

ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ВЕРХНЕМ ПОЯСЕ ГОР ПОД ДЕЙСТВИЕМ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ (ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН – ГОЛОЦЕН)

А.М. Короткий, В.В. Коробов, Г.П. Скрыльник
Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Общий облик рельефа вершинного пояса. Облик среднегорья определяется степенью сохранности реликтовых элементов рельефа и затем расчлененного в эпохи поднятий территории. Асимметрия Сихотэ-Алинского и других сводов предопределила лучшую сохранность древних элементов рельефа на пологих западных склонах морфоструктур и большее эрозионно-денудационное расчленение на крутых восточных (Короткий, 1983). Существенное влияние на морфологию среднегорья оказало излияния базальтов. Здесь выделяются следующие морфотипы среднегорного рельефа.

Ступенчато-плоскогорное среднегорье. Одна из основных особенностей рельефа, образованного излияниями базальтоидов, развитие ступенчато-плоскогорного среднегорья, распространенного преимущественно в бассейнах рек Северного и Южного Сихотэ-Алиня. Его абсолютные отметки уменьшаются от 1450 м в водораздельной части Сихотэ-Алиня до 700–500 м в обрамлении наиболее крупных долин. Среди громадных по площади выровненных водоразделов возвышаются отдельные базальтовые купола или денудационные останцовые массивы и останцы, сложенные гранитами, меловыми эффузивами и осадочными породами (Короткий, 2002).

Для ступенчато-плоскогорного среднегорья характерно слабое горизонтальное расчленение, что связано с молодостью рельефа, так и умеренным развитием регрессивной эрозии. Одновременно с её развитием наблюдается и отступление краевых частей плоскогорья. Неравномерная денудация обусловлена фестончато-циркообразное горизонтальное расчленение поверхностей базальтового плато.

Следующая особенность рельефа среднегорного плоскогорья – ступенчатость поверхности водоразделов и склонов речных долин. В пределах среднегорного плоскогорья распространен денудационно-литоморфный рельеф, связанный с препарировкой устойчивых к разрушению пород.

Резкорасчлененное среднегорье. Оно в большей мере развито на восточных более крутых склонах сводов и лишь на отдельных участках западных склонов. Рельеф этого типа характеризуется преобладающе узкими гребневидными водо-

разделами с отдельными шатровыми вершинами, крутосклонным обрамлением и узкими глубоко врезанными речными долинами. Преобладающие высоты вершинного пояса на основных водоразделах – 1300–1500 м и более, между мелкими водосборами – 900–1100 м.

Умеренно-расчленённое среднегорье Этот тип рельефа характерен для приводораздельных поясов Западного Сихотэ-Алиня и других сводов. Для него характерны массивно-плосковершинные и шатровые водоразделы, умеренно-крутые прямые или прогрессивно-вогнутые склоны с достаточно широкими террасированными днищами долин. Характерная особенность водораздельного рельефа в зоне среднегорья – наличие останцовых массивов и в промежутках (седловинах) между ними мощных сапролитов (до 20–40 м). Общие особенности морфологии рельефа с высоким положением горизонта грунтовых вод определяют значительное распространение на этой территории солифлюкционных процессов.

Рельеф гольцовой зоны был детально изучен на примере вершин в северном Сихотэ-Алине и на хребте Алексеевском в южном Приморье. Была проведена крупномасштабная геоморфологическая съёмка высоты 1449,8 м на водоразделе рек Копи и Самарги. Вершина гольца состоит из уплощенной аккумулятивно-денудационной поверхности, имеющей асимметрично-ступенчатое строение с наклоном к югу. На пологой поверхности гольца наблюдается мозаичный рельеф с неравномерной крупностью обломочного материала с мерзлотными медальонами и структурные почвами.

Рельеф вершины гольца образован серией уплощенных останцев с разделяющими их седловинами. В седловинах особенно хорошо развиты нагорные террасы и западины с мерзлотными медальонами. В одном из таких медальонов шурфом глубиной до 1,5 м в подошве разреза вскрыты зеленовато-желтые мелкощепнистые супеси (мощностью 0,8 м) с фригидным спорово-пыльцевым комплексом (палинозона *Betula – Pinus*). Выше в разрезе залегает горизонт черного легкого суглинка с остатками горелой древесины (мощностью 0,4 м) и грубогумусовый горизонт (мощностью 0,2 м). Спорово-пыльцевой ком-

плекс из черного суглинка соответствует палинозоне *Picea–Abies–Pinus–Quercus*, отвечающий распространению на высоте свыше 1400 м елово-кедровой тайги в атлантическую фазу голоцена (Короткий и др., 1976, 1981). Из этого горизонта получена ^{14}C -дата 5660 ± 155 л.н. (ТИГ–80). Торфянистая почва (^{14}C -дата 1660 ± 90 л.н.; Ки–1913) охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом, соответствующим палинозоне *Betula–Pinus–Picea*. Сопоставление типов почв и дат приводит к выводу о формировании нижней лесной почвы во второй половине атлантика, а грубогумусового горизонта в субатлантике, то есть, к моменту формирования гольцовой зоны (Короткий и др., 1981). Торфянистая почва была перекрыта слабогумусированной зеленовато-желтой супесью с мелким щебнем (мощностью 0,2 м).

Водосборные воронки в районе гольца 1449,8 м различаются на склонах разных экспозиций. На склонах северной и северо-западной экспозиций они имеют прямые крутые осыпные склоны высотой до 200–300 м. Так, водосбор правого истока руч. Расставания представляет собой две водосборных воронки с прямыми склонами, покрытые с поверхности лишайниковыми осыпями без заполнения мелкозёмом. При разборке осыпей уже на глубине 0,4 м наблюдается супесчаный заполнитель светло-желтого цвета. Непосредственно в тальвегах водосборных воронок наблюдаются курумные потоки. При их слиянии в зоне аккумуляции возник холмистый и бугристо-увалистый рельеф. Ниже зоны аккумуляции появляется слабоврезанный в древние курумы тальвег с временным водотоком.

На южных и юго-восточных склонах поверхность гольца 1449,8 м серией хорошо выраженных пологих ступеней разного размера опускается к водосборным воронкам истоков р. Сани (бассейн р. Дагды). Здесь наблюдается рельеф нагорных террас с хорошо выраженными забойными зонами и валами накопления щебнистого материала в краевых частях пологих ступеней. В седловинах, разделяющих отдельные останцовые массивы, – морозные медальоны диаметром до 1,5 м. Склоны южной и юго-восточной экспозиций охарактеризованы пологоступенчатыми выпуклыми склонами и водосборными воронками, которые обычно расширены и имеют в днище хорошо выраженные круговые валы – курумы. Общий возраст рельефа гольца превышает 13000 лет.

Описанные автором (Короткий, 1976) медальоны и структурные почвы в вершинном поясе хр. Алексеевского (Южный Сихотэ-Алинь) и в бассейнах р. Оуми и Коппи (Северный Сихотэ-Алинь) как современные образования при более детальном их исследовании оказались явно бо-

лее древними. Анализ спорово-пыльцевых комплексов из отложений, в том числе почв на высоте 1449,8 м., перекрывающих краевые части этих перигляциальных образований, доказал трехэтапность их формирования: 1) возникновение криогенных форм (конец позднего юрмы – начало голоцена); 2) образование почвы (по составу пыльцы соответствует оптимуму голоцена); 3) разрушение почв в результате одновременных сильных лесных пожаров (угли насыщают склоновые отложения на участках разрушенных почв). Абсолютный возраст почв, определенный по углям (6800 ± 150 л. н.) и обгоревшей древесине (5665 ± 172 л. н.), явно свидетельствует о ее соответствии климатическому оптимуму голоцена. Лесные пожары по возрасту совпадают со средним голоценом и началом нашего тысячелетия (830 ± 30 л. н.). Подобные результаты датирования почв по остаткам горелой древесины в пределах древних эолово-солифлюкционных шлейфов получены в прибрежной зоне Японского моря (4980 ± 130 л. н.; 6800 ± 150 лет назад) (Развитие природной среды..., 1988). Наиболее быстрое разрушение почвенного покрова произошло в центральной части древних полигонов, где наблюдается наименьшая мощность почвы и максимальная насыщенность разреза грубообломочным материалом.

Мерзлотно-ниваационные структуры вершинно-гольцовом поясе южного Сихотэ-Алиня. Наиболее детально структуры этого типа изучены в истоках р.р. Поворотной (Ималиновской) и Алексеевки на склонах Алексеевского и Партизанского хребтов (Короткий, 1976). Бассейн р. Поворотной (Ималиновской), входящий в состав левобережной части водосбора р. Партизанской, испытал в позднем кайнозое исключительно интенсивное эрозионное расчленение. Амплитуда слепопещерного вреза оценивается для верховьев ручья Поворотного в 300–450 м (Короткий, 2004).. Это привело к формированию здесь типичных прогрессивно-выпуклых склонов с минимальной крутизной ($5–12^\circ$) в пределах остатков предчетвертичного днища и максимальной (до $40–60^\circ$) в водосборной воронке молодой генерации. Ступенчатость склонов отмечается на пологих участках, которые хорошо прослеживаются по южному и восточному борту истока р. Ималиновской. Здесь к ним и приурочены микрокары небольших размеров (наибольший из них имеет площадь около 2500 м^2 и занят озером), образующие цепочку вдоль подножия уступа, огранивающего пологую поверхность гольца г. Крутой с запада. От верхней ступени с кароподобными образованиями вниз по склону наблюдается еще две площадки с хорошо выраженными уступами (высотой 10–15 м) и внешним валом, сложенным щебнисто-глыбовым материалом.

В наиболее крупной из западин на верхней площадке отмечены следующие закономерности распределения мезоформ рельефа.

1. Вдоль подножия уступа выс. 25–30 м и крутизной склонов в нижней части до 40–60°, наблюдаются полосы глыб и щебней шириной 4–8 м.

2. Центральная часть понижения, занятая озером, сложена темно-серыми гумусированными суглинками с крупными обломками древесины (возраст в основании слоя – ранний голоцен – палинозона *Betula-Picea*, в кровле ^{14}C -дата 3960 ± 39 л. н., МГУ–65).

3. Непосредственно вдоль внешнего контура озера тянется терраса высотой до 1,5 м, сложенная светло-бурыми позднеюрскими щебнистыми суглинками, возраст которых установлен по древесине – по осмоленному корню *Pinus pumila* (^{14}C -дата 13960 ± 560 л. н., Крил–270). В кровле террасы сильно гумусированные голоценовые суглинки с прослоями торфа (общей мощностью до 0,8 м).

4. В пределах уплощенной поверхности, имеющей высоту над дном озера до 3–4 м, вскрываются желто-бурые щебнистые суглинки. Отмечается увеличение количества обломков в суглинках по мере удаления от озера.

5. Непосредственно бровка поверхности, имеющая превышение до 6 м, сложена щебнистым материалом, образующим вал по всему внешнему контуру ступени.

Происхождение ступеней с западинами в зоне пихтово-еловых лесов может быть объяснено развитием здесь крупных оползней в период интенсивного врезания ручья Ималиновского или сейсмическими процессами, как предполагают геологи, проводившие съёмку на данной территории (Геологическое..., 1995). Однако морфологические особенности ступеней и кароподобных ниш, их положение на значительной абсолютной высоте, где и сейчас эпизодически формируются крупные снежники, плановое чередование осадков в котловине позволяют предполагать нивационную обработку древних ступеней рельефа (Короткий, 1976).

Совершенно своеобразные формы рельефа описаны на горе Ольховой, которые рассматриваются нами как мерзлотно-нивационные рвы. Гора Ольховая (1669 м) – крупный орографический узел в южной части хр. Алексеевского. Она представляет собой ступенчатый пологовершинный массив, оконтуренный крутосклонными водосборными воронками ручьев бассейна ручья Ималиновского (северный склон) и ручья Алексеевского (южный и восточный склон). Ширина водораздела по восточному краю массива составляет 1–1,2 км, в пределах которого относительные высоты за счет останцев не превышают 80–100 м.

Сама вершина, площадью около 20000 м², напоминает совершенно плоскую террасу с курумным полем со следами активного перемещения обломков (крупные полигоны) и четко выраженным мерзлотно-нивационным рвом по восточному краю массива. Уплощенные отроги горы Ольховой, как и другие вершины среднегорья Сихотэ-Алиня, преобразованы нагорными террасами (рис. 1 – общий вид гольца). Выходы коренных пород сосредоточены вдоль восточного и южного края вершины, ограниченных крутыми уступами. К северу и северо-востоку гора Ольховая через серию пологих нагорных террас с четко выраженными забойными зонами переходит в громадную седловину на подъеме к горе Крутой. В пределах седловины развит мощный глыбовый курум с отдельными останцами коренных пород. Для курума отмечена морозная сортировка обломков с образованием многоугольников.

Прослеженное вдоль восточного края вершины линейно вытянутое понижение с серией небольших западин с озерами оконтурено усту-

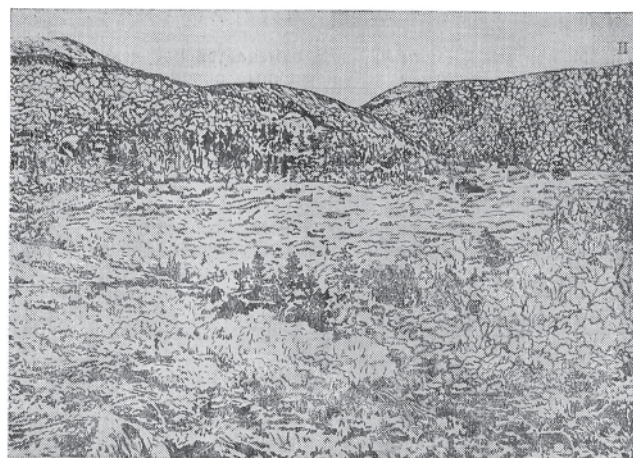


Рис. 1. Серия нагорных террас (I) и поверхность гольцовой планации в вершине водосборной воронки ручья Алексеевского (II) на склонах горы Ольховой (хр. Алексеевский).

пами коренных пород. Ширина этого понижения колеблется в пределах от 80–100 до 10–12 м, достигая максимума в котловине оз. Алексеевского. При общей длине около одного километра четковидный ров трассирует линию от истоков ручья Алексеевского вдоль восточного уступа вершины горы Ольховой и далее, через крупную седловину на один из правых истоков ручья Ималиновского. Столь хорошая выраженность в рельефе этой линейной формы дает возможность предположить структурно-литологическую предопределенность этого понижения, тем более что близ вершины горы Ольховой было выявлено еще несколько аналогичных понижений (с азимутом простираения около 30°).

Современное сейсмическое происхождение этой формы рельефа предполагается геологами, проводившими съёмку на данной территории (Коваленко и др., 1994), но этому противоречит возраст осадков в озёрной котловине (Короткий и др. 1976). Оз. Алексеевское (абс. высота 1640 м) имеет эллипсоидальную форму с чётко выраженными нагорными террасами по его обрамлению. В разрезе озера было вскрыто 3 пачки отложений: гумусированный алеврит с редким щебнем (инт 0,0–0,35 м), ниже щебень сером алеврите с мелкими остатками древесины (инт. 0,35–0,65 м), в основании предположительно курум — горизонтально лежащие щебни (инт 0,65–1,10 м). Осадки, отвечающие барабашевским слоям, выделены в интервале 0,25–0,35 м (¹⁴C—дата 5660 ± 145 л. н., Крил—280) (рис. 2). В наиболее «теплом» для этого разреза спектре сумма пыльцы широколиственных составляет 20–28% (*Ulmus* — до 4%; *Juglans* — до 7; *Quercus* — до 13,5; *Tilia* — до 3,5%; единично — *Corylus*, *Carpinus*) при малом содержании темнохвойных пород (5–8%) и обилии пыльцы *Pinus* (*P. koraiensis* Sieb. et Zucc. — до 26%; *P. pumila* (Pall.) Regel — до 6; *P. n/p. Haploxydon* — до 13%). Среди мелколиственных преобладает пыльца древесных берез (*Betula manshurica* (Regel.) Nakai — 8%; *B. ermanii* Cham. — 9%; *B. costata* Trautv. — до 2%) с единичными зёрнами кустарниковых берез и ольховника. Такой состав спорово-пыльцевого комплекса резко не соответствует современной растительности гольцовой зоны и отвечает развитию в зоне среднегорья кедрово-еловой тайги с термофильными широколиственными элементами. Спорово-пыльцевой комплекс из средней пачки соответствует раннему голоцену (палинозона *Betula*–*Ulmus*). Из горизонта щебней был получен фригидный спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий позднему вюрму (палинозона *Betula*).

Контролем для результатов спорово-пыльцевого анализа осадков оз. Алексеевского

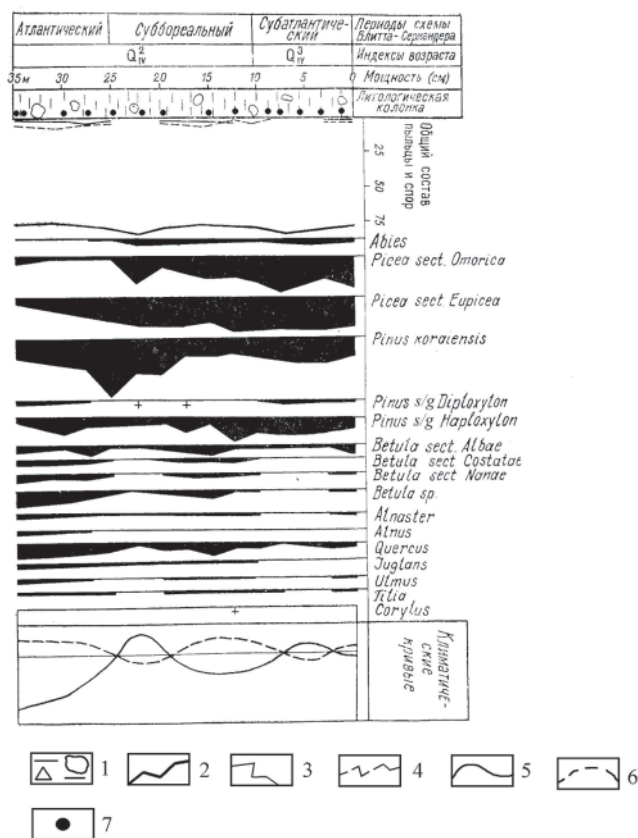


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений оз. Алексеевского на горе Ольховой (1640 м): 1 — алеврит со щебнем; 2 — сумма пыльцы древесно-кустарниковых пород; 3 — сумма пыльцы травянистых растений; 4 — споры; 5 — палеогеографическая кривая; 6 — кривая увлажнения; 7 — места отбора проб.

явилось изучение диатомовых водорослей. В разрезе была установлена богатая и разнообразная диатомовая флора. На основе комбинации признаков в разрезе осадков оз. Алексеевского выделяются 3 группы диатомей.

I группа: планктонные галофильные и индифферентные диатомей, характерные для олигогумозных эвтрофных водоемов с повышенным содержанием ионов кальция.

II группа: псевдопланктонные галофильные и индифферентные эпифиты, характерные для водоемов олигогумозного и мезогумозного типов.

III группа: бентические (типичный бентос, эпифиты) диатомей.

Анализ соотношения диатомей этих групп позволил выделить (снизу вверх) 5 горизонтов, которые совпадают с горизонтами, установленными по результатам спорово-пыльцевого анализа Нас, в частности, интересует комплекс, установленный в интервале 28–35 см и соответствующий по результатам изучения спор и пыльцы климатическому оптимуму голоцена.

В составе диатомового комплекса для этого слоя осадков, по данным В.С. Пушкаря, отмечены планктонные диатомеи, из которых несомненно относительно термофильные формы, такие, как *Melosira italica* (Ehr.) Kutz. (до 4%), *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutz. (до 3%), *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. (до 1%), указывающие на существование неглубокого водоема эвтрофного типа, богатого питательными веществами.

Повышенная минерализация, вероятно, обусловлена полным таянием снежников, о чем свидетельствует высокое содержание реофильных видов. Обводнение озерной котловины за счет этого процесса привело к появлению хорошо выраженной пелагиали. На существование пышной водной растительности в зоне литорали озера указывает обилие диатомей-эпифитов. Общий анализ диатомового комплекса из горизонта, сопоставимого с климатическим оптимумом голоцена, позволяет говорить о существовании более теплого климата, приведшего к распаду снежников и возникновению озера в пределах нивационной котловины. Хорошая корреляция спорово-пыльцевого комплекса и диатомовой флоры разреза оз. Алексеевского, соответствующего среднему голоцену, по нашим представлениям, определяется изменением климата в гольцовом поясе. В частности, как по спорам и пыльце, так и по диатомовым водорослям фиксируется значительное потепление в оптимуме голоцена (Короткий и др., 1976).

Образование крупного мерзлотно-нивационного рва на горе Ольховой объясняется проявлением литоморфных процессов. Нами было установлено, что среди общего поля измененных габброидов прослеживаются линейные зоны сильно прокварцованных пород, которые при выветривании образуют выступающие в рельефе гряды (Короткий, 1976). Понижения между ними возникли за счет более быстрого разрушения пород, обильно насыщенных темноцветными минералами. Такова предположительно первичная природа этих понижений. В дальнейшем вдоль них возникла цепочка нивационных ниш, к которым приурочены озера, а промежутки, оконтуренные крутыми уступами, образовали своеобразные коридоры, выстланные щебнистым материалом. Подобные естественные рвы, приуроченные к тектоническим зонам, описаны и в других высокогорных районах юга Дальнего Востока СССР, как, например, в юго-западной части Джугджура.

Влияние снежников на рельеф и растительность вершинного пояса. На юге Дальнего Востока неподвижные массовые скопления снега, лежащие дольше окружающего снежного покрова, т.е. снежники, приурочены к верхнему поясу гор.

Преобладающая их часть на этой территории относятся к однолетним образованиям. Но со снежниками и другими массовыми скоплениями твердых осадков связаны снежные лавины. Быстрое смещение вниз по крутым (чаще более 20–25°) безлесным склонам масс снега, из-за резкого уменьшения их сцепления с подстилающей поверхностью и, тем самым, потери своей устойчивости может происходить как зимой, так и в весенне-летнее время. Скорости смещения лавин столь значительны, что происходит буквально «сбрасывание» древесно-кустарниковой растительности. При неоднократном повторении этого процесса происходит снижение верхней границы леса. Рассмотрим это явление на примере отдельных хребтов юга Дальнего Востока.

Хребет Ям-Алинь. Детально изучен вершинный пояс в истоках рек Селиткан, Налдындья, Амнус и др. Верхняя граница леса находится на высоте 1200–1500 м, а максимальные высоты хребта достигают 2500 м. Характерная особенность рельефа в вершинном поясе – обилие ледниковых цирков и каров, которые разъедают краевые части плоскогорного высокогорья (Короткий и др., 1987). Достаточное обилие осадков в зимние время (до 400 мм) и интенсивный метелевый перенос снега на склоны восточной и юго-восточной экспозиции определяет широкое распространение на этой территории нивальных цирков и ступеней. Их размеры, включая высоту уступов (до 30–40 м) и площадь (до 0,3–0,5 км²) и почти постоянное присутствие довольно мощного снегового покрова (до 6 м), который сохраняется иногда до конца лета позволяет предположить развитие снежных лавин. Одна из таких лавин была изучена в истоках левобережья р. Селиткан, где ее верхняя зона накопления снега находилась на высоте 2100 м, а аккумуляция продуктов падения лавины на высоте 1300 м.

Здесь установлены следующие признаки прохождения снежной лавины, которые зафиксированы остатками современного снежника, обширным днищем снежниковой ниши (уплощенная поверхность с мелкобугристым рельефом – туфурами), полосчато-бугристым склоном с линейными эрозионными ложбинами, идущими от снежника. В рельефе хорошо выражены границы древней снежниковой ниши с эрозионными ложбинами, идущими от снежника.

В нижней части прохождения лавины в днище долины р. Селиткан наблюдается обширный конус выноса, сложенный сломанными деревьями и пролювием. Это аккумулятивное образование из-за большой скорости лавины буквально перелетело на противоположный склон долины на высоту

до 40 м. Характерно, что при прохождении лавины на всем участке, начиная от снежниковой ниши и до долины р. Селиткан, наблюдаются сломанные деревья, наклоненные в сторону от места прохождения лавины. Высота сломов стволов деревьев составляет 1,5–2,0 м. Время прохождения данной снежной лавины – 1973–1975 гг. Об этом свидетельствует возраст молодых деревьев, выросших на снежниковом конусе.

На основе дешифрирования аэрофотоснимков и анализа крупномасштабных топокарт данной территории установлено, что на склонах восточной и юго-восточной экспозиции наблюдается фестоцато-мозаичное расположение верхней границы леса. Вероятно, что неравномерная высота верхней границы леса, имеющая перепады высот до 300–400 м, связана с работой снежных лавин (рис. 3, 4). Характерно, что наибольшее снижение



Рис. 3. Общий вид положения верхней границы леса и следы прохождения снежной лавины на правом берегу р. Селиткан (вид в сторону водораздела).
Фото А.М. Короткого.



Рис. 4. Правый берег р. Селиткан в верхнем течении следы снежной лавины, перескочившей долину.
Фото А.М. Короткого.

границы леса пространственно совпадает со снежниковыми нишами.

Хребет Сихотэ-Алинь. Обилие наледных полей на склонах восточной и юго-восточной экспозиции отдельных вершин Сихотэ-Алиня позволяют предположить, что их происхождение связано с образованием, как снежников, так и наледей. Не исключено, что с этими снежно-наледными процессами связано снижение верхней границы леса, которое усиливается, предположительно, снежными лавинами. Так, на водоразделе рек Бикина и Кабаньей на восточном склоне вершин 1539 м и 1432 м в местах, где нами изучались следы прохождения современных лавин, наблюдается снижение верхней границы леса до высоты 1200 м. При детальном обследовании этих участков в процессе ландшафтно-геоморфологического картирования в 1977–1978 гг. следы лесных пожаров не были установлены. В нижней части склонов в местах прохождения современных лавин на высоте около 1200–1100 м наблюдался вал из искореженных стволов деревьев. При посещении этого участка в 1978 г. для выявления времени прохождения лавины были сделаны спилы деревьев молодых деревьев, выросших среди поваленного леса. Возраст елей и пихт, образующих здесь густой подрост высотой до 3–4 м и с толщиной стволиков до 1,5–2,0 см, по подсчету количества годовых колец, составил 10–12 лет. Следовательно, время прохождения лавин можно определить в интервале 1959–1960 гг.

Первоначально предполагалось, что это снижение границы леса связано с пожарами на сухих склонах, что, вероятно, также имеет место (Короткий и др., 1977, 1987). Но на десяти из всех обследованных участков со значительным снижением верхней границы леса на водоразделах рек Бикина и Кабаньей, Самарги и Хора, Самарги и Нельмы только на трех участках были выявлены следы недавних пожаров, в остальных – признаки снежных лавин. Обнаруженные здесь же снежно-наледные поляны свидетельствуют о формировании на склонах восточной и юго-восточной экспозиции переветренных снежников, с деятельностью которых также связано снижение верхней границы леса.

Сахалин. С точки зрения потенциальной угрозы для народного хозяйства, юг Дальнего Востока, по нашему мнению, следует относить к одной из наиболее лавиноопасных территорий. Возникновению лавин на Сахалине благоприятствует развитие резко расчлененного (глубиной от 200–500 до 600–800 м в) рельефа с преобладанием крутых склонов (30–45°), большое количество выпадающих атмосферных осадков (от 400 до 750 мм/год, до 40–45% из которых твердые), громадные площади

зарослей бамбука на месте “сведенной” древесной растительности и частые на них в зимне-весеннее время термические перепады, способствующие здесь быстрой перекристаллизации снега и возникновению слоя рыхлой и малоустойчивой глубинной изморози. Интенсификации схода лавин способствует вызываемый во время преобладающих (60–90% – северного и северо-западного направлений) ветров активный метелевый перенос (число дней с метелью от 32 на юге до 65 на севере), приводящий к дополнительной аккумуляции снега на собственных лавиноопасных склонах (Иванов, 1990).

Обычно формируются как сухие лавины, состоящие из средней плотности снега (61 % от общего числа; сход в декабре–марте; объемы до 1–3 тыс. м³), так и мокрые – из повышенной плотности и влажности снежных масс, с обильным включением каменного материала (24 %; сход в апреле–мае; объемы до 10–20 тыс. м³). Лавины смешанного типа (15 %) отмечаются в начале зимы, когда 30–50 см слой увлажнённого снега перекрывается 20–40 см сухим слоем. Пик лавинной активности приходится на январь–март, когда сходит 75 % лавин. Особенно в этом отношении выделяются крутые склоны морских террас на юго-западном побережье острова, где насчитывается до 25–28 лавиносборов на 1 км побережья, а массовый сход лавин, связанный с сильными метелями, отмечается обычно 1 раз в 3–5 лет. Катастрофические лавины наблюдаются 1 раз в 10 лет.

По степени лавинной опасности выделяются районы: максимальной – горная территория юга Сахалина, средней – горные хребты полуострова Шмидта, Восточно-Сахалинские горы, Западно-Сахалинские горы севернее перешейка Поясок и в диапазоне высот 300–600 м, Сусунайский и Тонино-Анивский хребты; наименьшей – крайняя северная часть Западно-Сахалинских гор, горы перешейка Поясок, Корсаковское плато и юго-восточная часть Южно-Камышового хребта (Иванов, 1990).

В период японской оккупации (1905–1945 гг.) в южной части острова была практически полностью сведена древесная растительность, замещенная здесь уже в первые годы бамбуковыми зарослями. Под тяжестью первого выпадающего снега стволы бамбука вместе с листьями пригибаются к поверхности почво-грунтов по направлению уклона, образуя своеобразный «воздушно-снежно-фитогенный» горизонт. В ходе теплообмена с атмосферой и перекристаллизацией снежной толщи (Тушинский, 1963), под действием направленных «снизу-вверх» температурных градиентов происходит возгонка (перекачка) водяного пара. По-

следняя сопровождается образованием рыхлого слоя глубинной изморози. Последующие снегопады «раздавливают» слой глубинной изморози и вызывают смещение снежных масс в форме осовов на обширных пространствах на юге о. Сахалина

Влияние лесных пожаров на ландшафты (по данным анализа спорово-пыльцевых комплексов в геологических разрезах). Одним из важных факторов, влияющих на состав растительности в пределах водосборных бассейнов, являются лесные пожары, охватывающие большие территории. Воздействие сильных пожаров на состав растительного покрова и сопряженных с ним спорово-пыльцевых комплексов выявлено на примере высокой поймы реки Самарга (Короткий, 2002). Изучение спорово-пыльцевых комплексов было сделано для разреза высокой поймы в среднем течении этой реки (устье р. Сабу). Здесь в верхней части разреза пойменной террасы наблюдался слой супеси (мощностью до 20 см), насыщенный горелой древесиной и угольками (до 40% от общего объема слоя). Возраст этого слоя по ¹⁴C-дате – 2860±107 (ТИГ–58). Структура спорово-пыльцевого комплекса в основании разреза террасы соответствует пихтово-еловой тайге с кедром корейским и широколиственной растительностью. В слое выше супеси с горелой древесиной спорово-пыльцевой комплекс фиксирует распространение березово-кедровых лесов при умеренном участии елей и пихт, с участием ольховника и кустарниковых берез. В кровле террасы структура спорово-пыльцевого комплекса соответствовала современному типу растительности (¹⁴C-дата: 830±30 л.н., КИ–2404).

Можно интерпретировать этот комплекс как результат проявления различных климатических фаз в суббореале-субатлантике. В такой интерпретации пыльцу из слоя выше горелой древесины следует рассматривать как признак похолодания климата, но это не соответствует региональному ходу температур в суббореале (Климатические смены..., 1996). Этому факту может быть дано и другое объяснение. Более вероятно связать такой состав пыльцы древесных растений с изменением растительного покрова вследствие крупных лесных пожаров, о чем свидетельствует слой с горелой древесиной, прослеженной в разрезе пойменной террасы на протяжении почти 10 км в среднем течении р. Самарги. Вероятно, крупный пожар привел к нарушению растительного покрова (темнохвойной тайги) на значительной части бассейна р. Самарги, но с хорошей сохранностью долинных лесов. Этим предположением можно объяснить появление в послепожарных спектрах довольно

высокого содержания пыльцы *Ulmus* и *Fraxinus* — обычных пород в долинных лесах Северного Сихотэ-Алиня (Манько, 1967).

Значительное различие в структуре субфоссильных спорово-пыльцевых спектров, связанное с неоднородной сохранностью растительности от пожаров, было установлено в среднем течении р. Оуми. Здесь наилки были отобраны в двух точках: 1) в устье водотока II порядка, растительность которого была полностью изменена пожаром 1974 г.; и 2) в русле магистрального водотока, в бассейне которого значительные площади занимает темнохвойная тайга. В первом случае в составе субфоссильного комплекса преобладала пыльца мелколиственных пород (*Betula*, *Alnus* — в сумме до 60%), во втором — пыльца елей и пихт (в сумме до 70%). Присутствие пыльцы *Pinus koraiensis* (в сумме до 10%) в обеих точках соответствует региональному фону (Климатические смены ..., 1996).

Отсюда следует вывод, что в ряде случаев резкий переход от одного типа спектра к другому в разных фациальных комплексах голоцена вполне может быть объяснен влиянием пожаров, а не только климатическими сменами или погодными условиями.

Особенно хорошо это фиксируется в осадках небольших водотоков (площадью водосбора менее 10 км²), почвах, верховых торфяниках и плакорных озерах. В этом случае к интерпретации спорово-пыльцевых спектров как показателей смен климата следует подходить более осторожно и обращать внимание на встречаемость аллохтонной пыльцы и, прежде всего, видов-индикаторов определенных растительных формаций. Подобными условиями формирования спорово-пыльцевых комплексов предположительно можно объяснить поочередное увеличение количества пыльцы мелколиственных и темнохвойных пород в позднеголоценовых отложениях небольшого озера, расположенного на водоразделе рек Оуми и Опасная и имеющего площадь водосбора не более 1 км². Возможно, что пожарами объясняется резкие изменения в структуре спорово-пыльцевых комплексов, полученных из голоценовых почв в верхнем поясе Сихотэ-Алиня и Ям-Алиня (Развитие природной среды..., 1988).

Следы крупных лесных пожаров установлены в бассейнах рек Коппи, Сани, Оуми и в среднем течении р. Дагды. На этой площади десятками шурфов был вскрыт горизонт темно-бурых суглинков и супеси насыщенных горелой древесины. В отдельных точках остатки древесины составляли 15–20 % от объема слоя. В бас. р. Оуми из углей второй погребенной почвы на поверхности 30-метровой террасы (абс. выс. 750 м) на глубине 0,6–0,7 м была

получена ¹⁴C—дата 5665±172 (ТИГ–79) (Короткий и др., 1989). На водоразделе р. Расставания и истоков р. Первый Заур (бас. Анюя — абс. выс. 1340 м) из углей на глубине 0,3–0,4 м была получена сходная ¹⁴C—дата (5620±180; Ки–1910). Площадь обследованного участка составляла не менее 1200 км². Трудно сказать, было ли это сплошное выгорание тайги или пожары развивались на локальных участках в бассейнах разных рек. Абсолютный возраст почв, определенный по углям (6800±150 лет назад) и обгоревшей древесине (5665±172 лет назад), явно свидетельствует о ее соответствии климатическому оптимуму голоцена. Наиболее быстрое разрушение почв произошло в центральной части древних полигонов, где наблюдается наименьшая мощность почвы и максимальная насыщенность разреза грубообломочным материалом (Развитие природной среды..., 1988).

Сопряженное изучение спорово-пыльцевых комплексов из покровных отложений (преимущественно почв) и древних криогенных образований в бассейнах рек Сихотэ-Алиня (Кюма, Венюковка, Кабанья, Кипрейная, Нельма, Самарга, Единка, Киевка и др.) показало, что формирование почв соответствует среднему голоцену, а перигляциальных форм, перекрытых почвами, — холодным климатическим условиям позднего вюрма. Их разрушение почв иногда на больших площадях связано с лесными пожарами.

Лесные пожары на юге Приморья по возрасту также совпадают со средним голоценом, чему соответствуют результаты датирования почв по остаткам горелой древесины в пределах эолово-солифлюкционных шлейфов на побережье Японского моря (4980±130 лет назад; 6800±150 лет назад). Следы крупного пожара в начале нашего тысячелетия (830±30 лет назад) зафиксированы в гольцовой зоне хр. Алексеевского (Короткий, Макарова, 2005). Возможно, что отсутствие кедрового стланика на отдельных вершинах среднегорья Южного Сихотэ-Алиня связано с лесными пожарами в начале XX века, следы которых сохранились на хребте Партизанском.

Таким образом, сопряженное изучение спорово-пыльцевых комплексов из покровных отложений (преимущественно почв) и древних криогенных образований в бассейнах рек Северного Сихотэ-Алиня (Кюма, Венюковка, Кабанья, Кипрейная, Нельма, Самарга, Единка и др.) показало, что формирование почв соответствует преимущественно среднему голоцену, а перигляциальных поверхностных форм — холодным климатическим условиям позднего вюрма.

Л и т е р а т у р а

Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Киевки, Кривой и Алексеевки (листы К-53-28-А, Б, В; К-53-39-Б; К-53-40-А, В): отчет о НИР/ государственное геологическое предприятие «Приморская поисково-съёмочная экспедиция»; отв. исполн. Коваленко С.В. — Владивосток, 1995. — Т.1, кн. 3. 230 с. ГР № 25-88-5/18 Росгеолком (ТГФ).

Иванов А.В. Лавины острова Сахалин // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. — С. 364–368.

Климатические смены на территории Юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен-плейстоцен). — Владивосток: ДВО РАН, 1996. — 57 с.

Короткий А. М. Географические аспекты формирования субфоссильных спорово-пыльцевых комплексов (юг Дальнего Востока). — Владивосток: Дальнаука, 2002. — 268 с.

Короткий А. М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). — М.: Наука, 1983. — 246 с.

Короткий А.М. Мерзлотные и нивационные образования в вершинном поясе Сихотэ-Алиня // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 100–123.

Короткий А.М. Террасовые ряды речных долин Сихотэ-Алиня (условия формирования, возраст и корреляция) // Геоморфология. 2004, №1. С.64-78.

Короткий А.М. Эоплейстоценовые отложения речных террас Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2004.Т. 23. №3. С. 60–75.

Короткий А.М., Высочин В.И., Гвоздева И.Г. Вечная мерзлота и ее динамика в позднем вюрме-голоцене. // Ландшафтные геофизические исследования на Дальнем Востоке. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 45–57.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Пушкарь В.С. Климат и колебания вертикальных ландшафтных зон Сихотэ-Алиня в голоцене // Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 112–119.

Короткий А.М., Ковалюх Н.Н., Волков В.Г. Радиоуглеродное датирование четвертичных отложений (Юг Дальнего Востока): Препринт / Тихоокеанский ин-т географии. — Владивосток: ДВО РАН, 1989. — 60 с.

Короткий А.М., Макарова Т.Р. Палеогеографические и геоморфологические аспекты устойчивости геосистем в бассейнах горных рек. — Владивосток: Дальнаука, 2005. — 293 с.

Короткий А.М., Мохова Л.М., Пушкарь В.С. Климатические смены голоцена и развитие ландшафтов голоценовой зоны Центрального Ям-Алиня // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 4–19.

Короткий А.М., Никольская В.В., Скрыльник Г.П. Пространственно-временные закономерности осыпного и курумного морфолитогенеза в условиях в условиях муссонного и континентального климата Дальнего востока // Локальные контрасты в геосистемах. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 122–134.

Манько Ю.И. Пихтово-еловые леса Северного Сихотэ-Алиня. — Л.: Наука, 1967. — 244 с.

Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен-голоцен) / Короткий А.М., Плетнев С.П., Пушкарь В.С. и др. — М.: Наука, 1988. — 240 с.

Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского союза. — М., Географгиз, 1963. — 312 с.

**VEGETATION CHANGES
IN THE UPPER MOUNTAIN BELTS
UNDER INFLUENCE
OF EXOGENOUS PROCESSES
(LATE PLEISTOCENE – HOLOCENE)**

A.M. Korotkyi, V.V. Korobov, G.P. Skrylnik
*Pacific Institute of Geography FEB RAS,
Vladivostok*

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, spore-pollen complexes, periglacial landforms, vegetation dynamics.

Cross-spectrum analysis of spore-pollen complexes from cover deposits (dominately soils) and ancient cryogenic formations in the river basins of Northern Sikhote-Alin (Kyuma, Venyukovka, Kabaniya, Kipreynaya, Nelma, Samarga, Yedinka, etc.) has shown that soil formation corresponds Middle Holocene at most, and formation of periglacial cover forms — cold climate conditions of Late Wurm.

П. 4. Bibl. 17.