

**КРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ**

УДК 551.343:551.8

**КРИОЛИТОГЕННЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫХ  
УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА И  
СУБАЭРАЛЬНЫХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**В. Н. Конищев**

*Московский государственный университет, географический ф-т, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия*

Специфика криогенной дезинтеграции позволяет обособить ее из общей системы процессов физического выветривания и предложить особый показатель, характеризующий распределение основных породообразующих минералов по гранулометрическому спектру и названный коэффициентом криогенной контрастности (ККК). Установленное ранее общее зональное распределение ККК в почвах и грунтах областей сезонного и многолетнего промерзания, позволяет перейти к более строгому обоснованию связи ККК со среднегодовой температурой грунтов.

Экспериментально, в лабораторных условиях, установлена зависимость интенсивности криогенной дезинтеграции различных минералов от температурного режима промерзания—оттаивания. В естественных условиях это выражается в существовании достаточно закономерной связи ККК почв и грунтов СТС и СМС и их среднегодовой температуры. На графике были нанесены ККК таежных текстурно-дифференцированных почв, развитых на покровных суглинках и соответствующие им среднегодовые температуры на глубине 0,2—0,4 м для районов сезонного промерзания и области вечной мерзлоты.

Полученный график связи ККК и среднегодовых температур грунтов анализируется с точки зрения возможности палеотемпературных реконструкций. Приводятся предварительные результаты палеотемпературной интерпретации значений ККК различных разрезов ледового комплекса Северной и Центральной Якутии и перигляциальных плейстоценовых отложений Русской равнины.

*Минералы, устойчивость, криолитозона, палеотемпература, криолитогенные отложения*

**THE CRYOLITHOGENIC METHOD FOR ESTIMATING PALEOTEMPERATURE CONDITIONS DURING  
FORMATION OF ICE COMPLEX AND SUBAERIAL PERIGLACIAL SEDIMENTS**

**V.N.Konishchev**

*Moscow State University, Department Geography, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia*

Specificity of cryogenic disintegration allows its differentiation from the global system of physical weathering processes and introduction of a special index which characterizes the distribution of major rock-forming minerals over the granulometric spectrum and which is called coefficient of cryogenic contrast (CCC). The previously established zonal distribution of CCC in soils and grounds in the areas of seasonal and perennial freezing allows a more rigorous substantiation of the CCC relation to the mean annual ground temperature.

Laboratory experiments have revealed the dependence of the cryogenic disintegration rate of various minerals on the temperature regime of thawing-freezing. Under natural conditions, this dependence is manifested in the existence of a sufficiently regular relationship between CCC of soils and grounds of seasonally thawed and frozen layers and their mean annual temperature. We plotted a graph representing CCC values of structurally differentiated taiga soils, developed on surface loams and the corresponding mean annual temperatures at the depth of 0.2—0.4 m, from the areas of seasonal freezing and permafrost zone.

The resultant graph of CCC vs. mean annual temperature of grounds is analyzed from the standpoint of possible paleotemperature reconstructions. The paper also discusses preliminary results of the interpretation of CCC values in terms of paleotemperature for different transects of the ice complex of northern and central Yakutia, and periglacial Pleistocene sediments of the Russian Plain.

*Minerals, stability, cryolithozone, paleotemperature, cryolithogenic deposits*

В качестве палеогеографических индикаторов широкое распространение получили различные модификации коэффициентов выветрелости, мономинеральности, устойчивости, представляющие собой отношение общих сумм содержания устойчивых минералов к неустойчивым. Предложены различные вариации коэффициентов [Казаринов, 1969; Рябченков, 1955; Судакова, 1965; Халчева, 1975], однако общий их смысл состоит в том, что они отражают соотношение процессов физического и химического выветривания, не отражая, однако, сущности каждого из них.

Поскольку это соотношение прямо контролируется климатическими условиями, перечисленным коэффициентам придается определенный палеогеографический смысл. Анализ состава дисперсных отложений как современной, так и плейстоценовых криогенных зон при помощи различных модификаций минералогических коэффициентов позволил установить закономерные пространственно-временные изменения минерального состава различных генетических типов криолитогенных отложений. В наиболее полном виде это сделано для отложений ледового комплекса Сибири и перигляциальных лессовидных и ледниковых отложений Европы [Конищев, 1981]. Было установлено, что, как отложения криогенных этапов плейстоцена, так и современные отложения, формирующиеся в условиях глубокого и интенсивного промерзания земной коры (Северная и Центральная Якутия, Чукотка), характеризуются низкими значениями коэффициентов выветрелости по сравнению с дочетвертичными отложениями соответствующих районов.

Подчеркнем, что низкое значение коэффициентов означает слабую интенсивность химического выветривания, а не выветривания вообще, и высокую интенсивность физического дробления минералов. Собственно этим выводом и ограничиваются возможности метода коэффициентов выветрелости. Попытки придать минералогическим коэффициентам генетический смысл не выглядят убедительными. Сами по себе значения этих коэффициентов прямо не указывают собственно на генезис этих отложений. Также оказалась неудачной попытка связать значения минералогических коэффициентов с палеомерзлотными, в частности, с палеотемпературными условиями формирования соответствующих отложений. Причина этих неудач состоит в том, что минералогические коэффициенты весьма обобщенно отражают лишь соотношение интенсивностей двух главных категорий гипергенного преобразования состава — их физического и химического разрушения и никак не раскрывают сущности каждого из них. Между тем хорошо известно, что физическое выветривание включает большое число факторов дезинтеграции минералов (температурное, гидратационное, мороз-

ное и др.), каждый из которых в определенных географических условиях может занимать ведущее положение. То же можно утверждать и в отношении многообразных факторов химического и биохимического выветривания. Поэтому минералогические коэффициенты позволяют установить различие в климатических условиях формирования отложений, когда эти условия очень контрастны. Например, когда палеогеновые отложения сравниваются с неогеновыми, а последние с плейстоценовыми. Более тонкие различия, в частности, различия между палеомерзлотными обстановками плейстоцена, минералогическими коэффициентами не улавливаются.

Кроме этого имеется и еще один методический недостаток минералогических коэффициентов. На соотношение устойчивых и неустойчивых минералов в различных фациально-генетических типах отложений влияют не только гипергенные факторы, но и также процессы минералогической сортировки, которая определяется динамикой среды (водной, воздушной и др.) формирования этих отложений.

Таким образом, налицо генетическое и, в известной мере, палеогеографическая неопределенность предложенных обобщенных параметров состава отложений. Причем их палеогеографическая неопределенность особенно увеличивается при анализе палеомерзлотных обстановок в арктических и субарктических районах, в которых контрастность природных обстановок в плейстоцене менялась в пределах, не приводящих к существенным колебаниям минералогических коэффициентов выветрелости.

Все это ставит задачу дальнейших поисков генетических и палеогеографических критериев, основанных на изучении минерального вещества криолитогенных дисперсных отложений, которые бы были применимы для выявления более тонких различий в палеомерзлотных обстановках их формирования.

На территории криолитозоны Северной Евразии наиболее широко развит криогипергенез полимиктовых осадочных и осадочно сцементированных материнских пород. Криогенное выветривание последних протекает по песчано-алевритовому типу, что выражается в тонкой физико-химической дезинтеграции основных породообразующих минералов и накоплении последних в гранулометрических фракциях определенной размерности (кварц в 0,05—0,01 мм, свежие полевые шпаты в 0,01—0,05 мм, биотит — 0,25—0,1 мм и т.д.). Специфика криогенной дезинтеграции позволяет обособить ее из общей системы физического и химического выветривания и определить ряды криогенной устойчивости основных породообразующих минералов. Фундаментальной особенностью этого ряда, в отличие от известных рядов устойчивости минералов, является меньшая устойчивость

кварца по сравнению со свежими (неизмененными процессами химического выветривания и гидротермальными процессами до их попадания в сферу криогенеза) полевыми шпатами — наиболее распространенными породообразующими минералами. Специфичность ряда криогенной устойчивости объясняется криопротекторной функцией незамерзшей воды, которая реализуется благодаря удельной поверхностной энергии частиц разного минералогического состава и разной дисперсности, поскольку воздействие факторов криогенного разрушения на них происходит через слой адсорбированной незамерзшей воды. При отрицательных температурах последний приобретает особые защитные качества, которые зависят от минерального состава и дисперсности частиц [Конищев, 1981]. Механизм криогенной дезинтеграции имеет, таким образом, достаточно сложную природу и относится к физико-химическому типу, хотя по минералогической сущности является одним из наиболее простых форм гипергенеза.

На кварцевых частицах грунтовой массы криопротекторные свойства незамерзшей воды проявляются в минимальной степени, что обуславливает большую их неустойчивость в процессе криогенной дезинтеграции в ходе фазовых переходов грунтовой влаги в лед и обратно по сравнению с полевыми шпатами и слюдами. Экспериментальное моделирование криогенного разрушения различных минералов, представленных мономинеральными порошками различных гранулометрических фракций, позволило подтвердить теоретические представления и определить конкретные значения криогенной устойчивости частиц разного минерального состава и размерности [Конищев и др., 1978].

Все вышесказанное позволяет предложить показатель, с помощью которого можно было бы идентифицировать продукты криогипергенеза в отложениях, все стадии формирования которых (и в первую очередь стадия мобилизации вещества — выветривания) прошли в условиях криолитозоны. Подобные отложения принято называть криолитогенными.

Сравнительный анализ отложений, сформированных в разных климатических условиях и динамических средах, позволил установить общие черты состава криолитогенных отложений. Оказалось, что распределение основных породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов) по гранулометрическому спектру в отложениях криогенной зоны находится в соответствии с их криогенной устойчивостью и в тоже время прямо противоположно их поведению в отложениях теплой и умеренной зон [Конищев, 1981].

Приуроченность максимума содержаний кварца к крупноалевритовой фракции (0,05—0,01 мм) и максимума полевых шпатов к тонко-

песчаной (0,1—0,05 мм) в криолитогенных отложениях раскрывает основную минералогическую сущность процесса формирования криогенного элювия и продуктов его переотложения, которая заключается прежде всего в преобразовании кварца — основного компонента осадочных отложений. Господствующая роль кварца, отличающегося максимальной степенью криогенной дезинтеграции по сравнению с другими породообразующими минералами, в составе исходных осадочных полимиктовых пород определяет абсолютное преобладание частиц 0,05—0,01 мм в наиболее типичных продуктах криогенеза.

Таким образом, опираясь на специфику криогенной устойчивости основных породообразующих минералов и применяя дифференцированный анализ минералогического состава отдельных узкоразмерных гранулометрических фракций удается обособить продукты криогенной трансформации от других типов гипергенеза и процессов осадконакопления.

В качестве конкретного показателя специфики продуктов криогенеза был предложен особый коэффициент, характеризующий распределение основных породообразующих минералов по гранулометрическому спектру, вернее по предельным значениям фракций, в которых они накапливаются в ходе криогенеза. Данный коэффициент был назван коэффициентом криогенной контрастности (ККК):

$$ККК = \frac{\text{содержание кварца, \%}}{\text{содержание полевых шпатов, \%}} (0,05 - 0,01 \text{ мм}) / \frac{\text{содержание кварца, \%}}{\text{содержание полевых шпатов, \%}} (0,1 - 0,05 \text{ мм}).$$

Важно подчеркнуть, что ККК не представляет собой ни минералогический коэффициент, подобно модификациям коэффициента выветривания, ни гранулометрический. Это принципиально новый показатель, а именно: коэффициент распределения минералов по гранулометрическому спектру. Главными характеристиками при таком подходе являются не абсолютные содержания минералов, а особенности кривых распределения кварц-полевошпатового отношения по гранулометрическому полю размерных фракций. ККК отражает своеобразную криогенную организацию вещества и позволяет с большей точностью анализировать палеомерзлотную обстановку формирования криолитогенных толщ.

ККК был рассчитан для различных генетических типов отложений, отличающихся литологией и климатическими условиями формирования. Оказалось, что ККК является характеристикой надгенетической, его значения не зависят от литологии, фациально-генетических факторов формирования и, в основном, определяются мерзлотно-климатическими условиями осадконакопления [Конищев, 1981]. Отложения, сформированные в условиях криолитозоны, име-

ют значения ККК  $>1$ . К ним относятся, прежде всего, все типы ледового комплекса Якутии, покровные лессовидные образования севера Европейской части России, Западной Сибири и другие типы криолитогенных образований. Для отложений, возникших в условиях умеренной и теплой климатических зон с подчиненной ролью криогенных факторов литогенеза, характерны значения ККК  $<1$ .

Связь показателя степени криогенной трансформации минерального вещества с особенностями криогенеза достаточно отчетливо прослеживается в различных типах криолитогенных отложений, представляющих собой продукты ближайшего или достаточно удаленного переотложения криогенных кор выветривания. Это подтверждает принцип, установленный Н.М. Страховым (1962) для отложений гумидной и аридной областей, согласно которому коренные признаки минерального состава возникают на стадии мобилизации вещества в корях выветривания и сохраняются на последующих стадиях седиментогенеза.

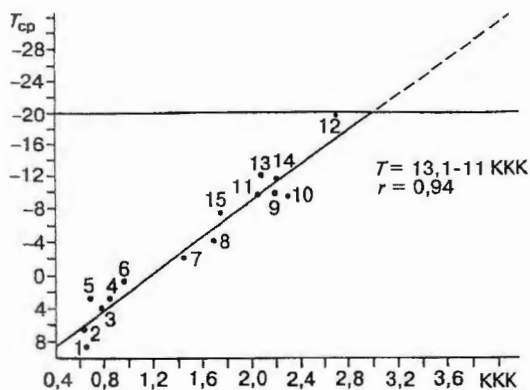
Общее зональное распределение значений ККК в дисперсных отложениях, почвах и грунтах позволяют перейти к более строгому обоснованию связи ККК и средней годовой температуры грунтов. Помимо вышеизложенного, имеются еще две предпосылки, указывающие на возможность решения этой задачи. Первая касается закономерного распределения ККК в континентальных отложениях разного возраста севера Якутии и Чукотки, характеризующихся разными палеомерзлотными условиями. Степень криогенного воздействия на отложения, выражающаяся в величине ККК, последовательно увеличивается от верхнеплейстоценовых к нижнеплейстоценовым и среднеплейстоценовым отложениям, достигает максимума в отложениях верхнего плейстоцена, а в голоценовых отложениях снижается. Сопоставление этой тенденции с данными по палеогеографии и прежде всего палеомерзлотными условиями, свидетельствует о их хорошей степени корреляции [Коницев и др., 1985]. Вторая предпосылка основывается на том, что экспериментально установлена зависимость интенсивности криогенной дезинтеграции различных минералов от температурного режима промерзания-протаивания [Коницев и др., 1978].

Все это указывает на перспективность анализа зависимости значений ККК от среднегодовой температуры грунтов. В естественных условиях это должно выражаться в существовании определенной связи ККК, характеризующего состав почвогрунтов современного слоя сезонного промерзания (СМС) и слоя сезонного оттаивания (СТС), в той или иной мере подверженных криогенезу, и их среднегодовой температуры.

Для обоснования этой связи были проведены определения сопряженных значений ККК почвогрунтов и их среднегодовых температур в различных районах области сезонного промерзания (Белорусское Полесье, Клинско-Дмитровская гряда) и криолитозоны (Большеземельская тундра, север Западной Сибири, север Якутии, Памир). С этой целью были обобщены данные по составу почв и грунтов, по которым имеются данные дифференцированного минералогического состава — содержания минералов по отдельным гранулометрическим фракциям, что позволяет рассчитать ККК. Были привлечены как опубликованные материалы [Рубилина, 1965; Тонконогов и др., 1987; Чернов, 1965], так и результаты собственных исследований. ККК рассчитывался как среднее значение для всего почвенного профиля (различные горизонты таежных дерново-подзолистых текстурно-дифференцированных почв, мерзлотно-таежных и торфяно-глеевых почв тундры). Общая мощность слоя почв, для которого рассчитывались значения ККК не превышали 50 см и во всех случаях находилась либо в пределах слоя сезонного промерзания, либо слоя сезонного оттаивания. Важно подчеркнуть, что образцы брались со стабильных поверхностей междуречий из зрелых почв или криогенных кор выветривания. Проанализированные почвогрунты по гранулометрическому составу представлены пылеватыми однородными суглинками, иногда с небольшими включениями крупнообломочного материала. Пространственно они охватывают северную часть области сезонного промерзания и основные мерзлотно-температурные зоны области вечной мерзлоты. Конкретная среднегодовая температура грунтов для каждого из пунктов, в которых были рассчитаны значения ККК, определялась по разным материалам — климатическим справочникам, геокриологической карте СССР м-ба 1:15 000 000, но главным образом по опубликованным данным региональных мерзлотных исследований.

В итоге получился график связи коэффициента криогенной контрастности (ККК) и среднегодовой температуры поверхности грунтов (рисунок). Как видно из рисунка связь эта достаточно закономерна — с понижением температуры значения ККК увеличиваются. Фактически это означает, что с увеличением суровости мерзлотных условий существенно меняется распределение кварц-полевошпатового отношения в тонкопесчано-крупнопололевитовом компоненте почв и грунтов. Последнее — есть результат двух процессов: криогенного дробления кварца и химического выветривания полевых шпатов, которые в выветрелом состоянии разрушаются криогенными процессами более интенсивно и до более мелких размеров. Поэтому с увеличением суровости мерзлотных условий и понижением сред-





**Связь коэффициента криогенной контрастности и среднегодовой температуры почв (график, уравнение регрессии и коэффициент корреляции).**

1 — подзолистая почва на озерно-ледниковых отложениях (Белоруссия, р-н Минска); 2 — подзолистая почва на моренных суглинках (Белоруссия, Поозерье); 3 — дерново-подзолистая и подзолистая почва на покровных суглинках (Клиско-Дмитровская гряда, южная тайга); 4 — подзолистая почва на покровных суглинках (средняя тайга, р-н Сыктывкара); 5 — подзолистая почва на покровных суглинках (Западная Сибирь, пос. Ларьяк); 6 — глеево-подзолистая почва на покровном суглинке (северная тайга, г. Троицко-Печорск); 7 — торфяно-глеявая почва на покровном суглинке (южная тундра, пос. Воргашор); 8 — торфяно-глеявые почвы на покровном суглинке (Большеземельская тундра, р-н Воркуты); 9 — суглинистый элювий песчаников и сланцев (Яно-Омолойское междуречье, хр. Кулар); 10 — тундровая глеевая почва на отложениях ледового комплекса (г. Индигирка, обн. Воронцовский Яр); 11 — тундровая глеевая почва на отложениях ледового комплекса (побережье Восточно-Сибирского моря, мыс Чукочий); 12 — элювио-солифлюкционные отложения (Памир, абс. высота 6200 м, край фирнового плато); 13 — элювий песчано-глинистых сланцев (Восточно-Сибирское море, п-ов Святой Мыс); 14 — элювий песчано-глинистых сланцев (Восточно-Сибирское море, п-ов Широкостан); 15 — элювий песчано-глинистых сланцев (нижнее течение р. Колыма).

среднегодовой температуры грунтов зерна кварца в почвогрунтах имеют тенденцию все более концентрироваться во фракции 0,05—0,01 мм, а зерна полевых шпатов — во фракции 0,1—0,05 мм. При экстраполяции полученной закономерности имеются определенные ограничения: она справедлива, в основном, для терригенных осадочных пород полимиктового состава, дезинтеграция которых процессами криогенеза идет по песчано-алевритовому типу. Исходный состав материнских отложений должен отличаться преобладанием минералов легкой фракции, а среди последних доминированием кварца и полевых шпатов; обломков пород должно быть не более 10–20 %. Именно при таких условиях трансформация кварц-полевошпатовых соотношений по гранулометрическому спектру новообразованного тонкопесчано-крупноалевритового компонента продуктов криогенеза прослеживается наиболее четко.

Полученная закономерная связь ККК и среднегодовой температуры грунтов справедлива для территории криолитозоны и северной части области сезонного промерзания, где химическое выветривание минералов не очень сильное и при котором полевые шпаты не теряют своей минералогической индивидуальности. В этом случае степень их криогенной дезинтеграции прямо пропорциональна степени их измененности процессами химического выветривания.

Связь ККК и среднегодовых температур (см. рисунок) справедлива для незасоленных грунтов. Основываясь на принципе криопротекторной роли незамерзшей воды в ходе процесса криогенеза, можно предположить, что для засоленных грунтов эта связь будет иметь иной характер. Чтобы установить это нужно специальное исследование.

Главный вывод, который следует из установленной зависимости ККК от среднегодовых температур, состоит в том, что тонко-песчано-алевритовый компонент отложений слоя сезонного промерзания и оттаивания, в основном, является продуктом криогипергенеза. Зональное распределение ККК является следствием зонального характера криогипергенеза, который в зависимости от температурного режима промерзания—оттаивания грунтов определяет как интенсивность криогенной дезинтеграции основных породообразующих минералов (кварца и полевых шпатов), так и степень химического выветривания последних.

На основе полученной связи ККК дисперсных почв и грунтов современного деятельного слоя и их среднегодовой температуры открываются широкие возможности определения палеотемпературных условий формирования прежде всего синкриогенных толщ ледового комплекса Сибири и других типов плейстоценовых криолитогенных отложений, минеральное вещество которых прошло стадию криогипергенеза и сами они, таким образом, являются продуктами ближайшего переотложения интенсивно переработанного криогенным гипергенезом минерального вещества.

Для ряда обнажений ледового комплекса Северной Якутии (Воронцовская едома—р. Индигирка; Мус-Хая—р. Яна; Ойягосский Яр; мыс Чукочий) — были проведены сопоставления значения ККК и других характеристик, указывающих на палеоклиматические условия формирования этих отложений (спорово-пыльцевой, изотопно-кислородный состав текстуробразующих льдов). Оказалось, что имеется хорошая корреляция характеристик спорово-пыльцевых спектров, таких как общее содержание пыльцы древесных пород, содержание кустарниковой березы и др. и величины ККК. Значение ККК увеличивается в тех горизонтах ледового комплекса, где снижается содержание пыльцы древес-

ных, кустарниковой березы и увеличивается содержание *Selaginella* sp., что характерно для более суровых мерзлотно-климатических условий и наоборот. В разрезе ледового комплекса на мысе Чукочьем (побережье Восточно-Сибирского моря) отмечается хорошая прямая корреляция значений ККК и содержания легких изотопов кислорода в текстуробразующем льде. Все это указывает на климатическую предопределенность ККК и правомерность перехода их значений к показателям среднегодовых температур (см. рисунок). Правомерность подобной операции вытекает также из закономерного распределения ККК по стратиграфическим горизонтам кайнозойских отложений [Коницев и др., 1985], что вместе с графиком связи ККК и температуры грунта доказывает эргодичность значений ККК.

В итоге получается, что разные горизонты ледового комплекса формировались при разных среднегодовых температурах грунта. Минимальные температуры характерны для горизонтов коричневатых алевроитов (обн. Мус-Хая, гл. 14 м,  $T = -22 - -23^{\circ}\text{C}$ ; обн. Мыс Чукочий, гл. 5 м,  $T = -20 - -22^{\circ}\text{C}$ ; обн. Воронцово, гл. 12 м,  $T = -26 - -27^{\circ}\text{C}$ ). Эти температуры получены путем прямой экстраполяции и решения уравнения регрессии (см. рисунок), поскольку в современных условиях такие значения температур грунтов не наблюдаются, и путем внесения поправки, связанной с повышением концентрации солей при промерзании, что приводит к повышенной дезинтеграции кварцевых зерен и увеличению значения ККК. Согласно экспериментальным данным [Полтев, 1966] воздействие электролитов на увеличение значения ККК в ходе криогенеза было принято за 10—15 %. Эта величина взята в качестве повышающего температурного коэффициента. С учетом поправки указанные значения температур характеризуют среднегодовые температуры самых холодных этапов верхнего плейстоцена; выше и ниже расположенные горизонты ледового комплекса имеют более высокие палеотемпературы. В целом эти данные близки к оценкам среднегодовой температуры в кровле многолетней мерзлоты (в среднем  $-20^{\circ}\text{C}$  при возможных колебаниях от  $-15$  до  $-25^{\circ}\text{C}$ ) полученными методом сопоставления ширины элементарных ледяных жил, свойственных мощным ледяным жилам ледового комплекса [Каплина и др., 1975]. С помощью графика (см. рисунок) были определены также палеотемпература времени формирования ледового комплекса Центральной Якутии (обн. Мамонтова гора на р. Алдан), которая оказалась не выше  $-6^{\circ}\text{C}$ . В районе Рославля (Русская равнина) в клиновидной структуре, выполненной лессовидным

суглинком, было определено значение ККК = 1,5, которому соответствует палеотемпература  $-3^{\circ}\text{C}$ , характеризующая условия верхнеплейстоценовой криогенной эпохи. Эти результаты следует рассматривать как самые предварительные и оценочные. Для уверенных выводов необходим анализ более значительного по объему фактического материала. Тем не менее эти результаты представляют большой интерес с точки зрения реконструкции природной среды формирования отложений ледового комплекса и перигляциальных явлений Русской равнины.

## Литература

- Казаринов В.Н. Выветривание и литогенез. М., Недра, 1969, 454 с.
- Каплина Т.Н., Кузнецова Т.Н. Геотемпературная и климатическая модель эпохи накопления осадков едомной свиты Приморской низменности Якутии // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М., Наука, 1975, с. 170—173.
- Коницев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск, Наука, 1981, 197 с.
- Коницев В.Н., Рогов В.В. Экспериментальная модель криогенной устойчивости основных породообразующих минералов // Проблемы криолитологии, вып. 7, М., изд-во Моск. ун-та, 1978, с. 189—199.
- Коницев В.Н., Колесников С.Ф. Проявление криогенеза в составе кайнозойских отложений Северо-Востока СССР // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М., Наука, 1985, с. 101—107.
- Полтев Н.Ф. Изменение гранулометрического состава песчаных грунтов при воздействии на них растворов электролита и процесса замерзания-оттаивания // Мерзлотные исследования, вып. VI, М., Изд-во Моск. ун-та, 1966, с. 199—206.
- Рубилина Н.Е. Распределение минералов тонкопесчаной и крупнопылевой фракции на покровных и моренных ледниках // Почвоведение, 1965, № 3, с. 1—12.
- Рябченко А.С. К вопросу о происхождении лесса Украины в свете минералогических данных // Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода, 1955, № 2, с. 45—59.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза., т. 1, 2, М., Изд-во АН СССР, 1962, 203 с., 549 с.
- Судакова Н.Г. Устойчивость минералов. // Природа, 1965, № 2, с. 41—44.
- Тонконогов В.Д., Градусов Б.П., Рубилина Н.Е. и др. К дифференциации минералогического и химического составов дерново-подзолистых почв // Почвоведение, 1987, № 3, с. 68—81.
- Халчева Т.А. Специфика изучения минералогического состава лессовой толщи плейстоцена бассейна Днепра // Проблемы региональной и общей палеогеографии и перигляциальных областей. М., Наука, 1975, с. 69—79.
- Чернов В.П. Типичные подзолистые почвы Пермской области, сформированные на покровных и моренных суглинках // Почвоведение, 1965, № 3, с. 1—12.

Поступила в редакцию  
12 мая 1997 г.