Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 4, с. 31–41 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 551:345

РОЛЬ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ И ДИНАМИКЕ ЭКОСИСТЕМ КРИОЛИТОЗОНЫ

Л.С. Гарагуля, Г.И. Гордеева, Е.Н. Оспенников

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; neogeoman@mail.ru

Рассмотрены вопросы формирования и динамики экосистем в криолитозоне под влиянием геокриологических процессов. Показано, что при соответствующих условиях развитие и процессов, и ландшафтов носит циклический характер. На примере различных регионов прослежена специфика ряда геокриологических процессов и дана оценка их влияния на биотопы, а также на биоценозы в целом. Изучена техногенная динамика геокриологических процессов.

Геокриологические процессы, стадии развития, эколого-геокриологические факторы, биотопы, фитоценозы, синергетический эффект

ROLE OF GEOCRYOLOGICAL PROCESSES IN THE FORMATION AND DYNAMICS OF GEOCRYOLOGICAL ECOSYSTEMS

L.S. Garagulya, G.I. Gordeeva, E.N. Ospennikov

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; neogeoman@mail.ru

The article highlights the problems of forming and dynamic development of ecosystems in the cryolithic zone under the influence of geocryological processes. It is demonstrated that under certain conditions the development of both processes and landscapes is of a cycle nature. On the example of different regions the specific complexes of geocryological processes are observed and the look-ahead estimate of their development is given. The anthropogenic dynamics of geocryological processes is studied as well.

Geocryological processes, stages of development, eco-geocryological factors, biotops, phitocenosis, synergistic effect

ВВЕДЕНИЕ

В криолитозоне геокриологические условия являются одним из определяющих факторов природной среды, оказывающих непосредственное влияние на типы ландшафтов или их экологический аналог – фитоценозы. Общеизвестно, что сезонное и многолетнее промерзание и оттаивание пород, развитие экзогенных геологических процессов (пучение дисперсных пород при промерзании, осадка и формирование термокарста при оттаивании, морозобойное трещинообразование и образование повторно-жильных льдов (ПЖЛ), солифлюкция, термоэрозия, термоабразия и др.) приводят к формированию специфических ландшафтов Севера. Геокриологические процессы, стадии их развития и формы проявления являются показателями интенсивности энерго- и водообмена над кровлей мерзлой толщи и в ее верхних горизонтах и потому определяют существование конкретных типов растительных сообществ.

Любой геокриологический процесс, вызванный изменением геокриологических условий, обычно сам провоцирует развитие взаимосвязанных и взаимообусловленных (парагенетических) рядов экзогенных геологических процессов, так как способствует определенному преобразованию ландшафтов и созданию благоприятных для этого условий.

Ниже приведены типичные парагенетические ряды геокриологических процессов и причины их образования:

1. Повышение среднегодовой температуры и увеличение глубины сезонного оттаивания пород → тепловая осадка пород (или разжижение пород с приобретением плывунных свойств) → просадка земной поверхности + суффозия.

2. Повышение среднегодовой температуры пород с переходом через 0 °С → многолетнее оттаивание пород → термокарст → подтопление + термоэрозия + солифлюкция.

3. Подтопление поверхности → оттаивание многолетнемерзлых пород → изменение уровневого режима подземных вод → морозное пучение пород + наледеобразование → разжижение пород при оттаивании → сплывы.

4. Подтопление поверхности → оттаивание многолетнемерзлых пород → изменение стока поверхностных и уровневого режима грунтовых

© Л.С. Гарагуля, Г.И. Гордеева, Е.Н. Оспенников, 2012

вод → термокарст + морозное пучение пород + эрозия + суффозия + микросплывы + микрооползни.

Виды и интенсивность развития сопутствующих процессов зависят от зонально-региональных условий и вида провоцирующего воздействия. Площади преобразования территории сопутствующими процессами могут значительно превышать площадь развития основного процесса, что может привести к изменению экологической обстановки на обширных территориях.

Наличие многолетнемерзлых пород (ММП) приводит также к уменьшению продуктивности растительности, что наглядно проявляется в области их островного распространения. Так, на территории Алдано-Тимптонского междуречья лиственничники на многолетнемерзлых островах в сравнении с лиственничниками на участках развития талых пород отличаются более низким бонитетом и в целом угнетенным обликом. Влиянием мерзлых толщ объясняется и распространение в криолитозоне адаптивных (как правило, угнетенных) форм кедровидной сосны, кедрового стланика, лиственницы, березы и др. При этом геокриологические факторы (например, глубина сезонного оттаивания пород) часто являются лимитирующими, определяющими саму возможность существования ряда видов фитоценозов. Именно с недопустимо малой глубиной сезонного оттаивания, а не с температурным режимом почвы, связано обезлесение северных территорий[1]. Это наиболее очевидно для многолетнемерзлых болотных массивов верхового типа, в которых глубина оттаивания с лимитируемым ею корнеобитаемым слоем составляет первые десятки сантиметров и даже сантиметры, в то время как летний температурный режим верхних слоев почвы может быть весьма благоприятным для вегетации деревьев. Это обстоятельство обусловлено хорошим летним прогреванием поверхности почвы, которое при малой теплопроводности слагающих ее оторфованных пород тем не менее сопровождается быстрым понижением температуры с глубиной и формированием высоких геотермических градиентов в почвенном разрезе. Геотермические градиенты в торфяных почвах в период вегетации, по данным Ю.С. Прозорова [*1974*], на Нижнеамурских низменностях достигают 0,3 °С/см, а в незаторфованных почвах 0,10–0,15 °С/см. В геохимическом отношении заболачивание в криолитозоне приводит к резкому увеличению подвижности Fe, Ni, Pb, Si, Al, Zn, Cu, Co и, как следствие, к росту концентрации этих элементов в речном стоке, а также к переходу от вымывания минеральных веществ к вымыванию органики в виде повсеместно встречающейся в поверхностных водах криолитозоны фульвокислоты [*Таргульян, Александровский, 1976; Кузьмин, 1999*].

Естественное изменение геокриологической обстановки и сопутствующее развитие геокриологических процессов, определяющие динамику биотопов экосистем, имеют циклический характер. Скорость процессов, как правило, относительно мала до тех пор, пока не произойдет накопление изменений параметров геокриологической системы. После этого возникает “скачок” скорости развития процессов, в результате которого формируются соответствующие формы микро- и мезорельефа и изменяются экосистемы. Завершение стадии активного развития выражается в достаточно стабильном состоянии и медленной деградации (пенепленизации) сформировавшегося рельефа.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАК ВЕДУЩИЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР В КРИОЛИТОЗОНЕ

Геологическая среда и экзогенные геологические процессы как один из ее компонентов являются абиотическими экологическими факторами, определяющими развитие экосистем [*Дажо, 1975; Степановских, 2001; Kuhnelt, 1965*].

В экологическом отношении геокриологические процессы могут выступать в качестве периодических или условно непериодических экологических факторов. К периодическим факторам можно отнести геокриологические процессы, обусловленные закономерно повторяющимися (годовыми и многолетними) колебаниями теплообмена на земной поверхности (морозное пучение пород, морозобойное трещинообразование, солифлюкция). Адаптация растительных организмов к годовым колебаниям теплообмена происходит достаточно быстро, и воздействие соответствующих процессов на фитоценозы наименее значимо. Условно непериодические экологические факторы воздействуют на изменение теплообмена однонаправленно в течение длительного времени (при многолетних колебаниях климата). Эти факторы могут, накапливаясь, проявляться внезапно и сопровождаться коренной перестройкой геокриологических систем (например, термокарст, многолетнее пучение пород и др.). Адаптация растений

[1] Как отмечено А.П. Тыртиковым [*1995*], динамика напочвенного покрова северных лесов и накопление торфянистого слоя замедляет оттаивание почвы и приводит к поднятию кровли вечной мерзлоты. Это, в свою очередь, вызывает ухудшение аэрации почвы, так как влага заполняет все поры в надмерзлотных слоях и вытесняет из них воздух. Корни деревьев гибнут. Связь между мощностью слоя сезонного оттаивания и развитием древесных видов растений отмечает также Н.Г. Москаленко [*2009*]. В то же время, как следует из работ [*Болота..., 1976; Прозоров, 1974*], температура приповерхностных слоев заболоченных участков с малой глубиной сезонного оттаивания лишь незначительно (примерно на 1 °С) ниже, чем на суходольных территориях.

к их воздействию затруднена и обычно сопровождается гибелью первичных фитоценозов.

Динамику ландшафта и экосистемы в целом можно проследить по стадиям (этапам) развития геокриологических рельефообразующих процессов. В первую очередь это относится к таким процессам, как термокарст, морозобойное растрескивание пород и солифлюкция. Для них, опираясь на многолетние исследования авторов в различных районах криолитозоны России, можно выделить три стадии (этапа) развития с соответствующими проявлениями в экосистемах Севера (табл. 1). Продолжительность каждой стадии зависит от литогенетической основы (состава и льдистости пород), рельефа поверхности исходного типа ландшафта, динамики климата (температуры воздуха, количества атмосферных осадков и др.), от изменения мощности слоя сезонного оттаивания пород (корнеобитаемого слоя), режима поверхностных и надмерзлотных вод. Следует отметить, что рассматриваемые криогенные процессы не всегда проходят все стадии развития в зависимости от складывающейся ситуации (климатической, литогенной и др.), и даже в пределах одной стадии скорость процесса не остается постоянной при сохранении тенденции развития.

Продолжительность стадий различная, определить ее сложно, так как необходимо использовать комплекс методов (мерзлотно-фациальный анализ, методы палеогеографических реконструкций и др.)[2]. Однако момент окончания одной стадии процесса и перехода в другую может быть определен по характеру его проявлений. Так, первая стадия термокарста начинается с увеличения глубины сезонного оттаивания на льдистых породах и характеризуется неглубокими просадками поверхности с образованием обводненных мочажин, западин, мелких небольших по площади озерков, слабо выраженных полос стока (рис. 1). Изменения биотопов как среды обитания растений при этом выражаются в увеличении обводнения поверхности, застаивании поверхностных вод, возрастании доли поглощенной солнечной радиации, в формировании анаэробных условий и закисной реакции почв. Реакция фитоценозов при этом вполне умеренная. Она выражается главным образом в уменьшении продуктивности ряда видов растений и фитоценозов в целом, в медленном исчезновении отдельных видов криофитов с захватываемых термокарстом территорий, в развитии гидрофильных растений и растений с широкими экологическими нишами.

Вторая, прогрессивная стадия термокарста связана с многолетним оттаиванием льдистых пород и подземных льдов, в результате которого на равнинных ландшафтах формируются крупные (диаметром до 1 км и более) заозеренные и заболоченные котловины с байджерахами на склонах, образующимися при вытаивании ПЖЛ (если они присутствуют в толще мерзлых пород). В котловинах идет миграция и слияние озер, заполнение их осадками, привносимыми процессами суффозии, термоденудации и термоабразии. На этой стадии происходит полное разрушение структуры первичных биотопов. Развитие водных покровов приводит к возникновению и развитию новых водных биотопов. Начинает доминировать существенная дифференциация прихода солнечной радиации на акваториях и термоденудационных склонах, изменяется тепловой режим земной поверхности и пород, происходит формирование таликов под акваториями. Кардинально меняются и почвы. Накопление сапропелей в озерах постепенно сменяется торфонакоплением в тыловых частях мигрирующих термокарстовых озер. В фитоценозах на этом этапе происходит практически полное устранение основных видов криофитов и формирование озерных, а позднее – болотных экосистем, для которых характерна высокая продуктивность и постоянное накопление атмосферного углерода в форме торфяных отложений [*Лисс и др., 2001*] (см. рисунок на обложке).

На третьей стадии процесс термокарста завершается. Условия становятся благоприятными для развития многолетнего промерзания таликов и морозного пучения пород, вторичного морозобойного трещинообразования и роста ПЖЛ. В рельефе эрозионно-термокарстовых котловин, сформировавшихся ранее, на второй стадии, широкое распространение получают сезонные и многолетние бугры пучения, полигонально-жильные формы (рис. 2). На склонах в условиях затухания процесса вытаивания подземных льдов происходит разрушение байджерахов, активизируются солифлюкционные процессы. Изменения среды обитания при этом заключаются в полной замене минеральных почв бедными торфяными, в сокращении поглощенной солнечной радиации и обеднении минерального питания растений. Реакция биоценозов, в отличие от сравнительно быстро протекавших процессов предыдущего этапа, развивается медленно. По нашему мнению, она может продолжаться многие сотни и даже тысячи лет (в Южной Якутии около 7 тыс. лет [*Оспенников,*

[2] Е.Н. Оспенниковым для многолетнемерзлого болотного массива Дерпут Алдано-Тимптонского междуречья было установлено, что формирование на его поверхности термокарстовых озер диаметром до 150–300 м при глубине термокарстового расчленения 8–10 м происходило за период времени существенно менее 500–800 лет. Инструментальные наблюдения за скоростью развития современного термокарста свидетельствуют о том, что ежегодное углубление термокарстовых западин может достигать 0,10–0,12 м/год и более.

Таблица 1. **Динамика экосистем криолитозоны севера Евразии под влиянием эколого-геокриологических факторов**

Эколого-геокриологические факторы	Этапы развития процесса		Изменение экосистем	
	Название этапа	Геокриологическая характеристика этапа	Реакция биотопов	Реакция биоценозов (фитоценозов)
1	2	3	4	5
Условно непериодические факторы				
Термокарст	Начальная стадия (этап I)	Возникновение процесса – просадка поверхности с образованием западин, мочажин и мелких озерков; на склонах формирование сосредоточенного поверхностного стока	Увеличение обводнения поверхности, застаивание поверхностных вод, возникновение заболачивания, увеличение прихода солнечной энергии, ухудшение аэрирования почв, образование закисной среды корнеобитаемого слоя растений	Уменьшение продуктивности первичных ценозов, медленное устранение отдельных видов криофитов с территорий, развитие гидрофильных растений, возрастание роли растений с широкими экологическими нишами (мхов, отдельных видов кустарничков и др.), появление отдельных адаптивных модификаций растительных организмов
	Стадия прогрессивного развития (этап II)	Прогрессирующее многолетнее оттаивание льдистых пород и подземных льдов с образованием на плакорах эрозионно-термокарстовых котловин, формирование байджерахов (при наличии ПЖЛ) на склонах	Дальнейшее увеличение обводнения, преобладание водных биотопов, существенная дифференциация прихода солнечной радиации на акваториях и термоденудационных склонах, накопление сапропелей в хорошо аэрируемых озерах, вторичное болотообразование и торфонакопление в тыловых частях мигрирующих термокарстовых озер	Практически полное устранение основных видов криофитов, формирование озерных экосистем, а также болотных фитоценозов низинного топяного типа с преобладанием травяных (осоково-пушицевых) растительных ассоциаций, отличающихся высокой продуктивностью; на термоденудационных склонах деструктивные ценозы с фрагментарным развитием хвощей, отдельных видов осок и др.
	Стадия завершения процесса (этап III)	Завершение вытаивания подземных льдов, частичное преобразование термокарстовых котловин процессами пучения, морозобойного растрескивания, термоабразии, термоэрозии. На склонах нивелирование байджерахов процессами денудации	Практически полная замена минеральных почв бедными органическими торфяными почвами, общее сокращение прихода поглощаемой солнечной радиации, переход к атмосферному типу питания	Медленное устранение озерных ценозов и растительных ассоциаций низинных топяных болот с богатым минеральным питанием, их замена растениями криофитами тундрового типа (сфагнумами, лишайниками, кустарничковыми модификациями березы и ивы); постепенное уменьшение продуктивности вторичных фитоценозов
Периодические факторы				
Морозобойное растрескивание	Начальная стадия (этап I)	Часто повторяющееся растрескивание пород сезонно-мерзлого и промерзающего сезонно-талого слоев; летом визуальное проявление трещин по дренированным поверхностям	Незначительное ухудшение температурного режима почв тундрового типа при их боковом выхолаживании от стенок морозобойных трещин, медленная дифференциация условий увлажнения поверхности, почв и пород слоя сезонного оттаивания	Слабое уменьшение продуктивности фитоценозов тундрового типа
	Стадия прогрессивного развития (этап II)	Морозобойное растрескивание многолетнемерзлых толщ дисперсных пород, сопровождающееся формированием повторно-жильных льдов, образующих полигонально-валиковые формы рельефа	Резкая дифференциация биотопов по условиям увлажнения, температурному режиму и мощности деятельного горизонта на сухие валики и обводненные мочажины, озерки и мелкие озера; активизация болотообразования и торфонакопления во внутриполигональных ваннах	Устранение древесных растений с валиков (вследствие постоянно протекающего растрескивания почв) и из внутриполигональных ванн (в результате обводнения поверхности и изменения режима аэрации); усиление роли криофитов на валиках и устранение с территории внутриполигональных ванн; болотообразование низинного типа внутри полигонов

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5
	Стадия завершения процесса (этап III)	Прекращение роста ПЖЛ, термокарст и вытаивание льдов, сопровождающееся полной перестройкой морфоскульптурного плана территории	Постепенное (со скоростью около 1–5 мм в год) заполнение внутриполигональных ванн торфом и общее выравнивание поверхности, сопровождающееся ухудшением теплообеспеченности почв	Восстановление криофитов на всей территории при одновременном уменьшении их продуктивности, постепенное увеличение роли лишайниковых фитоценозов, замещение ими сфагнумовых ассоциаций, создающее предпосылки для значительного увеличения глубины сезонного оттаивания почв и, как следствие, для возникновения термокарста
Солифлюкция и сплывы	Начальная стадия (этап I)	Медленное пластично-вязкое течение сезонноотаивающих пород на пологих склонах и склонах средней крутизны без нарушения напочвенных растительных покровов	Незначительные внутривековые колебания влажности пород слоя сезонного оттаивания, обусловленные климатическими процессами	Медленные естественные сукцессии, обусловленные общим изменением природной обстановки и особенностями эндодинамической эволюции фитоценозов
	Стадия прогрессивного развития (этап II)	Пластично-вязкое течение сезонноотаивающих пород с нарушением сплошности почвенно-растительного слоя и “выплескиванием” жидких дисперсных пород на поверхность вниз по склону	Возрастание неоднородности почвенно-грунтовых условий на склонах, усложнение их микро- и мезорельефа; местное дренирование пород и почв на солифлюкционных грядах и террасах и их заболачивание с нагорной стороны у основания террас и гряд	Постепенное устранение древесных видов с территорий, возникновение и развитие болотных фитоценозов на избыточно увлажненных участках
	Стадия завершения процесса (этап III)	Вязкое течение и сплывы сезонноотаивающих пород, приводящие к формированию террас, плащей и конусов выноса, сложенных солифлюкционными отложениями	Заторфовывание солифлюкционных склонов, в том числе поверхности положительных солифлюкционных форм, общее снижение теплообеспеченности почв и мощности деятельного корнеобитаемого слоя	Широкое распространение моховых и мохово-кустарничковых мезотрофных фитоценозов, препятствующих развитию солифлюкции

Рис. 1. Термокарстовая просадка в центральной части многолетнего бугра пучения (руч. Керак, Южная Якутия). Фото Е.Н. Оспенникова.

Рис. 2. Начальная стадия формирования многолетних бугров пучения на поверхности осоково-пушицевого низинного болота (верховья р. Горбыллаах, Южная Якутия). Фото Е.Н. Оспенникова.

1991], в Северной Якутии, по материалам А.А. Андреева и В.А. Климанова [*2000*], около 4,5 тыс. лет). На рассматриваемом этапе происходит устранение озерных фитоценозов и гидрофильных фитоценозов топяных низинных болот с эвтрофным режимом питания и их замена растительными ассоциациями тундрового типа с доминированием сфагнумов, лишайников, кустарничков. Такого рода смены фитоценозов сопровождаются и постепенным снижением продуктивности растительного покрова вследствие менее благоприятных условий вегетации [*Лисс, Березина, 1978*].

При возникновении морозобойного трещинообразования часто повторяющееся растрескивание верхних горизонтов горных пород приводит к сравнительно небольшому выхолаживанию почв от стенок раскрытых морозобойных трещин (первая стадия процесса). При этом реакция фитоценозов незначительная и сводится к слабому уменьшению продуктивности фитоценозов.

На второй стадии прогрессирующего развития вследствие морозобойного растрескивания пород и роста ПЖЛ образуются полигонально-валиковые формы рельефа. Реакция биотопов становится более выраженной. Она характеризуется резкой дифференциацией условий увлажнения поверхности и пород, дифференциацией температурного режима почв и мощности сезонноталого слоя на сухих валиках и в обводненных (заболоченных или заозеренных) внутриполигональных ваннах, в которых практически всегда начинается процесс торфонакопления. На эти изменения биотопов фитоценозы реагируют практически полным исчезновением с поверхности древесных форм, усилением роли криофитов на валиках (*Ledum palustre*, *Vaccinium vitis*, *Dicranum elongatum*, *Sphagnum fimbriatum*). Во внутриполигональных ваннах господствующее положение занимают гидрофильные растительные ассоциации эвтрофного типа (*Calliergon stramineum*, *Drepanocladus fluitans*, *Eriophorum russeolum*, *E. angustifolium* и др.).

На стадии завершения процесса происходит прекращение роста ПЖЛ и консервация полигонально-жильных ледяных систем или развитие термокарста по ПЖЛ. В биотопах на этой стадии идет постепенное заполнение внутриполигональных ванн торфом, общее выравнивание поверхности, ее осушение и формирование более холодного режима почв[3]. При этом реакция фитоценозов заключается в восстановлении криофитов, уменьшении продуктивности тундровых ассоциаций с постепенным усилением доминирования лишайников.

Солифлюкция и сплывы на начальной стадии характеризуются возникновением и развитием медленного пластично-вязкого течения сезонно-оттаивающих пород на склонах. Начало процесса вызвано климатически обусловленными, как правило, внутривековыми периодами увеличения увлажнения климата, обводнением поверхности и соответственно влажности сезонноталого слоя [*Жигарев, Гарагуля, 2000*]. Реакция фитоценозов заключается в медленных естественных сукцессиях в направлении возрастания гидрофильности растительных ассоциаций.

На стадии прогрессивного развития солифлюкции пластично-вязкое течение сезонноотаивающих пород происходит с нарушением сплошности почвенно-растительного слоя и выплескиванием разжиженных грунтов на поверхность склона. Для биотопов это период усложнения микро- и мезорельефа склонов, возрастания неоднородности почвенно-грунтовых условий, переувлажнения выположенных участков и, наоборот, дренирования положительных элементов рельефа. В результате активизация процессов смещения грунтов приводит к постепенному устранению древесных видов растений и началу заболачивания отдельных, избыточно увлажненных участков склонов.

На заключительной стадии процесса солифлюкции вследствие течения грунтов образуются солифлюкционные террасы, плащи и другие формы рельефа. Отличительной чертой биотопов становится широкое развитие торфяных покровов и обусловленное ими сокращение мощности сезонноталого корнеобитаемого слоя, а также общее снижение теплообеспеченности почв. Реакция фитоценозов проявляется в распространении моховых и мохово-кустарничковых растительных ассоциаций с достаточно хорошо развитой корневой системой, препятствующей течению дисперсных пород.

Оценивая в целом реакцию фитоценозов на воздействия рассматриваемых геокриологических процессов, следует отметить, что наиболее радикальные преобразования экосистем происходят в результате развития условно непериодических эколого-геокриологических процессов, обусловленных длительной однонаправленной их динамикой. При этом естественные сукцессионные ряды часто прерываются в результате полной перестройки экосистем. Напротив, вследствие развития периодических эколого-геокриологических процессов преобладают адаптивные явления и сравнительно умеренные изменения естественных

[3] По нашим данным (по материалам мерзлотной съемки), в тундровой зоне Яно-Индигирской низменности среднегодовая температура пород на подошве слоя годовых теплооборотов на участках полигонально-валикового рельефа составляет около −7 °С, а в мелкокочковатых тундрах с системой захороненных ПЖЛ она ниже на 1–3 °С.

сукцессий, что отвечает представлениям А.С. Мончадского [*1958*].

Как следует из выполненного анализа (см. табл. 2), трем стадиям развития основных геокриологических процессов соответствуют определенные типы биотопов и биоценозов. По изменению рельефа, растительности и режима поверхностных вод, сопровождающих каждую стадию, можно говорить об изменении экосистемы в целом.

Взаимодействие природных компонентов ландшафтов при техногенных воздействиях на них происходит по-другому: возникают цепочечные процессы с синергетическим эффектом их проявления, что ведет к быстрой перестройке взаимодействия мерзлых пород с такими важными компонентами экосистем, как растительность, поверхностные и подземные (преимущественно надмерзлотные) воды. Техногенная динамика геокриологических процессов отличается большой скоростью и масштабом их проявления.

На основе режимных наблюдений на различных строительных объектах в криолитозоне нами было установлено, что техногенные воздействия на природную среду (в период строительства и эксплуатации сооружений) привели к развитию синергетически связанных природных геокриологических процессов [*Рогозин, 2003*]. Вызванные ими опасные последствия проявляются в потере устойчивости грунтов основания и деформациях сооружений. Комплекс цепочечных процессов (или парагенетические ряды процессов), имеющих общую причину и определенную последовательность возникновения, зависит от особенностей природных и природно-технических систем.

ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Анализируя данные, приведенные в обобщающих работах [*Геокриология..., 1988а–г; Геокриологические опасности..., 2000*], можно выявить зональные и региональные особенности типичных комплексов процессов. В целом с севера на юг количество геокриологических процессов, составляющих комплекс, увеличивается, т. е. возрастает их разнообразие на территории. Вместе с тем значительно сокращаются площади, подверженные воздействию определенного процесса, и уменьшаются его масштабы. Эти особенности объясняются тем, что геокриологические процессы являются следствием перестройки геокриологических систем и определяются устойчивостью последних к изменениям природной среды. В северной подзоне криолитозоны с достаточно высокой тепловой устойчивостью геокриологические системы чувствительны в основном к воздействиям глобального характера, а возникающие при этом процессы получают широкое площадное распространение (повсеместное развитие морозобойного трещинообразования, термокарста). Геокриологические системы южной подзоны криолитозоны значительно более чувствительны к изменениям природной обстановки, они крайне неустойчивы. Вследствие этого возникает целый комплекс как собственно геокриологических процессов и явлений, так и процессов, специфика проявления которых определяется криогенными факторами (термоэрозия, десерпция и др.). Масштабы развивающихся здесь процессов лимитируются наличием мерзлых толщ небольшой мощности и спорадического распространения и поэтому сравнительно невелики. Для определенных геокриологических процессов и их комплексов характерна мозаичность распространения и в целом ограниченные площади развития.

В отношении опасности для хозяйственного освоения территорий ситуация иная и зависит от широтной зональности. В северной подзоне криолитозоны практически каждый из процессов представляет серьезную опасность для хозяйственного освоения, и прежде всего это относится к объектам линейного строительства. На юге количество процессов, опасных с инженерно-геологической точки зрения, уменьшается до одного-двух, причем масштабы их проявления сравнительно невелики. Кроме того, для комплекса процессов на севере криолитозоны наиболее распространенным и опасным является термокарст (процесс деградационного типа по отношению к развитию многолетнемерзлых толщ), а на юге – морозное пучение пород (процесс аградационного типа), что вполне согласуется с современной картиной распространения многолетнемерзлых толщ и тенденциями их преобразования при хозяйственном освоении.

Влияние региональных условий не менее четко прослеживается в характере процессов, свойственных различным морфоструктурам. Как следует из имеющихся данных, региональные особенности, обусловленные геоморфологическим строением, составом и мощностью покровных отложений, проявляются в видовом составе комплекса процессов. Так, территории в пределах аккумулятивных равнин отличаются широким распространением морозного пучения и термокарста, а горные районы – многочисленными проявлениями курумо- и наледеобразования. Эти особенности отчетливо прослеживаются при сравнении, например, Большеземельского, Пур-Тазовского, Яно-Колымского и Алданского районов (табл. 2). Первые три района относятся к одному типу морфоструктур – аккумулятивным равнинам. Эти районы, несмотря на их разное географическое положение, имеют сходные типы ландшафтов. Основные различия в комплексах геокриологических процессов и явлений в них определяются истори-

Таблица 2. **Условия формирования и особенности развития геокриологических процессов в различных районах криолитозоны России**

Название района	Тип морфоструктур	Зонально-секторальные типы ландшафтов	Генезис и состав отложений	Среднегодовая температура, °С/Объемная льдистость пород, д. е.	Комплекс геокриологических процессов*
Пур-Тазовский	Аккумулятивные равнины	Арктические и субарктические повышенно континентальные	la, g Песчано-глинистые и торфяные	$\frac{<-3;-1\ldots-3}{0,2-0,4;0,4}$	$\frac{П_1Т_1}{П_2Т_2С_1}$
Яно-Колымский		Арктические и субарктические континентальные и резко континентальные	la, a Глинистые оторфованные	$\frac{<-3}{>0,4}$	$\frac{Т_2П_2Сп_{1-2}С_1}{Т_3П_{2-3}Сп_3С_2}$
Большеземельский		Арктические и субарктические умеренно морские и умеренно континентальные	g, gm, m, lb, a Песчано-глинистые и оторфованные	$\frac{-1\ldots-3}{0,2-0,4;>0,4}$	$\frac{П_{1-2}Т_1С_1}{П_2Т_2С_{1-2}}$
Алданский	Денудационные плато и плоскогорья	Субарктические и бореальные континентальные и резко континентальные	e, ed, d, ds, a Крупнообломочные, песчаные, супесчано-глинистые	$\frac{-1\ldots-4}{<0,2;0,2-0,4}$	$\frac{П_1Т_1Н_1}{П_2Т_{1-2}Н_{1-2}}$

Примечание. Индекс процессов: П – пучение, Т – термокарст, С – солифлюкция, Сп – сплывы, Н – наледи; цифры 1, 2, 3 рядом с индексами – стадия (этап) развития процесса. Отложения: la – озерно-аллювиальные, g – гляциальные, a – аллювиальные, gm – гляциально-морские, m – морские, lb – озерно-болотные, e – элювиальные, ed – элювиально-делювиальные, d – делювиальные, ds – делювиально-солифлюкционные.

* Числитель – современный комплекс, знаменатель – прогнозируемый комплекс.

ей геологического развития и современной геокриологической обстановкой.

В *Большеземельском районе* большая часть территории сложена песчано-глинистыми оторфованными или перекрытыми торфом значительной мощности (до 3–8 м) морскими, ледниково-морскими и аллювиально-морскими отложениями. Криолитологические особенности этих пород определяются преимущественно эпигенетическим типом промерзания и выражаются в относительно малой льдистости рыхлых толщ, а также в слабом развитии залежеобразующих подземных льдов. При сравнительно высоких (–2...–3 °С) среднегодовых температурах ММП на территории Большеземельского района преобладают процессы пучения и термокарста, в меньшей степени – морозобойного трещинообразования и роста ПЖЛ. При этом достаточно отчетливо выделяются три субширотно расположенных подрайона: северный, в котором в неширокой полосе приарктического побережья преобладают морозобойное трещинообразование и рост ПЖЛ сравнительно небольшой вертикальной мощности; центральный, соответствующий в общих чертах зоне современной лесотундры, где превалируют процессы термокарста, ведущие к вытаиванию ПЖЛ и образованию плоскобугристых торфяников; южный (зона северной тайги), в котором преобладают процессы морозного пучения пород (преимущественно сезонного). При этом масштабы проявления ведущих процессов в целом незначительные. Так, развитие термокарста не выходит за рамки образования просадок и неглубоких озер (рис. 3). Прогнозируемая тенденция развития геокриологических процессов связана в основном с деградацией многолетнемерзлых толщ и активизацией процессов термокарста. Возможна также активизация морозного пучения пород вследствие восходящего развития болотных массивов и их многолетнего промерзания.

В *Пур-Тазовском районе* при близких в целом геологических условиях и геокриологической обстановке следует отметить более высокую льдистость ледниково-морских и озерно-аллювиальных отложений, а также существенное увеличение содержания залежеобразующих льдов – как повторно-жильных, так и пластовых. Это нашло отражение и в характере геокриологических процессов, связанных в основном с деградацией мерзлых толщ. Широко развитые термокарстовые образования достигли здесь форм эрозионно-термокарстовых котловин (хасыреев) площадью в несколько квадратных километров при сравнительно небольшой глубине вреза, не превышающей 3–8 м (рис. 4). В южной части территории (подзона северной тайги и лесотундры) преобладают процессы многолетнего пучения грунтов, наиболее яркие проявления которых – многолетние миграционно-инъекционные бугры пучения, достигающие очень больших размеров (диаметр более 100 м и высота более 10–20 м). В существующих условиях можно предполагать активизацию термокарста вплоть до полного вытаивания льдистых толщ на лесотундровой части территории. Морозное пучение грунтов будет доминировать при промерзании

Рис. 3. Термокарстовые озера и полосы стока центральной части Большеземельской тундры (Google Eart).

Рис. 4. Характер эрозионно-термокарстового расчленения поверхности (Пур-Тазовское междуречье). Фото Е.Н. Оспенникова.

хасыреев в северных районах, а также в ходе естественных сукцессий фитоценозов болотного типа – на юге.

В *Яно-Колымском районе* главные черты геологического строения определяются развитием сильнольдистых едомных толщ, включающих системы мощных ПЖЛ. Согласно результатам наших исследований [*Оспенников, Труш, 1975*], объемная льдистость пород здесь достигает 80 % и более. Из геокриологических процессов по существу ведущим является термокарст, сформировавший и продолжающий формировать огромные эрозионно-термокарстовые котловины-аласы, врезанные в толщу пород едомной свиты на 20–30 м и более (рис. 5). В зарастающих аласных котловинах вновь происходит многолетнее промерзание озерных и болотных отложений, сопровождающееся многолетним морозным пучением пород и морозобойным трещинообразованием с ростом ПЖЛ. Вертикальная мощность последних существенно меньше, чем на эродируемых увалах, и не превышает 2–4 м. Склоны увалов, сезонноталый слой которых сложен пылеватыми супесями и суглинками, поражены процессами солифлюкции и оплывания. Солифлюкционное течение пород часто происходит без нарушения сплошности растительного покрова, однако его скорость, по нашим оценкам, основанным на полевых исследованиях, может достигать 1 м/год и более. Прогнозируя возможное изменение характера развивающихся геокриологических процессов, следует отметить, что льдистые грунтовые толщи рассматриваемого

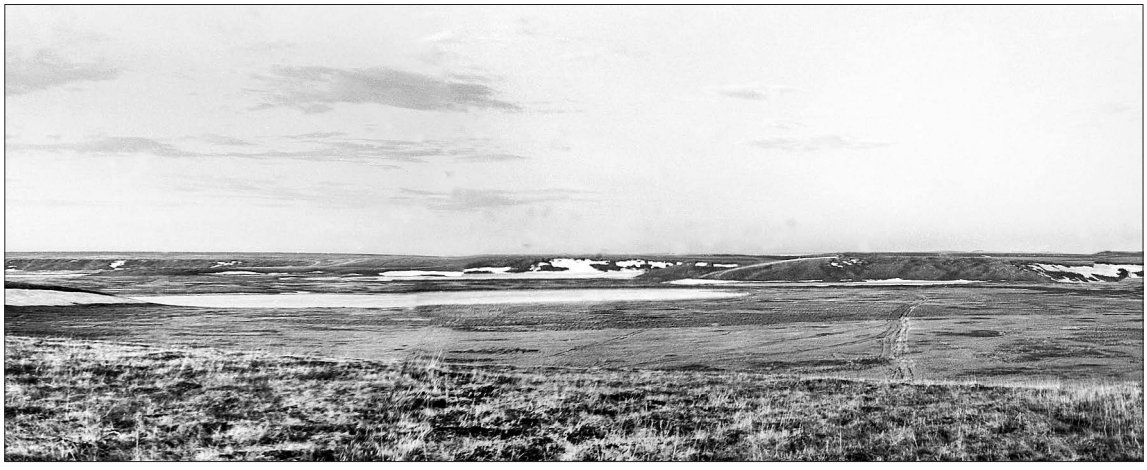

Рис. 5. Эрозионно-термокарстовая котловина (верховья р. Ильдьикилээх, Яно-Индигирская низменность). Фото Е.Н. Оспенникова.

района сохранились еще на значительной площади, и возможна активизация термокарста, особенно в условиях глобального изменения климата. Необходимо также учитывать активизацию морозного пучения грунтов, которая будет проходить преимущественно локально, в днищах эрозионно-термокарстовых котловин. В случае дальнейшего увеличения глубины сезонного оттаивания пород, а такая тенденция в настоящее время наблюдается, произойдет и активизация солифлюкции, которая все больше будет переходить в сплывание пород.

Алданский район в морфоструктурном плане относится к денудационным плато и плоскогорьям. Для района характерны относительно расчлененный рельеф и преобладание в разрезе скальных пород, толщи которых с поверхности перекрыты маломощным, преимущественно грубообломочным чехлом современных элювиальных, делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений. Достаточно широко развиты также торфяные покровы в днищах речных долин и на плоских заболоченных водоразделах. Несмотря на довольно низкие широты, вследствие внутриконтинентального положения в районе получили развитие субарктические и бореальные континентальные и резко континентальные типы ландшафтов. Здесь температурный режим ММП не намного мягче, чем в рассмотренных выше районах криолитозоны. Среднегодовые температуры пород изменяются от –4 до +2...+4 °С при фоновых значениях около –1 °С. При этом острова и массивы мерзлых толщ чередуются с талыми участками, встречающимися на всех элементах рельефа, начиная от водоразделов и кончая днищами долин. Такое разнообразие геокриологической обстановки, ее динамичность во времени и изменчивость по территории определили общую картину распространения геокриологических процессов, а также целой группы экзогенных геологических процессов и явлений, особенности формирования которых в значительной степени зависят от процессов сезонного и многолетнего промерзания и оттаивания пород. Из последних наиболее широко распространены криогенные элювиальные образования (каменные моря, котлы, многоугольники), а также склоновые криогенные десерпционные образования (курумы). Из группы собственно геокриологических процессов велика роль наледей, представленных практически всеми их генетическими разновидностями. В геоморфологическом отношении наледи тяготеют к днищам речных долин, распадкам на склонах и к нижним частям склонов. Однако наиболее широко развито сезонное и многолетнее морозное пучение пород, приводящее к формированию бугров пучения (рис. 6). Преобладает сезонное сегрегационное пучение, ведущее к образованию небольших плоских бугров. Но с точки зрения воздействия на инженерные сооружения наиболее опасно инъекционное пучение, вызывающее рост сезонных бугров с ледяным ядром мощностью до 1,0–1,5 м. Наконец следует отметить процессы термокарста. Благоприятны для его развития территории с льдистыми многолетнемерзлыми толщами озерно-болотного, а также старичного аллювиального генезиса, содержащие зачастую включения залежеобразующих льдов (ПЖЛ, инъекционных и даже пластовых). Несмотря на фрагментарность развития таких отложений по площади, их термокарстовое расчленение представляет опасность для линейных сооружений и промышленно-гражданских объектов, размещение которых тяготеет к речным долинам.

Рис. 6. Многолетние торфяные бугры пучения (верховья руч. Керак, Южная Якутия). Фото Е.Н. Оспенникова.

Развитие природно-техногенных процессов обусловливается геокриологическими обстановками и техническими параметрами сооружений, взаимодействие которых определяет их динамику и суммарный результат проявления – синергетический эффект (СЭ). В системах, в которых существует потенциальная возможность развития цепочечных процессов, обычно трудно определить момент начала опасных проявлений, что обусловлено прежде всего вероятностным характером природных событий, служащих пусковым механизмом (источником возбуждения) процессов. Часто в качестве такого механизма выступают технологические и конструктивные погрешности, нарушения режима эксплуатации сооружений. Оптимальным способом предотвращения опасных проявлений геокриологических процессов являются упреждающие мероприятия, исключающие причины СЭ. Однако из-за неопределенности момента возникновения СЭ к управляющим мероприятиям на практике, к сожалению, прибегают, когда развитие цепи процессов в природно-техни-

ческих системах становится уже необратимым. В этом случае целью защитных мероприятий является прерывание цепи процессов до начала их деструктивного воздействия.

ВЫВОДЫ

1. Геокриологические процессы являются мощным фактором преобразования экосистем в криолитозоне.

2. В экологическом отношении геокриологические процессы выступают в качестве периодических или условно непериодических факторов и вызывают циклическое развитие экосистем. К действию периодических геокриологических процессов экосистемы достаточно хорошо адаптируются в ходе длительной эволюции природной среды, реакция же экосистем на непериодические геокриологические процессы может приводить к значительному преобразованию первичных ценозов, вплоть до их гибели.

3. Зональные особенности развития процессов заключаются в том, что с севера на юг увеличивается общее количество процессов, составляющих комплекс, но при этом значительно сокращаются площади, пораженные каждым из процессов, т. е. уменьшаются масштабы их проявления. Региональные особенности развития процессов определяются морфоструктурным планом территории, историей ее развития и современной геокриологической обстановкой.

4. Освоение территорий меняет общий характер развития геокриологических процессов, их формирование обусловливается взаимодействием геокриологических систем с инженерными сооружениями, вызывая сложные синергетические эффекты.

Литература

Андреев А.А., Климанов В.А. Растительность и климат низовьев Яны в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр., 2000, № 1, с. 88–93.

Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим / Под ред. К.Е. Иванова, С.М. Новикова. Л., Гидрометеоиздат, 1976, с. 160–330.

Геокриологические опасности России / Отв. ред. Л.С. Гарагуля, Э.Д. Ершов. М., Крук, 2000, 315 с.

Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988а, 515 с.

Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988б, 358 с.

Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988в, 454 с.

Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988г, 414 с.

Дажо Р. Основы экологии. М., Прогресс, 1975, с. 141–153.

Жигарев Л.А., Гарагуля Л.С. Солифлюкция и сплывы // Геокриологические опасности. М., Крук, 2000, с. 73–79.

Кузьмин Г.Ф. Динамика болотообразовательного процесса в голоцене на северо-западе России и некоторые задачи управления природопользованием // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. М., ГЕОС, 1999, с. 63–64.

Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, Гриф и К°, 2001, с. 404–417.

Лисс О.Л., Березина Н.А. Возраст болот и интенсивность торфонакопления в центральной части Западно-Сибирской равнины // Генезис и динамика болот. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, вып. 2, с. 12–19.

Мончадский А.С. О классификации факторов окружающей среды // Зоол. журн., 1958, т. 37, с. 680–692.

Москаленко Н.Г. Изменение температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза в Надымском районе Западной Сибири // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 18–23.

Оспенников Е.Н. Об инверсиях радиоуглеродных дат в торфяниках Сибири // Геокриологические исследования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, с. 29–35.

Оспенников Е.Н., Труш Н.И. Льдистость аласных и озерно-аллювиальных отложений Яно-Омолойского междуречья и методика ее полевого определения // Мерзлотные исслед., 1975, вып. XIV, с. 35–42.

Прозоров Ю.С. Болота Нижнеамурских низменностей. Новосибирск, Наука, 1974, с. 196–202.

Рогозин А.Л. Оценка и картирование опасности и риска от природных и техногенных процессов (история, методология, методика и примеры) // Оценка и управление природными рисками. М., Крук, 2003, с. 11–25.

Степановских А.С. Общая экология: Учебник для вузов. М., ЮНИТИ, 2001, 510 с.

Таргульян В.О., Александровский А.А. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы) // История биоценозов СССР в голоцене. М., Наука, 1976, с. 57–77.

Тыртиков А.П. Лес на северном пределе в Азии. М., Т-во науч. изд. КМК, 1995, 144 с.

Kuhnelt W. Grundriss der Okologie. Jena, Fischer-Verlag, 1965, 402 p.

Поступила в редакцию
9 февраля 2012 г.