

РЕАКЦИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА**В.Н. Конищев***Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия, vkonish@mail.ru*

Рассмотрена реакция ледового комплекса на крупномасштабное потепление в интервале поздний плейстоцен–голоцен. Показано, что эрозионно-термокарстовое расчленение ледового комплекса определяется совокупностью свойств меняющегося вслед за потеплением климата ландшафта и его компонентов. На фоне деградационных тенденций в определенных условиях (останцы ледового комплекса) наблюдаются явления стабилизационного агградиационного типа – формирование защитного слоя.

Все внешние, в том числе и климатические, воздействия на мерзлые толщи осуществляются не непосредственно, как это происходит на поверхности ледников, а через систему покровов (растительный, почвенный, грунт деятельного слоя), т. е. через ландшафт и его компоненты.

В итоге возникает ряд обратных связей (положительных и отрицательных), которые приводят к тому, что мерзлые толщи реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но в определенных условиях неодназначно.

Изменение условий на поверхности, сопровождающее потепление или похолодание, может сильно трансформировать направленность мерзлотного процесса, развитие или деградацию мерзлых толщ. В одних ландшафтных условиях оно будет действовать в том же направлении, что и климатический тренд, усиливая его, в других – в противоположном, ослабляя его действие [Корейша и др., 1997].

Очень показательной в этом отношении является динамика ледового комплекса в интервале конец плейстоцена–голоцен.

Ледовый комплекс (ЛК) – это сингенетические сильнольдистые мерзлые толщи мощностью несколько десятков метров, которые крайне неустойчивы к тепловым воздействиям. Формирование отложений ЛК происходило в суровых климатических условиях позднего плейстоцена (от 50–40 до 12–11 тыс. лет назад).

Среднегодовая температура мерзлых толщ в это время на севере Якутии была –25...–28 °С, местами доходила до –30 °С, в Центральной Якутии отложения ЛК формировались при температуре не выше –10 °С, температура воздуха в это время была, естественно, еще ниже [Конищев, 1997].

На рисунке показана схема распространения этих образований, за исключением шельфов, где ЛК был уничтожен в процессе голоценовой трансгрессии морей Северного Ледовитого океана.

Следствием кардинальной перестройки климата на рубеже последний позднплейстоценовый криохрон–голоцен стало не только резкое повышение температуры мерзлых толщ. Один из основных процессов эволюции рельефообразующих отложений ЛК в течение последних 13–12 тыс. лет – его эрозионно-термокарстовое расчленение.

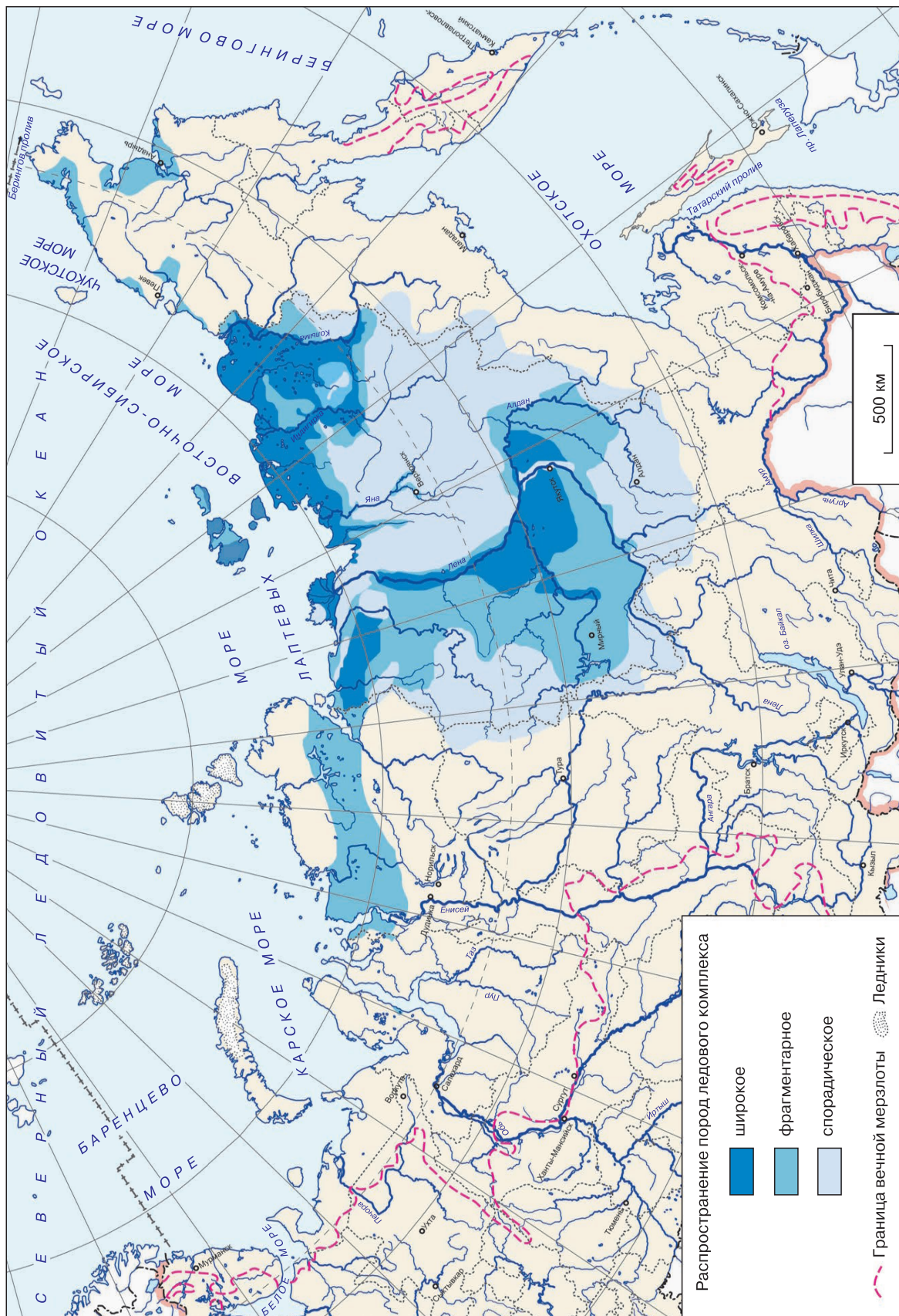
В настоящее время на территории Северо-Якутской и Центрально-Якутской низменностей останцы ледового комплекса (едомы) и аласные котловины, площади которых достигают нескольких десятков квадратных километров, являются основными формами рельефа (помимо долин рек).

На приморских низменностях Северной Якутии аласы занимают до 75 % площади [Ломаченков и др., 1965; Босиков, 1978], в Центральной Якутии – до 50 % [Иванов, 1981].

Несмотря на приблизительность оценок, из сравнения этих цифр следует, что поверхности, сложенные ЛК, на низменностях Северной Якутии значительно сильнее переработаны термокарстовыми процессами, чем на территории Центрально-Якутской низменности.

Это объясняется тем, что главной причиной возникновения и развития аласов как на севере Якутии, так и южнее, в пределах Центрально-Якутской низменности, было не собственно потепление климата или какие-то другие температурные факторы, а обводнение территории, выражающееся в степени заозеренности.

Аккумуляция отложений ЛК завершилась в конце последнего криохрона, и с этого времени вершинные поверхности его многих останцов (едом) не подвергались денудации. Об этом свидетельствуют многочисленные радиоуглеродные датировки, показывающие, что завершение аккумуляции отложений ЛК происходило в конце позднего плейстоцена [Иванов, 1981; Каплина, 1981].



Распространение отложений ледового комплекса.

Составлено В.Н. Конищевым и Н.А. Королевой по материалам [Романовский, 1993; Конищев, 1997; Куницкий, 2007; Стрелецкая и др., 2007].

Эти данные подтверждают представление о том, что в голоцене происходили разнонаправленные процессы преобразования отложений ЛК [Шур, 1988].

В конце позднего плейстоцена и в голоцене на вершинных поверхностях останцов ЛК действовали факторы, способствовавшие их сохранению и повышению устойчивости.

Еще в 1940 г. возникло представление о защитном слое, который залегает ниже слоя сезонного оттаивания [Ефимов, Граве, 1940]. Было установлено, что под густым лесом на межлассных поверхностях в Центральной Якутии этот слой не тает, он находится в многолетнемерзлом состоянии, его толщина 1,5–2,0 м. Однако если уничтожить лес, то толщина слоя сезонного оттаивания увеличится на 30–40 % (при средней исходной величине 1,3–1,4 м) и защитный слой начнет таять.

На приморских низменностях защитный слой также широко развит на останцах ЛК, но одни авторы называют его покровным слоем [Каплина, 1981], другие – промежуточным слоем [Шур, 1984].

Особенностью этого слоя является очень высокая льдистость (до 60–70 %), которая представлена атакситовой и сетчатой криотекстурами. Состав слоя в большинстве случаев алевритовый, мощность его 1,5–1,7 м.

В отношении генезиса этого слоя в литературе существуют различные точки зрения. Одни авторы считают его реликтом голоценового климатического оптимума [Каплина, 1981; Конченко, 1999]. Другие полагают, что в голоцене мощность сезонноталого слоя, наоборот, уменьшилась по причине увеличения влажности грунтов и развития влаголюбивой растительности мхов, кустарничков [Гравис, 1969; Торговкин, 1988; Шур, 1988].

После завершения накопления отложений ЛК и в последующий период его существования в голоцене в результате перестройки ландшафтных условий на непротаявших участках происходило уменьшение глубины сезонного оттаивания, повышалась верхняя поверхность вечной мерзлоты, что сопровождалось формированием сильнольдистого промежуточного слоя [Шур, 1988].

Существенное значение имеет также миграция влаги из слоя сезонного оттаивания в верхний горизонт многолетнемерзлой толщи. Этот процесс достаточно хорошо изучен экспериментально как в лабораторных, так и в полевых условиях [Пармузина, 1978; Ершов, 1979; Константинов, 1991].

Льдистый промежуточный покровный слой широко развит на поверхностях ЛК и играет в настоящее время исключительно важную защитную роль от внешних, прежде всего тепловых, воздействий при потеплении климата. Горизонт повы-

шенной льдистости верхнего горизонта многолетнемерзлых пород логично называть не покровным или промежуточным, а защитным, т. е. вернуться к первоначально предложенному термину [Ефимов, Граве, 1940].

Деструктивная роль голоценового потепления и эрозионно-термокарстовая переработка отложений ЛК – это только одна сторона реакции криолитозоны на изменение климата. Другая сторона – возникновение стабилизирующих факторов в результате перестройки ландшафтных условий, т. е. увеличения влажности грунтов, развития влаголюбивой моховой растительности, накопления органики в почве.

Благодаря защитному слою значительная часть ледового комплекса сохранилась в течение более 10 тыс. лет и во многом определяет современные ландшафтно-мерзлотные и геоэкологические условия на огромной территории Восточной Сибири.

На севере Якутии защитный слой возник в результате повышения температуры вечной мерзлоты с $-22...-28$ до $-8...-10$ °С, когда стала возможной миграция влаги из сезонноталого слоя в подстилающий мерзлый грунт. В арктических низкотемпературных районах распространения ЛК защитный слой имеет небольшую мощность (всего 0,4–0,5 м) и не предохраняет нижележащие слои от протаивания в результате динамики слоя сезонного оттаивания. Поэтому верхние пачки ледового комплекса уничтожаются. Так, на едоме Ойягосского яра сартанские слои отсутствуют. Это явление было предложено называть фронтальной термоплатанацией [Томирдиаро, Черненко, 1987]. Южнее, вплоть до Южной Якутии, где защитный слой увеличивается до 1,5–2,0 м, ЛК с поверхностью практически не деградирует. Наряду с отмеченными выше географическими особенностями формирования аласов в характере функционирования защитного слоя наблюдается также пространственная инверсия.

Литература

- Босиков Н.П.** Аласность Центральной Якутии // Геоэкологические условия в горах и на равнинах Азии. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1978, с. 113–118.
- Гравис Г.Ф.** Склоновые отложения Якутии. М., Наука, 1969, 128 с.
- Ершов Э.Д.** Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1979, 214 с.
- Ефимов Г.Ф., Граве Н.А.** Погребенные льды района озера Абалах // Соц. стр-во, 1940, № 10–11, с. 67–78.
- Иванов М.С.** Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1981, 125 с.
- Каплина Т.Н.** История мерзлых толщ северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 153–181.

Конищев В.Н. Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субаэральные перигляциальные отложения // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 2, с. 23–28.

Константинов С.А. Особенности формирования криогенного строения верхнего горизонта вечной мерзлоты на юге п-ова Гыдан // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 1991, № 4, с. 48–53.

Конченко Л.А. Особенности пространственных изменений увеличения мощности сезонноталого слоя при потеплении климата (по криолитологическим данным) // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 32–38.

Корейша М.М., Втюрин Б.И., Втюрина Е.А. Подземные льды и наледи // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М., ИГ РАН, 1997, т. 2, кн. 2, с. 9–32.

Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Якутск, 2007, 46 с.

Ломаченков В.С. Новейшие тектонические структуры в современном рельефе Яно-Индибирской низменности и прилегающего шельфа // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., Недра, 1965, с. 115–121.

Пармузина О.Ю. Криогенное строение и некоторые особенности льдовыделения в сезонно-талом слое // Проблемы

криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, вып. 7, с. 141–164.

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 335 с.

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А. и др. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений западного Таймыра // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 3, с. 14–28.

Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и субарктики. М., Наука, 1987, 197 с.

Торговкин Я.И. Некоторые особенности криогенного строения отложений едомного комплекса Колымской низменности // Исследования мерзлых толщ и криогенных явлений. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1988, с. 97–100.

Шур Ю.Л. Промежуточный слой // Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. М., Наука, 1984, с. 40–54.

Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск, Наука, 1988, 212 с.

*Поступила в редакцию
4 февраля 2011 г.*