенок каров тектоническим разломам, а днища иногда контролируются грабеноподобными и сдвиговыми структурами. При пересечении дизъюнктивов может формироваться закручивающийся цирк, а в зоне параллельных водоразделу развиваются короткие широкие цирки. Ступенчатые кары также привязаны к тектоническим нарушениям. Часто расположение ледниковых цирков контролируется морфоструктурами центрального типа, что особенно хорошо заметно в Баджальском хребте. В послеледниковое время разрушение цирков более активно протекает по зонам тектонических нарушений. Наибольшее влияние геологического фактора сказывается в том, что в районах развития пород изверженного и метаморфического типа кары выражены четче, размеры больше, чем в сланцах, песчаниках и других осадочных породах. В Буреинском нагорье примерно 60% каров расположено в интрузивных и эффузивных породах, 30% - осадочно-вулканических и 10% в осадочных. В хр. Эзоп наибольшая плотность цирков приходится на меловые эффузивные (0,48 ед/кв. км) и интрузивные породы (0,43), меньше на осадочные (0,37), которые отличаются еще и очень малыми размерами (Рябинин, Сазыкин, 1993).

Для реконструкции палеогеографической обстановки ледникового периода проанализировано высотное положение и ориентировка каров по странам света. Были изучены все 2206 каров юга Российского Дальнего Востока. Основная закономерность расположения каров - преобладание северной экспозиции (15-56%, среднее 22,3), а с учетом смежных румбов составляет 47-77% (среднее 55%). Особенно сильно влияние различий поступления солнечной радиации противоположных склонов характерно для субширотных хребтов (Баджальский, Эзоп, Эткиль-Янкан и др.), маловысотных (Турана, Эткиль-Янкан) и для хребтов восточного фланга Буреинского нагорья где преобладает меридиональный перенос воздушных масс (Тыльский, Меванджа, Эткиль-Янкан). Наименьшее значение каров северной ориентировки характерно для более высоких и северных хребтов.

Повышенное количество каров южной ориентировки возможно только в условиях интенсивного метелевого переноса северными ветрами, что имеет место главным образом в хребтах восточной части Буреинского нагорья (11-22%).

Муссонная циркуляция атмосферы обуславливает асимметричные розы-диаграммы ориентировки каров Буреинского нагорья с преобладанием восточной экспозиции над западной. Исключением являют-

ся некоторые районы западной части Буреинского нагорья, вдоль фланга которого прорываются охотонорские воздушные массы. Влияние метелевого переноса снижается по мере увеличения высоты и расчлененности водоразделов.

Сильно отличаются розы-диаграммы ориентировки каров первого и второго оледенений. Изометричность роз-диаграмм ориентировки каров позднего юржа связана с неблагоприятными условиями их развития и повышением роли метелевого переноса в условиях более сухого климата и на верхнем пределе оледенения.

Морфология и морфометрия каров Буреинского нагорья отражает их высотную двухъярусность и двухступенчатость, что мы связываем с двухкратностью юржского оледенения. Кары Буреинского нагорья имеют разброс высотного расположения от 1000 до 1900 м, хотя крайние значения очень редки. В пределах одного хребта и экспозиции амплитуда их высот составляет до 200, реже 300 м, а разница в гипсометрии соседних каров редко достигает 100 м. Увеличение разброса каров происходит в основном на подветренных склонах.

Можно выделить следующие факторы, обуславливающие высотное расположение каров. 1. Ориентировка каров: кары южной экспозиции в среднем на 100 м ниже северных. 2. Высота вершинной поверхности: повышение уровня каров с высотой местности связано, во-первых, с увеличением континентальности климата, во-вторых, тектоническим поднятием и, в-третьих, с более высоким положением доледниковых впадин, ставших ловушками для накопления снега. 3. Гумидность климата: районы испытывающие влияние моря характеризуются низким положением ледниковых форм рельефа (Хр. Ыльский и др.), малой положительной разностью оледенения и повышенным разбросом гипсометрии отдельных каров. 4. Широта местности. Снижение высотного расположения каров с юга на север является естественным следствием выхолаживания климата, однако в условиях Буреинского нагорья данный фактор прослеживается с трудом из-за небольших размеров нагорья и большей значимости других воздействий. 5. Характер вершинной поверхности. Округлые или плоские очертания вершин благоприятствуют метелевому переносу и вызывают снижение уровня и повышение разброса гипсометрии каров, их образовании при малой положительной разности оледенения. 6. Ветровая экспозиция. Подветренные (преимущественно юго-восточные) склоны характеризуются большим разбросом высотного

расположения каров, особенно в низкогорных районах. 7. Местный орографический рисунок, вызывающий особенности освещения склонов и направления горно-долинных ветров. 8. Расчлененность рельефа, что влияет на метелевый и лавинный перенос снега и расположение доледниковых ниш.

4. Троговые долины, морены и водно-ледниковые образования

Морфологическое разнообразие троговых и речных долин и трудности диагностики моренных и псевдолодниковых отложений вызывает проблемы в определении размеров древнего оледенения. Осложняет диагностику ледниковых долин сильная последледниковая препарировка, выколаживающая склоны. Плохо выражены в горах Буреинского нагорья плечи трогов. В малых ледниковых долинах, преобладающих в регионе, они отсутствуют или слабо выражены перегибом склонов, фиксирующих предел зоны экзарации. В крупных троговых долинах (реки Тором, Муникая, Тонун и др.) встречаются площадки, которые можно рассматривать как плечи трогов. В истоках р. Тором и его притоков хорошо прослеживается перегиб склона и нередко узкие сильноразрушенные террасовидные поверхности на высоте 150-200 м над дном, что указывает на мощность палеоледника. В долинах р. Лев. Муника (Тайканский хр.) высота и расположение плеч трогов обусловлены структурно-геологическим строением. Ледниковые долины с пологими склонами имеют на плечах трогов слабощные моренные отложения, прослеживаемые до конечной морены (р. Ср. Хейвата). Наличие вложенных трогов в хребтах Буреинского нагорья не подтверждается.

Протяженность троговых долин значительно увеличивается с юга на север, что связано в основном с влиянием Охотского моря нехели с широтой местности. В Баджалском хребте их длина всего 5-7 км, Буреинском 7-8 км, в хр. Эзоп 9-11 км, в Ям-Алине 10-15 км, в хребтах Тайканском и Бюко 12-28 км (р. Тором). Ледниковый генезис р. Муника на протяжении 45 км вызывает сомнения.

Типичной ледниковой формой рельефа являются висячие троговые долины. В южной части Буреинского нагорья их образование связано с разрастанием каров в условиях высокого положения снеговой линии и встречаются редко. Висячие долины северной части расположены при выходе боковых троговых долин в магистральную и типичны в хребтах Тайканский, Тыльский, Ям-Алинь, Бюко, Эзоп.

Дуссе-Алинь. Высота приустьевых уступов составляет от первых десятков до 200 м, что отражает мощность древнего ледника. В отдельных случаях днища висячей троговой долины согласуются с плечом трога магистральной долины.

Продольный профиль троговых долин обычно ступенчатый, что хорошо выражено в северной части, где днища ледниковых долин на значительном протяжении лишены моренных отложений, и связано с особенностями динамики ледников, в частности с акцентрированием неровностей первичного рельефа. Здесь типичны озера, водопады. В южной части нагорья многие троговые долины характеризуются отсутствием в морфологии видимых следов древнего оледенения за исключением моренных отложений.

В формировании ледниковых трогов немаловажное значение имеет геологический фактор. Как и речные, троговые долины обычно приурочены к структурным элементам (разломам, грабенам и др.). Ступенчатость продольного профиля трога вызвана также тектоническими нарушениями и различиями в литологическом строении. Троговые долины (как и кары), расположенные в области распространения пород осадочного комплекса не имеют характерных черт трога: склоны выположены, плечи трогов не выражены, продольный профиль плавный. При выходе троговых долин из области распространения магматических пород к осадочному комплексу образуются уступы высотой до 100 м (р. Бургала, Тайканский хр.) с дальнейшим выполаживанием продольного профиля.

Литология и структура территории имеют огромное значение в образовании плечей трогов и псевдоледниковых ступеней. В хребтах Тайканском и Бую, где отмечается переслаивание вулканогенных толщ с различной денудационной устойчивостью отдельных слоев, образовались пологонаклонные поверхности различного генезиса: плоские вершины, седловины, плечи трога, структурные ступени.

Состав моренных отложений также имеет связь со структурными и литологическими особенностями местности. От частоты и взаиморасположения трещин и других плоскостей ослабления зависит форма и размеры отторгаемых обломков, вовлекаемых в морену.

Литологический состав морен сильно варьирует. Валунно-глыбовый материал составляет 30-70%, размеры глыб достигают 1-5 м, уменьшаясь по мере дальности переноса ледником. В большинстве случаев морены характеризуются повышенным содержанием алевролита (ледниковой муки), что обуславливает цементирование отложений.

К северу моренный заполнитель становится грубее, что обусловлено увеличением дальности переноса материала ледником, перемывом морен при отступании ледника, местами распространением кварцевых порфиров, гранит-порфиров, кварцитов, кремней, грубозернистых песчаников. Соответственно в северных районах плотность морен нередко значительно ниже. Внешний облик морен от "классического" белесого до буровато-серого (выветрелого) цвета, иногда красновато-бурого от цементирующих гидроокислов железа (морена долины р. Сэги - хр. Ям-Алинь).

Наиболее хорошо выражены морены в южной части Буреинского нагорья, где в истоках они часто имеют глетчеровидный облик. Конечные морены преимущественно представляют собой поперечные валы и как правило имеют хорошую сохранность. Боковые морены выражены плохо, т.к. при коротких ледниковых долинах не успевают накопиться и разрушались маргинальными каналами и послеледниковым врезом.

В северной части Буреинского нагорья ширки и верховья троговых долин часто имеют маломощный чехол моренных отложений, много крупных каровых и троговых озер. Конечные морены обычно массивные, в отдельных случаях преобразовывались каменными глетчерами (долина р. Бургала - Тайкавский хр.), нередко подпруживают крупные озера. В большинстве долин конечные морены хорошо сохранились. Широкое распространение имеют боковые морены, частично размывы и перекрыты другими отложениями. Донная морена, как правило, разрушена.

Абсолютные высоты основания конечных морен отражает общие закономерности распространения древних ледников и изменяются от 700-800 м в долинах обращенных к Охотскому морю до 1100-1300 м в центральных и южных частях Буреинского нагорья.

Водно-ледниковые отложения на юге Буреинского нагорья распространены ограниченно. Часто сочленение морены с водно-ледниковыми поверхностями разрушено эрозией и наледями или перекрыто другими отложениями (склоновыми, каменноглетчерными, селевыми и др.). На северо-западе нагорья в долинах рек бассейна Амура моренам раннего вюрма соответствуют водно-ледниковые террасы высотой 8-12 м, а позднего вюрма 4-6 м. В долинах рек, текущих к Эхотскому морю, высота террас значительно больше и зависит от особенностей развития конкретного бассейна. Для малых форм оледенения характерны водно-ледниковые конусы выноса. Образования

типа озов встречаются редко (хр. Эткиль-Янкан), задровые равнины отсутствуют в связи с горным характером оледенения.

5. Псевдоледниковые образования

Динамичность геоморфологических процессов горных районов создает многочисленные формы рельефа имеющие морфологическое сходство с моренами. Генетическая интерпретация осложняется литологическим сходством отложений.

Широкое распространение в привершинном поясе гор имеют каменные глетчеры, впервые описанные нами для Буреинского нагорья и ранее всегда относимые к моренам. Выделяется два типа: присклоновые и долинные. Присклоновые каменные глетчеры представляют собой террасовидные поверхности шириной десятки метров с крутым фронтальным уступом высотой 5-20 м, расположенных у крутых, обычно обвально-осыпных склонов. Современные формы располагаются, как правило, в пределах древнеледниковой зоны, древние нередко значительно ниже троговых участков долин. При нескольких генерациях движения каменных глетчеров образуется лестница из 2-3 ступеней.

Преобразование морен каровых и карово-висячих ледников в каменные глетчеры долинного типа достаточно распространенное явление. В хребтах от Баджалского до Ям-Алиня такие каменные глетчеры имеют характерную языкообразную форму и флюидальную структуру поверхности. Реже встречаются крупные долинные каменные глетчеры, выползающие в магистральные долины и перегораживающие их. Такой каменный глетчер выявлен в долине правого притока р. Герби (Баджалский хр.). Поверхность каменного глетчера валуно-глибовая с многочисленными валами и рвами. Ранее он интерпретировался как морена или сейсмогравитационная структура. В отличие от морен данное образование не пропилено эрозией, что свидетельствует, во-первых, о его молодости, во-вторых, наличии дренирования вод под телом каменного глетчера.

Появившиеся в последние годы сведения о палеосейсмогравитационных структурах в Буреинском нагорье указывает на вероятность 8-9 балльных землетрясений. Несмотря на многочисленность публикаций по палеосейсмогравитационной структуре Омот в Баджалском хребте, геологи продолжают относить данное образование к конечной морене. Наличие стенки отрыва блока отторжения, поверхности

скольжения, следов как минимум двух генераций сейсмообвалов и признаков многочисленных мелких сейсмодислокаций в данном районе однозначно указывает на генезис образования несмотря на морфологическое и литологическое сходство с мореной.

При резкорасчлененном рельефе даже небольшие землетрясения вызывают многочисленные обвалы и оползни, формируя вдоль крутых склонов холмисто-грядовые нагромождения, например, вблизи оз. Суук (Буреинский хр.). Само озеро в отличие от общепринятого мнения имеет тектоническое (или сейсмотектоническое) происхождение, соответствующее грабеновой структуре. С востока оно подпружено конным блоком, частично перекрытым коллювием, а не мореной.

Псевдолодниковый рельеф нередко создают лавины и осыпи. Осыпные нагромождения грубообломочного материала у подножия крутых склонов образованные обвалами, лавинами и осыпями часто протягиваются на значительные расстояния. Неравномерное и неодновременное действие этих процессов и явлений приводит к формированию сложной топографической поверхности таких шлейфов, осыпных валами, грядами, западинами, что придает им мореноподобный облик. Часто они в дальнейшем трансформируются в каменный глетчер. Склоновые гравитационные процессы в холодные эпохи деятельности активизировались, поэтому древние коллювиальные шлейфы нередко располагаются у ныне залесенных склонов.

В широких речных долинах и в предгорьях формируются делювиально-пролювиальные шлейфы. Солифлюкция, термокарст, пучение, авитационные и другие процессы создают мореноподобность томографической поверхности шлейфов. Отнесение пролювиально-делювиальных шлейфов к моренам приводит к наиболее крупным ошибкам в разделении масштабов оледенений, примером чего служат дискуссии по территории Верхне-Зейской депрессии и Восточного Китая.

Аллювиально-пролювиальные отложения часто сложно отличить от флювио-гляциальных или даже моренных образований. Наиболее типичная ошибка связана с отнесением к моренам селевых отложений. Следы прохождения селей многочисленны в горном узле хребта Ям-Алинь, Тайканский, Бюко в верховьях рек текущих к Охотскому морю. Сели преимущественно водокаменные и вододревеснокаменные с периодичностью схода 3-5 лет. Селеподобные осадки формируют также катастрофические ливневые сходы воды. В последующее время при отступании ледника и стаивании снежного покрова селевые процессы были более активны. В частности проблема-

тичным является ледниковый Генезис мощных аккумулятивных (зона) в долине р. Торон при выходе на равнину (хр. Бюко) долине р. Муникая в устье р. Коврижка-Макит (хр. Ям-Алинь).

Солифлюкционные процессы формируют шлейфы и языкообразные формы рельефа, выступающие из эрозионно-нивальных цирков и тальвежных долин. Широкое проявление солифлюкции в конце связано с климатическим потеплением, а в хребтах с мягкими нами вершинных поверхностей обусловлено активной нивацией с разованием большого количества нивального мелкозема, способного солифлюкции. По мнению Ю. П. Пармузина в холодных гуми областях (южное Приохотье) в результате внутригрунтовой миграции вещества за 300-2500 лет может возникнуть озерно-запади и грядово-ходмистый рельеф мореноподобного типа. Мерзлотные процессы и в первую очередь термокарст, моделируя поверхность аккумулятивного рельефа создают псевдоморенные формы. Особенно процесс протекает на отложениях с высоким содержанием глинистых частиц и отмечается на шлейфах, высоких речных террасах, нусах выноса, плоских перевалах и вершинах, моренах.

Выявление многочисленных речных перестроек в привершинном поясе гор показало, что только единичные из них обусловлены деятельностью ледников, а в большинстве случаев, наоборот, речные перехваты привели к формированию псевдолодниковых образований. Так широкие и низкорасположенные перевалы, особенно многочисленные в хр. Ям-Алинь, образованы не за счет разрушения стенок ледниковых цирков, а являются фрагментами древних речных долин, речавчатых более активными в эрозионном отношении реками в точного макросклона Буреинского нагорья. Верховья рек западного макросклона нередко заполнены образованиями мореноподобного типа в связи с малой транспортирующей способностью водных потоков, истоки которых были перехвачены.

Сложное строение имеют долины рек-перехватчиков, т.к. резкое изменение расхода воды приводит к усилению как глубины эрозии с формированием покольных террас, так и транспортирующей способности рек и сходу селей. Многочисленные этапы врезания аккумуляции, вызванные речными перестройками, тектоникой и климатическими осцилляциями, создают в долинах ступенчатые формы, интерпретируемые нередко без учета истории развития. Такие аккумулятивные и покольные террасы относят к водно-ледниковым террасам, боковым моренам, плечам трога. Крупный речной перехват

изовьяк р. Муникан привел к образованию выше по течению цокольных и аккумулятивных террас, создающих псевдоморенный и псевдороговый рельеф. Мореноподобное образование напротив устья реки оврижка-Макит, на наш взгляд, является дельтой реки пра-Кун.

Таким образом, для интерпретации и анализа ледникового рельефа необходим комплексный географический подход, выявляющий его динамику рельефа. Особенности геоморфологической истории раннего района часто приводит к формированию различных псевдоледниковых форм рельефа и отложений.

6. Проблемы гляциальной геоморфологии юга Дальнего Востока

При отсутствии органических остатков в ледниковых и сопутствующих им отложениях основными критериями кратности оледенения являются ступенчатые кары и конечные морены. Широкое распространение двухступенчатых каров указывает на существование двух ледниковых эпох. В большинстве случаев верхние кары врезаются в елки нижних, возвышаясь над их днищами на 40-300 м. Размеры нижнего цирка 1,0-1,5 км, верхнего редко более 0,5 км. Встречаются вложенные кары. В целом морфология двухступенчатых и вложенных каров указывает на двукратность оледенения при более высоком положении нижней границы криосферы в позднем вюрме.

Наличие двух моренных комплексов в хребтах Буреинского нагорья подтверждает двукратность оледенения региона. Морена полевюрнского оледенения залегает небольшим чехлом в пределах цирковых цирков, выступая в долину на 0-1 км на юге Буреинского хребта и 3-5 км в северной части. Конечные морены серповидного типа выражены плохо.

Моренный комплекс раннего вурма имеет значительно большее пространство, мощность гляциальных отложений достигает 60-100 м. Юге Буреинского нагорья преобладают морены серповидного типа, северной части холмисто-западинная поверхность имеет протяженность нередко несколько километров. В большинстве троговых долин конечные морены хорошо выражены, что позволяет достаточно надежно определять границы оледенения.

Возраст четвертичных оледенений юга Дальнего Востока устанавливается по сохранности ледникового рельефа, сопряжению речных террас и корреляции с палеогеографическими событиями на равнине региона по палинологическим данным и оценивается как верх-

неплейстоценовый с двумя самостоятельными ледниковыми :
(Q_{II}^2 , Q_{III}^4). Определение возраста по парагенетическим кони
"конечная морена - терраса" затруднено т.к. сочленение че
рекрыто другими отложениями или разрушено наледными и эр
ми процессами. Кроме того недостаточно изучен в регионе
речных террас, количество и высоты которых сильно отличак
района к району. Возраст морен Буреинского нагорья анали
пока не подтвержден из-за отсутствия органики. Данные о н
споры и пыльцы теплолюбивых растений в моренах по материа
"Дальгеология" обусловлены неправильной диагностикой отло
а не переотложением ледником аллювия.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов гляциальной
морфологии является соотношение высотного положения дн
и снеговой линии, что обусловлено с одной стороны неодно
ностью понятия "снеговая линия" и несогласием ряда авторо
ложением о заложении каров примерно на уровне снеговой ли

Обычно среднее из высот отметок дн
приближенное положение снеговой линии во время ледниковой
в целом. Выборка наиболее надежных каров ("устойчивых", с
ми) показывает, что высота снеговой линии располагается п
но на 50-100 м выше средневзвешенных значений всех каров.
ность определения высоты снеговой линии по дн
гумидных районах. В целом, однако, при низкой палинологич
изученности района геоморфологические критерии оценки сне
линии являются более надежными (табл. 1).

Очень низкое положение нижней границы хionoсферы хара
но для ржного Приохотья, а также всего восточного фланга
инского нагорья, что связано с охлаждающим охотоморским вл
ем и частично повышением гумидности климата. Однако депр
снеговой линии в холодные эпохи в районах испытывающих вл
Охотского моря значительно ниже, что связано в первую очер
резким снижением гумидности климата из-за отступления б
Охотского моря и сковывания его льдом. Разница в уровне сне
линии раннего и позднего вурма составляет 150-200 м и обус
но усилением сухости климата при сходных температурных усл

Положительная разность оледенения - не менее 200-250
предельно низкие высоты при которых развивались ледники со
ляли для сильно расчлененных гор 1700-1800 м, для массивно
бовых с плосковершинными поверхностями 1600-1700 м, для хре

Высота нижней границы хionoсферы

Горные районы	Количество каров		Высота снеговой линии/хionoсферы		
	Q_{III}^2	Q_{III}^4	Q_{III}^2	Q_{III}^4	Современная
Тыльский хребет	43	15	1200-1400	1250-1550	2000-2200
Тайканский хр.					
с хр. Бюко	233	142	1400-1700	1700-1900	2200-2600
Селемджинский	67	16	1600-1650	1800-1850	3600-3800
кр. Ям-Алинь	273	70			
Северный р-н			1550-1600	1750-1800	2400-2500
Сев.-вост. р-н			1450-1500	1600-1700	2400-2600
Централ. р-н			1450-1500	-	2400-2600
Южный р-н			1600-1650	1750-1800	2400-2600
р. Меванджа	42	2	1250-1300	1350-1400	2400-2600
р. Эзоп	311	103			
Западный р-н			1550-1600	-	3400-3800
Цент.-зап. р-н			1650-1700	1800-1850	3000-3400
Цент.-вос. р-н			1650-1700	1750-1800	2800-3200
Восточный р-н			1600-1650	1750-1800	2600-3800
р. Турана	1		1500-1550	-	3400-3800
р. Дуссе-Алинь	121	25			
Северный р-н			1550-1600	1700-1750	3000-3400
Централ. р-н			1550-1600	1700-1750	3000-3400
Южный р-н			1500-1550	1750-1800	3200-3600
р. Эткиль-Янкан	9		1400-1450	-	2800-3200
Гренинский хр.	133	25	1550-1600	1700-1750	3000-3400
Иджальский хр.	478	78			
Сев.-зап. р-н			1600-1650	1700-1750	3000-3200
Северный р-н			1650-1700	1750-1800	3000-3400
Сев.-вост. р-н			1550-1600	1650-1700	2800-3200
Юго-вост. р-н			1550-1600	1700-1750	2800-3000
Юго-запад. р-н			1550-1600	1600-1650	3000-3200
Центральн. р-н			1650-1700	1800-1850	3200-3400

восточной окраины Буреинского нагорья 1500-1600, редко 1500 м. а в нижнем пределе преимущественно распространены нивально-лед-

никовые и нивальные кары. На основании анализа предела и фазов четвертичного оледенения можно оценить вероятность распространения гляциального рельефа в других районах юга Дальнего Востока. Низковысотность гор Нижнего Приамурья (хр. Меванджа др.), хребтов Мяо-Чан, Джаки-Унахта-Якбыяна, Куканский, Большой Хинган, юга Буреинского хребта обуславливает отсутствие там гляциального рельефа. В горах Сихотэ-Алинь следы древнего оледенения фиксируются только в массивах Тардоки-Яни и Ко при высотах 2000 м и более. В хребте Джагды достоверные следы древнего оледенения не известны и по максимальным высотам (около 1600 м) вероятны. Тем более отсутствовало оледенение в хребте Сокут Тукуруингра (1470 м). В пределах северо-восточного Китая предельное оледенение должно было достигать не менее 2100-2200 м, что делает маловероятным оледенение хр. Большой Хинган (2034 м). Следы оледенения в Северной Корее (г. Байтоушань, 2750 м и др.) описаны неоднократно. В Восточном Китае предел оледенения достигает 2500-3000 м.

Анализ ледникового рельефа и составление палеогляциальных схем позволило определить масштабы четвертичного оледенения юга Российского Дальнего Востока (табл. 2).

Таблица

Хребет	Площадь раннеюрмского оледенения (кв. км)	
	по Ю. Ф. Чемякову (1959)	по нашим данным
Тыльский	?	110
Тайканский с Бюко	2694 (с Тыльским хр.)	1030
Селемджинский	?	200
Ям-Алинь	4845	970
Меванджа	874	55
Эзоп	1672	1060
Турана	?	1
Дуссе-Алинь	2565	400
Буреинский	1729	460
Эгкиль-Янкан	?	10
Баджальский	5610	1180
Сихотэ-Алинь	228	60
Тукуруингра	57	отсутств.
Джагды	1093 (с Селемджинским)	отсутств.

Заключение

1. Основными факторами развития четвертичных оледенений юго-Дальнего Востока явилось: а) прогрессирующее похолодание, проявляющееся через климатические флуктуации; б) тектоническое поднятие орогенов. Климат холодных эпох характеризовался усилением континентальной циклонической деятельности. На масштабы оледенения очень сильно сказалось охлаждающее влияние Охотского моря.

2. В пределах Буреинского нагорья установлены следы двух оледенений, соответствующих раннему и позднему юрму. Раннеюрмское оледенение носило горно-долинный, местами каровый характер, а позднеюрмское оледенение в южной части Буреинского нагорья имело преимущественно каровый, а на севере горно-долинный.

3. Масштабы четвертичного оледенения раннего юрмы сильно завышены предыдущими исследователями. Общая площадь оледенения Буреинского хребта составляет около 5500 кв. км. Основными ледниковыми узлами являются Баджалский хребет и стык хребтов Ям-Алинь, Селемджинский, Тайжакский и Бюко.

4. Преувеличение размеров древнего оледенения связано с обилием псевдолодниковых образований. За ледниковые кары нередко принимаются широкие водосборные воронки. Морфологическое разнообразие троговых и речных долин не позволяет различать их без анализа более мелких скульптурных форм рельефа и рыхлых отложений. Диагностику моренных форм рельефа и отложений осложняет обилие сходных по морфологии и литологии образований: сейсмогравитационные структуры, каменные глетчеры (присклоновые и долинные), селевые, селеподобные и аллювиально-пролювиальные конусы выноса, коллювиально-делювиально-солифлюкционные шлейфы, лавинные валы. Многочисленные речные перехваты в привершинной части Буреинского нагорья сформировали широкие перевалы, являющиеся брошенными участками речных долин, а не выработаны встречной экзарацией ледниковых цирков. Чередование этапов врезания и аккумуляции рек в связи с климатическими изменениями, колебаниями уровня моря, временными различиями в размерах стока и влекомых отложений обусловило образование лестницы покорных и аккумулятивных террас, интерпретируемых иногда достаточно вольно.

5. Современная и древняя нижние границы хисносферы в пределах Буреинского нагорья имеет сложную поверхность, отражающие физико-географические условия соответствующих эпох. Фиксируется

значительное повышение снеговой линии раннего вюрма во внутригорных районах и значительное понижение на территориях подверженных влиянию Охотского моря (север и северо-восток нагорья). В целом высота снеговой линии раннего вюрма колеблется от 1200 до 1700 м, в позднем вюрме от 1250 до 1900 при современной 2000-3600. Усиление континентальности климата холодных эпох верхнего плейстоцена приводило к некоторому выравниванию поверхности нижней границы хιονосферы по сравнению с теплыми периодами.

6. Масштаб и характер оледенения северной и южной части Бурейнского нагорья существенно отличается, что обуславливает разнообразие геоморфологических ландшафтов привершинного пояса гор.

7. Циркуляция воздушных масс в холодные эпохи характеризовалась доминированием западных и северо-западных сухих континентальных ветров. Ветры дующие с Японского моря существенного влияния на развитие древнего оледенения не оказали. Для северо-восточной и восточной части Бурейнского нагорья имели большое значение воздушные массы Охотского моря.

8. Предел оледенения для хребтов восточной окраины Бурейнского нагорья составляет 1500-1600 м, западной - 1600-1700. Низковысотность гор юга материковой части Дальнего Востока не позволяло развиваться древнему оледенению за исключением высочайших вершин Сихотэ-Алиня. Оледенение северо-восточного и восточного Китая возможно только в горах с высотами соответственно 2100-2200 и 2500-3000 м. Покровный и полупокровный характер ледников исключается.

Основные положения диссертации опубликованы в следующих работах автора:

1. Вертикальное и горизонтальное расчленение рельефа восточной части зоны БАМ // Климоморфогенез и региональный географический прогноз. - Владивосток, 1980. - С. 101-106. (соавтор Л. М. Сорокин).

2. Современное развитие древнеледниковой морфоскульптуры Бадальского хребта // Географические проблемы освоения восточных районов СССР. Тезисы докладов 9 Конференции молодых географов Сибири и Дальнего Востока, 1984. - Иркутск, 1984. - С. 92-94.

3. Четвертичное оледенение и россыпная оловоносность Бадальского хребта // Тезисы доклада на региональной конференции "Геология и рудные формации Дальнего Востока". - Владивосток, 1984. - С. 82-83.

4. Возможность использования показателя вертикального расчленения в климатической геоморфологии // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. - Владивосток, 1985. - С. 140-148.
5. Развитие древнеледниковой морфоскульптуры Балхальского хребта // География и природные ресурсы. - 1985. - 3. - С. 171-172.
6. Анализ ориентировки и высотного положения каров с помощью ЭВМ (на примере горных районов юга Дальнего Востока) // Применение современных методов исследования в географии. Тезисы докладов X конференции молодых географов Сибири и Дальнего Востока. - Иркутск, 1987. - С. 166-167.
7. Проблемы структурной и гляциальной геоморфологии Приамурья. - Владивосток, 1987. - 156с. - Деп. в ВНИИТИ. (Соавтор Ю. К. Иващенко)
8. Сейсмогеологические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Буреинского массива // Тихоокеанская геология. - 1988. - 4. - С. 42-49. (соавторы Ю. К. Иващенко, Ф. С. Онуков, В. Н. Ставров)
9. Структурно-геологические особенности развития экзарационной морфоскульптуры юга Дальнего Востока // Геологические и географические особенности некоторых регионов Дальнего Востока и зоны перехода к Тихому океану. - Владивосток, 1989. - С. 114-123. (Соавтор Е. Н. Рябинин).
10. О размерах четвертичного оледенения Буреинского нагорья // Арсеньевские чтения. Тезисы докладов региональной научной конференции по проблемам истории, археологии и краеведения. - Уссурийск, 1992. - С. 305-308.
11. Каменные глетчеры Буреинского нагорья // Вопросы гидрометеорологии и физической географии Дальнего Востока. - Владивосток, 1992. - С. 92-102. - Деп в ИЦ ВНИИГМИ.
12. Вопросы геоморфологии хребта Ям-Алиць // Вопросы географии и геоморфологии Советского Дальнего Востока. - Владивосток: изд-во ДВГУ, 1992. - С. 139-149. (соавтор Е. Н. Рябинин)
13. Роль геологического строения в развитии ледникового рельефа (на примере Буреинского нагорья) // Известия РГО. - 1993. - Т. 125. - Вып. 1. - С. 49-56. (соавтор Е. Н. Рябинин).
14. О геоморфологической обусловленности водопадов (на примере Буреинского нагорья) // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии. Вып. 9. - Владивосток, 1993. - С. 134-143. - Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-ИЦД.

