

УДК 551.8:574

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПОСЛЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ КУРИЛЬСКОЕ ОЗЕРО - ИЛЬИНСКАЯ 7700 ¹⁴С Л.Н. НА ЮЖНОЙ КАМЧАТКЕ

© 2004 г. В. Г. Дирксен, О. В. Дирксен

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

На примере кальдерообразующего извержения Курильское озеро-Ильинская (Южная Камчатка), произошедшего 7700 ¹⁴С л.н., проведена реконструкция воздействия катастрофического извержения на растительность в районе извержения и проанализированы возможные механизмы и темпы ее постэруптивного восстановления.

Экологическая оценка вулканического воздействия на окружающую среду и прогноз возможных последствий вулканических извержений в будущем, безусловно, является одной из актуальнейших задач при изучении районов современного вулканизма. До настоящего времени подобные разработки основывались преимущественно на данных мониторингового наблюдения за состоянием природной среды непосредственно после современных вулканических извержений, которые не только кардинально перестраивают структуру экосистем в непосредственной близости от эруптивных центров, но и во многом определяют устойчивость и направленность развития геокомплексов на удалении от вулканов. Однако палеоэкологические исследования восстановительных процессов, связанных с доисторическими вулканическими извержениями, до настоящего времени не проводились. Представляемая работа, в которой мы попытались охарактеризовать воздействие на экосистемы катастрофических извержений и механизмы их постэруптивного восстановления на примере крупнейшего на территории Камчатки за последние 10000 лет извержения Курильское озеро-Ильинская, является первой попыткой подобного рода исследований.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ. РЕЛЬЕФ

Современный облик рельефа Южной Камчатки (рис. 1) в районе Курильского озера в значительной степени определяется сочетанием разновозрастных вулканических форм и следов познеплейстоценовых оледенений (Камчатка..., 1974). В настоящее время данная территория представляет собой в целом среднегорную страну с хорошо развитой речной сетью. Большинство крупных речных долин радиально расходится от Курильского озера и имеет типичную троговую

форму с широкими плоскими днищами и крутыми бортами. Относительные превышения водоразделов над днищами долин достигают 500-600 м и в среднем составляют около 300 м. Абсолютные отметки водоразделов колеблются от 400 до 1000 м, в целом повышаясь от побережья Тихого океана к центральной части полуострова и затем несколько понижаясь к западу. К высокогорному ярусу рельефа можно отнести лишь постройки плейстоцен-голоценовых вулканов с абсолютными отметками вершин до 2161 м (влк. Камбальный). Всего в данном районе насчитывается 5 активных в голоцене вулканов (Брайцева и др., 2001), эруптивная деятельность которых во многом определила динамику развития и современный облик геокомплексов Южной Камчатки.

КЛИМАТ

Южная Камчатка относится к районам с морским климатом, основные черты которого формируются под воздействием процессов циркуляции атмосферы над Охотским морем и северной частью Тихого океана (Муравьев, 2001). В результате активной в течение всего года циклонической деятельности среднегодовой показатель облачности достигает 8.5 баллов, и основное количество тепла, поступающего на поверхность, связано с рассеянной солнечной радиацией (Шамшин, 1999). Отопляющее воздействие океана зимой обуславливает относительно высокую среднюю годовую температуру воздуха. По данным метеостанции Ходутка (Grishin et al, 1996), ее среднемноголетнее значение составляет 1.3 °С. Океанический тип термического режима проявляется в смещении наступлений максимальных температур летом (около 12 °С) с середины июля на август, и относительно низких их показателях в целом. Южная Камчатка относится к зоне избыточного увлажнения, что обусловлено интенсив-

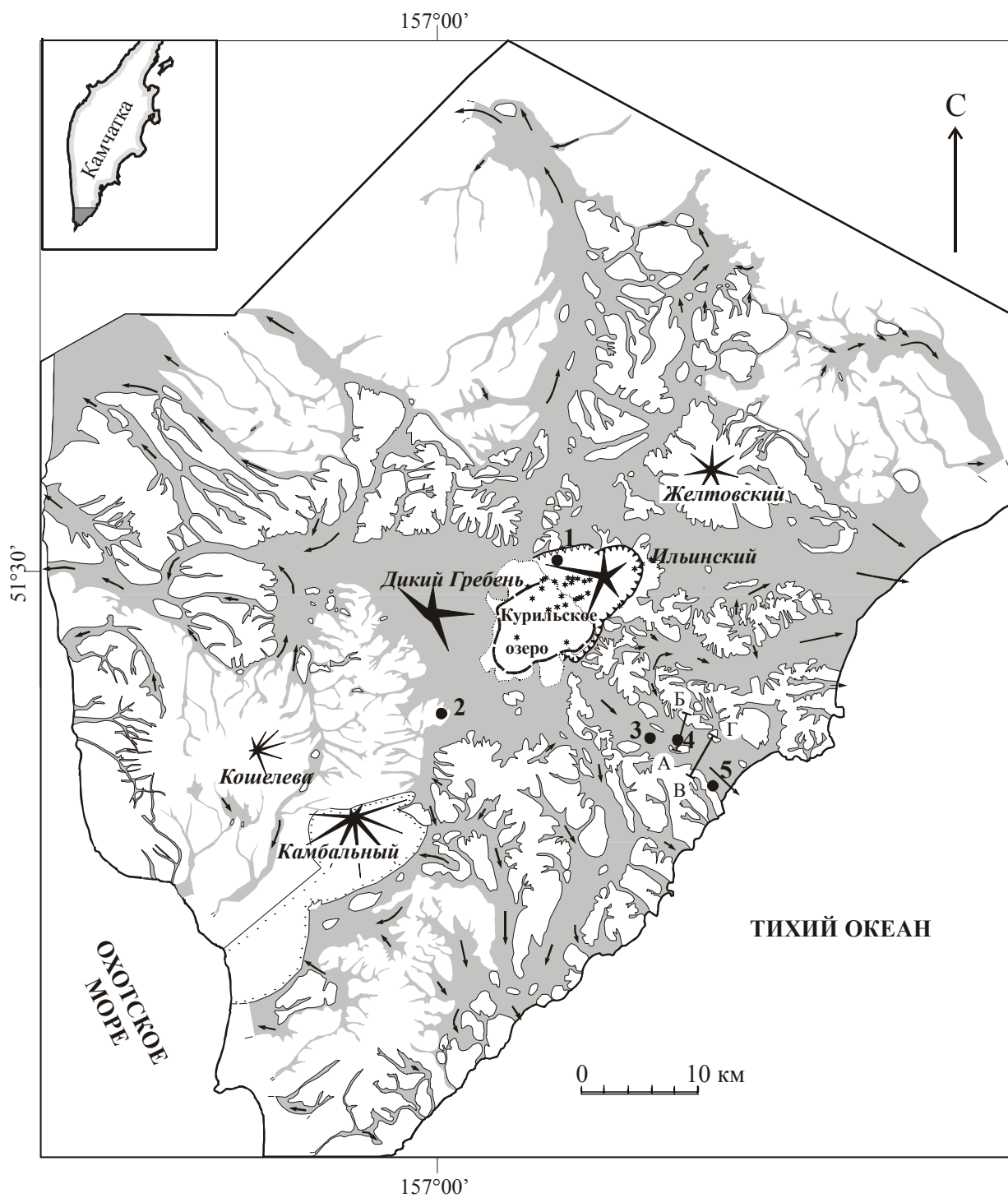


Рис. 1. Схема распространения пирокластических потоков кальдеры Курильское озеро- Ильинская (по И.В.Мелекесцеву). 1- отложения пирокластических потоков; 2-выраженные в рельефе уступы: а- кальдеры извержения Курильское озеро- Ильинская, б- кальдеры предполагаемого плейстоценового извержения; 3- подводная часть кальдеры Курильское озеро- Ильинская; 4- голоценовые вулканы; 5- внутрикальдерные моногенные кратеры и экструзивные куполы (подводные эруптивные центры показаны на основе данных (Бондаренко 1990)); 6- граница отложений вулкана Камбальный, перекрывающих пирокластические потоки кальдеры Курильского озера-Ильинской; 7- ключевые участки и их номера; 8- современная береговая линия Курильского озера. А-Б и В-Г – поперечные профили долин (см. рис. 6), На врезке показан район работ.

ной циклонической деятельностью. Среднегодовое количество атмосферных осадков, с относительно равномерным внутригодовым распределением, оценивается в 1430 мм (Grishin et al. 1996) и может достигать 2500 мм на наветренных склонах хребтов (Муравьев, 2001). Высота снежного покрова превышает 2 м. Широкое распространение многолетних снежников отмечается на высотах более 250-300 м над у.м., их таяние продолжается в течение всего лета.

СОВРЕМЕННАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Растительность Южной Камчатки и высотные закономерности ее распределения характеризуются на основании анализа геоботанических материалов и дешифрирования аэрофотоматериалов (рис. 2, Определитель..., 1981).

Лесная растительность представлена каменноберезовой формацией с *Betula ertmanii*, образующей высотный растительный пояс в диапазоне от 10-15 м (побережье Тихого океана) до 400 м (долина р. Правый Унканович). Общая тенденция изменения высотного положения верхней границы леса наиболее четко выражена в широтном направлении. Ее абсолютные отметки повышаются от 170-200 м у побережья Тихого океана до 300-350 м в центральной части юга полуострова и снова опускаются до 260-270 м в районе р. Паужетка. Субмеридионально ориентированная долина р. Паужетка выступает западной границей распространения каменноберезняков на Южной Камчатке. Изменение высоты верхней границы леса в широтном и, менее четко, в меридиональном (отмечается некоторая тенденция ее повышения с юга на север) направлениях обусловлена, по-видимому, нарастанием континентальности климата от побережий к внутренней части полуострова. Отсутствие лесов на западе района, возможно, связано с субширотной ориентировкой речных долин, позволяющей беспрепятственно проникать холодным и влажным воздушным массам Охотского моря в глубь полуострова.

Каменноберезняки образуют преимущественно разреженные парковые леса с подлеском из кустарников – рябины бузинолистной (*Sorbus sambucifolia*), шиповника иглистого (*Rosa acicularis*), жимолости камчатской (*Lonicera kamtschatica*), жимолости Шамиссо (*L. chamissoi*) и др., и пышным разнотравьем с высоким видовым разнообразием.

Выше лесного пояса до абсолютных отметок 600-700 м располагается субальпийский пояс стланиковых кустарников, ширина которого несколько сокращается в направлениях как с юга на север, так и от побережий в глубь полуострова. Выделяются две формации, ольховостланиковая с *Alnus kamtschatica* (*A. fruticosa* s.l.)

и кедровостланиковая с *Pinus pumila*, при этом первая играет господствующую роль не только в составе субальпийского высотного пояса, но и в структуре растительного покрова Южной Камчатки в целом. Пространственные взаимоотношения стлаников определяются четким разграничением их местообитаний. Так, ольховники практически полностью занимают горные склоны различной крутизны вне зависимости от их экспозиционной приуроченности, выходят на пологонаклонные водоразделы и присклоновые части пойма. Кедровый стланик предпочитает выровненные площадки на склонах и водоразделах, плоские вершины холмов и террасы.

Подобное распределение экотопов между двумя видами-эдификаторами связано с различиями в их экологии. Оба вида, *Alnus kamtschatica* и *Pinus pumila*, экологически очень пластичны, однако первый можно отнести к мезогигрофитам, а второй – к мезофитам (Хоментовский, 1995). Поэтому сообщества ольхового стланика занимают склоны, где значительная аккумуляция снега предохраняет растения от повреждений и обеспечивает обильное увлажнение грунтов при таянии, тогда как кедровый стланик предпочитает выровненные хорошо дренируемые участки с достаточным снегонакоплением.

Состав травяно-кустарничкового яруса наиболее распространенных ассоциаций кедровостлаников мертвопокровных представлен теневыносливыми видами: майник широколистный, линнея северная (*Linnaea borealis*), плаун годичный (*Lycopodium annotinum*), кислица обыкновенная (*Oxalis acetosella*), мхи. Ольховостланиковая формация представлена преимущественно ассоциациями ольховников вейниковых (*Calamagrostis langsdorffii*) и манниковых (*Glyceria alnasteretum*). Наиболее обычны в этих сообществах бодяк камчатский (*Cirsium kamtschaticum*), майник широколистный (*Maianthemum dilatatum*), седмичник европейский (*Triantalis europaea*), плаун годичный и папоротники (*Gymnocarpium dryopteris*, *Phegopteris connectilis*).

Преобладание ольховостланиковых сообществ в растительном покрове территории обусловлено не только благоприятными климатическими условиями, но и высокой конкурентной способностью эдификатора. Ольховники проникают в ниже- и вышерасположенные высотные растительные пояса, образуя комбинации с растительными сообществами, свойственными данным поясам, в широком диапазоне от урезков рек до высот 800-850 м. Так, на пологонаклонных низких водоразделах, сложенных отложениями пирокластических потоков, в пределах высотного пояса каменноберезовых лесов выделяются значительные площади с мозаичным чередованием ольховника, полян

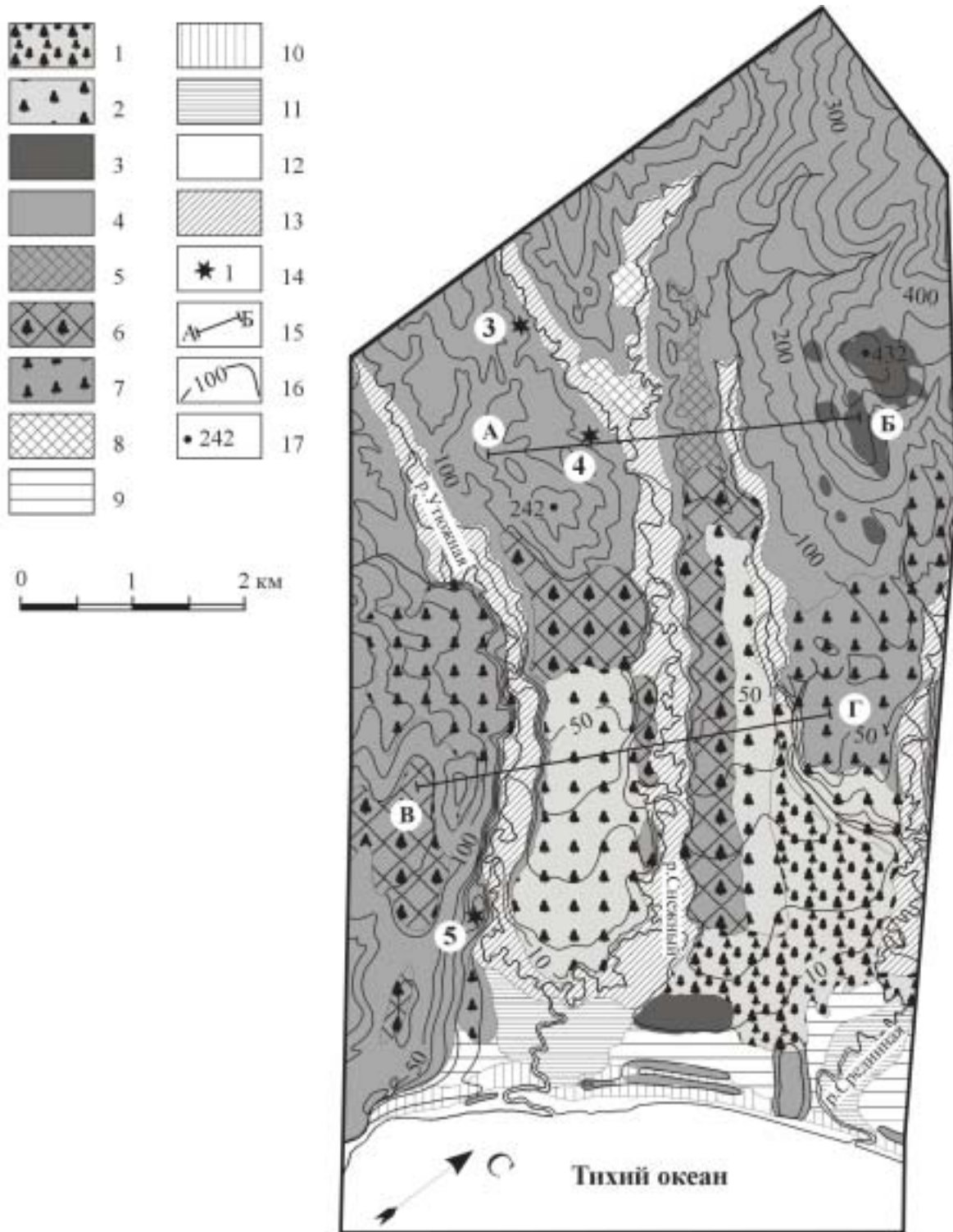


Рис. 2. Карта растительности. Каменноберезовые леса: 1- сомкнутые высокотравные; 2-разреженные кустарниково-разнотравные. Стланиковые кустарники: 3- кедровостланики; 4-ольховники. Комплексы растительности: 5- ольховников и разнотравно-вейниковых лугов; 6-ольховников, разнотравных закустаренных лугов и куртин каменной березы; 7- ольховников и отдельных деревьев или куртин каменной березы. Луга: 8- разнотравные закустаренные; 9-приморские разнотравные закустаренные; 10- приморские разнотравно-злаковые; 11-приморские злаковые. Прочая растительность: 12- разреженные группировки морских побережий; 13- пойменные леса; 14- ключевые участки и их номера; 15- поперечные профили долин (см. рис. 6); 16- горизонталы (в диапазоне высот 0-50 м проведены через 10 м, выше 50 м - через 50 м); 17- абсолютные отметки основных вершин.

разнотравных лугов и каменноберезовых редколесий. Эти сообщества образуют единый комплекс растительности, комбинация элементов которого определяется особенностями микрорельефа, дренажными свойствами субстрата, гидротермическими условиями конкретных экотопов. В вышерасположенном горнотундровом поясе ольховники разреживаются и встречаются преимущественно по склонам ложбин и водотоков, тогда как тундры занимают водораздельные пространства и пологие склоны. Кедровый стланик также встречается практически во всех высотных поясах растительности, но гораздо реже, и не всегда образует сомкнутые сообщества. В целом, контакт субальпийского и горнотундрового поясов представляет собой широкую полосу в диапазоне высот 500-700 м, где образуются комбинации или комплексы растительности с участием основных сообществ, свойственных данным поясам.

Среди горнотундровых сообществ преобладают лишайниковые (роды *Cetraria*, *Cladina*, *Cladonia*) и шикшиего-голубичные (*Empetrum sibiricum*, *Vaccinium uliginosum*), часто встречаются ерниковые (*Betula exilis*) и лишайниково-вересковые (преобладают луазелеурия лежащая (*Loiseleuria procumbens*), кассиопея плауновидная (*Cassiope lycopodioides*), арктоус альпийский (*Arctous alpina*)) с ивками (*Salix arctica*, *S. pulchra*, *S. tschuktschogum* и др.) и криомезофильным разнотравьем. Водораздельные поверхности с менее мощным снежным покровом занимают шпалерно-кустарничковые (рододендрон камчатский (*Rhododendron camtschaticum*) и сиверсия пятилепестная (*Sieversia pentapetala*)) тундры. Выше 900-1000 м, и на шлаковых субстратах склонов стратовулканов в субальпийском и горнотундровом поясах, широкое распространение имеют петрофильные группировки с преобладанием пеннеллианта кустарникового (*Pennellianthus frutescens*), с участием полыни скученной (*Artemisia glomerata*), эрмании парриевидной (*Ermania parryoides*), камнеломки шерлериевидной (*Saxifraga cherlerioides*) и др.

Луговые сообщества в каждом высотном поясе имеют свои специфические черты. Так, для лесного пояса характерно распространение разнотравных закустаренных лугов, видовой состав которых обнаруживает генетические связи с таковым подлеска и травяно-кустарничкового яруса каменноберезовых лесов. Отмечается множество общих видов, таких, как василисник кеменский (*Thalictrum kemense*), иван-чай (*Chamerion angustifolium*), полынь пышная (*Artemisia opulenta*), присутствие в лесных и луговых сообществах папоротников (*Athyrium filix-femina*, *Pteridium aquilinum*), плаунов (*Lycopodium clavatum*, *L. annotinum*), хвощей (*Equisetum pratense*) и т.п. В субальпий-

ском поясе обычны разнотравно-вейниковые (*Calamagrostis langsdorffii*) луга, экологически связанные с травостоем под пологом ольхового стланика. В горнотундровом поясе распространение луговых сообществ связано с западинами и подножиями склонов с повышенным снегонакоплением в зимнее время, а также с пятнами тающих в течение всего лета снежников. На участках с достаточным увлажнением и хорошими дренажными условиями развиваются разнотравные луга с характерными видами: касатик щетинистый (*Iris setosa*), черемша (*Allium ochotense*), купальница Ридера (*Trollius riederanus*), лжегравилат калужничелистный (*Parageum calthifolium*), гравилат крупнолистный (*Geum macrophyllum*), и значительным участием видов осок, что отличает их от луговых сообществ нижерасположенных поясов. На участках с застойным увлажнением обычны заболоченные осоковые сообщества, занимающие иногда значительные площади.

К внезональным луговым сообществам можно отнести встречающиеся только в узкой прибрежной полосе приморские злаковники (*Leymus mollis*, *Arctroa eminens*, *Phalaroides arundinacea*) и высокотравные луга с преобладанием нескольких гидромезофильных видов: бодяк камчатский, крестовник коноплелистный (*Senecio cannabifolius*), борщевик сладкий (*Heracleum dulce*), шеломайник (*Filipendula camtschatica*). Последние отмечаются во всех растительных поясах на избыточно влажных и хорошо дренируемых субстратах, богатых органикой.

Пойменные ивовые леса из ивы удской (*Salix udensis*), с участием ольхи пушистой (*Alnus hirsuta*) и шеломайником в травостое, широко распространены во всех крупных речных долинах территории и также могут рассматриваться в качестве внезональной растительности.

ИЗВЕРЖЕНИЕ КУРИЛЬСКОЕ ОЗЕРО-ИЛЬИНСКАЯ

Кальдерообразующее извержение Курильское озеро-Ильинская (КО) произошло около 7700 (7666 ± 19) ¹⁴C лет назад или около 5600 г. до н.э. (Брайцева и др., 2001), объем ювенильного материала составил порядка 140-170 км³, что в несколько раз превосходит масштабы извержений вулканов Санторин около 3000 л.н., Кракатау в 1883 г. и Новарупта-Катмаи в 1912 г. По своему экологическому воздействию оно было, по видимому, сравнимо с самым мощным извержением XIX-XX вв. в мире вулкана Тамбора в 1815 г. (Брайцева и др., 2001).

Извержение проходило по «классической схеме»: на начальных стадиях выбрасывалась преимущественно тефра при невысокой доле пирокластических

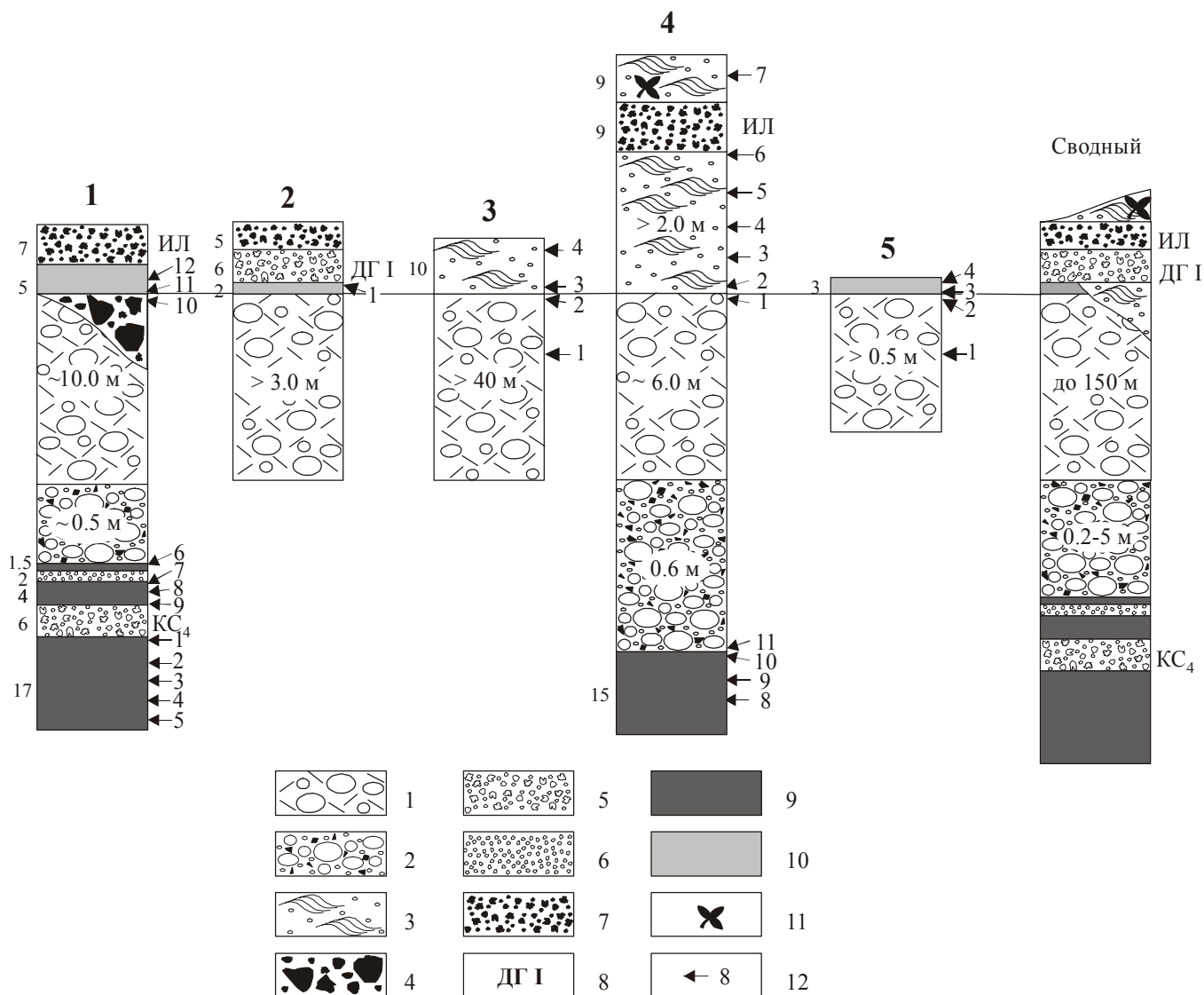


Рис. 3. Разрезы почвенно-пирокластических чехлов: 1-5 частные разрезы на ключевых участках и сводный разрез. 1- туфы КО; 2- тефра КО; 3- флювиальные отложения; 4-отложения обвалов; 5- вулканический песок и гравий андезитового и риодацитового состава, 6- мелкозернистые пески кислого состава, 7- вулканический песок и гравий основного состава; 8- индексы пеплов; 9- темно-коричневая развитая палеопочва; 10- желтовато-светло-коричневая примитивная палеопочва; 11- растительные остатки; 12- места отбора образцов и их номера. Цифры слева у каждой колонки обозначают мощность слоев в см, мощности более крупных горизонтов указаны непосредственно в каждой колонке. Линия корреляции соединяет кровлю отложений КО во всех колонках.

потоков. Затем, в результате частичного опустошения магматического очага, произошло обрушение его кровли и формирование собственно кальдеры. На этом этапе началось образование главных пирокластических потоков, сопровождавшихся различными типами пирокластических волн (Ропотаева et al, в печати).

В результате извержения раскаленные пирокластические потоки покрыли значительную территорию Южной Камчатки: около 70 км с юга на север (от южного подножия влк. Кошелевский до западного подножия влк. Ксудач) и до 60 км с запада на восток (от побережья Охотского моря до Тихого океана) (рис. 1).

Тефра выпадала на еще более обширных территориях: от о. Онекотан на юго-востоке до влк. Малый Семячик (Брайцева и др., 1980) на севере; на северо-востоке она обнаружена на Командорских островах (Kyle et al, 2002), а на северо-западе, в окрестностях г. Магадан, ее мощность составляет около 5 см (Мелекесцев и др., 1991).

В настоящее время северную часть кальдеры занимает влк. Ильинский (рис. 1), который начал формирование сразу после извержения КО. Вся южная часть кальдерной впадины занята Курильским озером, которое имеет размеры 9x14 км. Максимальная глубина озера, дно которого образовано кровлей обрушившейся

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Таблица 1. Основные характеристики ключевых участков.

Номер ключевого участка	Расстояние до бортовки кальдеры, км	Высота водоразделов, м над у.м.	Высота тальвегов, м над у.м.	Ширина днищ долин, км	Угол склона бортов, °	Высота точки отбора проб, м над у.м.
1	3	500	100	-	10-15	370
2	8	650	100	2	8-25	500
3	10	230-430	45-50	0,5	10-20	110
4	11	230-430	45-50	2,5	10-20	80-90
5	17	150-200	5	7	15-25	30

кальдеры, составляет около 305 м (Бондаренко, 1990). В настоящее время уступ кальдеры уверенно прослеживается в ее северном и северо-восточном секторах. На других участках очертания кальдеры либо деформированы более поздними вулканическими проявлениями, либо скрыты под зеркалом воды Курильского озера.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексные исследования были проведены на 5 ключевых участках (рис. 1, табл. 1) на разном удалении от центра извержения и включали детальное изучение и описание отложений КО и фрагментов почвенно-пирокластического чехла (ППЧ) и палинологический анализ образцов из отложений различного генезиса (рис. 3).

Реконструкции параметров поражающих агентов извержения КО, их комбинированного воздействия на палеоэкосистемы, и механизмов постэруптивного восстановления растительности проводились с привлечением литературных данных о наиболее близких по своей природе процессах и явлениях, наблюдаемых во время современных извержений и после них. Использовались материалы по извержениям вулканов Ксудач (1907 г.), Толбачик (1975-77 гг.), Шивелуч (1964 г.), Усу, Япония (1977-78 гг.), Сент-Хеленс, США (1980 г.), Новарупта-Катмаи, США (1912 г.) и др.

ТЕФРОСТРАТИГРАФИЯ

В пределах изученной территории ниже подошвы отложений КО отмечаются 2 палеопочвы общей мощностью до 20 см (в среднем 5 см), разделенные горизонтом тефры извержения влк. Ксудач (КС₄) 8800 ¹⁴С л.н. (Брайцева и др, 2001) (рис. 3), который представлен коричневато-желтым средне-, мелкозернистым песком андезитового состава. Время формирования верхней палеопочвы, залегающей между горизонтом КС₄ и подошвой отложений КО, можно оценить в 1400 лет (около 1100 ¹⁴С) (Ponomareva et al. 2001). Характерно, что в местах распространения мощных многометровых толщ туфов КО верхние 2-3 см кровли этой

почвы часто обуглены, а иногда и значительно уплотнены. На некоторых участках в данном районе (уч. 4) в средней ее части встречается светлый маломощный, не более 1 см, горизонт кислой транзитной тефры от удаленного неизвестного источника. В нижней палеопочве, залегающей под горизонтом КС₄, прослоев пеплов не отмечено. Следовательно, обе палеопочвы ниже подошвы отложений КО были сформированы в период значительного ослабления вулканической активности в данном районе, поскольку тефры местных вулканов в них не обнаружено.

В основании отложений КО залегает горизонт тефры, представленный вулканическим гравием и лапилли риодацитового состава. Мощность этого горизонта колеблется от 30-40 см на тихоокеанском побережье до 2-5 м вблизи кальдеры. На нем залегают туфы КО, максимальная мощность которых в широких троговых долинах достигает 150 м. На бортах долин и на водоразделах туфы фациально замещаются отложениями пирокластических волн. Общая мощность отложений КО характеризуется значительной изменчивостью в широком диапазоне: от первых сантиметров на водоразделах до 100-150 м в речных долинах.

Иногда в пределах данной территории (уч. 4) непосредственно на туфах КО залегает пачка четко стратифицированных флювиальных отложений мощностью до 2 м, в которых нами обнаружены диатомовые водоросли. Образование этой толщи, по-видимому, связано с перемывом пирокластики КО временными водотоками сразу после извержения.

Выше горизонта перемыва пирокластики КО или непосредственно на туфах КО, где их переотложения не происходило, залегает примитивная, с низким содержанием гумуса, маломощная (1-2 см) палеопочва, образованная на ранних стадиях процесса почвообразования после извержения КО. На ней (уч. 2), а в некоторых случаях непосредственно на туфах КО или на отложениях перемыва пирокластики КО, залегает горизонт пепла ДГ I (Ponomareva et al. 1995) влк. Дикий Гребень. Он представлен мелким гравием и крупнозернистым песком серых плотных, непористых по-

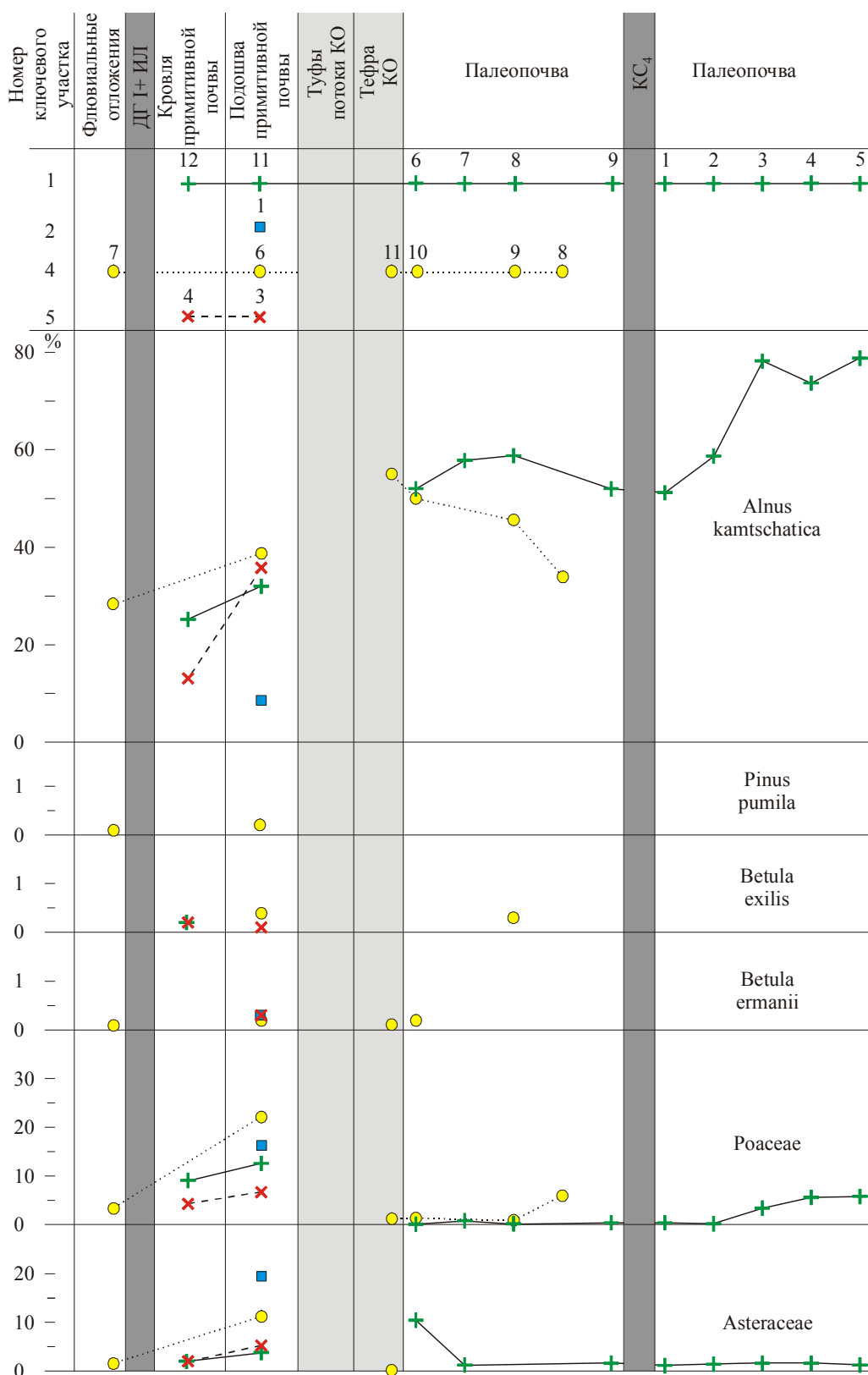


Рис. 4. Палинологическая характеристика временных срезов по ключевым участкам. На диаграммах показаны процентные содержания основных компонентов СПС. Каждому ключевому участку соответствует определенное сочетание условного знака и линии в обозначении образцов и их серий. Цифры над условными знаками обозначают номера образцов в сериях по каждому ключевому участку. Условными знаками обозначены содержания каждого таксона СПС для ключевых участков: 1- первого, 2- второго, 3- четвертого и 4- пятого. Серым цветом выделены горизонты пеплов-маркеров (ИЛ+ДГ I и КС₄) и пирокластики КО, границы которых фиксируют временные срезы.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

род, соответствующих по составу риодацитам (Биндеман, 1994).

Горизонт ДГ I перекрывается слоем тефры влк. Ильинский (ИЛ), который образовался в результате одного из первых посткальдерных извержений этого вулкана. Пепел ИЛ представлен темно-серыми гравиом и крупно-, мелкозернистым песком хрупких, пористых пород.

Использование горизонтов КС₄, ДГ I и ИЛ в качестве стратиграфических реперов позволило провести корреляцию палинологических данных по ключевым участкам.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И ВЫДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ СРЕЗОВ

Попытка реконструкции процесса восстановления растительности в прошлом требует применения особых методик отбора образцов, предусматривающих решение следующих задач: 1) получение непрерывного ряда данных на каждом ключевом участке; 2) их пространственная синхронизация.

Первая задача решалась применением техники «сплошного» отбора образцов мощностью 0.5-1.0 см из межпепловых прослоев под и, главным образом, над толщей пирокластики КО. Кроме того, образцы отбирались из подошвы и кровли собственно отложений КО, а также из горизонтов перемыва этих отложений (рис. 3).

Вторая задача решалась выделением временных срезов (рис. 4) на основе пространственной корреляции вулканических пеплов. Собственно отложения КО фиксируют два основных временных среза: 1) непосредственно до извержения (самые верхние образцы разрезов из подстилающей палеопочвы); 2) сразу после извержения, до начала почвообразования (образцы из кровли отложений пирокластического потока и ряд образцов из горизонта перемыва отложений КО). Серии образцов из примитивной почвы, образованной на отложениях КО (в том числе и на горизонтах перемыва КО), характеризуют один и тот же временной промежуток, верхней стратиграфической границей которого выступают горизонты тефры ДГ I и ИЛ. Ряды данных, полученные из таких образцов, позволяют реконструировать естественную динамику растительности, связанную с восстановительным процессом. Серии образцов из палеопочв ниже подошвы отложений КО, формирование которых связано с периодами относительного вулканического покоя, позволяют охарактеризовать естественную динамику растительности под воздействием преимущественно климатических изменений в эти временные отрезки.

Экологическая интерпретация палинологических результатов основывалась на данных спорово-пыльце-

вых спектров (СПС) поверхностных проб (верхние 0.5-1.0 см современной почвы), позволяющих оценить адекватность соотношения: комплекс таксонов СПС – тип формирующей этот спектр растительности.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Всего было изучено 32 образца, из них 22 содержали достаточное для расчета процентных соотношений количество пыльцы и спор (в среднем насчитано 500-600 зерен). 10 образцов, преимущественно из отложений КО, отличались низкой относительной концентрацией пыльцы и спор (обнаружено от 3 до 126 зерен) или полным их отсутствием (уч. 3, обр. №№ 1-2; уч. 5, обр. № 1). Расчет процентного содержания компонентов СПС проводился от общей суммы пыльцы и спор в спектре; относительная пыльцевая концентрация оценивалась по количеству зерен на единицу площади покровного стекла препарата и выражалась условно. Процентные соотношения в СПС с низкой относительной пыльцевой концентрацией не определялись, однако данные по абсолютному количеству таксонов и их встречаемости в таких спектрах использовались в дальнейшей обработке.

Все таксоны СПС по дальности транспортировки от их источников можно объединить в 3 группы: региональные, экстралокальные и локальные. Выделение групп таксонов по данному признаку проводится на основе качественной характеристики компонентов СПС по изменчивости их содержаний в спектрах территории и не связано с установлением фиксированных дистанций от их источников (Janssen, 1973). Подобный подход позволяет интерпретировать данные с разным уровнем пространственной информативности – от конкретной точки до масштабов региона, и сопоставлять полученные результаты по различным территориям (Дирксен, 2000; Cour et al. 1999; Yonebayashi, 1996). К первой группе относятся таксоны *Betula sect. Costatae* и *Pinus s/g Haploxyton*, источниками которых являются *Betula ermanii* и *Pinus pumila*. Дальность переноса пыльцы этих видов мы ограничиваем территорией района исследований, т.е. окрестностями Курильского озера. Группа экстралокальных таксонов включает *Alnaster (Alnus kamtschatica)*, *Artemisia*, *Polypodiaceae*, *Salix*, *Betula sect. Nanae (Betula exilis)*, виды *Lycopodium*, дальность переноса которых ограничивается масштабами речной долины и прилегающих водоразделов. Выделение *Polypodiaceae* и *Lycopodiaceae* в качестве экстралокальных таксонов подтверждается другими исследователями (Yonebayashi, 1996). Содержание *Alnaster*, *Artemisia*, *Polypodiaceae* в СПС территории может быть завышенным за счет их высокой продуктивности и (или) хорошей сохранности при

ДИРКСЕН, ДИРКСЕН

Таблица 2. Хроноряд СПС: выделение начальных стадий зарастания.

		Стадия 1			Стадия 2		Стадия 3	
№ образцов	Участок 4	1	2	3	4	5	6	
	Участок 3			3	4			
	Участок 5	1						2
	<i>Pinus pumila</i>	1/*	1/*	2/*	3/*		2/0.2	
	<i>Alnus kamtschatica</i>	4/*	4/*	1/*	31/*	21/*	371/38.8	225/38.1
	<i>Salix</i>			1/*				2/0.3
	<i>Betula exilis</i>		1/*		4/*	2/*	4/0.4	5/0.8
	<i>Betula ermanii</i>			1/*			2/0.2	
	Poaceae		2/*	1/*	2/*	1/*	212/22.2	101/17.1
	Cyperaceae		1/*	2/*	7/*	28/*		
	<i>Plantago</i>		1/*					
	<i>Polygonum amurense</i>			1/*				
	<i>Thalictrum</i>						4/0.4	
	<i>Heracleum</i>						3/0.3	3/0.5
	Scrophulariaceae						29/3.0	1/0.2
	Caryophyllaceae						1/0.1	
	<i>Chamerion angustifolium</i>						1/0.1	
	Cichoriaceae						1/0.1	
	Asteraceae undiff.						51/5.3	6/1.0
	<i>Cirsium</i>						3/0.3	1/0.2
	<i>Artemisia</i>				2/*		190/19.9	78/13.2
	Polypodiaceae	10/*	8/*	5/*	70/*	33/*	67/7.0	157/26.6
	<i>Sphagnum</i>				1/*	1/*	1/0.1	
	<i>Botrychium</i>						1/0.1	4/0.7
	<i>Huperzia selago</i>				1/*		1/0.1	
	<i>Lycopodium clavatum</i>			1/*	3/*		1/0.1	3/0.5
	<i>Lycopodium annotinum</i>						1/0.1	
	<i>Lycopodium dubium</i>				1/*			
	Bryales		2/*			2/*		1/0.2
	Относительная концентрация	+	+	+	++	++	++++	+++

Примечания: в ячейках указаны абсолютное количество/процентное содержание таксонов СПС. Относительная концентрация таксонов в СПС: высокая (++++), средняя (+++), низкая (++) , очень низкая (+). *: процентные соотношения в СПС с низкой (++ и +) относительной концентрацией не определялись.

захоронении (Дирксен, 1999). Группа локальных компонентов объединяет все остальные недревесные и споровые таксоны, источником которых является конкретное растительное сообщество в данной точке.

Использованный метод получения палинологических данных и их синхронизации по участкам позволяет рассмотреть как временную (хроноряд), так

и экологическую (топоряд) последовательность СПС. Хроноряд включает в себя спектры образцов по участкам 3-5 из кровли отложений КО и горизонта их перемыва, преимущественно с низкой относительной концентрацией. Полученные данные сопоставлены на основе сходства СПС, что позволяет выделить общие черты спектров, характеризующих начальные стадии

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Таблица 3. Топоряд СПС: сопоставление по временным срезам.

		Кровля отложений КО		Подошва примитивной почвы				Кровля примитивной почвы	
№ обр.	Участок 5	2		3				4	
	Участок 4		4		6				
	Участок 1					11			12
	Участок 2						1		
Pinus pumila			3/*		2/0.2				
Alnus kamtschatica		225/38.1	31/*	412/35.8	371/38.8	187/32.0	49/8.6	70/13.1	160/25.2
Salix		2/0.3		1/0.1					
Betula exilis		5/0.8	4/*	1/0.1	4/0.4			1/0.2	1/0.2
Betula ermanii				4/0.3	2/0.2		1/0.2		
Poaceae		101/17.1	2/*	77/6.7	212/22.2	74/12.6	92/16.2	23/4.3	58/9.1
Cyperaceae			7/*						
Thalictrum				6/0.5	4/0.4	3/0.5	9/1.6		2/0.3
Geum						11/1.9	2/0.4	1/0.2	8/1.3
Sieversia						1/0.2			2/0.3
Polygonum lapathifolia						1/0.2			
Apiaceae undiff.							1/0.2		
Heracleum		3/0.5		34/3.0	3/0.3	1/0.2	2/0.4	16/3.0	1/0.2
Rubiaceae									1/0.2
Scrophulariaceae		1/0.2		14/1.2	29/3.0	5/0.9		2/0.4	3/0.5
Caryophyllaceae					1/0.1				
Chamerion angustifolium					1/0.1			1/0.1	
Cichoriaceae					1/0.1	1/0.2			
Asteraceae undiff.		7/1.2		29/2.6	54/5.6	11/1.9	55/9.7	5/1.0	6/1.0
Artemisia		78/13.2	2/*	37/3.2	190/19.9	91/15.6	21/3.7	14/2.6	135/21.3
Polypodiaceae		157/26.6	70/*	519/45.1	67/7.0	174/29.7	322/56.7	388/72.8	233/36.8
Sphagnum			1/*	1/0.1	1/0.1	13/2.2	1/0.2	1/0.2	7/1.1
Botrychium		4/0.7		1/0.1	1/0.1	4/0.7		3/0.6	5/0.8
Huperzia selago			1/*	5/0.4	1/0.1	1/0.2		2/0.4	1/0.2
Lycopodium clavatum		3/0.5	3/*	2/0.2	1/0.1	1/0.2	4/0.7	1/0.2	3/0.5
Lycopodium annotinum					1/0.1	1/0.2	2/0.4	4/0.8	1/0.2
Lycopodium dubium			1/*						
Bryales		1/0.2							
Относительная концентрация		+++	++	++++	++++	++++	+++	++++	+++

Примечания: смотри пояснения к таблице 2.

зарастания после извержения КО (табл. 2). Таким образом, хроноряд СПС, отражающий смену стадий зарастания первичных субстратов, дает представление о ходе биогеоценотического процесса во времени. Топоряд объединяет данные по всем участкам,

сопоставленные по временным срезам (табл. 3, рис. 4). Это позволяет выявить пространственную неоднородность биогеоценотического процесса после извержения КО в зависимости от различной степени поражения растительности и параметров экотопов,

что, в свою очередь, определяет механизмы и темпы восстановления растительности.

1. Хроноряд: начальные стадии зарастания. 1 стадия («единичные поселенцы») выделяется по группе СПС с очень низкой относительной концентрацией. Она характеризуется присутствием преимущественно региональных (*Pinus*) и экстралокальных (*Betula exilis*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium clavatum*) таксонов. К локальным относятся только *Poaceae* и *Cyperaceae*, а также «экзотические» таксоны *Plantago* и *Polygonum amurense*, практически не встречающиеся в СПС сформированной растительности.

2 стадия («появление плаунов и мхов») объединяет СПС с низкой концентрацией. Ее отличительная черта – появление спор плаунов и мхов, среди которых есть как экстралокальные (*Lycopodium* и, возможно, *Hyperzia selago*), так и локальные (*Sphagnum*) таксоны. Следует отметить общую тенденцию увеличения пыльцы осоковых и заметное преобладание их над злаковыми на участке 4. Поскольку оба компонента относятся к локальным, можно говорить о подобном соотношении их источников в данной точке.

3 стадия («злаковая») характеризуется значительным увеличением относительной концентрации, что, по-видимому, связано с появлением заметного количества локальных таксонов наряду с заносными. Она выделяется достаточно отчетливо по пику содержаний сразу нескольких компонентов. Среди экстралокальных таксонов отмечается резкое увеличение количества пыльцы *Alnaster* и *Artemisia*, среди локальных – прежде всего, *Poaceae*. Подобное сочетание местных и заносных компонентов в качестве содоминантов характерно, как правило, для спектров серийной, несомкнутой растительности, когда доля пыльцы местных видов еще невелика. Поэтому участие заносной пыльцы в СПС значительно, хотя оно не отражает состав растительности в данной точке (Дирксен, 1999). Среди других локальных таксонов наиболее характерны для этой стадии *Scrophulariaceae*, *Chamerion angustifolium*, *Asteraceae*, *Heraclium*, среди заносных – необходимо отметить появление *Salix* и *Betula ermanii*. Данная стадия выделяется по характерным признакам СПС достаточно четко, что позволяет распознавать ее в спектрах топорядка на разных участках и использовать в качестве своеобразного «репера».

2. Топоряд: временные срезы. СПС образцов из подстилающих отложения КО палеопочв (уч. 1 и 4, рис. 4) характеризуются в целом высокой относительной пыльцевой концентрацией и достаточно однородным составом компонентов, что свидетельствует о преобладании сомкнутых и развитых растительных сообществ на данной территории до начала извержения КО. Содоминантами СПС выступают

таксоны *Alnaster* и *Polypodiaceae*, при небольшом участии *Poaceae*, *Artemisia*, *Asteraceae*. В СПС участка 1 четко прослеживается общая тенденция уменьшения содержания пыльцы *Alnaster* к моменту начала извержения КО: от 78.8% (обр. 5) до 52% (обр. 6). На участке 4 к этому же моменту содержание пыльцы *Alnaster* составляет 50% (обр. 10).

СПС образцов из примитивных почв, сформированных непосредственно на отложениях КО (уч. 1, 2, 4, 5, табл. 3, рис. 4), также имеют высокую относительную концентрацию, что позволяет выявить общие черты и различия биогеоценотического процесса на разных участках территории. «Злаковая» стадия зарастания на участке 5, выраженная в СПС обр. 2 из кровли отложений КО, отмечается позже на участках 1 и 4, в СПС обр. 6 и 11 из примитивной почвы соответственно. Следующая, 4 стадия зарастания («травянистых и споровых») выражена менее четко и выделяется в целом по заметному уменьшению роли *Alnaster*, *Poaceae*, *Artemisia*, *Asteraceae*, увеличению содержания локальных травянистых таксонов, *Polypodiaceae* и споровых. В целом, во всех СПС примитивных почв и на всех участках *Alnaster* выступает в качестве заносного экстралокального таксона, поскольку его содержание остается постоянно меньшим (от 8.6 до 38.8%), чем в СПС до извержения КО (от 50% и более) и в СПС поверхностных проб (от 57% и более), соответствующих современным ольховниковым сообществам. Уменьшение содержания пыльцы *Alnaster* в СПС примитивных почв после «злаковой» стадии следует рассматривать как общую тенденцию сокращения доли заноса в спектрах по мере повышения роли локальных компонентов, что связано с формированием более сомкнутого растительного покрова в данной точке.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОЭКОСИСТЕМ ДО НАЧАЛА ИЗВЕРЖЕНИЯ КО

«Послойный» ряд палинологических данных на участке 1 из палеопочвы под пеплом $КС_4$ характеризует естественную динамику палеоэкосистем, обусловленную исключительно климатическими изменениями. Отмечается господство сомкнутых злаковых ольховостланиковых сообществ (рис. 4, уч. 1, обр. 3-5), площади которых к концу периода заметно сокращаются (обр. 1-2), что, возможно, связано с похолоданием климата (Егорова, 1990). Воздействие извержения влк. Ксудач не привело к радикальному изменению структуры растительного покрова, но обусловило некоторую его перестройку: покров ольховниковых сообществ стал более разреженным,

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

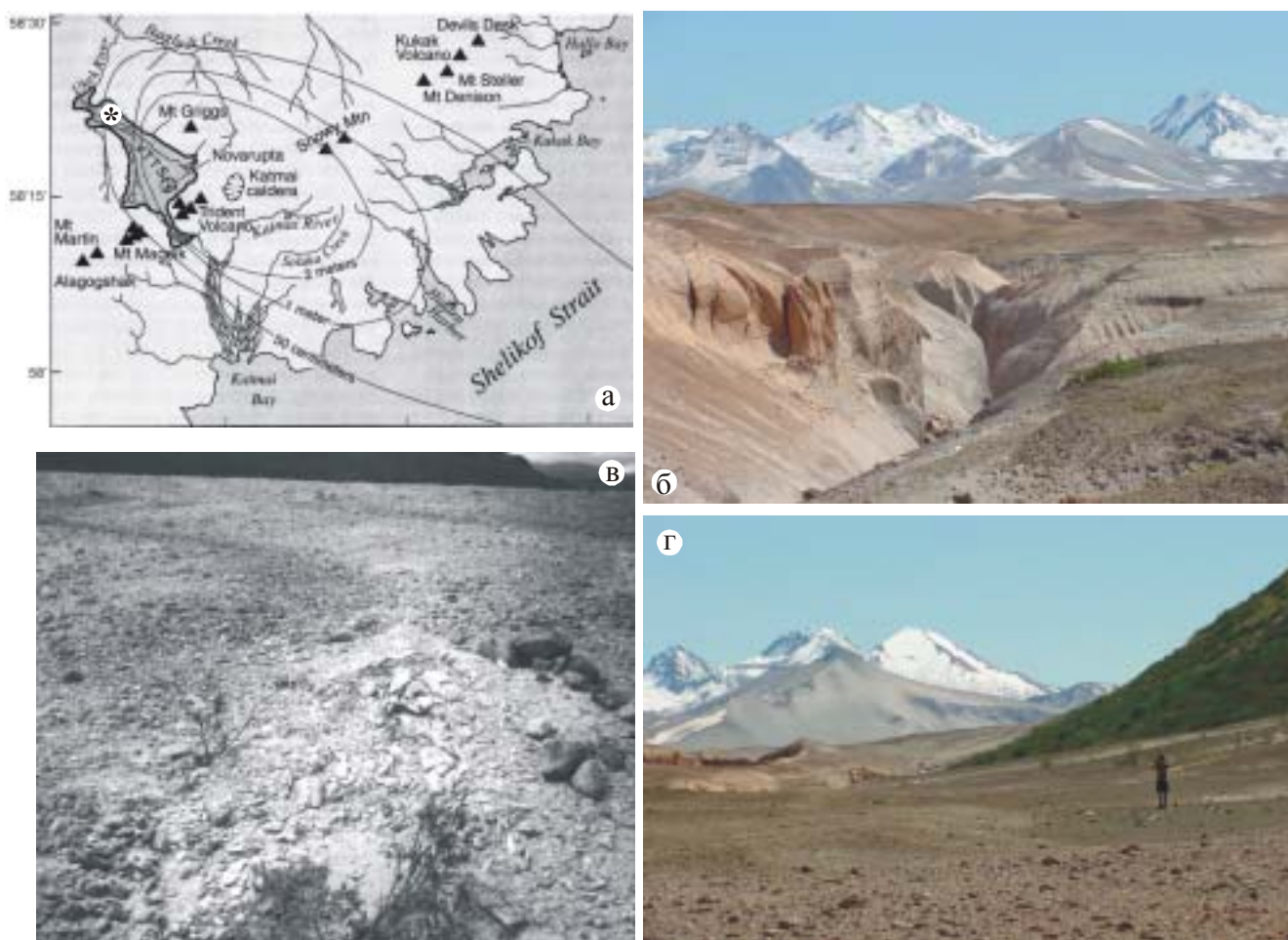


Рис. 5. Катмаи-Новарупта, Аляска. *а*- схема распространения пирокластических потоков (темно-серая заливка) и изопакиты тефры (в сантиметрах) (Fierstein, 2001); Звездочкой обозначено место съемки большинства фотографий; *б*- современная эрозионная деятельность на поверхности отложений пирокластических потоков; *в*- поверхность пирокластического потока с единичными экземплярами ивы; *г*- вторичная сукцессия (вегетативное восстановление) на склонах и ранние стадии первичной сукцессии на поверхности туфов. Авторы фотографий: *б*- и *г*- J. Eichelberger, 2002; *в*- И.Б. Словцов, 2002.

появились поляны с разнотравными лугами (палеопочва над пеплом КС₄, уч. 1, обр. 9; уч. 4, обр. 8). Позже ольховник постепенно восстанавливался, однако не достиг того уровня господства в растительном покрове, как до извержения КС₄. Выпадение тонкого транзитного пепла неизвестного источника, с первичной мощностью до 1 см, в районе участка 1, оказало некоторое негативное воздействие на растительность, и здесь, непосредственно перед извержением КО (обр. 6), ольховники вновь становятся более разреженными, а в травостое сообществ повышается роль *Cirsium* (возможно, *C. kamtschaticum*). На участке 4 в палеопочве этот пепел не зафиксирован, и следов угнетения растительности нет. При этом именно здесь, на юго-востоке района, на нижней границе своего современного ареала, впервые появляется каменная береза, вероятно, в виде отдельных растений или их групп (обр.10-11). Ее появление в этот период отмечается также и в долине р. Паужетка (Егорова, 1980).

Состав компонентов СПС из подошвы тефры КО (рис. 4, уч. 4, обр. 11), соответствующего моменту извержения, позволяет сделать предположение о времени (сезоне) начала извержения на основе фенологических данных. В спектре с высокой относительной концентрацией отмечается повышенное содержание пыльцы ольховника, присутствие пыльцы ивы и каменной березы, единичное участие пыльцы травянистых растений. Таким образом, момент выпадения тефры КО соответствует началу сезона вегетации, возможно, июню, когда цветут ольховый стланик, ивы и каменная береза (Шамшин, 1999), в то время как массовое цветение травянистых растений еще не началось.

В целом, к моменту извержения КО в растительном покрове данного района преобладали ольховостланиковые сообщества. Близкий состав СПС на участках в различных высотных растительных поясах свидетельствует об однородности растительного пок-

рова всей территории. Появление каменной березы связано с некоторым ослаблением позиций ольховника и его конкуренции, вызванным сначала похолоданием, а затем проявлениями вулканической активности. Другим фактором, возможно, выступает наличие благоприятных климатических условий непосредственно перед извержением КО, что позволило каменной березе удерживать свои позиции в занимаемых экологических нишах. Вся эта растительность была практически полностью уничтожена извержением КО.

ВОЗДЕЙСТВИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ КО НА ПАЛЕОЭКОСИСТЕМЫ

В целом воздействие извержения КО на палеоэкосистемы можно рассматривать как влияние, во-первых, собственно вулканических агентов эксплозивной деятельности и сопутствующих им явлений и, во-вторых, комплекса постэруптивных процессов, инициированных этой деятельностью.

1. Вулканические агенты. В ходе извержения КО наиболее значимыми агентами вулканической деятельности выступали пирокластические потоки, пирокластические волны и тефра. Процессы, связанные с каждым из этих вулканических агентов, отличались по своим физическим параметрам, масштабам охвата территории и степени поражения палеоэкосистем. Поскольку развитие сопутствующих извержению КО явлений (лахары и др.) имело лишь второстепенное значение в пределах территории поражения, в данной работе мы останавливаемся только на характеристике основных вулканических агентов.

1.1. Тефра. Воздействие тefры на экосистемы определяется ее мощностью (Быкасов, 1990; Манько, Сидельников, 1989; Antos, Zobel, 1985, 1986; Grishin et al. 1996; del Moral, 1983), температурой обломков в момент отложения (Banks, Hoblit, 1981; Winner, Casadeval, 1981), а также химическим составом извергаемого материала, в первую очередь, водорастворимых соединений (Быкасов, 1981; Манько, Сидельников, 1989; Gough et al, 1981; McKnight et al, 1981). Характерной особенностью выпадения тefры является ее достаточно равномерное площадное первичное распространение, вне зависимости от особенностей подстилающего рельефа. Степень воздействия тefры на растительность резко понижается с уменьшением ее мощности по мере удаления от центра извержения. В предыдущих работах установлено, что ось пеплопада извержения КО была направлена на северо-запад (Брайцева и др, 2001), и в этом секторе отмечаются максимальные мощности тefры. В целом, в пределах района исследований наблюдается значительная изменчивость мощности тefры КО: от 30-40 см на

тихоокеанском побережье до 5 м на западном берегу Курильского озера.

Температура выпавшей тefры, в первую очередь, зависит от температуры магмы в момент извержения, размеров обломков и высоты эруптивной колонны (Thomas, Sparks 1992). По расчетам P. Rinkleff (Rinkleff, 1999), температура магмы в очаге составляла около 700 °С. Это хорошо согласуется с данными расчетов температуры для других извержений с близким химическим составом продуктов: влк. Ксудач, 1800 л.н. - 890-910 °С (Volynets et.al, 1999), влк. Новарупта-Катмаи, 1912 г. - 805-850 °С (Hildreth, 1983) и др. Высота эруптивной колонны извержения КО к настоящему времени не установлена. Исходя из общего объема изверженных продуктов (140-170 км³), можно предположить, что ее высота составляла около 30-40 км (Simkin, 1994). Для определения температуры тefры в момент выпадения на разных ключевых участках мы воспользовались результатами работы (Thomas, Sparks 1992), которые позволяют на основании максимального и среднего размера обломков оценить, в первом приближении, максимально возможную и наиболее вероятную температуру выпавшей тefры. По всей видимости, в районе исследований средняя температура слоя тefры не превышала 100-200 °С, хотя температура отдельных ее обломков могла достигать 350–500 °С.

Характерной особенностью выпадения тefры является ее перераспределение в процессе отложения, что вызвано гравитационным оползанием рыхлого материала вниз по склонам более 2-3° крутизны (Богоявленская и др., 1985). Отсутствие прямых данных не позволяет оценить масштабы этого явления во время извержения КО. Однако мы полагаем, что в условиях расчлененного рельефа, особенно на тех участках, где кустарниковая растительность не образовывала сплошного покрова, способного удерживать и фиксировать рыхлый материал, в процессе перераспределения отложений тefры ее общая мощность на склонах могла существенно уменьшиться.

Химическое воздействие выпавшей тefры на почвенно-растительный покров (Tsuyuzaki et al. 1997, и др.) до настоящего времени изучено недостаточно, поэтому в данной работе мы лишь констатируем возможность такого воздействия в результате извержения КО.

1.2. Пирокластические потоки и волны. Пирокластические потоки распространялись радиально во все стороны от центра извержения, зачастую преодолевая на своем пути топографические препятствия. Относительные превышения преодоленных препятствий позволяют оценить минимальную мощность движущейся газовой-пирокластической смеси. Этот показа-

тель также может быть использован для определения скорости распространения пирокластических потоков (Wilson, Walker, 1981). Максимальный диапазон относительных превышений преодоленных препятствий достигает 1000 м (хр. Камбальный, приблизительно в 14 км от бровки кальдеры). Таким образом, скорость распространения пирокластических потоков, рассчитанная по (Wilson, Walker, 1981) для извержения КО, достигала порядка 140-150 м/с. Пирокластические потоки и сопровождающие их волны, двигаясь со столь значительными скоростями, обладали высокой абрадирующей способностью, разрушая и захватывая по мере своего продвижения не только отложения тефры, выпавшей на начальной стадии извержения, но и подстилающий ее почвенный слой. Об этом свидетельствуют находки фрагментов палеопочвы в отложениях пирокластических потоков и волн (например, в районе участка 2). Эродирующее воздействие пирокластических потоков и сопровождающих их волн усиливалось на «наветренных» сторонах препятствий на пути их распространения и выпуклых участках склонов (Bacon, 1983; Sparks et al, 1997), где, в результате этого воздействия, наблюдается крайне неравномерное распределение отложений КО: их общая мощность может варьировать от нескольких сантиметров до первых метров даже на небольших расстояниях. На «подветренных» сторонах топографических препятствий, в понижениях и распадах, вследствие гидравлического скачка (Bacon, 1983; Woods et al, 1998), напротив, происходило накопление обломочного материала и формирование отложений «бескорневых» пирокластических потоков.

Начальная температура газовой-пирокластической смеси была близка к 700 °С (Rinkleff, 1999). По мере распространения пирокластических потоков температура могла уменьшиться за счет вовлечения холодного атмосферного воздуха, контакта с водой и поверхностью подстилающих отложений (Bursik, Woods, 1996; Walker, 1983). Однако, по имеющимся расчетам (Bursik, Woods, 1996), падение температуры больших объемных пирокластических потоков, подобных таковым извержения КО, составляет не более 100-200 °С, вне зависимости от дальности их распространения. Это позволяет определить вероятную температуру пирокластических потоков КО около 500-600 °С. Справедливость этих оценок подтверждается косвенными данными. Находки полностью обугленных фрагментов древесины в толще туфов КО, даже на расстоянии 40 км от кальдеры, свидетельствуют, что нижний предел температуры пирокластических потоков составлял около 350 °С (Miyabuchi, 1999; Moore, Sisson, 1981; Winner, Casadeval, 1981); с другой стороны, в отложениях туфов мощностью более 100

м отмечена лишь начальная стадия спекания, и это свидетельствует о том, что их температура не превышала 600-650 °С (Smith, 1960). Таким образом, пределы возможной температуры пирокластических потоков КО определяются диапазоном 350-600 °С.

По мере продвижения потоков, вследствие гравитационной дифференциации, газовой-пирокластическая смесь разделялась на более тяжелую, «нагруженную» обломками нижнюю часть, и более легкую, верхнюю часть, в которой преобладали газы и тонкая фракция пирокластики (Bursik, Woods, 1996; Fujii, Nakada, 1999; Legros, Kelfoun, 2000; Rosi et al. 2001; Saucedo et al. 2001; Wilson, Walker, 1981; Woods et al, 1998). Из нижней части формировались толщи многометровых туфов, приуроченные преимущественно к речным долинам (рис. 5 а, 6 а). Из верхней части, которая в некоторых случаях «отрывалась» от основного потока и распространялась самостоятельно, образовывались отложения пирокластических волн.

Таким образом, после катастрофического извержения КО, исследуемая территория представляла собой по большей части вулканическую пустыню, долины были заполнены толщами горячих туфов, а склоны и водоразделы покрывались отложениями пирокластических волн и тефры различной мощности. Лишь на участках интенсивного эродирующего воздействия пирокластических волн на поверхность могли быть выведены фрагменты непогребенной почвы.

2. Постэруптивные процессы. Среди многообразия постэруптивных процессов необходимо отметить эоловую и эрозионную деятельность, игравших важную роль в перераспределении вулканогенных отложений и в преобразовании ландшафтов. Интенсивное переотложение рыхлой пирокластики ветром и водой началось, по-видимому, сразу после извержения и охватывало значительные площади. Высокие скорости развития подобных процессов отмечались после современных извержений (Андреев, Быкасов, 1990; Камчатка..., 1974; del Moral, 1983; Mastrolorenzo 2002; Tsuyuzaki, Haruki, 1996; Tsuyuzaki, Titus, 1995; Wood, del Moral, 1988). В условиях расчлененного рельефа и поступления значительного количества атмосферных осадков, скорости размыва отложений пирокластики временными водотоками на данной территории могли быть значительными, достигая порядка 40-50 м в год (Камчатка..., 1974). Мощности отложений уменьшались на склонах и водоразделах и увеличивались в понижениях и долинах, где накопления рыхлого материала перекрывали и погребали отложения пирокластических потоков. В то же время толщи долинных туфов интенсивно размывались и прорезались водотоками (рис. 5 б, 6 а), что могло приводить к общему уменьшению мощности туфов на

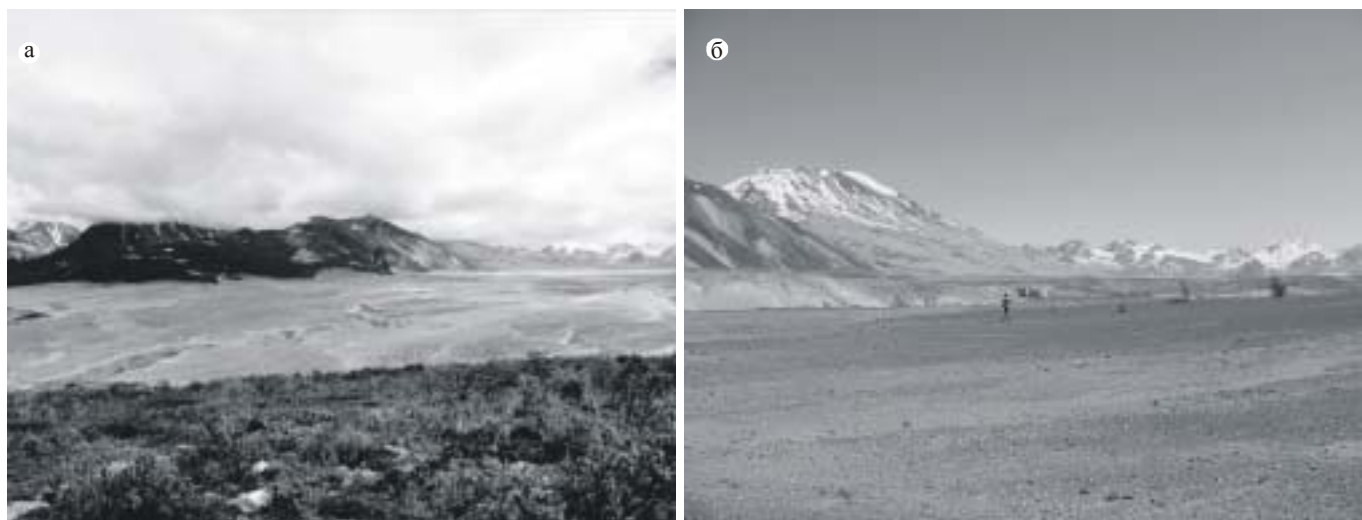


Рис. 6. Катмаи-Новарупта, Аляска. *а*- общий вид на Долину Десяти Тысяч Дымов: на поверхности туфов - ранние стадии первичной сукцессии, единичные поселенцы, на переднем плане - вторичная сукцессия, восстановление кустарников (ольховник и кедровый стланник); *б*- медленно зарастающая поверхность туфов. Авторы фотографий: *а*- С.В. Трусков, 2002 и *б*- J. Eichelberger, 2002.

отдельных участках (уч. 4) и к повсеместному образованию узких каньонов с субвертикальными стенками, с относительными превышениями над днищами до нескольких десятков метров.

3. Оценка масштабов воздействия извержения КО на палеоэкосистемы и выделение зон поражения. Анализ закономерностей территориального распределения гетерогенных отложений позволил выделить в пределах исследуемого района 2 зоны с различной степенью поражения палеоэкосистем, в зависимости от комбинации воздействий основных вулканических агентов.

Зона I (зона тотального поражения) ограничивается ареалом распространения отложений долинных туфов и охватывает днища всех речных долин района (рис. 1). В пределах этой зоны произошло погребение и полное уничтожение почвенно-растительного покрова многометровыми толщами туфов (рис. 6 а, б, и 7 б, в), мощность которых местами достигала 150 м, а их температура превышала 350 °С. Температура отложений пирокластических потоков могла оставаться высокой в течение достаточно длительного времени (Hildreth, 1983), что, по-видимому, значительно замедляло темпы восстановления растительности.

Зона II (зона сильного поражения) соответствует площадям распространения отложений тефры и пирокластических волн, где после извержения, в результате интенсивной эрозионной и эоловой деятельности, происходило существенное перераспределение первичных мощностей рыхлого вулканогенного материала. Эта зона охватывает водоразделы, склоны и части бортов долин, расположенные выше уровня распространения отложений долинных туфов (рис. 5 г, 6 а). В пределах зоны II поражение почвенно-растительного

покрова имело мозаичный характер, обусловленный различным сочетанием и наложением воздействий трех основных процессов: 1) выпадение горячей тефры; 2) распространение раскаленных пирокластических волн; 3) интенсивное постэруптивное переотложение пирокластики.

Существенная изменчивость мощности выпавшей тефры в пределах района исследований и ее последующее перераспределение обусловили широкий диапазон воздействия этого агента на почвенно-растительный покров: от полного его уничтожения (при мощности более 70-100 см) до частичного, когда некоторые виды растений сохраняют жизнеспособность (30-40 см) (Быкасов, 1990; Манько, Сидельников, 1989; Grishin et al. 1996). Температура выпавшей тефры (100-200 °С) не вызывала пожаров, однако была достаточно высока, чтобы иссушить погребаемую растительность (Winner, Casadeval, 1981). Тем не менее, при небольших мощностях тефры, некоторые погребенные растения могли сохранить способность к вегетативному восстановлению, особенно на участках распространения снежников, которые, с одной стороны, могли защитить растения от теплового поражения горячей тефрой, а с другой – обеспечивали быстрое удаление рыхлой пирокластики со своей поверхности в процессе таяния (del Moral, 1983).

Воздействие пирокластических волн могло выражаться в широком спектре явлений: 1) возникновение пожаров (Манько, Сидельников, 1989; Fenner, 1923) на таких участках, где температура волн превышала 350 °С; 2) иссушение растительности на таких участках, где температура волн составляла 50-350 °С (Манько, Сидельников, 1989; Fenner, 1923; Miyabuchi, 1999;

Winner, Casadeval, 1981); 3) вывал деревьев и кустарников под воздействием волн, распространяющихся с высокой скоростью (Fenner, 1923; Miyabuchi, 1999; Moore, Sisson, 1981); 4) абразия и повреждение растений транспортируемым волнами обломочным материалом (Манько, Сидельников, 1989; Miyabuchi, 1999; Moore, Sisson, 1981) и др. Интенсивность воздействия пирокластических волн значительно уменьшается по мере удаления от пирокластических потоков (Fujii, Nakada, 1999), вследствие их остывания, уменьшения обломочной нагрузки и, возможно, снижения скорости распространения. Особенности микрорельефа обуславливали мозаичный характер воздействия пирокластических волн на почвенно-растительный покров в широком диапазоне: от полного уничтожения на выпуклых элементах рельефа в результате интенсивной эрозии, до частичного - в понижениях, которое могло выражаться в сжигании и обламывании крон и ветвей кустарников, оставшихся непогребенными выпавшим ранее слоем тефры.

Широкое постэруптивное развитие эрозионных и эоловых процессов как в зоне I, так и в зоне II обуславливало нестабильность субстратов, что препятствовало поселению и распространению первых растений-колонистов сразу после извержения (del Moral, 1983). С другой стороны, это могло приводить к появлению в зоне II участков с небольшими мощностями отложений пирокластике или даже полным их отсутствием, особенно там, где первичные мощности отложений были сокращены эродирующим воздействием пирокластических волн. Важным следствием этого является возможность появления на поверхности источника органогенного материала в виде фрагментов погребенной почвы (Tsuyuzaki, 1987; Tsuyuzaki, 1994; Tsuyuzaki, Goto, 2001), что могло существенно ускорить темпы восстановления растительности в зоне 2.

МЕХАНИЗМЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Процесс восстановления нарушенной растительности проходит через восстановительные смены или сукцессии (Clements, 1916). Первичная сукцессия начинается на стерильных ювенильных субстратах при полном отсутствии органического материала и источников его поступления. Вторичная сукцессия развивается на субстратах с неполным уничтожением биоты, например, после пожаров. Основным отличием вторичной сукцессии от первичной является наличие фрагментов почвы и источников возобновления растений на поверхности и (или) в пределах корнеобитаемого слоя (Манько, Сидельников, 1989). Часто первичная и вторичная сукцессии протекают одно-

временно на соседних участках с неоднородными исходными условиями. В таких случаях говорят о промежуточной или переходной сукцессии, когда каждое растение имеет индивидуально различный доступ к ресурсам (Grishin et al. 1996).

Источниками возобновления конкретных видов растений могут быть: 1) поступление семян извне путем их транспортировки ветром и, в меньшей степени, животными и птицами (Grishin et al. 1996; del Moral, Wood, 1993; Tsuyuzaki, 1987; Wood, del Moral, 1988); 2) поступление семян из погребенной почвы вследствие водной эрозии вулканогенных отложений (Tsuyuzaki, 1987; Tsuyuzaki, 1994; Tsuyuzaki, Goto, 2001); 3) вегетативная регенерация погребенных растений путем образования побегов и столонов, способных прорасти через погребавший их слой отложений (Быкасов, 1990; del Moral, 1983; Tsuyuzaki, 1987; Tsuyuzaki, Haruki, 1996).

Наличие источников возобновления растений и их местоположение определяет не только скорости восстановительных смен, но и их направленность. Так, при вторичной сукцессии восстанавливающаяся растительность имеет унаследованный характер, поскольку основными колонизаторами выступают доминанты местных нарушенных сообществ. В ходе первичной сукцессии формируются группировки из случайных колонистов (иммигрантов извне), поэтому восстанавливающаяся растительность может быть не связана напрямую с предшествующей (Манько, Сидельников, 1989; del Moral, 1983).

Рассмотрим возможные механизмы и источники восстановления растительности в районе наибольшего воздействия извержения КО на палеоэкосистемы.

1. Первичная сукцессия. Зону I с полным уничтожением почвенно-растительного покрова можно назвать зоной первичной сукцессии. Такой тип восстановительных смен наблюдается на отложениях пирокластических потоков после извержений вулканов Сент-Хеленс в 1980 г. (Tsuyuzaki, Titus, 1995; Tsuyuzaki, Titus, del Moral, 1997; Wood, del Moral, 1988), Новарупта-Катмаи в 1912 г. (Fenner, 1923, рис. 5, 6), Шивелуч в 1964 г. (Манько, Сидельников, 1989). Поверхность пемзовых отложений, по-видимому, выступала весьма неблагоприятным субстратом для поселения растений из-за особенностей гидротермического и химического баланса экотопов. Нарушение механизмов удержания атмосферной влаги в приповерхностном слое привело к иссушению местообитаний; интенсивность процессов эрозии обуславливала нестабильность незакрепленных субстратов, а их состав, возможно, был химически агрессивным для растений (del Moral, 1983; Wood, del Moral, 1988; Гришин и др., 1997).

Рис. 7. Поперечные профили долин (см. рис. 2). Экосистемы на временных срезах: *а*- современные; *б*- реконструированные, после извержения; *в*- реконструированные, до извержения. Серым цветом показаны: на *а* - отложения пирокластических потоков в настоящее время, на *б* и *в* - реконструированные мощности отложений пирокластических потоков сразу после извержения; пунктиром показаны их отложения в настоящее время. Условные обозначения: 1- каменноберезняки; 2- ольховники; 3- кедровостланики; 4-пойменная растительность; 5- луга; 6- точка отбора образцов в пределах ключевого участка 4; 7- зона первичной сукцессии; 8- зона вторичной сукцессии.

Начальные стадии зарастания, выделенные по СПС из отложений пирокластических потоков и их перемыва на участках 3-5 (табл. 2), позволяют охарактеризовать ранние стадии первичной сукцессии и выявить источники колонистов. СПС 1 стадии («единичные поселенцы») представлены преимущественно заносными (региональными и экстралокальными) таксонами, и присутствие их в пыльцевом дожде сразу после извержения позволяет говорить о наличии рефугиумов растений на данной территории, в пределах

зоны II. Заносную часть СПС образуют таксоны группы кустарников (ольховый и кедровый стланики, кустарничковая береза) и споровых (папоротники, плауны); локальные таксоны группы трав и кустарничков практически отсутствуют, за исключением единичных зерен злаков, осок, подорожника и горца (*Polygonum amurense*).

Низкое содержание локальных таксонов в СПС 1 и 2 стадий позволяет говорить только о единичных колонистах, поселившихся к этому времени на суб-

страдах зоны I. Однако их количество постепенно увеличивается, и в СПС 2 стадии («появление плаунов и мхов») к травянистым таксонам присоединяются споровые (*Sphagnum*, *Huperzia selago*, *Lycopodium dubium*). Интересно отметить, что в СПС участка 4 отмечается устойчивый рост содержания пыльцы осок и их преобладание над злаками, в то время как в СПС участков 3 и 5, также расположенных в зоне I, присутствуют только злаки. Участие видов осок в первичной сукцессии на участке 4, возможно, связано с постоянным обводнением субстратов временными водотоками, что подтверждается характером отложений и наличием в них диатомовых водорослей.

3 стадия («злаковая») выделяется по СПС для всех участков (табл. 2, 3, рис. 4), и ее наступление, по-видимому, связано с ослаблением эрозионных процессов и формированием более устойчивых субстратов. Разнообразие локальных таксонов резко возрастает, но в целом преобладают пионеры и злаки. При этом растительный покров остается несомкнутым, поскольку участие заносных компонентов в СПС, по-прежнему, значительно. К пионерным таксонам относятся иванчай (*Chamerion angustifolium*), Caryophyllaceae (возможно, *Stellaria eschscholtziana*), Scrophulariaceae (возможно, *Pennellianthus frutescens*). Все эти виды участвуют в пионерной стадии первичной сукцессии после извержения влк. Ксудач в 1907 г. (Гришин и др., 1997) и являются типичными современными колонистами незакрепленных субстратов в данном районе, однако последние 2 вида, обычные в горнотундровом поясе, сейчас на высотах участков 3-5 не встречаются. *Chamerion angustifolium* легко расселяется как семенами, так и подземными побегами, и относится к типичным пионерным видам (del Moral, Wood, 1993; Wood, del Moral, 1988). Однако этот таксон никогда не бывает обильным в СПС, поэтому присутствие даже единичных его зерен служит индикатором участия иванчая в составе растительности.

Виды семейства сложноцветных (таксон Asteraceae undiff.) также можно рассматривать в качестве пионерных. Активное участие ряда видов этого семейства в заселении первичных субстратов отмечается многими исследователями (Манько, Сидельников, 1989; Wood, del Moral, 1987, 1988) и связано с морфологией семян (семянки с летучками), обеспечивающей их исключительную летучесть и способность к транспортировке на большие расстояния от источника. Кроме того, некоторые виды Asteraceae (например, анафалис жемчужный (*Anaphalis margaritacea*)) способны быстро колонизировать свободные территории путем вегетативного размножения и образования клонов (del Moral, Wood, 1993; Tsuyuzaki, Titus, 1995; Wood, del Moral, 1988).

Сейчас этот вид встречается на осыпях и незадернованных склонах в районе исследований.

Участие в СПС таксонов *Thalictrum* (возможно, *T. kemense*) и *Heracleum* (*H. dulce*) можно рассматривать как появление первых поселенцев из луговых мезофитов в составе пионерных группировок, участие которых в дальнейшем будет увеличиваться.

Среди злаков в числе колонистов могли быть: лерхенфельдия извилистая (*Lerchenfeldia flexuosa*), легко расселяющаяся семенами, один из основных видов серийной растительности на влк. Ксудач (Grishin et al. 1996); волоснец (род *Leymus*), обладающий способностью к регенерации и вегетативному размножению (Быкасов, 1990); вейник Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*), один из доминантов современного растительного покрова данного района и участник первичной сукцессии в других районах Камчатки (Манько, Сидельников, 1989).

Отличительной чертой рассматриваемой стадии является преобладание злаков над типичными пионерными видами. Поэтому сопоставить ее напрямую с пионерной стадией первичной сукцессии после современных извержений (Гришин и др., 1997; Tsuyuzaki, del Moral, 1995; Wood, del Moral, 1988) не представляется возможным. Характер и длительность реконструируемых нами восстановительных смен могли существенно отличаться от описанных в литературе, вследствие разномасштабности воздействия инициирующих эти смены извержений. В любом случае, выраженность «злаковой» стадии в СПС, соответствующих различным типам отложений и временным срезам и отобранных на участках из разных высотных растительных поясов и экотопов, позволяет рассматривать ее в качестве пионерной в широком смысле: с одной стороны, образование относительно стабильных субстратов положило начало накоплению органического материала и процессу почвообразования; с другой стороны – набор видов растительных группировок пока имеет случайный характер и не определяется климатическими и эдафическими факторами (del Moral, Clampitt, 1985; Haruki, Tsuyuzaki, 2001; Tsuyuzaki, del Moral, 1995; Wood, del Moral, 1987).

Формирование более сомкнутого растительного покрова на 4 стадии («травянистых и споровых») сопровождалось сокращением участия пионеров и появлением более приспособленных к конкретным условиям экотопов травянистых и споровых растений. Наблюдается дифференциация восстановительного процесса в зависимости от местоположения, и данная стадия на различных участках проявляется по-разному (табл.3, рис. 4). Так, на участках 1 и 2 появляются горнотундровые (*Sieversia pentapetala*) и горнолуговые (*Geum macrophyllum*) виды, источниками которых

могли быть как растения из высокогорных рефугиумов, так и семенной банк погребенной почвы (Tsuyuzaki, 1994; Tsuyuzaki, Goto, 2001), обнажившейся в результате сноса пирокластики. Отличительной особенностью СПС данной стадии является постепенное повышение роли *Polypodiaceae*, и этот экстралокальный таксон становится локальным, свидетельствующим о появлении папоротников в растительных группировках первичной сукцессии. Интересно отметить, что на участке 2 папоротники появились еще на «злаковой» стадии.

Итак, СПС из примитивной почвы позволяют условно выделить 4 стадии первичной сукцессии, дальнейшее развитие которой было прервано выпадением пеплов извержений влк. Ильинский и Дикий Гребень. Однако спектр обр.7 на участке 4 (рис. 4), отобранный выше слоя тефры влк. Ильинский, близок к другим СПС стадии «травянистых и споровых», что свидетельствует о несопоставимо меньшем по силе воздействию выпавшей тефры на растительность по сравнению с таковым извержения КО. В целом, можно заключить, что к концу периода формирования примитивной почвы на отложениях КО растительный покров в зоне I был слабо сомкнутым, состав группировок оставался достаточно пестрым и был представлен преимущественно травянистыми и споровыми растениями. Возобновление кустарников и деревьев проходило медленно, и к концу рассматриваемого периода в зоне I не было взрослых растений, способных к цветению и семеношению.

2. Вторичная сукцессия. Постоянное присутствие единичных пыльцевых зерен кустарников в заносной части СПС 1-3 стадий первичной сукцессии зоны I свидетельствует о наличии переживших извержение взрослых, способных цвести растений и их довольно быстром возобновлении в пределах зоны II. Особенно четко это можно проследить на примере таксона *Alnaster*, соответствующего виду *Alnus kamtschatica*, главному доминанту растительного покрова территории до извержения КО.

Ольховый стланик достаточно устойчив к воздействию пеплопадов (Хоментовский, 1995), отдельные его экземпляры выживают при мощности тефры более 70-80 см (Манько, Сидельников, 1989). Он обладает способностью восстанавливаться вегетативно при условии сохранения его корневой системы (Шамшин, 1999). Этот процесс наблюдался нами в 2002 г. на влк. Шивелуч, в долине р. Байдарная, где ольховник активно восстанавливается после погребения в 1993 г. участков лесной растительности отложениями лахаров мощностью более 1 м. В районе исследований условия для регенерации ольхового стланика могли создаваться на крутых склонах (del Moral, 1983; Tsuyuzaki, 1987; Tsuyuzaki, Haruki, 1996), где происходило

быстрое уменьшение мощности выпавшей пирокластики за счет гравитационного оползания и смыва временными водотоками. Мы допускаем, что экземпляры ольховника могли сохранять способность к регенерации даже на участках интенсивного воздействия пирокластических волн, которые сжигали его кроны, поскольку при этом корневая система и основания стволов предохранялись слоем выпавшей ранее тефры. Особенно успешно это могло происходить в периферийной части области пеплопада, где температуры тефры были близки к атмосферным (Thomas, Sparks, 1992) и погребенные части растений не повреждались, а также на вогнутых участках склонов, где сохранившиеся снежники могли защитить растения от теплового поражения (Манько, Сидельников, 1989; del Moral, 1983). Так, высокое содержание пыльцы *Alnaster* в СПС участка 1, расположенного в непосредственной близости от кальдеры и подвергнутого наиболее интенсивному вулканическому воздействию, свидетельствует о начале вегетативного восстановления ольхового стланика сразу после извержения. Экземпляры ольховника, способные к регенерации, в этих условиях могли сохраниться, по-видимому, только под мощными снежниками. Это предположение подтверждается существованием таких снежников на участке I в настоящее время, они приурочены к глубоким оврагам и вогнутым склонам, занятым преимущественно ольховостланиковыми сообществами. Таким образом, вегетативная регенерация ольхового стланика могла проходить на участках с благоприятными условиями (преимущественно на склонах) в пределах всей зоны II, в том числе на крутых бортах троговых долин, выше уровня распространения пирокластических потоков (рис. 5 г, 6 а). К тому же, как показывает анализ современного пространственного распределения сообществ ольховника, склоны выступают его естественными экотопами.

Подтверждением этому допущению служат палинологические данные. Содержание *Alnaster* во всех СПС первичной сукцессии меньше, чем в поверхностных пробах из ольховниковых сообществ. Следовательно, в этих СПС *Alnaster* остается экстралокальным таксоном, участие которого изменяется синхронно с колебаниями других заносных компонентов, а дальность транспортировки от источников ограничивается масштабами речной долины. Постепенное увеличение количества *Alnaster* в СПС первичной сукцессии (днища долин) можно рассматривать как отражение процесса вегетативного восстановления ольховника на бортах долин, или вторичной сукцессии (Antos, Zobel, 1985; Tsuyuzaki, 1991; Tsuyuzaki, Haruki, 1996). При этом скорость вторичной сукцессии на склонах могла быть достаточно высока из-за: 1) близости по-

гребенного почвенного слоя и возможности использования его ресурсов корневой системой ольхового стланика при вегетативной регенерации (Tsuyuzaki, 1987; Tsuyuzaki, Haruki, 1996); 2) присутствия органического материала в вулканогенном субстрате в виде отмерших стволов и ветвей ольховника (Grishin et al. 1996); 3) появления и активного возобновления других колонистов, что связано с наличием благоприятных микроклиматических и эдафических условий (Tsuyuzaki, Haruki, 1996; Wood, del Moral, 1987), защищенностью местообитаний (Tsuyuzaki et al, 1997), концентрацией транспортируемых ветром семян на склонах, выступающих топографическими препятствиями на пути воздушных потоков (Дирксен, 1999; Wood, del Moral, 1988).

С механизмом вегетативной регенерации, по-видимому, связано восстановление и ряда других видов территории. К ним относятся как травянистые (например, длиннокорневищные злаки родов *Calamagrostis* (Tsuyuzaki, 1987), *Leymus* (Быкасов, 1990) и др.), так древесные и кустарниковые растения. Возобновление *Salix udensis* путем образования побегов от погребенных ветвей и стволов наблюдалось нами на влк. Шивелуч, в тех же условиях, что и возобновление ольхового стланика. Кустарниковые ивы горнотундровых сообществ также способны возобновляться вегетативно, прорастая сквозь толщу пироклаستيку мощностью до 30 см (Быкасов, 1990). Возможно, именно с таким процессом возобновления видов ив в зоне II связано присутствие экстралокального таксона *Salix* в СПС первичной сукцессии. Все эти растения, кроме того, легко размножаются семенами, способными транспортироваться ветром на большие расстояния (Tsuyuzaki, 1987). Поэтому они могли выступать одновременно и как участники вторичной сукцессии, и как источники семян колонистов первичной сукцессии.

Итак, вторичная сукцессия, связанная с вегетативным возобновлением растений, преимущественно, ольхового стланика, развивалась на склонах в пределах зоны II и могла охватывать участки даже с сильным вулканическим поражением. Вегетативная регенерация ольховника способствовала не только его активному росту и расселению, но также обогащению вулканогенных субстратов органическим материалом и созданию благоприятных условий для поселения других колонистов, в том числе травянистых и споровых растений. Скорость вторичной сукцессии могла быть достаточно высокой, поскольку вегетативное возобновление через сохранившуюся в погребенной почве корневую систему позволяет использовать ресурсы этой почвы и не испытывать недостатка в питательных веществах.

3. Источники возобновления растительности. Источниками возобновления растений в ходе первичной сукцессии могли быть только семена, поступившие из-за пределов зоны II (или) из рефугиумов в границах данной зоны, где по каким-либо причинам сохранились способные к репродукции семян экземпляры растений. Однако размеры этой зоны столь велики, что поступление семян, транспортируемых из-за ее пределов, по-видимому, не могло быть значительным. Так, заселение растениями-иммигрантами извне гораздо менее обширных территорий, опустошенных современными извержениями, даже при наличии близких источников обсеменения, происходит очень медленно, неравномерно, и ограничено целым рядом факторов (Манько, Сидельников, 1989; del Moral, 1983; Kondo, Tsuyuzaki, 1999; Wood, del Moral, 1987, 1988). Таким образом, основную роль в колонизации первичных субстратов исследуемой территории играли, прежде всего, местные растения, и это подтверждается полученными результатами.

Состав заносной части СПС зоны I позволяет предположить, что рефугиумы растений-источников этой пыльцы представляют собой уцелевшие в зоне II фрагменты сообществ субальпийского и горнотундрового растительных поясов. Возможность существования таких рефугиумов в высокогорной части зоны II обусловлена: 1) неравномерным, мозаичным характером поражения экосистем в результате комбинированного воздействия тефры и пирокластических волн в условиях расчлененного рельефа; 2) наличием снежников, еще достаточно мощных в это время года (извержение началось, предположительно, в июне) для того, чтобы предохранить почвенно-растительный покров от теплового воздействия и погребения пирокластикой (Манько, Сидельников, 1989; del Moral, 1983). Кроме того, интенсивность литодинамических потоков в высокогорной части зоны II обеспечивала быстрый снос пироклаستيку и обнажение погребенной почвы после извержения, а таяние ледников и снежников нивального пояса – дополнительное увлажнение вулканогенных субстратов.

Сочетание благоприятных условий обеспечило возможность для развития вторичной сукцессии на склонах с участием способных к вегетативной регенерации видов, преимущественно ольхового стланика. Растения, участвующие во вторичной сукцессии, могли выступать также источниками семян местных видов, что в какой-то мере определяло скорость и направленность первичной сукцессии на прилегающих участках. Однако виды этой группы нуждаются в ресурсах погребенной почвы, и, в большинстве своем, их всходы не приспособлены к выживанию в экстремальных условиях зоны I (Wood, del Moral, 1987). В первую

очередь, это относится к ольховнику, требовательному к наличию питательных веществ (Манько, Сидельников, 1989; Хоментовский, 1995). Таким образом, участие видов данной категории в первичной сукцессии могло быть существенным лишь на более поздних стадиях, когда процесс почвообразования уже начался.

Большую часть видов нижних ярусов растительных сообществ, мохово-лишайникового и травяно-кустарничкового, а также кедровый стланик и кустарничковую березу, можно отнести к категории наиболее чувствительных к вулканическому воздействию и не способных к вегетативной регенерации растений. Эти компоненты растительного покрова погибают при мощности пироклаستيкулы 15-30 см (Быкасов, 1990; Манько, Сидельников, 1989; Antos, Zobel, 1985; del Moral, 1983; Grishin et al. 1996), и на большей части территории были полностью уничтожены, поскольку мощность выпавшей тефры КО составляла от 30-40 см до 5 м. При этом пыльца таксонов *Pinus pumila* и *Betula exilis* присутствует в СПС сразу после извержения. Источниками возобновления видов данной группы могли выступать уцелевшие в зоне II (например, под снежниками) фрагменты высокогорных сообществ и семенной банк погребенной почвы, выведенной на поверхность вследствие водной эрозии вулканогенных отложений (del Moral, 1983; Tsuyuzaki, 1987; Tsuyuzaki, 1994; Tsuyuzaki, Goto, 2001).

Мы полагаем, что вблизи таких источников участие поступивших из них видов в колонизации первичных субстратов определяло направленность восстановительного процесса и ускоряло его темпы. Этот процесс можно рассматривать в качестве сукцессии переходного типа. Так, в районе участка 2 восстановление растительности проходило, по-видимому, с участием горнолуговых и горнотундровых видов, рефугиумы которых могли сохраниться в высокогорьях Камбального хребта под снежниками. Кроме того, на примыкающей к участку 2 поверхности плато отмечается крайне неравномерное распределение мощностей пироклаستيкулы КО, что связано с интенсивным эродирующим воздействием пирокластических волн. Поэтому обнажение погребенной почвы здесь вполне вероятно. Косвенным подтверждением этому допущению может служить присутствие в СПС таксона *Geum macrophyllum*, одного из доминантов современных горнолуговых сообществ территории. Источником возобновления этого травянистого многолетника на влк. Усу, Япония, выступал семенной банк погребенной почвы (Tsuyuzaki, 1994; Tsuyuzaki, Goto, 2001).

Итак, наличие рефугиумов в субальпийском и горнотундровом растительных поясах определяло своеобразие первичной сукцессии после извержения КО: миграция колонистов шла из верхних раститель-

ных поясов в нижние. Восстановление растительности после современных извержений происходит, наоборот, «снизу вверх», и в этом случае расселение колонистов ограничивают гидротермические параметры растительных поясов, закономерно изменяющиеся с высотой (Kondo, Tsuyuzaki, 1999; Wood, del Moral, 1988). Миграция поселенцев в обратном направлении, по-видимому, климатически менее ограничена и может проходить быстрее.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ КАМЕННОЙ БЕРЕЗЫ

Каменная береза впервые появилась в районе исследований непосредственно перед извержением КО (рис. 4, уч. 4, обр. 10, 11). Этот вид относится к группе наиболее чувствительных к воздействию пеплопадов растений (Хоментовский, 1995). Каменная береза погибает при выпадении слоя пироклаستيкулы мощностью около 20 см (Манько, Сидельников, 1989). По другим источникам, отдельные ее деревья могут выжить даже при мощности тефры до 70 см (Grishin et al, 1996). В любом случае, полученные нами данные не позволяют говорить о существовании выживших экземпляров *Betula ermanii* в окрестностях Курильского озера, поскольку во всех СПС сразу после извержения (1-2 стадии первичной сукцессии, табл. 2; кровля отложений КО, табл. 3) ее пыльца отсутствует. Единичные зерна этого регионального таксона обнаружены в СПС из подошвы примитивной почвы (табл. 3), и можно предположить, что взрослые, способные цвести, деревья каменной березы появляются в районе исследований только ко времени начала почвообразования в зоне I. Участие ее пыльцы в спектрах невелико (0.2-0.3 %), однако и в СПС поверхностных проб, отобранных вблизи каменноберезового леса на участке 5, содержание таксона *Betula ermanii* не превышает 3.4 %. В СПС из кровли примитивной почвы (уч. 5, обр. 4; 4 стадия) пыльца березы не обнаружена. Однако это связано не с ее исчезновением из растительного покрова территории, а с общим сокращением доли заносных таксонов, в том числе и *Betula ermanii*, вследствие формирования более сомкнутых группировок местных видов в зоне I и связанного с этим повышения содержания локальных компонентов в СПС.

Интересно отметить, что участие пыльцы *Betula ermanii* в СПС из подошвы примитивной почвы выше для тех участков, где она впервые появилась до извержения. Кроме того, можно выявить тенденцию увеличения содержания ее заносных зерен по направлению к побережью Тихого океана (табл. 3). Это позволяет предположить, что появление и дальнейшее распространение каменной березы как до извержения КО, так и после него, шло с юго-востока и востока

района, от побережья Тихого океана в глубь полуострова. С другой стороны, появление каменной березы на данной территории и до, и после извержения КО приурочено к нижней границе ее современного высотного пояса, следовательно, в высотном отношении, дальнейшее распространение ее проходило «снизу вверх». Косвенным подтверждением этому может служить современное высотное внутривысотное распределение каменноберезовых сообществ (рис. 2): площади относительно сомкнутых лесов приурочены к выходам троговых долин на тихоокеанское побережье, в пределах диапазона высот приблизительно от 10 до 50 (100) м; выше преобладают парковые каменноберезняки и редколесья, а затем отдельные деревья и их группы, образующие комбинации растительности с ольховниками и луговыми сообществами.

Другой характерной чертой современного пространственного распределения массивов каменноберезовых лесов выступает их четко выраженная приуроченность к отложениям пирокластических потоков извержения КО в пределах крупных речных долин (рис. 7 а). Таким образом, лесной высотный пояс имеет не сплошной, а разорванный характер. При этом, по нашим данным, экотопы каменноберезняков как на нижней, так и на верхней границе своего высотного пояса, также непосредственно связаны с отложениями пирокластических потоков. Подобная закономерность позволяет предположить, что распространение каменной березы на данной территории определяется, скорее всего, ее экологией и конкурентоспособностью по отношению к другим эдификаторам (прежде всего, ольховому стланику), нежели климатическими ограничениями. Мы полагаем, что основные черты современного взаимоотношения ольховниковых и каменноберезовых сообществ, доминирующих в растительном покрове территории, имеют унаследованный характер и сложились в ходе восстановления растительности после извержения КО.

Основной доминант растительного покрова до извержения КО, ольховый стланник, восстанавливался, в первую очередь, на склонах, но его зависимость от наличия благоприятных эдафических условий (Манько, Сидельников, 1989; Хоментовский, 1995) ограничивала участие этого вида в колонизации первичных субстратов днищ долин. Каменная береза, напротив, менее требовательна к субстрату и обладает высокой скоростью постэруптивного распространения (Хоментовский, 1995). Всходы каменной березы, при наличии источников семян, участвуют в составе группировок растений уже на ранних стадиях первичной сукцессии как на мощных отложениях тефры (Гришин и др., 1997), так и на отложениях пирокластических потоков

(Манько, Сидельников, 1989). Участие в начальных стадиях постэруптивной первичной сукцессии отмечается также и для других видов древесных берез: *Betula kamtschatica* (Манько, Сидельников, 1989; Grishin et al. 1996), *Betula platyphylla* var. *japonica* (Tsuyuzaki, Haruki, 1996) и др.

Ко времени начала почвообразования, или к началу «злаковой стадии» первичной сукцессии в большей части зоны I, на данной территории в зоне II уже появились взрослые, способные к семеношению, деревья каменной березы. Однако ольховник, по нашим данным, на этой стадии еще не мог активно участвовать в колонизации отложений пирокластических потоков. Таким образом, мы полагаем, что именно в это время всходы каменной березы стали расселяться на свободных территориях зоны I, постепенно распространяясь по днищам троговых долин от тихоокеанского побережья в центральную часть юга полуострова. Приуроченность основных площадей современных каменноберезняков, прежде всего, к широким долинам, в которых первичная сукцессия развивалась в самых неблагоприятных условиях и медленнее всего (Wood, del Moral, 1987, 1988), а участие ольховника в колонизации первичных субстратов днищ долин было минимальным (рис. 5 в, г, 6), подтверждает наше предположение.

Конкурентоспособность ольхового стланика очень высока, и в зонах контакта с другими растительными сообществами он способен вытеснять не только ассоциации травянистых и кустарничковых растений, но и сообщества таких эдификаторов, как кедровый стланник (Манько, Сидельников, 1989) и каменная береза (Шамшин, 1999). Судя по преобладанию ольховника в растительном покрове как до извержения КО, так и в настоящее время, климатические условия территории с большим количеством осадков и высоким снежным покровом являются оптимальными для этого вида. Следовательно, при сходстве экологических требований ольхового стланика и каменной березы (Шамшин, 1999), появление и распространение последней в данном районе не могло быть обусловлено только наличием благоприятных климатических условий. Необходимыми условиями были ослабление конкурентоспособности ольховника и появление свободных территорий. Наличие этих условий стало возможным в результате извержения КО. Таким образом, мы полагаем, что распространение каменноберезовых сообществ на данной территории является следствием катастрофического извержения КО и связано с особенностями постэруптивных сукцессий в климатических условиях, не препятствующих этому распространению.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКАХ

Все ключевые участки расположены в зоне I, где поражение растительности было тотальным. Однако ход восстановительного процесса и его темпы в пределах изученных участков были неодинаковы.

На участке 5 скорости первичной сукцессии были самыми высокими, и наступление «злаковой» стадии отмечается уже в СПС из кровли отложений КО. Данный участок наиболее удален от эруптивного центра, и воздействие пирокластических волн и тефры на растительность зоны II в этом районе было наименьшим, по сравнению с таковым на других ключевых участках. На крутых склонах троговой долины, по-видимому, развивалась вторичная сукцессия с участием ольховника (рис. 7 б). Источниками семян растений первичной сукцессии могли выступать виды, восстанавливающиеся вегетативно как на крутых склонах, так и, возможно, вблизи побережья. Кроме того, семена могли поступать из рефугиумов растений на пологоувалистых водоразделах и береговых обрывах. Существование таких рефугиумов, по-видимому, было вполне вероятно в условиях расчлененного рельефа при общем ослаблении воздействия поражающих агентов на удалении от центра извержения. Об этом свидетельствует присутствие в СПС заносной пыльцы ивы и кустарничковой березы. Таким образом, темпы восстановления растительности на участке 5 были самыми высокими, и после извержения КО именно в таких районах, как этот, впервые появилась каменная береза и стала распространяться вверх по долинам. К концу рассматриваемого периода (СПС кровли примитивной почвы) на участке 5 растительный покров был уже относительно сомкнутым, а в составе группировок, возможно, участвовали всходы каменной березы.

Участки 3 и 4 расположены ближе к центру извержения, и скорости первичной сукцессии здесь были ниже, чем на участке 5 (рис. 2, 6). Кроме того, первичная сукцессия на участке 4, по-видимому, началась несколько позже (возможно, спустя первые годы после извержения) вследствие интенсивного размыва туфов КО (Камчатка..., 1974), что выразилось в общем снижении их поверхности здесь приблизительно на 50 м (рис. 7). Однако в СПС «злаковой» стадии участка 4 содержание пыльцы ольховника превосходит таковое участка 5, и можно предположить, что темпы вторичной сукцессии на первом были выше, чем на втором. Относительные превышения бортов над днищем долины р. Орешкова на участке 4 приблизительно на 100-150 м больше (табл. 1), и, соответственно, площади склонов над поверхностью отложений пирокластических потоков, на которых мог восстанавливаться ольховый стланик, превосходят таковые на участке 5.

Существование рефугиумов растений, возможно, связано с водоразделами и останцами коренных пород (рис. 2), возвышающихся над поверхностью туфов на 30-100 м, и подтверждается присутствием в СПС заносной пыльцы кустарничковой березы и кедрового стланика. Необходимо отметить, что пыльца последнего встречается только в СПС участков 3 и 4. Своеобразие первичной сукцессии на участке 4 состоит в участии видов осоковых в качестве первых колонистов, которое отмечается только здесь, и связано с постоянным обводнением первичных субстратов временными водотоками и, возможно, с существованием изолированных водоемов в пределах участка.

Участки 1 и 2 характеризуются максимальным по силе комбинированным вулканическим воздействием на растительность в зоне II, тем не менее, восстановительные процессы в их пределах существенно отличаются. Так, на участке 2, расположенном в верхней части левого борта троговой долины р. Хакыцын, примерно в 8 км от края кальдеры, ольховый стланик был уничтожен практически полностью, в то время как на участке 1, на склоне, обращенном непосредственно к кальдере, в 3 км от ее бровки, фрагменты ольховниковых сообществ уцелели. Благодаря высокой скорости и интенсивному эродирующему воздействию пирокластических потоков и волн, мощные толщи пирокластиков на участке 1 не образовывались, а снежники в глубоких оврагах могли предохранить ольховый стланик от теплового поражения. Таким образом, здесь, на склонах, тоже могла развиваться вторичная сукцессия, как и на участках 3-5, однако скорости первичной сукцессии были существенно ниже. Одной из причин этого, возможно, было отсутствие рефугиумов в зоне II вблизи эруптивного центра, о чем свидетельствует отсутствие в СПС заносной пыльцы других кустарников. Для участка 2 вторичная сукцессия, по-видимому, была не характерна из-за сильного поражения ольховника. В то же время, первичная сукцессия здесь имела специфические черты, обусловленные участием горно-тундровых и горнолуговых видов в качестве колонистов.

Итак, можно заключить, что на территории наибольшего воздействия извержения КО на экосистемы, наряду с механизмом первичной сукцессии, в пост-эруптивном восстановлении растительности играли значительную роль вторичная сукцессия и сукцессия переходного типа. Вследствие этого темпы восстановительного процесса в целом были выше, а его направленность имела как унаследованный характер, связанный, прежде всего, с выживанием и активным возобновлением ольховника на склонах, так и принци-

пиально отличный, связанный с распространением каменной березы на отложениях пирокластических потоков в крупных речных долинах.

СКОРОСТИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ КО

Особый интерес представляет вопрос о темпах постэруптивного восстановления растительности на столь обширных территориях, опустошенных в результате катастрофического извержения КО. Низкое содержание органогенного материала в примитивной маломощной почве на отложениях КО не позволяет использовать метод радиоуглеродного датирования для определения времени ее формирования в пределах района исследований. В 50 км от кальдеры, из основания торфяного горизонта, залегающего непосредственно на отложениях КО, была получена датировка 7200 ± 40 (ГИН-9682) (Ponomareva et al. 2001). Таким образом, спустя около 500 лет после извержения здесь уже сформировались органогенные отложения. Образование примитивной почвы с низким содержанием гумуса, по-видимому, требовало меньше времени, и можно предположить, что в районе исследований процесс почвообразования был прерван выпадением горизонтов тефры ДГ I и ИЛ раньше, чем 500 лет после извержения КО. К этому времени, по нашим данным, растительность в зоне I соответствовала ранним стадиям первичной сукцессии, когда выработанные сообщества еще не сформировались (Манько, Сидельников, 1989): внутривидовая конкуренция и закономерности высотнопоясной дифференциации растительности еще не определяли состав и облик растительных группировок. Полученные результаты можно сопоставить с данными о скорости первичной сукцессии на лавовых потоках Толбачинского дола: стадия начала образования выработанных сообществ и выраженного почвенного профиля, а также первичной дифференциации растительного покрова, имеет продолжительность до 1000 лет (Гришин, 1992). Следовательно, продолжительность биогеоценотического процесса, прерванного выпадением тефры ДГ I и ИЛ, была существенно меньше, чем 1000 лет.

Кроме того, в качестве косвенных данных о скорости постэруптивного восстановления растительности можно рассматривать появление в окрестностях Курильского озера источников пыльцы каменной березы на временном срезе, соответствующем начальным стадиям почвообразования (табл. 3, рис. 4). Существование отдельных деревьев, переживших извержение, маловероятно, и это подтверждается отсутствием пыльцы березы в СПС из кровли отложений КО и горизонта их перебива. Поселение экземпляров каменной

березы в стрессовых условиях сразу после извержения также вряд ли было возможно. Например, к моменту поселения первых берез (не погибших к настоящему времени) на мощных отложениях пемзовой тефры (30-100 см) извержения влк. Ксудач в 1907 г. прошло не менее 37 лет (Grishin et al. 1996). Период начала цветения и семеношения каменной березы наступает в возрасте 61-100 лет (Шамшин, 1999). Следовательно, ко времени начала почвообразования в зоне I после извержения КО прошло не менее 100-150 лет.

Для большинства участков в зоне I установлено, что начало почвообразования, скорее всего, соответствовало наступлению «злаковой» стадии первичной сукцессии, выделенной по данным СПС. Принимая это во внимание, можно попытаться оценить скорости ранних стадий первичной сукцессии после извержения КО путем сравнения с темпами зарастания отложений пирокластических потоков после современных извержений. Так, растительные группировки на пирокластических потоках извержения влк. Шивелуч в 1964 г., с сомкнутостью 5-7 %, участием злаков и пионерных видов, а также всходов деревьев и кустарников, которые еще не способны к репродукции, по-видимому, можно сопоставить с реконструированной нами несомкнутой растительностью «злаковой» стадии. При этом скорости первичной сукцессии на влк. Шивелуч в несколько раз выше (продолжительность сукцессии около 40 лет), чем таковые после извержения КО (100-150 лет), и это связано, прежде всего, с наличием близких источников обсеменения и значительно меньшими размерами территории поражения на влк. Шивелуч. Наиболее близким современным аналогом изучаемого постэруптивного восстановительного процесса можно, по-видимому, считать таковой после извержения влк. Новарупта-Катмаи в 1912 г. на Аляске (рис. 5, 6). Спустя 90 лет, здесь, на поверхности многометровых пирокластических потоков (Hildreth, 1983), выражены лишь ранние стадии первичной сукцессии, которые можно сопоставить с 1-2 («единичные поселенцы») стадиями, выделенными нами по СПС (рис. 5 в, г, 6, табл. 2). Кроме того, активное восстановление кустарниковой растительности на крутых склонах, наблюдаемое сейчас на Аляске (рис. 5 г, 6 а), можно рассматривать в качестве современного аналога реконструированного нами процесса вторичной сукцессии, связанного с вегетативной регенерацией ольхового стланика на склонах в зоне II. В целом, скорости вторичной сукцессии приблизительно в 3-4 раза выше, чем первичной (Манько, Сидельников, 1989). Таким образом, наличие участков постэруптивного развития вторичной сукцессии существенно ускоряет общие темпы восстановления растительности на пораженной территории.

ВЫВОДЫ

ЛИТЕРАТУРА

1. Впервые, на примере извержения КО, проведена реконструкция воздействия катастрофического извержения на палеоэкосистемы и проанализированы возможные механизмы и темпы их постэруптивного восстановления.

2. В пределах территории наибольшего воздействия извержения КО удалось выделить 2 зоны с различной степенью поражения палеоэкосистем в зависимости от комбинации воздействий основных вулканических агентов: зону I, где поражение было тотальным, и зону II, с сильным, но неоднородным и мозаичным по характеру поражением.

4. Исключительно сильное поражающее воздействие извержения КО привело к экологической катастрофе, охватившей значительную часть территории Южной Камчатки. Тем не менее, здесь, по-видимому, сохранились рефугиумы растений. Таким образом, при огромных размерах опустошенной территории и ограниченном поступлении семян колонистов из-за ее пределов, основную роль в процессе восстановления играли выжившие местные растения.

5. В ходе первичной сукцессии, охватывавшей обширные площади распространения пирокластических потоков, формировались группировки из случайных колонистов, поэтому восстанавливающаяся растительность не всегда была связана напрямую с предшествующей, а скорости ее восстановления в зоне I были сравнительно низкими.

6. Развитие вторичной сукцессии, связанной с вегетативным возобновлением, и сукцессии переходного типа, где источниками возобновления могли выступать растения из рефугиумов и семенной банк погребенной почвы, определяло унаследованный характер восстановленной растительности и относительно высокие темпы восстановительного процесса в зоне II.

7. Ослабление конкурентоспособности ольховника и появление свободных территорий в результате извержения КО положило начало распространению каменной березы в зоне I, от тихоокеанского побережья в глубь полуострова. Подобное явление, связанное с особенностями восстановительных смен после катастрофического извержения, сопоставимо по своей значимости с климатогенными сменами растительности, вызванными глубокими климатическими изменениями на глобальном уровне. Таким образом, экологические последствия извержения КО на данной территории могут быть сопоставлены в качественном отношении с перестройкой экосистем под воздействием глобальных климатических изменений.

Андреев В.И., Быкасов В.Е. Некоторые черты ландшафта Толбачинского дола в связи с извержением 1975-1976 гг. // Вопросы географии Камчатки. 1990. Вып. 10. С. 166-168.

Биндеман И.Н. Петрология вулкана Дикий Гребень (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1994. №2. С. 33-55.

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Миллер С.Д. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 3-26.

Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования оз.Курильского // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 97-111.

Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д., Несмачный И.А. Вулкан Малый Семячик // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 199-235.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Основные факторы рельефообразования и их эволюция. Четвертичные оледенения // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 402-426.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Сулержицкий Л.Д. Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 235-252.

Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их отражение в Гренландском ледниковом щите // Доклады РАН. 1997. Т. 352. № 4. С. 138-140.

Быкасов В.Е. Шлаково-пепловый чехол извержения 1975 г. и поражение растительности Толбачинского дола // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 76-78.

Быкасов В.Е. Восстановление растительности на шлаково-пепловых отложениях Толбачинского дола // Вопросы географии Камчатки. 1990. Вып. 10. С. 193-194.

Гришин С.Ю. Сукцессии подгольцовой растительности на лавовых потоках Толбачинского дола // Ботанический журнал. 1992. Т. 77. № 1. С. 92-100.

Гришин С.Ю., Крестов П.В., Верхолат В.П., Левус А.П. Влияние катастрофического извержения вулкана Ксудач (Камчатка, 1907 г.) на лесную растительность // Комаровские чтения. Вып. XLIII. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 210-244.

Дирксен В.Г. Палинологические особенности современных ландшафтов гор севера Внутренней Азии:

Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Санкт-Петербургский гос. ун-т. 1999. 22 с.

Дирксен В.Г. Изучение субрецентных спорово-пыльцевых спектров безлесных территорий для палеоэкологических реконструкций // Палеонтологический журнал. 2000. Т. 34. № 2. С. 21-26.

Дирксен О.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Кратер Чаша (южная Камчатка) - уникальный пример массового выброса кислой пироклаستيку в поле базальтового ареального вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2002. № 5. С. 3-11.

Егорова И.А. Палинологическая характеристика вулканогенно-осадочных отложений в применении к стратиграфии // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 52-76.

Егорова И.А. Палеогеография района Карагинского залива в позднем плейстоцене-голоцене // Вопросы географии Камчатки. 1990. Вып. 10. С. 135-140.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.

Манько Ю.И., Сидельников А.Н. Влияние вулканизма на растительность. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 161 с.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений - голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский «маар», Бараний Амфитеатр, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3-24.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. Новый подход к определению понятия «действующий вулкан» // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 191-203.

Мелекесцев И.В., Глушкова О.Ю., Кирьянов В.Ю., Ложкин А.В., Сулержицкий Л.Д. Происхождение и возраст магаданских вулканических пеплов // ДАН СССР. 1991. Т. 317. N 5. С. 1187-1192.

Муравьев Я.Д. Климат Камчатки в прошлом, настоящем и будущем // Тезисы XVIII Крашенинниковских чтений. 2001. С. 97-101.

Определитель сосудистых растений Камчатской области. М.: Наука, 1981. 410 с.

Хоментовский П.А. Экология кедрового стланика (*Pinus pumila* (Pall.) Regel) на Камчатке (общий обзор). Владивосток: Дальнаука, 1995. 227 с.

Шамшин В.А. Каменноберезовые леса Камчатки: биология, экология, строение древостоев. М.: ГЕОС, 1999. 170 с.

Antos A.J., Zobel D.B. Recovery of forest understories buried by tephra from Mount St. Helens // Vegetatio. 1985. V. 64. P. 103-111.

Antos A.J., Zobel D.B. Seedlings establishment in forests affected by tephra from Mount St. Helens // American Journal of Botany. 1986. V. 73. P. 495-499.

Bacon C.R. Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera, Cascade Range, USA // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1983. V. 18. P. 57-116.

Banks N.G., Hoblitt R.P. Summary of temperature studies of 1980 deposits // The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. 1981. Geological Survey Professional Paper 1250, P. 295-315.

Bursik M.I., Woods A.W. The dynamics and thermodynamics of large ash flows // Bulletin of Volcanology. 1996. V. 58. P. 175-193.

Clements F.E. Plant succession: an analysis of the development of vegetation // Carnegie Institution of Washington. 1916. Publication 242. Washington, D.C., USA.

Cour P., Zheng Z., Duzer D., Calleja M. and Yao Z. Vegetational and climatic significance of modern pollen rain in northwestern Tibet // Review of Palaeobotany and Palynology. 1999. V. 104. N 3-4. P. 183-204.

del Moral R. Initial recovery of subalpine vegetation on Mount St. Helens, Washington // American Midland Naturalist. 1983. V. 109. P. 72-80.

del Moral R., Clampitt C.A. Growth of native plant species on recent volcanic substrates from Mount St. Helens // American Midland Naturalist. 1985. V. 114. P. 374-383.

del Moral R., Wood D.M. Early primary succession on a barren volcanic plain at Mount St. Helens, Washington // American Journal of Botany. 1993. V. 80. P. 81-991.

Fenner C.N. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposits in the Valley of Ten Thousand Smokes // National Geographic Society, Contributed Technical Papers, Katmai Series, 1923. V. 1. 74 p.

Fierstein J., Hildreth W. Preliminary volcano-hazard assessment for the Katmai volcanic cluster, Alaska // USGS Open-File Report 00-489. 2001. 50 p.

Fujii T., Nakada S. The 15 September pyroclastic flows at Unzen volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surges // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1999. V.117. N 1-2. P. 129-153.

Gough L.P., Severson R.C., Lichte F.E., Peard J.L., Tuttle M.L., Papp C.S.E., Harms T.F., Smith K.S. Ash-fall effects on the chemistry of wheat and the Ritzville soil series, eastern Washington // The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, Geological Survey Professional Paper 1250. 1981. P.761-788.

Grishin S.Yu., del Moral R., Krestov P.V., Verkholat V.P. Succession following the catastrophic eruption of Ksudach volcano (Kamchatka, 1907) // Vegetatio. 1996. V. 127. P. 129-153.

- Haruki M., Tsuyuzaki S.* Woody plant establishment during the early stages of volcanic succession on Mount Usu, northern Japan // *Ecological Research*. 2001. V. 16. P. 451-457.
- Hildreth W.* The compositionally zoned eruption of 1912 in the valley of ten thousand smokes, Katmai National Park, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1983. V. 18. P. 1-56.
- Janssen C.R.* Local and regional pollen deposition // *Quaternary Plant Ecology*, Blackwell Scientific Publication, Oxford, UK. 1973. P. 31-42.
- Kondo T., Tsuyuzaki S.* Natural regeneration patterns of the introduced larch, *Larix kaempferi* (Pinaceae), on the volcano Mount Koma, northern Japan // *Diversity and Distributions*. 1999. V. 5. P. 223-233.
- Kyle P.R., Rourke R.C., Ponomareva V.V.* Major Element Fingerprints of Major Explosive Eruptions of Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // *Abstracts of 3rd Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Kurile-Kamchatkan-Aleutian Arcs*. Fairebanks, USA. 2002.
- Legros F., Kelfoun K.* On the ability of pyroclastic flows to scale topographic obstacles // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2000. V. 98. P. 235-241.
- Mastrolorenzo G., Palladino D.M., Vecchio G., Taddeucci J.* The 472 AD Pollena eruption of Somma-Vesuvius (Italy) and its environmental impact at the end of the Roman Empire // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2002. V. 113. P. 19-36.
- McKnight D.M., Feder G.L., Stiles E.A.* Effects on a blue-green alga of leachates of ash from the May, 18 eruption // *The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington*, Geological Survey Professional Paper 1250, 1981. P. 733-743.
- Miyabuchi Y.* Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1999. V. 89. P. 139-158.
- Moore J.G., Sisson T.W.* Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge // *The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington*, Geological Survey Professional Paper 1250. 1981. P. 421-438.
- Ponomareva V.V., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D.* Eruptive history of Dikiy Greben volcano - the largest Holocene extrusive edifice in Kamchatka, Russia // *Proceedings of the '95 International Workshop on Volcanoes Commemorating the 50th Anniversary of Mt. Showa-Shinzan*, 1995. P. 159.
- Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Dirksen O.V., Zaretskaia N.E.* Holocene paleosols as records of intervals of volcanic quiescence in the Kurile Lake region, South Kamchatka // "ТЕПХРАС, chronology, archaeology". Les dossiers de l'Archeo-Logie n° 1. CDERAD ed. 2001. P. 91-100.
- Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Kyle P.R., Rinkleff P.G., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D., Zaretskaia N.E., Rourke R.C.* The 7600 (¹⁴C) year BP Kurile Lake caldera eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationship // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, in press.
- Rinkleff P.* Petrologic evolution and stratigraphy of the eruptive products from the 7.7 ka (14C) Kurile Lake caldera eruption, southern Kamchatka, Russia // M.S. Thesis. Dept. Earth Environmental Sci., New Mexico Institute of Mining and Technology. 1999. 198 p.
- Rosi M., Paladio-Melosantos M.I., Di Muro A., Leoni R., Bacolcol T.* Fall vs flow activity during the 1991 climactic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines) // *Bulletin of Volcanology*. 2001. V. 62. P. 549-566.
- Saucedo R., Machas J.L., Bursik M.I., Mora J.C., Gavilanes J.C., Cortes A.* Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of Volcón de Colima, México // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2002. V. 117. N 1-2. P. 129-153.
- Simkin T., Siebert L.* *Volcanoes of the World*. 1994. 349 p.
- Smith R.L.* Ash-flows, *Geological Society American Bulletin*. 1960. V. 71. P. 795-842.
- Sparks R.S.J., Gardeweg M.C., Calder E.S., Matthews S.J.* Erosion by pyroclastic flows on Lascar Volcano, Chile // *Bulletin of Volcanology*. 1997. V. 58. P. 557-565.
- Thomas R.M.E., Sparks R.S.J.* Cooling of tephra during fallout from eruption columns // *Bulletin of Volcanology*. 1992. V.54, N 7. P. 542-553.
- Tsuyuzaki S.* Origin of plants recovering on the volcano Usu, northern Japan, since the eruptions of 1977 and 1978 // *Vegetatio*. 1987. V. 73. P. 53-58.
- Tsuyuzaki S.* Species turnover and diversity during early stages of vegetation recovery on the volcano Usu, northern Japan // *Journal of Vegetation Science*. 1991. V. 2. P. 301-306.
- Tsuyuzaki S.* Fate of plants from buried seeds on Volcano Usu, Japan, after the 1977-1978 eruptions // *American Journal of Botany*. 1994. V. 81. P. 395-399.
- Tsuyuzaki S., del Moral R.* Species attributes in early primary succession on volcanoes // *Journal of Vegetation Science*. 1995. V. 6. P. 517-522.
- Tsuyuzaki S., Goto M.* Persistence of seed bank under thick volcanic deposits twenty years after eruptions of Mount Usu, Hokkaido Island, Japan // *American Journal of Botany*. 2001. V. 88. P. 1813-1817.
- Tsuyuzaki S., Haruki M.* Tree regeneration patterns on Mount Usu, northern Japan, since the 1977-78 eruptions // *Vegetatio*. 1996. 1996. 126. P. 191-198.
- Tsuyuzaki S., Titus J.H.* Vegetation development patterns in erosive areas on the Pumice Plains of Mount St. Helens // *American Midland Naturalist*. 1995. V. 135. P. 172-177.

- Tsuyuzaki S., Titus J.H., del Moral R.* Seedling establishment patterns on the Pumice Plain, Mount St. Helens, Washington // *Journal of Vegetation Science*. 1997. V. 8. P. 727-734.
- Volynets O.N., Ponomareva V.V., Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Chen Ch.H.* Holocene eruptive history of Ksudach volcanic massif, South Kamchatka: evolution of a large magmatic chamber // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1999. V. 91. P. 23-42.
- Walker G.P.* Ignimbrite types and ignimbrite problems // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1983. V. 17. P. 65-88.
- Wilson C.J.N., Walker G.R.L.* Violence in pyroclastic flows eruptions // *Tephra studies*. 1981. P. 441-449.
- Winner W.E., Casadevall T.J.* Fir leaves as a thermometers during the May, 18 eruption // *The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, Geological Survey Professional Paper 1250*. 1981. P. 315-323.
- Wood D.M., del Moral R.* Mechanism of early primary succession in subalpine habitats on Mount St. Helens // *Ecology*. 1987. V. 68. P. 780-790.
- Wood D.M., del Moral R.* Colonizing plants on the Pumice Plains, Mount St. Helens, Washington // *American Journal of Botany*. 1988. V. 75. P. 1228-1237.
- Woods A.W., Bursik M.I., Kurbatov A.V.* The interaction of ash flows with ridges // *Bulletin of Volcanology*. 1998. V. 60. N 1. P. 38-52.
- Yonebayashi C.* Reconstruction of vegetation at A.D. 915 at Ohse-yachi Mire, northern Japan, from pollen, present-day vegetation and tephra data // *Vegetatio*. 1996. V. 125. P. 111-122.

Reconstruction of Plant Recovery After Catastrophic Eruption Kuril Lake-Ilnskaya 7700 ¹⁴C Yrs BP in South Kamchatka

V. G. Dirksen, O. V. Dirksen

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS

Based on detailed studies of paleoenvironmental impact of Kuril Lake-Ilnskaya caldera-forming eruption, which occurred ca 7700 ¹⁴C yrs BP, reconstruction of catastrophic eruption affect on plant cover was carried out, as well as possible ways and rates of post-eruption recovery were analyzed and evaluated.