



ПАЛЕОКРИОЛОГИЯ
В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ
СТРАТИГРАФИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Комиссия
по изучению четвертичного периода

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Commission
for study of the quaternary period



PALEOCRYOLOGY IN THE QUARternary STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

FOR THE IX CONGRESS OF INQUA

New Zealand

1973



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow

1973

МАТЕРИАЛЫ
НАУЧНЫХ
СЪЕЗДОВ
И КОНФЕРЕНЦИЙ

ПАЛЕОКРИОЛОГИЯ
В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ
СТРАТИГРАФИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

К IX КОНГРЕССУ INQUA

Новая Зеландия

1973

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва

1973



453

В сборнике впервые целенаправленно рассматривается использование современных методов криологических исследований для четвертичной стратиграфии и палеогеографии. В связи с общей задачей материалы сборника посвящены закономерностям развития современных криогенных образований и их использованию при палеогеографических реконструкциях, а также собственно палеокриологическим исследованиям в толщах четвертичных отложений былых перигляциальных зон.

Статьи сборника представляют интерес для широкого круга специалистов, занимающихся изучением четвертичного периода.

Ответственные редакторы:

В. В. БАУЛИН, С. М. ЦЕЙТЛИН

The materials presented in the volume are devoted to the use of the present-day methods of cryological research of Quaternary stratigraphy and paleogeography. According to the general tasks of these collected papers the latter are aimed at the elucidation of regularities of development of the recent cryogenic formations and their use for paleogeographical reconstructions, as well as at the paleocryological studies proper in the strata of Quaternary deposits of the former periglacial zones.

The materials of the book are of interest for a wide range of specialists studying the Quaternary period.

Responsible editors:

V. V. BAULIN, S. M. TSEITLIN

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы к исследованиям четвертичного периода усиленно привлекаются методы из различных областей знаний. Вместе с тем происходит дальнейшее совершенствование и углубление классических методов, применяемых в четвертичной геологии. Чрезвычайно интересные перспективы в развитии исследований четвертичного периода имеет использование методов современной геокриологии для целей четвертичной стратиграфии и палеогеографии. Отдельные попытки в этом направлении предпринимались и ранее, но при этом зачастую не учитывалась специфика развития криогенных процессов в различных геологических и палеоклиматических условиях. В последние годы благодаря совместным усилиям геологов и мерзлотоведов достигнуты значительные успехи в расшифровке механизма образования криогенных структур в различной фациальной, климатической и геоморфологической обстановке. Все это позволяет теперь на основе современных знаний увереннее подойти к анализу следов существования многолетнемерзлых пород в прошлом на территории былых перигляциальных зон четвертичных оледенений.

В настоящем сборнике подводятся итоги изучения современных и ископаемых криогенных образований и делается попытка их палеогеографического истолкования. Необходимо отметить, что этот сборник — первый в мировой литературе, целиком посвященный палеокриологическим исследованиям и методике анализа следов криогенных явлений. Составители сборника преследовали цель получения возможно более полной информации о формировании криогенных образований для оценки палеогеографических условий времени накопления тех или иных четвертичных отложений.

Сборник состоит из двух частей. Первая часть посвящена закономерностям развития современных криогенных образований и их использованию для палеогеографических реконструкций. Наиболее общие вопросы систематики криогенных явлений и проблем палеомерзлотных исследований рассмотрены в статьях А. И. Попова и Е. М. Катасонова. В интересных статьях Б. И. Втюрина и Е. А. Втюриной, Л. Н. Максимовой впервые предпринимается попытка палеогеографической интерпретации криогенного строения мерзлых толщ.

Большое место в этом разделе отведено процессам формирования полигонально-жильных образований и термокарсту. На этих вопросах, важных для четвертичной стратиграфии и палеогеографии, останавливаются в своих статьях Т. Н. Каплина, Н. Н. Романовский и Ю. Т. Уваркин.

Во второй части сборника объединены материалы по палеокриологическим исследованиям и дается анализ и классификация следов мерзлотных структур. Наиболее общая генетическая классификация последних приведена в статье Н. С. Даниловой и В. В. Баулина; специально грунтовые жилы рассмотрены в статье Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского. Анализ и отличиям литогенных и криогенных деформаций в плейстоценовых осадках севера посвящена статья И. Д. Данилова. Наконец, в статьях С. М. Цейтлина, Н. И. Кригера и А. Н. Чумаченко, А. А. Величко, В. В. Бердникова данные палеокриологии непосредственно используются для четвертичной стратиграфии, палеогеографии ледниковых эпох и для исследования палеорельефа (реликтовой криогенной морфоскульптуры).

Таким образом, в сборнике рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с применением геокриологии в исследованиях четвертичного периода. Надо надеяться, что этот сборник будет полезен не только мерзлотоведам и геологам-четвертичникам, но и многим специалистам, занимающимся проблемами истории и палеогеографии четвертичного периода.

В. В. Баулин, С. М. Цейтлин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ КРИОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА КРИОГЕННЫХ ЯВЛЕНИЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А. И. ПОПОВ

Чрезвычайно заманчивым и перспективным является использование признаков былого промерзания горных пород в климатостратиграфических целях и для палеогеографических реконструкций в современных и бывших зонах устойчивого охлаждения Земли.

Однако приемы использования криогенных образований с этой целью далеко не совершенны, и одной из главных причин подобного несовершенства являлось отсутствие подлинно генетической системы этих образований. Не следует думать, что создание такой системы ликвидирует все трудности, связанные с палеокриогенным анализом, но она сняла бы некоторые из них.

Подобная система может служить указанной цели и в том случае, если она основана на правильном понимании геологической сущности мерзлотного процесса (криолитогенеза), если определено место криолитогенеза в общей системе литогенеза.

Выяснение места современного криолитогенеза в системе общего литогенеза, определение его геологической сущности (Попов, 1967) показало, что следует выделять два вида мерзлотных геологических процессов в одном ранге: 1) криогенный диагенез; 2) криогенное выветривание.

Генетическая классификация криогенных явлений учитывает как оба этих процесса, так и стадийность развития каждого из них. Кроме того, необходимо в такой классификации рассматривать эти явления применительно к эпигенетическому или сингенетическому типам формирования мерзлых или талых (криоэлювиальных) толщ.

Для каждого из двух названных процессов оказалось нужным выделение генетических горизонтов в пределах эпигенетических и сингенетических толщ. Выделение этих горизонтов предопределяется как температурными условиями промерзания, так и степенью активности мерзлотного процесса.

Для эпигенетических толщ нами выделены горизонты: 1) прерывистого криогипергенеза; 2) активного криодиагенеза; 3) пассивного криодиагенеза.

Для сингенетических толщ выделены горизонты: 1) прерывистого криодиагенеза; 2) активного криодиагенеза; 3) относительной консервации.

Горизонт прерывистого криогипергенеза (деятельный слой) характеризуется криогенным выветриванием (криогипергенез), сортировкой

грунтов, их пучением и течением; все эти процессы сказываются в рельефе.

Горизонт активного криодиагенеза приходится на верхнюю часть многолетнемерзлой толщи, почти целиком соответствующую области сезонных температурных колебаний, где ежегодно ощущается интенсивное зимнее охлаждение, а летом нагревание в пределах отрицательных температур. В условиях этого горизонта, где имеют место значительные градиенты температур, происходит активная миграция воды в процессе последовательного промерзания пород в глубину, а отчасти уже в мерзлой толще возникают механические напряжения и как следствие морозобойные трещины. Последние предопределяют возможность образования полигонально-жильных льдов.

Высокая активность криогенных процессов в пределах этого горизонта способствует их влиянию на рельеф земной поверхности и возникновению многолетних криогенных форм рельефа.

Горизонт пассивного криодиагенеза, соответствующий области полного или почти полного отсутствия сезонных температурных колебаний, характеризуется весьма малыми и, что очень важно, стабильными градиентами температур. В отличие от предыдущего горизонта, здесь криогенное строение толщи связано с замедленным и более длительным эпигенетическим промерзанием. Миграция воды и инъекционные процессы тут замедлены и вялы, морозобойных трещин не возникает. Все это подчеркивает пассивность криогенных процессов, зависящую от общего уровня теплообмена, но непосредственно не связанную с импульсами зимнего охлаждения. Таков смысл выделения генетических горизонтов в эпигенетически промерзших толщах пород.

Иной генетический смысл имеют горизонты, выделенные для сингенетических мерзлых толщ. Сингенетическое промерзание заключается в систематическом переходе нижней части сезонномерзлого слоя в многолетнемерзлое состояние в ходе осадконакопления. Горизонт прерывистого криодиагенеза здесь не подобен горизонту криогипергенеза в эпигенетических толщах потому, что вместо криогипергенеза мы имеем тут скорее криодиагенез из-за относительно быстрого накопления осадков, часто малой мощности деятельного слоя и, следовательно, быстрого охвата осадка многолетней мерзлотой.

Горизонт активного криодиагенеза, как следует из предыдущего, в значительной степени наследует криогенные структурные признаки, возникшие в условиях горизонта прерывистого криодиагенеза. Зато полигонально-жильный лед, образующийся здесь, есть элемент собственно активного криодиагенеза.

В пределах горизонта относительной консервации не возникает никаких новых признаков. В ходе осадконакопления и смещения вверх горизонта активного криодиагенеза в него лишь «переходят» все ранее сформировавшиеся структурные особенности, здесь как бы консервирующиеся.

Все сказанное свидетельствует о том, что три горизонта в мерзлых толщах сингенетического типа существенно отличны по морфологии и генезису от трех горизонтов в толщах эпигенетического типа.

Криогенные процессы в условиях каждого из горизонтов при эпигенетическом типе развития приводят к образованию криогенных горных пород — криолитов, криолититов или криоэлювиититов (Попов, 1967). Следует указать, что термокарст, который обычно рассматривается как самостоятельный мерзлотный процесс, представляет собой явление наследования при протаивании тех ледяных образований, на основе которых он развивается. Поэтому не следует выделять самостоятельную генетическую группу термокарстовых явлений. Термокарст — есть процесс нисходящего развития ледяных и льдистых пород, и в зависимости от того, какой из видов этих пород подвержен деградации (таянию),

к такому и следует относить соответствующие регрессивные (термокарстовые) формы.

В геологии для палеогеографических реконструкций используют как современную «живую» мерзлоту, так и «ископаемую», представляющую собой следы криогенных образований в отложениях или в коре выветривания. Современная мерзлота весьма показательна потому, что свойственное ей закономерное распределение льда в мерзлой толще пород позволяет непосредственно судить о климатических условиях формирования этих толщ. Наиболее перспективны в этом отношении сингенетические мерзлые толщи, так как каждый их горизонт, фиксирующий былые приповерхностные условия промерзания, дает представление о климатической и иной обстановке того времени, когда происходила седиментация на данном уровне. Но и эпигенетические мерзлые толщи, вследствие разреживания решетки льда в них по вертикали, обусловленного самим процессом эпигенетического промерзания, есть показатель в указанном уже смысле. Ископаемая мерзлота также имеет очень большое значение как показатель характера и степени развития былых криогенных явлений.

Предложенная система криогенных образований должна помочь в генетическом истолковании криогенных образований как свидетелей тех или иных климатических и вообще палеогеографических условий в прошлом. Но слагающие эту систему элементы не равноценны для палеокриогенного анализа. Попробуем оценить, какова же роль главнейших составляющих этой системы.

Следует сразу же указать, что все инъекционные образования как в деятельном слое, так и в пределах горизонтов активного и пассивного криодиагенеза в эпигенетических толщах по существу бесследно исчезают при оттаивании и в ископаемом состоянии в земной коре не запечатлеваются. Ископаемые следы криолититов, т. е. льдистых пород, характеризующиеся закономерным расположением ледяных шпиров в них, тоже почти не сохраняются при деградации мерзлоты.

Криогенные процессы в условиях горизонтов прерывистого криогипергенеза и активного криодиагенеза в общем запечатлеваются лучше, чем в более глубоких горизонтах. Достаточно, например, указать на многостадийное преобразование материнских пород во вторичный пылеватый продукт, завершением которого является облессование с такими, свойственными ему морфологическими признаками, как крупная пористость и призматическая отдельность. Игнорирование роли криогенных факторов в формировании лёссовых и лёссовидных образований является причиной многих заблуждений в оценке лёссов при стратиграфическом расчленении четвертичных отложений и их фациально-геологическом и инженерно-геологическом изучении.

Горизонту прерывистого криогипергенеза также свойственны образования типа ячеистых грунтов, что обусловлено сортировкой крупных обломков пород в массе мелкозема. Это столь характерные и хорошо известные в тундре и высокогорье пятна-медальоны и каменные многоугольники. Деформация гумусовых и глеевых новообразований, которые обычно наблюдаются в профиле упомянутых ячеистых форм, в литературе часто называют «криотурбациями». Подобные образования и сходные с ними инволюции, как показывают исследования, весьма часто конвергентны с деформациями типа конвективной неустойчивости (Костяев, 1962), что вносит определенную путаницу в диагностику и различие тех и других.

Морозобойные трещины, пересекающие деятельный слой, вызывают в его пределах деформации и образования, по которым распознаются диагностические признаки. Это главным образом полигональные грунтовые жилы. Следует отметить, что жилы эти могут простираться глубже, т. е. проникать в пределы горизонта активного криодиагенеза. Так как в этом

случае они находятся в многолетней мерзлоте, то обычно представляют собой жилы ледяные или грунтово-ледяные. При глубоком сезонном промерзании и протаивании грунтовые полигональные жилы являются свидетелями сравнительно высокой степени континентальности климата.

Процессы в пределах горизонта активного криодиагенеза имеют важное значение в палеогеографической точке зрения. Наиболее существенным в этом отношении является формирование здесь эпигенетических полигонально-жилых льдов, протаивание которых, с последующим конформным заполнением полостей вмещающей породой, способно привести к образованию грунтовых псевдоморфоз по бывшим ледяным жилам.

Надо сказать, что диагностика псевдоморфоз по ледяным жилам до настоящего времени представляется сложной, несовершенной. Явление изоморфизма (конвергенции) с некоторыми немерзлотными, также полигональными и тоже клиновидными образованиями в горных породах, пока сильно затрудняет разделение тех и других.

До сих пор мы говорим об образованиях, свойственных в настоящем или прошлом главным образом эпигенетически промерзавшим толщам горных пород. Что касается сингенетически промерзших толщ, то они обычно после оттаивания утрачивают все признаки криогенного строения. Лучше обстоит дело лишь в случае глубокого сезонного промерзания и протаивания, т. е. при отсутствии многолетней мерзлоты. В этих условиях характерно криогенное облессование часто мощных толщ осадков, которому нередко сопутствуют грунтовые жилы как показатель морозобойного трещинообразования, свойственного целиком мощному деятельному слою. Из этого следует, что криоэлювиальные образования имеют важное значение для целей палеогеографического анализа.

Генетическая система криогенных образований позволяет устанавливать зональные и региональные закономерности в их распределении, что также имеет большое значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
Костяев А. Г. К вопросу о происхождении клиновидных тел в четвертичных отложениях. — Вестник МГУ, серия геол., 1962, № 4.

ПАЛЕОМЕРЗЛОТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, ИХ ЗАДАЧИ, МЕТОДЫ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Е. М. КАТАСОНОВ

Одним из признаков существования в прошлом холодных (ледниковых) эпох считаются «следы мерзлоты» — криогенные явления в четвертичных отложениях.

Особое значение при построении палеоклиматических и стратиграфических схем придается земляным жилам. Последние обычно рассматриваются как псевдоморфозы по жилым льдам. На этом основании признается, что 1) вмещающие их отложения находились когда-то в многолетнемерзлом состоянии, 2) замещение ледяных клиньев вышележащей породой связано с деградацией, оттаиванием «мерзлоты», 3) каж-

дому горизонту земляных жил соответствует цикл: похолодание — потепление.

Теория псевдоморфоз, поскольку она согласуется с господствующими представлениями о многократном и кардинальном изменении климата, принимается многими специалистами, изучающими четвертичные отложения. Основы ее были сильно поколеблены в последнее десятилетие. А. В. Паталеев (1955), А. Уошберн (Washburn, Smith a. o., 1963) и другие исследователи описали современные земляные жилы в районах, где нет многолетнемерзлых пород и подземных льдов. Н. С. Данилова (1956) и А. И. Попов (1960) привели доказательства существования изначально грунтовых жил, которые образуются в результате попадания минеральных частиц непосредственно в морозобойные трещины. А. И. Попов указал на признаки формирования некоторых из этих жил в сезоннопротаивающем слое.

В настоящее время детально исследуются подземные льды и трещино-полигональные образования. Описываются бесконечно разнообразные в деталях формы их залегания, выясняется физическая сущность процессов льдовыделения, уточняется механизм образования и заполнения трещин и т. д. Не умаляя самостоятельного значения этих исследований, мы считаем, что чисто физический подход к рассмотрению мерзлотно-геологических явлений — современных и более древних — мало способствует решению задач палеогеографии. Такой подход неизбежно ведет к отрыву криогенных явлений от вмещающих отложений, к потере при рассмотрении этих явлений геологической перспективы.

Мелкие включения и пластовые залежи льда, смятия слоев и земляные клинья, ледяные жилы и другие образования свидетельствуют не только о процессах сегрегации или инъекции, растрескивании или конвективной неустойчивости. Значение криогенных явлений для палеогеографии и стратиграфии, а также для понимания самих физико-механических процессов, происходящих в промерзающих породах, неизмеримо возрастает, если эти явления рассматривать не обособленно, а как неотделимые компоненты мерзлых четвертичных отложений, как их мерзлотно-генетические признаки, указывающие на условия накопления и промерзания осадков.

Палеомерзлотное исследование имеют своей целью воссоздать историю формирования многолетнемерзлых толщ, установить закономерности распределения в них криогенных явлений, чтобы эти закономерности использовать при интерпретации разрезов ныне талых плейстоценовых перигляциальных отложений. Достижение этой цели требует применения методов криолитологии — раздела геологической науки о мерзлых осадочных толщах: их составе, строении, условиях накопления и промерзания.

Криолитология исследует процессы льдообразования и криогенные явления с учетом генезиса и степени диагенеза отложений. Это дает возможность внести определенное геологическое содержание в понятие «сингенетическое промерзание пород», определить признаки сингенетически промерзавших отложений.

В геологии сингенетическими называются процессы и явления, возникающие в жидких осадках или в стадии их первичного диагенеза (Швецов, 1958). Это определение вполне применимо к явлениям, связанным с промерзанием, поскольку одни и те же по составу и генезису отложения резко различаются криогенным строением в зависимости от того, были эти отложения к моменту перехода их в многолетнемерзлое состояние рыхлыми осадками или они уже претерпели уплотнение, прошли стадию первичного диагенеза. В первом случае — в молодых рыхлых осадках — развиваются криогенные явления, свойственные данной генетической разновидности отложений; во втором случае — криогенные образования очень однообразны.

Постседиментационные диагенетические изменения, как правило, тем значительнее, чем дольше отложения находились в талом состоянии. Поскольку несовпадение во времени основных стадий криолитогенеза — накопления осадков и их промерзания — может исчисляться в одних случаях всего несколькими десятками лет, в других — целыми геологическими эпохами, то эти диагенетические изменения и обусловленные ими особенности криогенного строения пород служат признаками одно-временности или разновременности накопления и промерзания отложений. Руководствуясь этими признаками, мы выделяем три типа многолетнемерзлых толщ.

Сингенетический тип — отложения, которые вследствие быстрого перехода в многолетнемерзлое состояние не испытали заметных диагенетических изменений; чаще они подвергались выветриванию. Эти отложения формировались при неглубоком залегании многолетнемерзлого субстрата, т. е. представляли когда-то замкнутые талики и сезоннопротаивающий слой — наземный или подводный. Признаки их — слабое уплотнение пород и характерные, отражающие влияние многолетнемерзлого субстрата, ледяные включения: косо и вертикально ориентированные шпирь, вогнутые и волнистые прослойки, а также жилы, с которыми эти прослойки часто связаны (см. рис. 1, 2). Признаками сингенетических толщ служат земляные жилы, образующиеся в сезоннопротаившем слое (см. рис. 3, 4).

Парасингенетический тип (греч. пара — близко, возле) представлен осадками, которые формировались в условиях многолетней мерзлоты, но длительное время находились в талом состоянии в удалении от мерзлого субстрата. До промерзания они претерпели в условиях породившей их среды значительные изменения, выразившиеся в уплотнении и образовании в них литогенетических трещин, послуживших причиной развития трещинных криогенных текстур. Влияние многолетнемерзлого субстрата — косвенное, проявляется в образовании крупных линзовидных и пластовых залежей льда.

Эпигенетический тип объединяет отложения, которые сформировались и претерпели значительный диагенез до становления в данном районе условий многолетней мерзлоты. Ледяные включения в этих отложениях, если последние не затронуты выветриванием и тектоническими нарушениями, встречаются редко.

Таким образом, выделяются три типа многолетнемерзлых толщ. Каждый отличается строением, своими криогенными явлениями, которые целесообразно называть соответственно сингенетическими, парасингенетическими, эпигенетическими.

Криолитология, как отмечалось, рассматривает мерзлые осадочные толщи. Основной метод криолитологии — мерзлотно-фациальный анализ этих толщ (Катасонов, 1954). Сущность его заключается в выделении и изучении отложений, формировавшихся в условиях многолетней мерзлоты. В разрезах опознаются парасингенетически и отдельно сингенетически промерзавшие отложения. Последние в свою очередь подразделяются на литологические разновидности, фации, т. е. осадки, которые накапливались и промерзали в определенных мерзлотно-геологических условиях и поэтому характеризуются двумя генетически тесно связанными между собой группами признаков: с одной стороны, составом, слоистостью, фауной, характером растительных остатков; с другой — содержанием льда (влаги), формой и расположением ледяных включений (криогенными текстурами), земляными жилами и т. д.

Метод мерзлотно-фациального анализа, очевидно, можно распространить и на отложения, формировавшиеся в условиях глубокого сезонного промерзания.

Главная задача палеомерзлотных исследований — выделить в раз-

резах четвертичных отложений (мерзлых или талых) свиты, горизонты, слои, формировавшиеся в условиях многолетней мерзлоты. Сделать это, пользуясь обычными геологическими методами, невозможно. О промерзании осадков постепенно по мере их накопления могут свидетельствовать только сингенетические (в геологическом понимании этого слова) криогенные явления. Но и они, если не учитывать генезис вмещающих отложений, могут привести к ошибочным заключениям. Например, ледяные жилы в некоторых довольно распространенных склоновых и других отложениях не образуются даже в самых суровых климатических условиях. Игнорирование этого — причина ошибок тех схем, в которых горизонты без «клиньев» относятся к более теплому времени, чем слои, содержащие их.

Правильное представление о связи тех или иных криогенных явлений с фациями и литогенетическими типами осадков дает мерзлотно-фациальный анализ современных, недавно перешедших в многолетнемерзлое состояние отложений. Чтобы такой анализ был по возможности более полным, необходимо: 1) дать перечень или выделить основные морфологические типы криогенных образований, объяснить механизм их возникновения, 2) выяснить, какие отложения включают данные криогенные явления и какие являются для них «запрещенными», 3) проследить, как ведут себя криогенные явления, свойственные определенным отложениям (фациям), в пространстве, в разных климатических зонах.

Криогенные текстуры

Криогенные текстуры характеризуют строение пород, обусловленное особенностями залегания, расположением различных по форме и размерам ледяных включений. Наиболее важные включения, несущие на себе признаки непосредственного влияния многолетнемерзлого субстрата и помогающие воссоздать палеомерзлотную обстановку, следующие:

1. Ровные с плавными очертаниями вогнутые или пологоволнистые прослойки льда толщиной от 0,3 до 5 см и пояски, представляющие послойное сгущение коротких, в среднем 1—3 см, ледяных линз (рис. 1, А, Б). Те и другие образуются в основании сезоннопротаивающего слоя в результате замерзания пленочной и свободной воды. Часто залегание их согласуется с осадочной слоистостью. Они описаны во многих районах, от устья Лены до Забайкалья (Муйская котловина), характерны для отложений заболоченных дельт, пойм, склонов. Осадки стариц, лайд, подводной части дельт, соленых и пресных лагун являются «запрещенными» для поясков и ровных ледяных прослоек. Включения, создающие слоистые и поясковые криогенные текстуры, не свойственны также отложениям, формирующимся на прирусловых отмелях и сухих склонах.

2. Косые и вертикальные ледяные шпильки — ломаные, ветвящиеся на концах линзы длиной в среднем 30—80 см, создающие решетчатые криогенные текстуры (рис. 1, В). Эти включения имеют сегрегационное происхождение, т. е. связаны с кристаллизацией воды, мигрирующей к фронту промерзания. Они образуются в слабо уплотненных, не прошедших раннюю стадию диагенеза донных осадках при промерзании с боков неглубоких замкнутых таликов, границы которых эти шпильки повторяют. Косые и вертикальные линзы льда, часто секущие осадочную слоистость, характерны для старичных, поднодельтовых, прибрежноморских и других донных осадков, промерзающих сингенетически.

Ровные ледяные прослойки и пояски — самые надежные признаки существования «вечной мерзлоты». По ним можно уверенно сказать, что вмещающие их отложения представляли когда-то сильно увлажненный сезоннопротаивающий слой, мощность которого равнялась от 30 до 110 см (мы условно берем до 1 м). При вытаивании ледяных включений

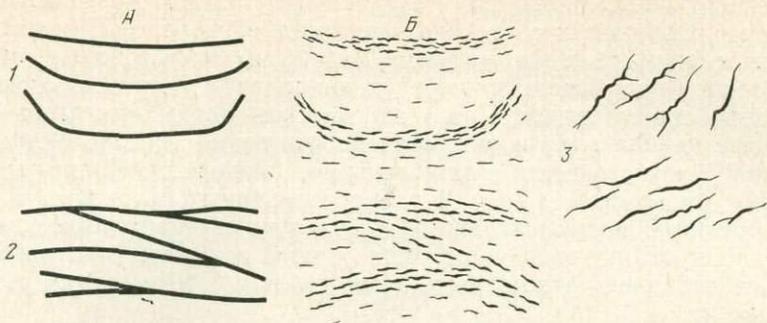


Рис. 1. Ледяные включения, свидетельствующие о сингенетическом промерзании отложений.

1 — вогнутые прослойки (А) и пояски (Б), характерные для отложений полигональных равнин;
 2 — пологоволнистые ледяные прослойки (А) и пояски (Б), свойственные склоновым отложениям;
 3 — вертикальные и косые линзы льда (шпирь), характерные для водных осадков

в отложениях сохраняется характерная *остаточная* криогенная слоистость. Последняя летом хорошо видна в разрезах, так как подчеркивается литологически: породы, подстилающие ледяные прослойки, часто оглеены, а перекрывающие — заторфованы. На оттаявших стенках обнажений четко прослеживаются и пояски.

Остаточные криогенные текстуры — слоистые, поясковые, решетчатые — в ныне талых плейстоценовых перигляциальных отложениях Европы пока не обнаружены. Отчасти это объясняется тем, что на них не обращалось внимания¹. Главное же, по нашему мнению, заключается в особенностях палеомерзлотной обстановки плейстоцена: за пределами современной области многолетней мерзлоты не было своеобразных, возможно, неповторимых в истории Земли ландшафтов — заболоченных равнин с близким, не глубже 1 м, залеганием многолетнемерзлого субстрата.

Жильные образования

Современные ледяные и земляные жилы в области многолетней мерзлоты встречаются очень часто. Во многих районах они образуются рядом, в одних и тех же климатических условиях, но в разных по генезису отложениях (Катасонова, 1963). Этот факт — один из наиболее веских доводов против теорий «псевдоморфоз» и других гипотез образования земляных жил, основанных главным образом на логических заключениях и не находящих пока подтверждения при сравнении древних форм с современными.

Анализ материалов, полученных в разных районах Сибири, убеждает, что жильные образования в основе своей имеют криогенное происхождение. Их следует разделить на две основные группы: с растрескиванием многолетнемерзлого субстрата связаны главным образом ледяные жилы, с процессами, происходящими в сезоннопротаивающем слое, — земляные. В тех случаях, когда трещины в одинаковой степени пересекают и сезонно- и многолетнемерзлые породы, наблюдаются двухъярусные земляно-ледяные тела.

На рис. 2, 3, 4, 5 изображены клиновидные тела, которые образуются в настоящее время сингенетически — в сезоннопротаивающем слое или непосредственно ниже его. В зависимости от условий осадконакопления в мерзлом субстрате развиваются:

¹ Остаточные криогенные текстуры, образовавшиеся вследствие вытаивания тонких (1—2 мм) линз льда, описаны нами в лёссах Чехословакии (разрез Кутна гора).

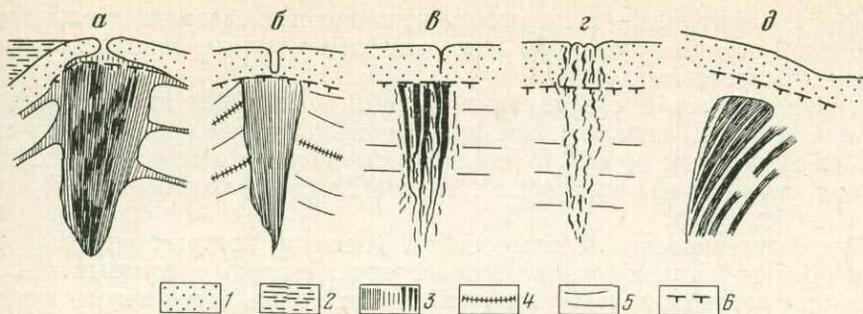


Рис. 2. Ледяные жилы, образующиеся в многолетнемерзлом субстрате.

а — жила нарастания, *б* — заполнения, *в* — отсекания, *г* — дробления, *д* — смещения (по Г. Ф. Гравису)

1 — сезоннопротаивающий слой; 2 — вода; 3 — лед разный; 4 — ледяные прослойки; 5 — осадочная слоистость; б — граница сезоннопротаивающего слоя

1. Ледяные жилы нарастания (рис. 2, *а*) — отличаются неровными, но плавно очерченными боковыми контактами, «затеканием» жильного льда во вмещающую породу. Они образуются путем фронтального роста (по А. И. Попову, 1955), т. е. намерзания на оплавленный верхний конец жилы свободной воды, скопившейся у границы мало-мощного (20—60 см) сезоннопротаивающего слоя (Катасонов, 1954, 1958). Такие жилы характерны для отложений заболоченных пойм, дельт, аласных котловин — для подфаций затопленных и зарастающих полигонов. Они широко распространены на севере Сибири, встречаются также в Центральной Якутии, в Забайкалье.

2. Ледяные жилы заполнения (рис. 2, *б*) имеют более или менее правильную клиновидную форму с ровными иногда прямыми боковыми контактами без припаянных к ним ледяных прослоек. Образование их связано главным образом с заполнением трещин водой, минеральными частицами и, возможно, кристаллами сублимационного льда. Они встречаются в сравнительно малоледистых отложениях — фациях «сухой» полигональной поймы, периодически заливаемых ложбин, средней поймы, конусов выноса и в элювии коренных пород. Эти жилы широко развиты в северных районах. Южнее, в связи с увеличением глубины сезонного протаивания соответствующих отложений, они сменяются двухъярусными земляно-ледяными жилами.

3. Ледяные жилы отсекания (рис. 2, *в*) состоят из вертикальных, чередующихся между собой, ледяных и минеральных прожилков толщиной до 5 см. Минеральные прожилки это — вмещающие породы, включающие тонкие (до 1 мм) ориентированные параллельно боковым контактам линзочки льда; ледяные — имеют обычную полосчатость за счет пленок мути и пузырьков воздуха. Образование таких жил мы связываем с появлением ледяных прожилков толщиной не более 5 см, которые с трудом «нащупываются» последующими морозобойными трещинами. Последние часто проходят рядом, отсекая вмещающую породу, в которой сегрегационным путем образуются вертикальные линзочки. Ледяные жилы отсекания приурочены к отложениям пойменных ложбин и делювиальных шлейфов, развитых у подножия склонов. Современные формы их описаны на Анабарском Севере и в Центральной Якутии.

4. Ледяные жилы дробления состоят из тонких (до 2 мм) вертикально ориентированных, иногда изогнутых линзочек льда, густо насыщающих породу (рис. 2, *г*). Физическая природа их не ясна. Учтявая, что ледяные линзочки не нарушают осадочной слоистости отложений, которые подвергаются как бы «морозному кипению», мы связываем образование таких жил с возникновением очень тонких трещин, по кото-

рым проникает влага, — с сегрегационным льдовыделением. Жилы дробления свойственны в основном малольдистым плотным склоновым отложениям. Встречаются редко.

5. Ледяные жилы с смещения (рис. 2, д) характеризуются неправильной формой, искривлением или расщеплением, наклоном, что связано со смещением по склону сезоннопротаивающего слоя. Их рассматривают как один из генетических признаков солифлюкционных отложений (Гравис, 1969).

Выше перечислены ледяные жилы, развитие которых определяется условиями осадконакопления. Особо следует сказать о боковых контактах жил, об изгибании и смятии вмещающих пород, поскольку им иногда придается первостепенное значение.

Ледяные жилы с четко выраженными «плечиками», с внедряющимися сверху узкими молодыми ростками — свидетельство резкого изменения условий осадкообразования. Они образуются на дренируемых подмываемых участках поймы. В удалении от берега эти жилы имеют нормальные, плавно очерченные боковые контакты — прямые или неровные в зависимости от фациальной принадлежности отложений, в которых они залегают.

Что касается деформаций вмещающих пород, то следует различать, с одной стороны, плавное изгибание слоев, связанное: а) с накоплением осадков уже на вогнутой поверхности полигонов (Каплина, Романовский, 1960; Попов, 1965) и б) с их неодинаковым внутрполигональным протаиванием (Катасонов, 1954, 1958). С другой стороны, смятие слоев на контакте с ледяными жилами, точнее в приконтактной зоне шириной до 50 см (Катасонов, 1958), и выдавливание пород вверх.

Характер деформаций, как показывает анализ фактических данных, определяется сменой ландшафтно-фациальных условий, изменениями во времени глубин протаивания. Более изогнутыми почти всегда оказываются отложения затопленных, а не зарастающих полигонов. Характерен и другой факт. Выжимание пород на высоту до 3 м выше их нормального залегания чаще всего наблюдается в разрезах, где слабо протаивающие пойменно-дельтовые отложения перекрывают старичные или ложбинные осадки, представлявшие когда-то талики. Глубокое промерзание со всех сторон последних на заключительной стадии их развития мы считаем одной из основных причин рассматриваемых деформаций. Слои многолетнемерзлых отложений, перекрывающие замкнутые талики, разрываются как раз в местах заложения ледяных жил и, увлекаемые поднимающимися снизу тальными породами, отгибаются вверх, приобретая иногда почти вертикальное положение.

Клиновидные тела в сезоннопротаивающем слое. Сезоннопротаивающий (деятельный) слой разбит трещинами, образующими крупные, до 30 м, и мелкие (0,3—3 м) полигоны. Криогенное происхождение последних доказывает В. В. Куницким. Он применил формулу Б. Н. Достовалова (1952), устанавливающую зависимость между линейными размерами полигонов и температурными градиентами по глубине, отдельно — к не полностью промерзшему деятельному слою и показал, что в сентябре — декабре перепады температур в его верхней, уже мерзлой части достаточны, чтобы образовались любые, даже самые мелкие полигоны.

В зависимости от глубины протаивания, а в конечном счете от фациальных особенностей отложений сезоннопротаивающего слоя, развиваются следующие явления. При непрерывном накоплении осадков образуются: 1) мелкие нераскрытые трещинки, дающие неясные микрополигоны, в них проникают гумусовые и другие главным образом растворимые вещества, 2) слабо выраженные на поверхности трещины-бороздки, отстоящие друг от друга на расстоянии 10—30 м. — в них накап-

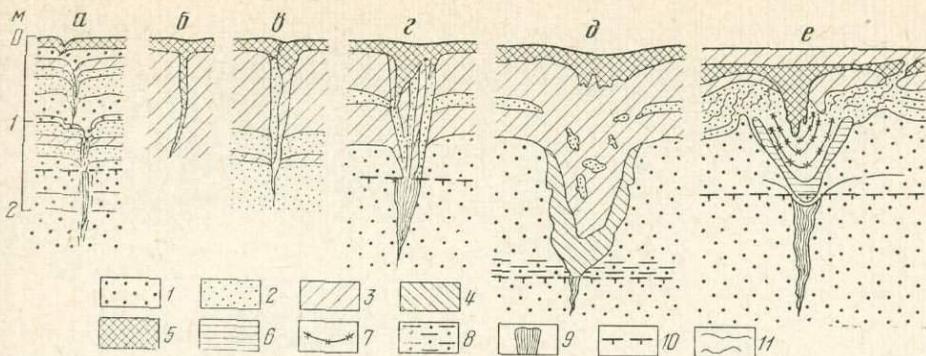


Рис. 4. Жилы, образующиеся вследствие изменения пород в сезоннотатаивающем слое.

а — жила отгибания; б, в, г — заполнения трещин (гумусированной породой, суглинками, супесями); д, е — заполнения трещин-каналов (сухих, затопленных водой)

1 — пески однородные; 2 — пески пылеватые с прослойками растительного детрита; 3 — лёссовидные суглинки, супеси; 4 — суглинки влажные, вязкие; 5 — породы, сильно деформированные, перемятые; 6 — суглинки вязкие, сильно деформированные, перемятые; 7 — суглинки заиленные с прослойками ила и растительного детрита; 8 — пески, насыщенные водой; 9 — ледяные жилы; 10 — граница сезоннотатаивающего слоя; 11 — слоистость в осадочных породах

ливаются обломочный и органогенный материал. На элементах мезорельефа, где осадконакопление периодически приостанавливается, формируются 3) четко выраженные микрополигоны (0,3—3 м) и 4) трещины-каналы шириной до 0,8 м, которые секут пойменные гривы, валы и другие положительные формы аккумулятивного рельефа; в этих трещинах накапливаются породы разного состава.

Жильные образования, развивающиеся в сезоннотатаивающем слое мощностью от 1 до 4 м, рассматриваются нами в следующем порядке в зависимости от их природы и генезиса вмещающих отложений.

1. Земляные жилы отгибания (рис. 3, а) образуются вследствие того, что при оттаивании несвязные породы вблизи трещин теряют прочностные свойства — происходит их перестройка, оседание. В сезоннотатаивающем слое развиваются сложные, многоярусные формы. Они характеризуются неодинаковым отгибанием слоев и смещением образуемых этими слоями элементарных прожилков относительно друг друга, что указывает на повторное в ходе осадкообразования и одновременное растрескивание. Такие жилы развиваются и в южных и в северных районах на аккумулятивных элементах рельефа в мало увлажненных песчаных породах — служат мерзлотно-генетическим признаком отложений прирусловых отмелей; описаны также в эоловых песках Центральной Якутии (Катасонова, 1963).

2. Земляные жилы заполнения трещин образуются в результате попадания минеральных частиц и растительных остатков в раскрытые полости. Они имеют вертикальную слоистость, правильную клиновидную форму. Боковые контакты их в суглинистых вмещающих породах прямые, в песчаных — сопровождаются отгибанием слоев вниз (рис. 3, б, в, г). Мелкие жилы, создающие микрополигоны, развиваются на денудационной поверхности в элювиальных и склоновых образованиях; крупные, отстоящие друг от друга на 10—30 м, — в отложениях «сухой» поймы, низких надпойменных террас, плоских водоразделов. Те и другие широко распространены в районах с сухим континентальным климатом.

3. Земляные жилы заполнения трещин-каналов отличаются значительной (до 1,5—3,5 м) шириной и слоисто-вогнутым строением. Они образуются в русловых песках, перекрытых суглинками. В зависимости от местной фациальной обстановки образование их происходит по-разному.



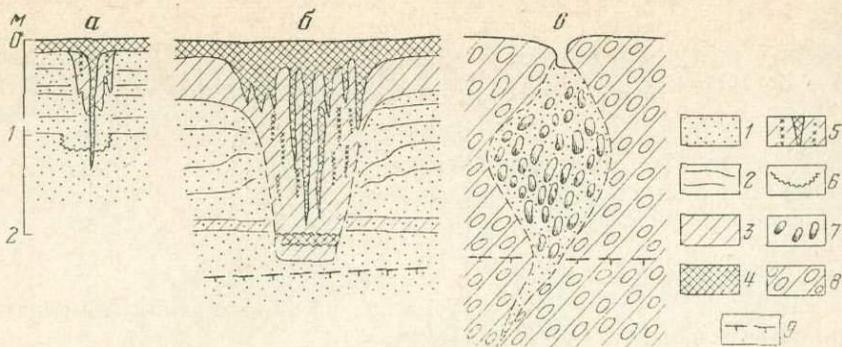


Рис. 4. Жилы образующиеся вследствие изменения пород в сезоннопротаивающем слое.

а, б — жилы биохимического изменения пород (а — начальная, б — зрелая стадия); в — жила вымывания (флювиогляциальные отложения Западного Верхоянья)
 1 — пески пылеватые; 2 — слоистость осадочная; 3 — суглинки и супеси лёссовидные; 4 — породы, сильно гумусированные; 5 — породы, гумусированные и облессованные; 6 — прослойки гумусированные и деформированные; 7 — гальки, мелкие валуны; 8 — валунно-галечные суглинки; 9 — граница сезоннопротаивающего слоя

В сухих трещинах-канавках формируются лёссовидные с характерными нитевидными корешками трав покровные суглинки. Эти суглинки по мере накопления опускаются вниз — слой их втягиваются в жилу на глубину 1,5—2 м (рис. 3, д). Механизм такого втягивания и опускания слоев мы связываем с отмеченным фактом скопления воды у границы сезоннопротаиваемого слоя. Вода дренируется морозобойными трещинами, перемещается по поверхности мерзлого субстрата, иногда по оплавленному концу ледяной жилы происходит отжатие оттаявшего разжиженного песка, удаление его из-под развивающейся жилы. Этот процесс мы называем подземной криогенной суффозией.

В трещинах-канавках, заполненных водой, накапливаются илистые сильно увлажненные осадки, иногда с четкими прослойками растительного детрита, листьями и т. д. Они образуют вогнутые слои. Двустороннее сезонное промерзание их ведет к смятию и выдавливанию вмещающих пород (рис. 3, е). Образуются весьма характерные валики и соответствующие им серии изогнутых вверх слоев, которые могут ошибочно сопоставляться с внешне сходными явлениями вблизи ледяных жил. Более мелкие деформации связаны с последующим проникновением гумусовых растворов по мелким трещинам.

4. Земляные жилы биохимического изменения пород образуются в результате обогащения гумусом и облессования отложений, подвергающихся растрескиванию. Проникновение растворов происходит по мелким в основном нераскрытым трещинам. Об этом свидетельствует строение рассматриваемых жил в их начальной и зрелой стадиях: неясная вертикальная полосчатость, распылчатые, часто совершенно не выраженные боковые контакты, присутствие в теле жилы не полностью переработанных пород с горизонтальной слоистостью (рис. 4, а, б). Земляные жилы биохимического изменения пород характерны для отложений плоских обширных понижений, межгрядных ложбин поймы и низких надпойменных террас в районах с достаточно сухим климатом.

5. Земляные жилы вымывания образуются при растрескивании грубообломочных несортированных пород и удалении из них мелкозема. Эти жилы имеют форму неправильного клина с утолщением в средней части (рис. 4, в), состоят в основном из галек и мелких валунов: типичны для флювиогляциальных отложений².

² Название «жилы вымывания» предложено П. А. Соловьевым. Описаны они впервые Т. Н. Каплиной (1960).

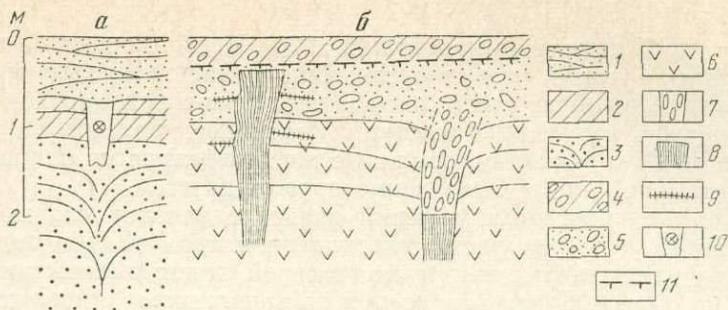


Рис. 5. Земляные жилы замещения.

а — жила отгибания и пустота в песках, оттаявших под бичевником; *б* — ледяные жилы и сингенетическая псевдоморфоза по одной из них в криогенном элювии

1 — пески, отложившиеся на бичевнике; 2 — суглинки, супеси; 3 — жила отгибания в песках среднезернистых (руслowych); 4 — суглинки с глыбами и галькой (сезоннопротаивающие); 5 — галечный ложковый аллювий; 6 — элювий коренных пород; 7 — вертикально ориентированные гальки, слагающие псевдоморфозу; 8 — ледяные жилы; 9 — ледяные прослойки; 10 — полость, оставшаяся от вытаивания льда; 11 — граница сезоннопротаивающего слоя

Следует остановиться на земляных жилах *замещения* — сингенетических псевдоморфозах, образующихся при вытаивании ледяных жил в результате резких изменений мерзлотно-геологических условий, приводящих к глубокому протаиванию. Эти изменения связаны в основном с отступанием берегов вследствие эрозии или абразии, с появлением новых водоемов.

Изучение отложений, слагающих бичевник, показало, что при вытаивании ледяных жил, точнее их нижних концов, в суглинистых породах на глубине остаются пустоты. В слоистых алевролитах и сухих песках эти пустоты частично или полностью заполняются обрушившимся рыхлым комковатым материалом; в более однородных льдистых песках по тонким ледяным прожилкам образуются земляные жилы отгибания с равномерно деформированными слоями и расположенными друг над другом элементарными клинышками (рис. 5, *а*). Тот же признак — одинаковое отгибание вниз слоев — отмечен для псевдоморфоз, которые образуются в элювии коренных пород и в ложковом аллювии вследствие частичного вытаивания ледяных жил, когда последние оказываются непосредственно под мелкими водотоками. Особенность таких псевдоморфоз — их грубообломочный состав, хорошая сортировка и вертикальная ориентировка галек (рис. 5, *б*).

Сингенетические псевдоморфозы в аллювиальных отложениях встречаются крайне редко. Объясняется это тем, что боковая эрозия рек (за исключением дельтовых протоков) и абразия озер происходят, как правило, на уровне руслового горизонта или цоколя террас, в которые заходят лишь концы ледяных жил. Основная масса льдов сосредоточена выше — в пойменных и дельтовых отложениях, которые срезаются сдвигающимися реками или озерами. В тех случаях, когда водоемы по каким-либо причинам возникают на поверхности, сложенной породами с крупными ледяными жилами, начинается термокарст — образуются аласные котловины.

Результаты криолитологических исследований современных многолетнемерзлых отложений дают основание сделать следующие выводы.

1. В настоящее время в области многолетней мерзлоты образуются различные криогенные явления, в том числе сингенетические изначально земляные жилы. Последние характеризуются признаками, которые неправильно приписываются псевдоморфозам: наличием в разрезе канавообразных углублений, следами выдавливания вверх вмещающих

пород и т. д. (Каплина, Романовский, 1960). Псевдоморфозы — тоже сингенетические — имеют иное строение. Они связаны с русловым аллювием, отложениями мелких водотоков и неглубоких водоемов.

2. Основные криогенные текстуры (слоистые, поясковые, решетчатые — см. рис. 1), ледяные и земляные жилы образуются одновременно, иногда буквально рядом, независимо друг от друга.

3. Развитие криогенных явлений предопределяется главным образом генезисом, т. е. условиями накопления и промерзания вмещающих пород — их литогенетической и фацальной принадлежностью. В любом районе осадки поймы или дельты по криогенному строению отличаются от склоновых, тем более от озерных или старичных. Болотные фации, которым свойственны ледяные клинья и слоистые криогенные текстуры, противостоят отложениям незаболоченной поймы и прирусловых отмелей, включающим земляные жилы.

4. Связь криогенных явлений с литогенетическими разновидностями и фациями многолетнемерзлых отложений достаточно хорошо выдерживается в широтном и меридиональном направлениях. Озерные осадки всюду имеют решетчатые криогенные текстуры. Очень мало отличаются «северный» и «южный» варианты болотных фаций: те и другие характеризуются слоистыми криогенными текстурами и ледяными жилами — земляные в них не отмечены. Зональные различия устанавливаются лишь для отложений незаболоченной поймы. На юге, где эти отложения протаивают на 1,5—2 м, в них образуются земляные жилы; на севере — и земляные и ледяные. Эти различия обусловлены не только разными температурами многолетнемерзлого субстрата, но и неодинаковым содержанием воды в сезоннотаивающем слое. Поэтому правильнее, может быть, говорить о двух подфациях, а не о зональных вариантах отложений незаболоченной поймы.

5. Основные криогенные явления, несомненно, связаны с холодным континентальным климатом, с глубоким промерзанием земной коры. Однако температуры многолетнемерзлых пород не оказывают решающего влияния на их развитие. Образование в одних местах ледяных, в других — земляных жил зависит от содержания воды в сезоннотаивающем слое, влажность которого всецело определяется ландшафтно-фацальными условиями. Более того, средняя годовая температура современных отложений в значительной степени зависит от их криолитологических особенностей. Например, в Центральной Якутии формирующиеся практически рядом отложения заболоченных ложбин имеют среднегодовую температуру минус 5—7,5°, осадки, сухой поймы минус 2—3°, золовые накопления минус 0,5—2°. Низкотемпературные фации отличаются от высокотемпературных на 4—5° (Катаионов, 1971).

6. В условиях неглубокого (0,2—4 м) залегания многолетнемерзлого субстрата развитие криогенных явлений практически не зависит от повышения или понижения средних годовых (отрицательных) температур воздуха. Ледяные и земляные жилы, слоистые и решетчатые криогенные текстуры (то же — ледяные и минеральные ядра булгунняхов) в соответствующих отложениях образуются в разных климатических поясах, от побережья арктических морей до Забайкалья.

7. Климат, сухой или влажный, обуславливает преобладающее развитие в том или ином районе сухих или заболоченных ландшафтов и, таким образом, косвенно (через посредство отложений) служит причиной неравномерного распределения криогенных явлений. На севере, где из-за ничтожного испарения формируются болотные отложения, широко распространены ледяные жилы, земляные наблюдаются крайне редко. В засушливых районах, например в Центральной Южной Якутии, напротив, чаще встречаются малольдистые отложения с земляными клиновидными телами.

В плейстоцене развитие криогенных явлений, очевидно, подчинялось тем же закономерностям. В пойменно-дельтовых отложениях одновременно шло образование вогнутых слоистых криотекстур, ледяных и земляных жил. На склонах в сезоннопротаивающем слое всюду формировались микрополигоны, при значительном увлажнении пород — волнистые поясковые криотекстуры; в многолетнемерзлом субстрате — одиночные искривленные ледяные клинья. Под мелкими водоемами и руслами проток возникали сингенетические псевдоморфозы, и в осадках этих водоемов — решетчатые криотекстуры, реже ледяные или минеральные ядра бугров пучения.

Изучение криогенных явлений в опорных разрезах Яны, Омолоя, Енисея, Лены, Алдана (Катасонов, 1954; Катасонов, Соловьев, 1969) позволило воссоздать палеомерзлотную обстановку области многолетней мерзлоты.

Главная особенность этой обстановки — непрерывное в течение плейстоцена и голоцена существование неглубоко залегающего многолетнемерзлого субстрата. Вследствие этого изменения климата, с которыми было связано разрастание ледников, заметно не сказывались на природных условиях всей области многолетней мерзлоты. Как и в современную геологическую эпоху, здесь постоянно господствовали мерзлотные ландшафты, формировались сингенетические и парасингенетические многолетнемерзлые толщи с присущими им криогенными явлениями.

Этим объясняется тот факт, что ледяные и земляные жилы в этих районах встречаются в отложениях и ледниковых и межледниковых эпох.

Криогенные образования в отложениях, формирующихся в условиях многолетней мерзлоты (такие отложения мы называем криолитогенными — Катасонов, 1971), реагируют не столько на изменения температуры, сколько на изменения влажности осадков. Анализ опорных разрезов с этих позиций позволяет выделить целую эпоху, когда в пределах аккумулятивных равнин формировались в основном низкотемпературные — болотные фации; ледяные жилы росли там, где в настоящее время развиваются главным образом земляные.

Эпоха широкого развития заболоченных равнин приходится на средний плейстоцен. В Центральной Якутии ей соответствует время максимального выдвигания горно-долинных ледников и формирования перед внешним краем морен своеобразных, промерзавших под водой половодно-ледниковых отложений (Катасонов, Соловьев, 1969). На остальной территории палеомерзлотная обстановка в то время характеризовалась неглубоким, в среднем 30—80 см, сезонным протаиванием, ростом крупных ледяных жил. Земляные жилы возникали только на прирусловых отмелях. В течение верхнего плейстоцена, судя по криогенному строению соответствующих отложений, происходило постепенное, с небольшими колебаниями «усыхание» области многолетней мерзлоты. Однако в течение всего времени кардинальных изменений климата полного исчезновения многолетнемерзлых пород в границах их современного распространения не было.

Выводы, сделанные на основании изучения многолетнемерзлых толщ, по нашему мнению, применимы и к ныне талым плейстоценовым перигляциальным отложениям. Последние, судя по многочисленным публикациям, включают земляные жилы, очень сходные с современными изначально земляными. В лёссовидных породах — заведомо склоновых — преобладают супесчано-суглинистые и гумусовые жилы заполнения трещин (см. рис. 3, б, в, г); в песчаных осадках, слагающих аккумулятивные равнины, чаще встречаются формы, обязанные заполнению трещин-каналов (рис. 3, д, е). Многие клиновидные тела связаны с элювием.

Характерно то, что бесслорные следы ледяных жил (пустоты, сохранившиеся в суглинках на глубине) обнаружены вблизи южной границы области многолетней мерзлоты (Литвинов, 1962). В Европейской части СССР такие находки не известны. В литературе нет также сведений о развитии здесь типичных фаций заболоченных равнин — плейстоценовых торфяников и заторфованных суглинков, для которых характерны ледяные жилы. В Европе такие фации, очевидно, не могли иметь широкого распространения: здесь перед краем ледника формировались преимущественно аллювиально-ледниковые и элювиальные образования, которые, судя по их составу, протаивали больше чем на метр, а также склоновые отложения, в которых ледяные жилы не образуются даже в самых суровых условиях.

В настоящей статье сделана попытка установить геологические закономерности развития криогенных явлений в условиях неглубокого залегания многолетнемерзлых пород. Что касается криогенных явлений, образующихся в районах, где нет многолетнемерзлого субстрата, то этот вопрос заслуживает особого рассмотрения. Судя по некоторым данным (Паталеев, 1955; Washburn *а. о.*, 1963; Svensson, 1969), развивающиеся в настоящее время сезонные криогенные явления представлены разными формами, которые, нам кажется, связаны с определенными отложениями, фациями. Разработка геолого-генетической классификации этих явлений — особая, самостоятельная проблема криолитологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развитие трещинных льдов в рыхлых породах. — В сб.: Изучение вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1952.
- Гравис Г. Ф. Склоновые отложения Якутии. «Наука», 1966.
- Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение. Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Каплина Т. Н. О некоторых формах морозного растрескивания на Северо-Востоке СССР. — Труды Ин-та мерзлотовед., АН СССР, т. 16. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Каплина Т. Щ., Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду. — В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. Автореф. канд. дисс. Фонды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1954.
- Катасонов Е. М. Ледяные жилы и причины изгибания слоев в рыхлых четвертичных отложениях. — Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. IV. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Катасонов Е. М., Соловьев П. А. Путеводитель к экскурсии по Центральной Якутии. Палеогеография и перигляциальные явления (ротапринт). Якутск, 1969.
- Катасонова Е. Г. Современные многолетнемерзлые отложения и их более древние аналоги в северо-восточной части Лено-Вилюйского междуречья. — В сб.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Литвинов А. Я. Следы древних криогенных процессов и явлений в окрестностях г. Красноярска. — Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 18. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Паталеев А. В. Морозобойные трещины в грунтах. — «Природа», 1955, № 12.
- Попов А. И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда. — Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов А. И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы. — В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Попов А. И. Подземный лед. — В сб.: Подземный лед, вып. 1. Изд-во МГУ, 1965.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
- Svensson H. Open fissures in a polygonal net on the Norwegian arctic coast. — *Biuletyn peruglacialny*, N 19, Lodz, 1969.
- Washburn A. L., Smith D. D., Goddard R. H. Frost cracking in a middle-latitude climate. *Biuletyn peruglacialny*, N 12, Lodz, 1963.

КРИОТЕКСТУРНЫЙ МЕТОД В ГЕОКРИОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Б. И. ВТЮРИН, Е. А. ВТЮРИНА

Развитие криологии — науки о природных льдах, в последние 20 лет привело к оформлению в качестве самостоятельных отраслей целого ряда ее направлений. К числу их относятся два направления, возникшие на стыке криологии и литологии: криолитологическое и литокриологическое. В целом они представляют отрасли также сравнительно молодой науки — геокриологии. Различие в оттенках названия отражает различия в подходе к изучаемым объектам, в целях и методах изучения.

Криолитологическое направление, опирающееся на мерзлотно-фациальный метод, исторически сложилось раньше литокриологического. Основные положения мерзлотно-фациального метода наиболее полно были изложены Е. М. Катасоновым в 1961 г., однако начало формирования этого направления следует относить к более раннему периоду. Уже в 1954 г. Е. М. Катасонов сформулировал одно из ведущих положений мерзлотно-фациального метода: каждой фации мерзлых рыхлых отложений свойственна своя криогенная текстура. Интерпретация известного обнажения Мус-Хая в низовьях р. Яны, где вскрываются средние верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения, — пример применения этого метода. Последовательное, но, к сожалению, формальное его применение мы видим в работах Г. Ф. Грависа (1969) по склоновым отложениям Якутии. Малейшее изменение криогенной текстуры он связывает с изменением фациально-генетической принадлежности пород, что совсем не обязательно. Этот метод, по существу, является дополнительным методом определения фациально-генетической принадлежности пород и, следовательно, больше служит литологии, нежели криологии.

Мерзлотно-фациальному методу свойствен целый ряд недостатков, на которые мы в свое время указывали (Втюрин, Гасанов, 1962; Втюрин, 1964). Но он имеет право на существование как ведущий метод криолитологического направления. У него имеются перспективы дальнейшего развития, особенно при учете основных положений криотекстурного метода и более детальном изучении вопроса о влиянии состава пород на их криогенную текстуру.

Литокриологическое направление находится в стадии становления. Оно возникло в результате последовательного применения методов структурной криологии в геокриологии и накопления соответствующих знаний по строению и механизму формирования подземных льдов, в особенности текстурообразующих. Цель разработки и применения криотекстурного метода — ведущего в литокриологии — определение типа формирования ММП (многолетнемерзлых пород) и расшифровка палеогеографических, в частности палеогеокриологических, условий их накопления. Название «криотекстурный» в определении метода в известной мере условно, так как анализируется криогенное строение пород в целом, а в понятие «криогенное строение» входят все типы подземного льда (Втюрин, 1969). В данном случае в основу положен главный элемент криогенного строения — криогенная текстура.

Прежде чем перейти к характеристике самого метода, аспектов его применения и некоторым советам по практическому его использованию необходимо кратко охарактеризовать признаки двух типов криогенного строения пород: эпи- и сингенетического. Здесь также необходимо оговорить условность понятия «сингенетический» тип строения или тип мерзлой толщи, так как практически промерзание пород — всегда про-

цесс вторичный, т. е. эпигенетический. Но в геокриологии уже давно принято относить мерзлые породы, сформировавшиеся вскоре после их накопления за счет перехода в многолетнемерзлое состояние нижней части сезоннопротаивающего слоя (СТС), к сингенетическим. Основные различия в формировании син- и эпигенетических ММП в том, что нарастание первых идет снизу вверх, сопровождается перемещением вверх верхней их поверхности, а вторых — сверху вниз, при неподвижном состоянии верхней и смещении вниз по разрезу нижней поверхности. Эпигенетически формируются мерзлые породы любого генезиса и возраста. Поскольку основная масса их до промерзания успевает пройти стадию диагенеза, уплотнения, водные свойства пород существенно отличаются от свежеотложенных (Шумский, 1959). В этом одна из основных отличительных особенностей условий формирования криогенного строения пород эпи- и сингенетического типов. Чем меньше диагенетических изменений претерпел осадок до промерзания, тем больше в нем содержится первичного внутригрунтового льда. Следовательно, в наиболее благоприятных условиях оказываются осадки свежеотложенные, это прежде всего породы слоя сезонного протаивания и сингенетически формирующихся ММП. Промежуточное положение между эпи- и сингенетическими занимают ММП, сформировавшиеся эпигенетически, но в условиях, близких к условиям их накопления и с небольшим разрывом во времени (Баранов, 1965; Попов, 1967).

Для установления типа формирования мерзлой толщи изучается криогенное строение пород в целом, т. е. все типы подземного льда. Но значение их для этих целей далеко не равнозначно. Лед-цемент горных пород, формирующий цементную льдистость, на современном этапе исследования мерзлых пород практически, за редким исключением, не дает возможности различать эпи- и сингенетические ММП.

Крупные (залежеобразующие) скопления льда, определяющие макрольдистость пород (Втюрин, 1969), позволяют более уверенно различать тип мерзлой толщи. Пластовые залежи сегрегационного и инъекционного льда возникают только при эпигенетическом способе формирования ММП, а погребенные льды (снежные, озерные и др.) и сингенетические по типу роста повторножильные льды — только при сингенетическом. Эпигенетические жилы наблюдаются как в син-, так и в эпигенетических ММП.

Однако залежеобразующие льды либо редко встречаются (пластовые) либо не всегда определены по типу роста (повторножильные). Поэтому основной объект изучения при определении типа формирования мерзлой толщи — текстурообразующий преимущественно сегрегационный лед, формирующий сегрегационно-шировые криотекстуры и шлифовую льдистость мерзлых пород. Различия в состоянии осадков перед промерзанием и режиме их промерзания при разных типах формирования мерзлых толщ определяют неизбежность существенных различий между криогенной текстурой син- и эпигенетических ММП. Знание этих различий составляет основу криотекстурного метода изучения ММП и позволяет установить не только тип их формирования, но также направленность и характер изменения геокриологической обстановки за период образования сингенетической мерзлой толщи.

Однако выявление различий в криотекстуре эпи- и сингенетических ММП путем непосредственного изучения и сравнения криогенного строения самих этих толщ — дело очень трудоемкое и длительное. Прежде всего оно сопряжено с предварительным определением возраста и генезиса пород, с воссозданием палеогеографических условий в период формирования того или иного горизонта ММП, детальным изучением влияния различных факторов на льдообразование в горных породах. Кроме того, при мощности ММП даже 50—100 м изучение их криогенного строения путем бурения и шурфовки практически невозможно, больших есте-

ственных обнажений ММП мало даже в северных районах, а в южных их вообще нет.

Незаменимую роль в установлении различий в криогенной текстуре син- и эпигенетических ММП играет изучение основных закономерностей криогенного строения современного сезоннопротаивающего слоя горных пород. Оно не только позволяет избежать указанных выше трудностей и ускоряет разработку криотекстурного метода, но и дает возможность более детально и точно, чем другие методы, восстанавливать палеогеокриологическую, а через нее и палеогеографическую обстановку в период формирования разных горизонтов ММП. Как известно, сингенетические ММП формируются только одним путем: за счет перехода некоторой части нижнего горизонта СТС в процессе накопления осадков в многолетнемерзлое состояние. Следовательно, им могут быть свойственны только те типы криогенной текстуры, которые характерны для нижней части СТС. Поэтому, чтобы выявить особенности криогенной текстуры сингенетических ММП, прежде всего необходимо знать характер криогенной текстуры нижнего горизонта СТС и основные факторы, его определяющие. Малая мощность СТС в основном от 40—50 см до 2—3 м, позднее протаивание его нижнего горизонта делают легко доступным изучение криогенной текстуры нижней части СТС и установление таким путем комплекса криотекстур, возможных в сингенетических ММП. Естественно, наибольший интерес в данном случае представляет СТС тонкодисперсного состава, увлажненный выше максимальной молекулярной влагоемкости. В таком СТС состав и влажность пород не препятствуют развитию сегрегационного льда — образования, изменения которого положены в основу криотекстурного метода изучения ММП. Как в сингенетических, так и в эпигенетических ММП грубозернистым осадкам свойственна преимущественно массивная криогенная текстура. То же касается криотекстуры слабо разложившегося торфа и сильно оторфованных тонкодисперсных пород, по которой также пока нет возможности различить тип ММП.

Ознакомление с имеющимися материалами и изучение криогенного строения СТС тонкодисперсного состава показало его строгую закономерность. Нижнему горизонту СТС такого состава свойственны следующие типы криотекстур: слоистая, сетчато-слоистая, атакситовая, массивная, неполнослоистая, сетчатая и ячеистая. Две последние обычно сочетаются с атакситовой криотекстурой. Отличительная особенность сегрегационно-шлировых криотекстур СТС — небольшая толщина ледяных шлиров, в нижнем горизонте СТС редко превышающая 0,5—1 см, и большая частота их расположения. Интервал между горизонтальными шлирами в нижнем горизонте СТС в основном менее 1 см, редко больше, между вертикальными при сетчатой и ячеистой криотекстуре также преимущественно меньше 1 см. Следовательно, формирующиеся в нижнем горизонте сезонноталого слоя сегрегационно-шлировые криогенные текстуры в основном тонкошлировые, реже среднешлировые частослоистые, частые сетчато-слоистые, мелко- и среднесетчатые и ячеистые. Эти виды сегрегационно-шлировых криогенных текстур должны быть свойственны и сингенетическим ММП. Сегрегационные толстошлировые редкослоистые и крупносетчатые и ячеистые криогенные текстуры, образуемые шлирами льда толщиной свыше 1 см, располагающимися с интервалом 10 см и более, не установлены в тонкодисперсных породах какого-либо горизонта СТС. Следовательно, они не свойственны и сингенетическим ММП. Наличие таких криотекстур служит надежным указанием на эпигенетический тип формирования данного горизонта ММП.

Очень характерной является атакситовая криотекстура. Механизм ее формирования пока не совсем ясен, хотя известны условия, необходимые для этого (Втюрина, Втюрин, 1970). Как показывают наблюдения, она формируется только в нижнем горизонте СТС тонкодисперсного состава

при определенных условиях промерзания. Поэтому атакситовая криогенная текстура также является надежным признаком сингенетического типа ММП.

Поскольку криогенная текстура ММП, особенно при большой их мощности, редко бывает однотипной, определить тип ее формирования можно по комплексу криотекстур. Сочетание тонкошлировых частослойстых и сетчато-слоистых криотекстур с мелкосетчатыми, мелкоячееными и атакситовыми, даже при наличии разделяющих их мощных горизонтов грубозернистых и торфяных пород массивной криотекстуры, указывает на сингенетический тип мерзлой толщи. Смена указанного комплекса криотекстур на редкослойстые, крупносетчатые и крупноячеистые толсто-, средне- и тонкошлировые, переход их с глубиной в массивные означает смену типа формирования ММП. При большой мощности грубозернистых отложений определить тип формирования ММП в некоторых случаях можно по изменению их криотекстуры: наличие горизонтов с базальной криотекстурой указывает на сингенетический тип ММП. Базальная криогенная текстура, как и атакситовая, формируется только в нижнем горизонте СТС.

Характерным признаком сингенетического формирования ММП является наличие торфяных горизонтов с сильно расчлененной языками суглинков нижней поверхностью или даже прорванных ими (Втюрин, 1964). Как показали наблюдения на Чукотке, такое нарушение залегания торфа происходит в нижнем горизонте СТС при определенном типе его промерзания и слегка неровной первичной поверхности торфа (Втюрина, 1966). Вместе с тем вопрос о возможности сохранения этих особенностей строения пород при их полном протаивании остается пока не исследованным.

Таким образом, изучение криогенного строения СТС позволило установить ряд криотекстурных признаков, которые дают возможность исследователям вне зависимости от фациальной принадлежности рыхлых мерзлых пород установить тип формирования ММП. Более редко встречающиеся крупные массы залежеобразующих льдов в большинстве случаев позволяют уточнить тип ММП, устанавливаемый по особенностям криогенной текстуры. За исключением сингенетических повторножильных льдов, имеющих в основном вертикальное развитие, залежеобразующие льды позволяют судить о типе формирования сравнительно небольшого по мощности горизонта пород: погребенные снежники, ледниковый, речной, морской, озерный лед — о сингенетическом типе формирования вмещающих и перекрывающих отложений, пластовый сегрегационный — об эпигенетическом промерзании вмещающего горизонта.

Однако применение этого метода при изучении ММП не ограничивается установлением типа формирования ММП. Оно значительно шире. Криотекстурный метод изучения ММП, пожалуй, как никакой другой из применяемых до сих пор, дает возможность детально восстановить палеогеокриологическую, а через нее и палеоклиматическую обстановку в период формирования сингенетических ММП любого района. Это объясняется тем, что криогенное строение СТС, за счет которого формируются сингенетические ММП, подчиняется строгим закономерностям. Установление изменений, которые претерпевает криогенная текстура нижнего горизонта СТС с севера на юг, со сменой геокриологической и природной обстановки, дает ключ к расшифровке палеогеокриологических и палеоклиматических условий в период формирования сингенетических ММП. Преобладание в составе СТС тонкодисперсных пород, увлажненных выше максимальной молекулярной влагоемкости во всех зонах современной области ММП, позволяет выявить роль очень важного фактора — типа промерзания СТС в формировании его криогенного строения. Как показало изучение состава и влажности пород СТС, на преобладающей площади области ММП они не препятствуют развитию сегрегацион-

ного льдообразования в нижнем горизонте СТС. Как в суровых северных районах, так и на юге области ММП, пылеватые суглинки и супеси нижнего горизонта СТС увлажнены практически до полной влагоемкости. Существенные изменения претерпевает лишь характер их промерзания, что и обуславливает, в основном, разный тип криотекстуры нижнего горизонта СТС.

Тип промерзания СТС в зависимости от климатических, физико-географических и геокриологических условий меняется от одностороннего сверху (от дневной поверхности) до двустороннего сверху и снизу, со стороны ММП. При этом, основную роль играют различия в геокриологических условиях, особенно в температуре ММП. Они определяют тип промерзания СТС. Как показали наблюдения в районе Воркуты, двустороннее промерзание СТС возможно лишь при температуре ММП не выше $-0,5^{\circ}$. С понижением температуры ММП происходит постепенное смещение во времени начала промерзания СТС снизу. Чем севернее район, чем суровее геокриологические условия, тем раньше оно начинается. При температуре ММП около -4° время начала промерзания СТС сверху и снизу практически совпадает, а при температуре ММП около -5° промерзание СТС снизу начинается раньше, чем сверху. Таким образом, в зависимости от геокриологических условий, от температуры ММП второй тип промерзания СТС можно подразделить на три подтипа: 1) двустороннее с более поздним началом промерзания снизу, чем сверху; 2) двустороннее с одновременным началом его сверху и снизу и 3) двустороннее с более ранним началом его снизу, чем сверху.

Изменение типа и подтипа промерзания сходных по составу и влажности пород находит отражение в их криогенной текстуре. Изучение криогенного строения СТС показало, что в наиболее суровых по геокриологическим условиям районах, где среднегодовая температура ниже -5° , а промерзание СТС снизу начинается раньше, чем сверху, в самом нижнем горизонте СТС возникает атакситовая криотекстура. Вверх по разрезу она сменяется мелко- и среднесетчатой или ячеистой. Если условия промерзания остаются неизменными достаточно продолжительное время, в сингенетической толще сформируется горизонт тонкодисперсных пород с атакситовой криотекстурой. Следовательно, наличие пород с атакситовой криотекстурой в разрезе сингенетических ММП любого района указывает на суровую геокриологическую и природную обстановку в период их формирования, соответствующую таковой в современных северных районах. Если накопление осадков идет быстро, горизонты с атакситовой криотекстурой могут быть разделены небольшими, в несколько десятков сантиметров, горизонтами с мелко- и среднесетчатой, ячеистой или сетчато-слоистой криотекстурой. Такая смена, особенно если она частая, не указывает на изменение геокриологической обстановки, поскольку эти шлировые текстуры обычно образуются выше прослойки с атакситовой криотекстурой. Причины ее не совсем ясны, но, видимо, она скорее указывает на изменение скорости сингенетического нарастания ММП, чем на существенную смену геокриологических условий. Изменение температуры ММП от -5° до -10° и ниже не сказывается на типе криотекстуры нижнего горизонта СТС, а следовательно, и сингенетической толщи ММП. Но чем суровее условия, тем больше мощность горизонта с атакситовой криогенной текстурой в нижней части СТС, тем больше она должна быть и в толще сингенетических ММП. При температуре -5° она составляет 2—4 см, при -10° — около 5—7 см, возможно до 10 см.

Лишь наличие мощных, в несколько метров или десятков метров, горизонтов, с частой слоистой или сетчато-слоистой тонкошлировой криотекстурой выше или ниже горизонта с атакситовой криотекстурой указывает, соответственно, на уменьшение или увеличение суровости геокриологических условий во времени.

Как показывают данные о криогенном строении СТС, в зоне ММП с

температурой выше -5° до $-0,5^{\circ}$ в нижнем горизонте СТС не формируется атакситовой криотекстуры, хотя и здесь суглинки и супеси этого горизонта нередко увлажнены до полной влагоемкости. В этой зоне также наблюдается двустороннее промерзание СТС, но снизу оно начинается позднее, чем сверху, что и находит отражение в криогенном строении СТС. В нижнем горизонте СТС этой зоны, в тонкодисперсных породах формируется в основном частослоистая и частая сетчато-слоистая тонкошлировая криотекстура. Следовательно, наличие мощных горизонтов пород с этими типами криотекстуры указывает на более мягкие геокриологические условия в период их формирования. За время накопления температура подстилающих данные горизонты пород была не ниже -5° и не выше $-0,5^{\circ}$. Пока трудно указать различия в криогенном строении сингенетических ММП, обусловленные колебаниями температуры в пределах этого интервала. Видимо, понижение температуры ММП в указанном интервале должно приводить к некоторому повышению толщины шлиров и густоты их расположения.

При температуре ММП выше $-0,5^{\circ}$ СТС промерзает односторонне, сверху. Если нет дополнительного подтока влаги в период промерзания или он прекращается раньше полного промерзания СТС, в тонкодисперсных породах нижней части СТС формируется массивная криотекстура. Ту же криотекстуру будут иметь и сингенетические ММП, накапливающиеся в этот период. Лишь при быстром накоплении пород и дополнительном подтоке влаги на протяжении почти всего периода промерзания СТС в сингенетической толще может сформироваться четкая слоистая криотекстура. Толщина ледяных шлиров в этом случае может превышать 1 см. Но такие условия наблюдаются редко. Если дополнительный подток влаги в СТС не прекращается в течение всего периода промерзания, происходит отрыв верхней поверхности ММП от СТС, который на данном участке трансформируется в СМС. Следовательно, прекращается и формирование сингенетических ММП.

Таким образом, криогенная текстура сингенетических ММП тонкодисперсного состава позволяет установить возможный диапазон температур ММП в зоне с нулевыми годовыми амплитудами в момент формирования того или иного горизонта. При знании возраста пород данного горизонта можно судить о палеогеокриологических и физико-географических условиях в период его накопления.

По взаимоположению горизонтов сингенетических ММП с атакситовой слоистой или сетчато-слоистой и массивной криотекстурой можно составить представление об изменении геокриологических, а следовательно, и физико-географических условий во времени. Смена вверх по разрезу атакситовой криотекстуры на слоистую в достаточно мощном горизонте тонкодисперсных пород знаменует повышение температуры ММП, т. е. уменьшение суровости геокриологических и физико-географических условий. На то указывает смена вверх по разрезу слоистой (или сетчато-слоистой) криотекстуры таких пород на массивную. Обратная смена естественно отражает понижение температуры ММП, усиление суровости геокриологических и физико-географических условий во времени.

Важно, что криогенным текстурам нижнего горизонта СТС не свойствен гистерезис. Это объясняется тем, что температура ММП в зоне с нулевыми годовыми амплитудами, от которой в основном зависит характер криотекстуры нижнего горизонта СТС, меняется сразу же при изменении природных условий. Вместе с ней меняется и криотекстура данного горизонта СТС. Поэтому криотекстуальный метод изучения сингенетических ММП преобладающего тонкодисперсного состава позволяет точно фиксировать время изменения геокриологических и физико-географических условий. Наличие небольших по мощности слоев торфа, сильно оторфованных пород и грубозернистых пород не исключают возможности

применения криотекстурного метода. В качестве примера существенного изменения геокриологических и климатических условий за период с верхнего плейстоцена до наших дней в Центральной Якутии можно привести район известного опорного разреза Мамонтова Гора на р. Алдан. По описаниям Е. М. Катасонова (1965) и нашим наблюдениям в 1966 и 1969 гг., верхнеплейстоценовый комплекс тонкодисперсных отложений, вмещающий мощные сингенетические жилы, — довольно типичный образец сингенетического формирования толщи при температуре ММП в зоне нулевых годовых амплитуд -5° и ниже. В ядрах жильных полигонов наблюдаются комплексы криогенных текстур, характерных для нижней части пород СТС, шлирово-атакситового типа сложения. Криотекстуре можно определить как сложную: в качестве криотекстуры первого порядка выступают горизонты с атакситовой криотекстурой, толщина их 0,5—2 см, они слегка вогнуты в средней части полигона, что в свое время правильно было истолковано Е. М. Катасоновым (1954) как свидетельство неравномерного сезонного протаивания в пределах жильного полигона; криотекстура второго порядка — средне- и тонкошлировая, как правило, сетчато-слоистая или сетчатая.

Современная температура ММП высокой поймы Алдана около -2° . Идет сингенетическое формирование ММП, но при существенно иных климатических условиях. Тонкодисперсный пойменный аллювий такой же, как и в обнажении, имеет простые шлировые криотекстуры, характерные для нижней части СТС с массивным шлировым типом сложения, формирующимся при двухстороннем промерзании пород при температурах в основном от -1° до -5° . Ледяные жилы маломощные, преимущественно эпигенетические.

Таким образом, криотекстурный метод, в сочетании с другими методами палеогеографии, позволяет довольно детально восстановить условия накопления ММП. На данном этапе развития метода применение его ограничено определенными рамками:

1. Криотекстурный метод применим в основном к грунтам, имеющим шлировые, и не применим практически к грунтам с массивными криотекстурами (за исключением пород с базальной криотекстурой).

2. Наиболее полно разработано его применение к породам с сингенетическим типом формирования. При эпигенетическом типе формирования ММП влияние состава пород и гидрогеологических условий столь велико, что непосредственную связь криотекстур с температурой ММП, характером ее изменения установить пока не удастся. Однако такая связь должна существовать и по мере совершенствования методов изучения подземного льда; вероятно, удастся ее установить. Скорее всего это будет связь не столько с типом или видом криотекстуры, сколько со структурными и текстурными особенностями сегрегационного льда.

Для изучения закономерностей криогенного строения эпигенетических многолетнемерзлых пород можно использовать слой сезонного промерзания — прекрасную природную лабораторию. Тип криогенного строения сезонномерзлых грунтов также эпигенетический, процессы, в нем протекающие, те же, что и при формировании эпигенетической многолетнемерзлой толщи. Вместе с тем они легко доступны наблюдателю и продолжаются всего один сезон. К сожалению, криогенное строение этого слоя в настоящее время почти не изучено. Сейчас, пожалуй, мы больше знаем о криогенном строении эпигенетических многолетнемерзлых, чем сезонномерзлых пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов И. Я. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. «Наука», 1965.
- Втюрин Б. И. Криогенное строение четвертичных отложений. «Наука», 1964.
- Втюрин Б. И. Рекомендации по методике изучения подземных льдов и криогенного строения многолетнемерзлых грунтов. М., ИНИИИС (ротапринт), 1969.
- Втюрин Б. И., Гасанов Ш. Ш. Мерзлотно-фациальный метод и его значение. — Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 18, 1962.
- Втюрина Е. А. Криогенное строение сезонноталого слоя в пределах жильных полигонов на Чукотке. — Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, 1966, № 31.
- Втюрина Е. А., Втюрин Б. И. Льдообразование в горных породах. «Наука», 1970.
- Гравис Г. Ф. Склоновые отложения Якутии. «Наука», 1969.
- Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. Автореф. канд. дисс., М., 1954.
- Катасонов Е. М. Исследования состава и криогенного строения многолетнемерзлых горных пород. — В сб.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. Изд-во АН СССР, 1961.
- Катасонов Е. М. Мерзлотно-фациальное исследование многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода Сибири. — В сб.: Основные проблемы четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
- Шумский П. А. Подземные льды. — В кн.: Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. 1, гл. IX. Изд-во АН СССР, 1959.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ СРЕДНЕГОДОВОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ В ПЕРИОД ИХ ФОРМИРОВАНИЯ ПО ХАРАКТЕРУ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ И ЛЬДИСТОСТИ ОСАДКОВ

Л. Н. МАКСИМОВА

Среднегодовая температура горных пород $t_{\text{ср}}$, тесно связанная с температурой воздуха и земной поверхности, является одним из важнейших показателей физико-географических условий, характеризующих уровень тепло- и влагообмена в системе почва — атмосфера. Поэтому восстановление температурных условий промерзания горных пород в четвертичный период представляет интерес для его палеогеографии.

При сингенетическом промерзании дисперсных осадков оценка указанной величины принципиально возможна на основе изучения криогенного строения и льдистости мерзлой толщи.

Как известно, в процессе сингенеза по мере накопления осадков в многолетнемерзлое состояние переходит нижний горизонт сезонноталывающего слоя (СТС), частично или полностью промерзающий снизу за счет годовых теплооборотов через поверхность многолетнемерзлых пород.

Величина годовых теплооборотов через поверхность многолетнемерзлых пород связывается с их среднегодовой температурой следующей зависимостью (Кудрявцев, 1961):

$$Q = 1500 (t_{\text{ср}}) \text{ ккал/м}^2\text{год}, \quad (1)$$

где коэффициент, равный 1500, получен из выражения $\sqrt{2 \frac{\lambda \tau C}{\pi}}$ при средних для многолетнемерзлых пород значениях коэффициента теплопро-

водности λ и теплоемкости C ; T — период колебаний температуры, равный году.

При приближенных решениях принимается, что все теплообороты идут на фазовые переходы влаги при промерзании снизу, т. е. могут быть легко определены, если известны мощность промерзшего снизу горизонта h и объемная льдистость осадков:

$$Q_0 = h\gamma \frac{W}{100} i 80 \text{ ккал/м}^2, \quad (2)$$

где γ — объемный вес скелета грунта; W — влажность; i — относительная льдистость отложений.

Из сказанного выше следует, что для определения искомой величины $t_{\text{ср}}$ рассматриваемым методом необходимо в разрезе мерзлой толщи выделить горизонты, относившиеся в прошлом к одному сезоннопотаивающему слою, и внутри них установить мощность промерзшего снизу грунта с целью подсчета годовых теплооборотов через поверхность многолетнемерзлых пород в период промерзания осадков. Указанная задача может быть решена на основе изучения криогенного строения мерзлой толщи.

Сингенетически промерзшим осадкам свойственны шлировые криогенные текстуры двух типов, несущие различную палеогеографическую информацию (Катасонов, 1958; 1960, 1970). К одному из них относятся чисто сегрегационные текстуры, образующиеся в результате замерзания влаги, мигрирующей к фронту промерзания грунта. Как отметил Е. М. Катасонов, текстуры этого типа отражают в основном «физическую сторону» процесса сегрегационного льдообразования.

Значение этих текстур для решения поставленной задачи определяется своеобразием криогенного строения СТС, благодаря которому представляется возможность по смене криогенных текстур в разрезе этого слоя определить мощность промерзшего снизу горизонта. Напомним, что в литологически однородном сезоннопотаивающем слое в общем случае можно выделить три горизонта, характеризующиеся различными условиями льдообразования. Два из них (промерзающие сверху, от дневной поверхности, и снизу — со стороны многолетнемерзлых пород) содержат видимые включения льда, образующие шлировые текстуры рассматриваемого типа, формирующиеся в результате подтока влаги к двум фронтам промерзания¹. Вследствие двусторонней миграции влаги средняя часть СТС обезвоживается. Промерзание сверху фиксирует в этом прослое лишь оставшуюся здесь малоподвижную влагу, образующую при замерзании так называемый лед-цемент, заполняющий поры между частицами грунтового скелета. Для этого горизонта характерны массивные криогенные текстуры.

Из сказанного выше следует, что в простейшем случае мощность промерзшего снизу горизонта СТС определяется по смене шлировых криогенных текстур массивными снизу вверх по разрезу слоя. При этом отмечается резкое изменение льдистости осадков. Промерзание снизу происходит при небольших температурных градиентах и интенсивном подтоке влаги из вышележащих слоев, в условиях, благоприятных для сегрегационного льдовыделения. Поэтому влажность (льдистость) осадков в этом горизонте обычно превышает величину их полной влагоемкости. Расположенный выше горизонт с массивными текстурами обезвоживается в пределе до влажности, близкой к влажности границы рас-

¹ По форме эти текстуры весьма разнообразны. Характерны мелкие линзовидные текстуры, образованные прерывистыми шлирами льда, в общем случае горизонтальные. Часто встречаются также корковые, гнездовые и беспорядочно сетчатые текстуры, морфологические особенности которых связаны с неоднородностью первичного сложения осадков.

катывания грунта. Определение мощности промерзающего снизу горизонта осложняется, если в сезоннопротаивающем слое существуют надмерзлотные воды. Граница промерзания сверху и снизу выражена тогда менее резко, так как и в том и в другом случае грунт содержит большое количество ледяных включений. При промерзании водонасыщенных отложений включения льда образуют беспорядочную решетку с заключенными внутри него ячейками грунта (ячеистая текстура). Формирование такой текстуры происходит за счет местных запасов влаги с перераспределением их пленочной миграцией лишь в пределах промерзающего объема. Поэтому суммарная влажность (льдистость) отложений с ячеистой текстурой не превышает величину их полной влагоемкости². Если миграция влаги имеет более существенное значение (что вероятнее при промерзании осадков снизу), образуется так называемая атакситовая текстура. В этом случае лед настолько количественно преобладает над грунтом, что при определении суммарной льдистости отложений рекомендуется приравнять горизонт с атакситовой текстурой к слою льда (Втюрин, 1969). Следовательно, и при наличии надмерзлотных вод существуют некоторые объективные критерии разграничения промерзающих сверху и снизу горизонтов сезоннопротаивающего слоя.

В разрезе многолетнемерзлых пород анализ условий промерзания осадков (сверху — снизу) должен проводиться, очевидно, для отдельных прослоев, каждый из которых представляет собой часть одного сезоннопротаивающего слоя, перешедшую в мерзлое состояние.

Выделить эти прослой в разрезе мерзлой толщи можно, изучая характерные для сингенетически промерзших осадков слоистые (горизонтальные, вогнутые, пологоволнистые) и поясковые криогенные текстуры. Эти текстуры формируются шлирами льда, замерзающими в подошве СТС, и, таким образом, фиксируют в разрезе закономерное изменение положения этой поверхности в результате осадконакопления и колебаний климата (Катасонов, 1958, 1960, 1970; Попов, 1967). Такие шлиры льда образуются в подошве СТС в самый начальный момент сегрегационного льдообразования при промерзании снизу («первичные» шлиры), когда этот процесс характеризуется определенной спецификой (Шумский, 1955). Они отличаются от рассмотренных ранее ледяных включений большей протяженностью и характерной конфигурацией, соответствующей положению поверхности многолетнемерзлых пород. Как будет показано ниже, «первичные» шлиры льда в дальнейшем, в ходе осадконакопления и многолетней динамики сезонного протаивания пород, могут видоизменяться, намерзая один на другой и образуя поясковые текстуры. При этом первоначальная зависимость толщины шлиров от первичных условий сегрегационного льдообразования, очевидно, может нарушиться. Преобразуясь в процессе осадконакопления и многолетней динамики СТС, слоистые и поясковые текстуры отражают особенности этих процессов. Их «геологическая сущность» неоднократно подчеркивалась ранее (Катасонов, 1960, 1970). Рассмотрим пример, объясняющий механизм образования слоистых и поясковых текстур при заданных изменениях температуры поверхности (рис. 1) и скорости осадконакопления (1 мм в год) для конкретных мерзлотно-грунтовых условий. Последние характеризуются среднегодовой температурой пород, равной $-3,0^{\circ}$, и средней для глинистых грунтов влажностью (льдистостью) осадков — 35—40%.

Следует отметить, что многолетний ход изменений температуры поверхности весьма сложен и зависит от всего комплекса природных условий. Он определяется как ходом разнопериодных колебаний одного ме-

² В набухающих постоянно увлажненных грунтах предельной величиной является влажность набухания. Суммарная влажность осадков может превышать эту величину лишь за счет линз инъекционного льда, которые выделяются в разрезе по характерным формам залегания, а также текстурным и структурным особенностям льда.

теоэлемента, так и наложением колебаний различных метеоэлементов (температуры воздуха, количества атмосферных осадков и т. д.). Тем не менее можно говорить об определенной ритмичности изменений температуры поверхности и горных пород, обусловленной известной периодичностью колебаний температуры воздуха, что подтверждается данными натуральных наблюдений (Кудрявцев, 1953). Для упрощения схемы колебания температуры приняты за гармонические с периодами $T_1=300$ лет, $T_2=40$ лет и $T_3=10$ лет и условными амплитудами A_1 , A_2 и A_3 , близкими к реально наблюдаемым.

Изменение температуры поверхности на 1° при заданных температуре и льдистости отложений ведет к изменению мощности СТС на 10 см.

Обратимся к рассмотрению особенностей формирования слоистых и поясковых текстур в сингенетическом горизонте, промерзающем за полный цикл указанных колебаний (за время T_1). Начальному моменту времени — τ_0 , совпадающему со временем векового максимума сезонного протаивания (см. рис. 1), соответствует в схематическом разрезе (рис. 2) условный начальный уровень $I-I$, фиксируемый шпиром льда, образующимся в основании СТС.

Непосредственно после векового максимума сезонного протаивания обычно наблюдается резкое сокращение мощности СТС от максимальных значений к среднемноголетним, составляющее до 30% этой величины. В результате этого «скачка» вверх поверхности мерзлой толщи образуется горизонт, лишенный слоистых текстур рассматриваемого типа, который представляет собой часть сезоннопротаивающего слоя, промерзшего в зиму непосредственно после максимума. Слоистые же текстуры образуются выше по разрезу в процессе колебаний мощности СТС в последующие годы. Их вид (в частности расстояние между ледяными шпирами) зависит от особенностей ежегодных изменений мощности СТС и может быть весьма разнообразным, поскольку указанные изменения часто вызваны «случайными» (в свете многолетних закономерностей) отклонениями в ходе сезонного протаивания пород. Дальнейший анализ условий формирования криогенного строения сингенетически промерзающих осадков покажет, что этот горизонт со слоистыми текстурами обычно оттаивает в ходе многолетней динамики сезонного протаивания отложений.

На момент τ_1 во время следующего температурного максимума, вызванного колебаниями третьего порядка ($T_3=10$ лет), поверхность многолетнемерзлых пород должна повыситься по сравнению с начальным уровнем на величину, определяемую: а) приростом осадков за время T_3

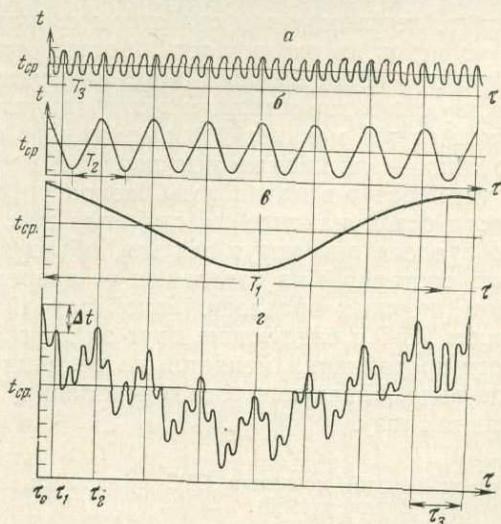


Рис. 1. Схема наложения разнопериодных температурных колебаний, обуславливающих многолетний ход изменений температуры поверхности.

a , b , v — графики колебаний температуры с периодом T и амплитудой A : a — $T_3=10$ лет, $A_3=0,5^\circ\text{C}$, b — $T_2=40$ лет, $A_2=1,0^\circ\text{C}$, v — $T_1=300$ лет, $A_1=1,5^\circ\text{C}$; z — график результирующей кривой; τ — время максимумов разнопериодных колебаний: τ_0 , τ_3 — трехсотлетних (совпадает с начальным моментом времени), τ_1 — десятилетних, τ_2 — соркалетних

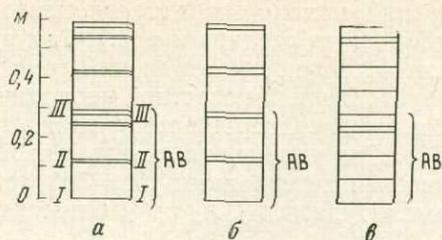


Рис. 2. Схематические разрезы сингенетической мерзлой толщи, характеризующие особенности слоистых и поясковых текстур (показаны черными линиями) при заданных условиях осадконакопления и колебаний климата.

а — осадконакопление равномерно во времени; б — осадконакопление в период похолодания; в — осадконакопление в период потепления; все прочие условия и общий прирост осадков во всех трех случаях одинаковы

AB — сингенетический горизонт, промерзающий за один цикл колебаний климата; I—III — уровни, соответствующие максимумам разнопериодных колебаний

и б) разностью глубин сезонного протаивания в максимумы разнопериодных колебаний (на моменты τ_0 и τ_1).

Прирост осадков при принятой скорости осадконакопления весьма мал — всего 1 см. Разность глубин протаивания, определяемая перепадом температур Δt (см. рис. 1), при заданных условиях составляет 11 см. Следовательно, толщина горизонта, сохраняющегося в мерзлом состоянии на момент τ_1 , значительно меньше, чем мощность прослоя промерзшего сразу после предыдущего векового максимума протаивания (последняя, как указывалось выше, может достигать 30% общей мощности СТС). Поэтому часть этого прослоя, а также расположенный выше него по разрезу горизонт со слоистыми текстурами, на момент τ_1 оттаивает³. Важно отметить, что слоистые текстуры, характер которых обусловлен в значительной мере случайными отклонениями в условиях теплообмена, не сохраняются в разрезе мерзлой толщи. Положение поверхности многолетнемерзлых пород на время максимального сезонного протаивания τ_1 фиксируется в разрезе шлиром льда, намерзающем в подошве СТС (уровень II, см. рис. 2).

Из изложенного выше следует, что при небольших скоростях осадконакопления и существующих колебаниях климата в ходе многолетней динамики сезонного протаивания отложений в разрезе мерзлой толщи сохраняются обычно только слоистые текстуры, фиксирующие положение подошвы СТС в максимумы температурных колебаний. Поэтому образующие их шлиры льда закономерно повторяются в разрезе через интервалы, соответствующие определенным периодам колебаний. Следовательно, неотъемлемым свойством слоистых текстур рассматриваемого типа является их ритмичность. Можно отметить также, что особенности этих текстур определенным образом отражают условия теплообмена, соответствующие характерным моментам температурных колебаний.

Рассмотрим механизм формирования второй разновидности текстур этого типа — так называемых поясковых текстур. При сокращении перепада температур в максимумы разнопериодных колебаний и уменьшении скорости осадконакопления слоистые текстуры становятся более частыми. В пределе они могут слиться, образуя единый льдистый прослой, поясок, состоящий из отдельных то разрезающихся, то вновь сгущающихся ледяных прослоек. Такой случай возможен, если положение подошвы СТС в следующие друг за другом многолетние максимумы сезонного протаивания меняется на величину, соизмеримую с толщиной штира льда, образующегося в основании СТС в начальный момент промерзания снизу.

³ Расчет изменений мощности СТС проводился по опубликованным номограммам (Кудрявцев, Меламед, 1966).

Условия, благоприятные для образования поясковых текстур, создаются в ходе самих температурных колебаний. Как видно из приведенного графика (см. рис. 1, *в*), по мере приближения к экстремальным точкам синусоиды, когда она выполаживается, перепад температур, обуславливающий повышение поверхности мерзлой толщи во время максимумов сезонного протаивания, сокращается, и ледяные шпирь, намерзающие в подошве СТС, должны сгущаться в разрезе.

В рассматриваемом примере при скорости осадконакопления, равной 1 мм в год, за полный цикл колебаний климата (300 лет) в многолетнемерзлое состояние переходит 30-сантиметровый горизонт, содержащий два пояска, образованные в результате сгущения ледяных шпиров в максимумы колебаний второго порядка (уровень II) и один, более крупный — в период максимума первого порядка (уровень III, см. рис. 2). В процессе колебаний климата в результате повторения таких циклов формируется сингенетическая мерзлая толща, характеризующаяся сложным криогенным строением. В рассматриваемом случае в разрезе этой толщи (см. рис. 2, *а*) выделяются слоистые текстуры разных порядков, различия которых связаны с разнопериодными колебаниями климата. Они образуют закономерно повторяющийся в разрезе комплекс.

Можно отметить некоторые особенности этих текстур, зависящие от скорости осадконакопления и характера колебаний климата. Например, чем больше скорость осадконакопления, тем более полный спектр колебаний отражается в разрезе мерзлой толщи. Монотонное строение разреза может свидетельствовать как о небольших скоростях осадконакопления, так и об однонаправленном изменении климата.

Влияние этих двух факторов — осадконакопления и колебаний климата — взаимосвязано и взаимообусловлено.

Как показывают приведенные схематические разрезы (см. рис. 2, *б, в*), характер слоистых текстур зависит, например, от особенностей совпадения во времени осадконакопления с различными фазами колебаний климата. Общий вид криогенного строения и льдистость мерзлой толщи в приведенных разрезах существенно различны. В том случае, когда накопление осадков совпадает с периодом потепления климата (см. рис. 2, *в*), слоистые текстуры становятся более частыми и льдистость отложений возрастает.

Более определенную палеогеографическую информацию можно получить при совместном изучении шпировых текстур указанных выше типов — слоистых и поясковых (механизм образования которых может быть достаточно сложным) и рассмотренных ранее чисто сегрегационных текстур. Как указывалось в начале статьи, такой комплексный анализ дает возможность восстановить среднегодовую температуру на момент промерзания осадков.

Следует отметить, что в разрезе мерзлой толщи текстуры указанных типов вполне различимы. Слоистые и поясковые текстуры являются, как правило, более крупными. Они, как уже указывалось, отличаются характерной конфигурацией ледяных шпиров. Выделить их в разрезе помогает также свойственная этим текстурам ритмичность.

При оценке среднегодовой температуры пород рассматриваемым методом объектом детального исследования является горизонт, заключенный между двумя смежными ледяными шпирями, образующими в разрезе слоистую (или поясковую) текстуру. Этот горизонт обычно представляет собой часть сезоннопротаивающего слоя, промерзшего за один сезон после многолетнего максимума протаивания. Условимся в дальнейшем для удобства называть его «элементарным» слоем. Установив в этом слое границу промерзания грунта снизу (по характеру криогенного строения и льдистости осадков), можно оценить величину годовых теплооборотов через поверхность многолетнемерзлых пород и их среднегодовую температуру в период формирования данного горизонта мерзлой толщи.

Прежде, чем вынести окончательное суждение о возможности такого способа восстановления среднегодовой температуры пород, необходимо рассмотреть вопрос о соизмеримости «элементарного» слоя и горизонта, промерзающего снизу. Очевидно, этот способ приемлем, если мощность «элементарного» слоя не меньше толщины промерзающего снизу горизонта. В противном случае в разрезе мерзлой толщи сохраняется только часть промерзшего снизу горизонта, вследствие чего не представляется возможным полностью учесть величину годовых теплооборотов, идущих на его промерзание. Поэтому среднегодовая температура пород на момент их промерзания может быть существенно завышена.

Переходя к вопросу о соизмеримости «элементарного» слоя и промерзающего снизу горизонта, отметим, что в общем случае их толщина изменяется в одном диапазоне, в среднем от 5—10 до 15—20 см. При средних значениях температуры и влажности отложений эти горизонты вполне соизмеримы по мощности.

Обратимся к рассмотренному ранее примеру. При построении схематических разрезов (см. рис. 2) среднегодовая температура пород была нами принята равной $-3,0^{\circ}\text{C}$, а влажность осадков 35—40%. При промерзании одного кубометра грунта такой влажности (при $\gamma=1500\text{ кг/м}^3$ и $i=1$) в результате кристаллизации влаги выделится $40\,000\text{ ккал/м}^3$ тепла. Это тепло должно отводиться от промерзающей поверхности за счет годовых теплооборотов, величина которых в этом случае равна 4500 ккал/м^2 (см. формулу 2). Часть этих теплооборотов идет на образование «первичного» штира льда в основании СТС. При толщине этого штира, равной 1—1,5 см, она составляет $1000\text{—}1500\text{ ккал/м}^2$. Легко видеть, что оставшаяся величина теплооборотов обеспечивает промерзание снизу слоя грунта толщиной в 7,5 см. Как указывалось ранее, толщина «элементарного» слоя в этом случае около 10 см.

При изучении разреза мерзлой толщи с целью восстановления температурных условий ее формирования в этом случае граница промерзания осадков снизу может быть установлена достаточно обоснованно по изменению льдистости и характера криогенных текстур (смене штировых текстур массивными) снизу вверх по разрезу «элементарного» слоя и среднегодовая температура пород определяется вполне однозначно.

При изменении мерзлотных условий соотношение мощностей «элементарного» слоя и промерзающего снизу горизонта изменяется различным образом. Влияние влажности (льдистости) осадков на величину этих горизонтов однонаправлено, поэтому при ее изменении соотношение их мощностей меняется незначительно.

Изменение среднегодовой температуры пород сказывается на толщине этих горизонтов противоположным образом: с ее повышением толщина промерзающего снизу горизонта сокращается, а мощность «элементарного» слоя, зависящая от динамичности глубин сезонного протаивания грунта, увеличивается и наоборот.

При высоких среднегодовых температурах пород ($-1,0^{\circ}$ и выше) годовые теплообороты через поверхность мерзлой толщи обеспечивают промерзание снизу лишь «первичного» штира льда в основании СТС (Кудрявцев, 1961). При восстановлении температурных условий промерзания осадков в этом случае величина годовых теплооборотов может быть завышена, так как ледяной прослойка в основании «элементарного» слоя может состоять из нескольких «первичных» штиров, намерзающих один на другой в ходе многолетней динамики сезонного протаивания отложений. Завышение величины теплооборотов ведет к занижению среднегодовой температуры пород.

При низких среднегодовых температурах пород ($-5,0^{\circ}$ и ниже) мощность промерзающего снизу горизонта может в несколько раз превосходить толщину «элементарного» слоя. Поскольку в этом случае в разрезе мерзлой толщи сохраняется лишь незначительная часть промерзшего

снизу горизонта, при восстановлении температурных условий промерзания осадков можно судить лишь о верхнем пределе вероятных значений иско-мой величины: среднегодовая температура пород на момент промерзания осадков должна быть не выше величины, полученной расчетом.

Вместе с тем следует отметить, что при большой скорости осадкона-копления и более резко выраженных колебаниях климата температурные пределы применимости рассмотренного метода расширяются. Так, при скорости осадконакопления 1—2 см в год, свойственной, например, отло-жениям фации прирусловой отмели в долинах крупных северных рек (Лаврушин, 1963), этот метод, вероятно, можно применять и для случая низких ($-5 \div -7^\circ \text{C}$) среднегодовых температур.

На основе изложенного выше можно сделать следующий вывод мето-дического характера.

Анализ криогенного строения многолетнемерзлых пород с целью оцен-ки температурных условий их формирования должен включать:

1. Выделение в разрезе мерзлой толщи слоистых и поясковых текстур, фиксирующих смену положения поверхности многолетнемерзлых пород в ходе сингенетического промерзания и ограничивающих горизонты отдель-ных сезоннопротаивающих слоев, перешедшие в многолетнемерзлое со-стояние.

2. Изучение состава и криогенных текстур этих горизонтов, а также влажности и простейших показателей физических свойств слагающих их осадков с целью определения: а) направления промерзания отложений; б) мощности промерзшего снизу горизонта и в) количества тепла, выде-лившегося при промерзании этого горизонта.

3. Оценку среднегодовой температуры пород в период промерзания осадков по приближенной формуле.

Несмотря на определенную ограниченность применимости рассмотрен-ного метода при крайних значениях среднегодовой температуры пород, такой способ ее оценки в период формирования сингенетической мерзлой толщи весьма полезен для палеогеографических реконструкций.

ЛИТЕРАТУРА

- Втюрин Б. И. Рекомендация по методике изучения подземных льдов и криогенного строения многолетнемерзлых грунтов. ПНИИИС (ротапринт). М., 1969.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1967.
- Катасонов Е. М. Ледяные жилы и причины изгибания слоев в мерзлых четвертичных отложениях.— Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. IV. Изд-во АН СССР, 1958.
- Катасонов Е. М. Криогенные структуры многолетнемерзлых аллювиальных отложений.— Труды сев.-вост. отд. Ин-та мерзлотовед. АН СССР, вып. 2. Якутск, 1960.
- Катасонов Е. М. Элементарные ледяные включения — основа классификации криоген-ных структур по физическому и геологическому принципу.— Тезисы докладов Все-союз. совещ. по мерзлотовед. Изд-во МГУ, 1970.
- Кудрявцев В. А. Обработка результатов температурных измерений, произведенных в Шаргинской шахте г. Якутска за 1845 и 1941 гг.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 12. Изд-во АН СССР, 1953.
- Кудрявцев В. А. Значение мерзлотно-температурной зональности в образовании син-генетических мерзлых толщ со слоистой криогенной текстурой.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. I. Изд-во МГУ, 1961.
- Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. Номограмма для расчета глубин сезонного промерза-ния и оттаивания грунтов.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 6. Изд-во МГУ, 1966.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Изд-во АН СССР, 1963.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (геокриология). Изд-во МГУ, 1967.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.

ЗОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Т. Н. КАПЛИНА

Положение о том, что полигонально-жильные образования (повторно-жильные льды и грунтовые жилы) в своем развитии подчиняются зональности, высказано уже давно (Попов, 1959; Баранов, 1965, и др.), однако до настоящего времени это общее положение не получило существенного развития и не было рассмотрено на конкретных материалах.

Основы для выявления зональных особенностей развития полигонально-жильных образований заложены в работах Б. Н. Достовалова (1952, 1960, и др.). В последние годы представления Б. Н. Достовалова о влиянии на процесс морозного растрескивания градиентов температур в верхних горизонтах горных пород, о связи градиентов с амплитудами колебаний температур на поверхности развиты Н. Н. Романовским (см. статью в наст. сборнике). В предлагаемой статье нами сделана попытка проанализировать те же вопросы на основе собранного к настоящему времени фактического материала.

В связи с поставленной целью мы рассматриваем далее процесс и эффект только современного морозного растрескивания, выясняя его особенности и изменения в направлении с севера на юг. Только на основе такого анализа могут быть поняты особенности древней геокриологической зональности, отраженной в распространении залежей древних повторно-жильных льдов, их следов (псевдоморфоз) и грунтовых жил.

Обширность территории СССР, на которой развивается морозное растрескивание, побудила нас ограничиться вначале регионами Восточной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья, характеризующимися резко континентальным климатом. В дальнейшем предполагается продолжить анализ, распространив его на регионы с океаническим влиянием.

Морозобойное растрескивание характеризуется рядом параметров, от которых зависит его геологический эффект и которые и следует рассмотреть в их изменениях с севера на юг. К таким параметрам относятся: расстояния между трещинами или размеры полигонов, глубина проникновения трещин и ее соотношение с глубиной протаивания или промерзания, максимальная ширина трещин. К сожалению, не все перечисленные параметры легко поддаются наблюдению и потому не все они достаточно хорошо изучены. Проще всего наблюдать размер полигонов, и такие материалы имеются в изобилии. Труднее поддается определению глубина растрескивания. Она может быть определена по непосредственным наблюдениям, но они весьма затруднительны, и, кроме того, по вертикальной протяженности полигонально-жильных образований. Однако весьма часто морозное растрескивание идет параллельно с накоплением осадков и формирует сингенетические жильные образования, в которых глубина растрескивания не фиксируется. Так, известно, что вертикальные размеры сингенетических ледяных жил не определяются глубиной растрескивания, а лимитируются мощностью накапливающегося осадка (например, пойменного аллювия). В связи с этим глубину растрескивания следует определить лишь для эпигенетических полигонально-жильных образований, а в сингенетических о глубине растрескивания может свидетельствовать только вертикальная протяженность их нижнего эпигенетического звена.

Данные о ширине морозобойных трещин также имеются в очень ограниченном количестве. В некоторой степени ширина трещин может быть восстановлена по ширине элементарных (годовых) ледяных жилок.

Однако напряжения сжатия, возникающие в полигональной системе в теплый период года, по-видимому, приводят к деформациям ледяных жил и к изменению ширины элементарных жилок.

При рассмотрении зональных закономерностей формирования полигональных образований эти закономерности следует выявлять в «чистом» виде, т. е. при соблюдении прочих равных условий, что в общем осуществить достаточно трудно. Наибольшее приближение к равным условиям мы получим, если проследим изменение параметров и геологических эффектов морозного растрескивания с севера на юг в одних и тех же фациальных условиях (на сходных элементах рельефа и в аналогичных грунтах). В связи с этим мы рассмотрим последовательно полигонально-жилые образования на современных поймах рек, на междуречьях и высоких террасах, на обширных массивах песков.

Рассмотрение будет проведено для: 1) Северной Якутии, 2) Центральной Якутии и Северного Забайкалья, 3) Прибайкалья и Южного Забайкалья. Названные регионы отличаются по среднегодовым температурам горных пород, соответственно амплитудам годовых колебаний температур многолетнемерзлых пород, характеристикам слоев сезонного протаивания (промерзания). Они являются сравнительно хорошо изученными в отношении полигонально-жилых образований и потому могут служить как опорные.

Северная Якутия

Природные и геокриологические условия этого региона не однородны. Здесь с юга на север сменяются зоны от лесотундры до арктических пустынь. Среднегодовые температуры горных пород изменяются в том же направлении от -7 до -12° . Максимальные зимние градиенты в верхнем слое горных пород (до глубины 0,4 м) достигают больших значений: по наблюдениям в Чокурадахе — $32^{\circ}/м$, по наблюдениям на о. Сагастырь — до $60^{\circ}/м$.¹ Градиенты особенно велики на участках с разреженной растительностью и на тех участках, откуда сдувается снег.

Поймы рек. Как известно, полигонально-жилые образования на разных уровнях поймы развиваются несколько различно. В связи с этим следует выделить низкие и высокие уровни пойм.

Низкие уровни пойм, осушки, лаи ды. Низкие уровни пойм, прирусловые отмели, а на побережье моря осушки имеют режим периодического обводнения. В этих условиях повсеместно распространены многолетнемерзлые породы, однако температуры их обычно на $2-4^{\circ}$ выше, чем на высоких поймах, и составляет от $-4-6^{\circ}С$ (долины Яны, Индигирки) до $-7-8^{\circ}$ (в дельте Лены). Отсутствие растительности или ее разреженный характер, песчаный состав осадков, а также периодическое обводнение обуславливают повышенное протаивание, достигающее здесь $1-1,5 м$.

По данным М. С. Иванова (1969), на морском крае дельты Яны, на осушках высотой $1-2 м$ над уровнем моря, заливаемых в период половодья и продолжительных сгонно-нагонных ветров, в заиленных алевритах развита система ледяных и ледово-грунтовых жил вертикальной протяженностью до $2 м$. При этом верхняя часть жил носит черты сингенетического роста, что указывает на начало роста ледяных жил на более низких и часто заливаемых уровнях. По сведениям Н. С. Даниловой (1966), в восточной части дельты Лены, в песках процесс морозного растрескивания создает на поверхности слабо выраженные узкие канавки, не всегда образующие замкнутую полигональную сеть. В отложениях низкой поймы ею отмечены узкие (до $1-2 см$) ледяные жилки. О том, что рост ледяных или

¹ Здесь и далее приводятся максимальные значения среднедекадных градиентов.

ледово-грунтовых жил начинается в долинах северных рек на уровне надводной начавшей зарастать части прирусловой отмели свидетельствуют и другие исследователи (Лаврушин, 1963; Втюрин, 1966; Розенбаум и Маслов, 1967; Каплина, 1971, и др).

Размеры полигонов на прирусловых отмелях и осушках разнообразны. Н. С. Данилова встретила полигоны диаметром 50—60 м. Б. И. Втюрин считает характерными для низкой поймы Яны полигоны диаметром около 20 м. А. Г. Костяев (1967) свидетельствует о наличии на низкой пойме Омолоя полигонов размером 5—12 м. Мы наблюдали в долине левого притока Индигирки р. Уяндины ледово-грунтовые жилки в песках прирусловых отмелей, отстоящие на 6—10 м друг от друга. Наконец, на осушке в дельте Лены Н. С. Данилова наблюдала полигоны диаметром 0,7—1,5 м, оконтуренные трещинами. Итак, полигоны рассматриваемых уровней имеют размеры, варьирующие в пределах от 0,7 до 60 м. Эти разнообразные величины полигонов, по-видимому, объясняются тем, что фиксировались полигоны разных генераций. В свое время на это обратил внимание Б. Н. Городков (1950), который подчеркнул, что на участках, откуда сдувается снег (а следовательно, могут существовать максимальные градиенты температур), возникает система мелких полигонов, вложенных в более крупные.

Размеры ледяных или ледово-грунтовых жил на прирусловых отмелях невелики, в ширину они не превышают 5—50 см, в высоту (эпигенетическое звено) не более 1 м, чаще же 0,2—0,5 м. Данные о высоте ледяных жил в осадках прирусловых отмелей в совокупности с данными о глубине сезонного протаивания позволяют приблизительно определить глубину растрескивания. Она составляет 1,5—2,5 м.

Высокие пойменные уровни северных рек Лены, Омолоя, Яны, Индигирки характеризуются большим сходством осадков. Отложения высоких пойм представлены заторфованными, заиленными супесями и суглинками. С поверхности обычно имеется сплошной покров сфагновых и зеленых мхов. Среднегодовые температуры пород изменяются от $-7-8^{\circ}$ в лесотундре до $-11-12^{\circ}$ на побережье Ледовитого океана. Глубина сезонного протаивания замшелных, увлажненных пойм составляет от 0,5—0,6 м на юге рассматриваемой территории до 0,3—0,4 м в дельте Лены.

Высокие поймы северных рек характеризуются широким, практически повсеместным распространением полигонального микрорельефа и растущих повторно-жильных льдов. Ледяные жилы ввиду наличия большого количества обнажений с мерзлыми стенками многократно описывались и сравнительно хорошо изучены. Вертикальные размеры сингенетических ледяных жил колеблются от 2 до 10 м. Что касается глубины растрескивания, то материалы Б. И. Втюрина (1966), Н. С. Даниловой (1968), а также наши и других исследователей, позволяют установить, что глубина растрескивания увеличивается со «старением» поймы и ростом самих ледяных жил. Если на начальных стадиях роста, на молодых сегментах высоких пойм она составляет 1,5—2 м, то в дальнейшем, на более древних участках, в развитых жилах она увеличивается до 2—3 редко до 4 м. Здесь прослеживается связь с понижением температуры, изменением состава и увеличением льдистости пород. Таким же образом от молодых к более древним участкам возрастает и ширина ледяных жил.

Особенностью разрезов высоких пойм является часто встречающееся чередование более крупных и меньших по размерам ледяных жил. По нашим наблюдениям на р. Уяндине, более крупные жилы повторяются в разрезах через 40—50 м, а между ними на расстояниях 8—12 м друг от друга располагаются меньшие по размерам жилы. Эта особенность была уже давно подмечена Б. Н. Достоваловым (1952, 1960) для повторно-жильных льдов верхнеплейстоценового возраста и объяснена как результат неравномерности роста ледяных жил различных порядков генераций.

Интересно отметить, что в условиях Северной Якутии ледяные жилы образуются в отдельных случаях в трещинах генераций, дающих полигоны размером до 5—6 м (Григорьев, 1966). Полигоны меньших размеров на замшелых высоких поймах не фиксировались. По-видимому, это связано с уменьшением градиентов температур в результате влияния растительного покрова, сокращающего амплитуду колебаний температуры на поверхности почвы. Однако не исключено, что частые трещины высоких порядков генераций, формирующие грунтовые жилы в сезонноталом слое и не проникающие в мерзлые породы, ускользнули от внимания исследователей, но локально встречаются.

Непосредственными наблюдениями (Втюрин, Втюрина, 1960), а также при исследовании строения льда молодых ростков жил (Розенбаум и Маслов, 1967; Соломатин, 1965) устанавливается, что ширина морозобойных трещин в верхнем слое многолетнемерзлых пород при размерах полигональных блоков 12—16 м достигает в осадках высоких пойм 10—20 мм.

Междуречья и высокие террасы. Современное морозное растрескивание не ограничивается в Северной Якутии поймами рек и интенсивно развивается на водораздельных пространствах и высоких террасах, которые представлены преимущественно останцами древней озерно-аллювиальной равнины. Последние сложены главным образом сильно льдистыми алевритами с мощными повторно-жильными льдами. На поверхности останцов повсеместно наблюдаются полигоны размером от 0,5—до 2,5 м (Городков, 1950; Караваева, 1969, и др.). Имеется много данных о том, что в сезонноталом слое в зимнее время в трещинах существуют ледяные жилки. Однако трещины мелкополигонального рельефа проникают и в мерзлые породы и формируют в них ледяные жилы. В Уяндинской межгорной впадине мы наблюдали на поверхности высокой террасы полигоны размером 1—2 м, которым соответствовали небольшие ледяные жилы, внедряющиеся в древние повторно-жильные льды. Ширина современных жил невелика и составляет от нескольких до 20—30 см. Такие же современные ростки зафиксировал в нижнем течении Яны Б. И. Втюрин (1966). Ему, как и нам, удалось проследить глубину проникновения отдельных современных ростков в древние жилы на 3—5 м. Однако такой глубины достигают лишь редкие молодые жилки, большинство из них проникает в мерзлые породы на глубину не более 1—2 м. По структуре льда можно установить, что ширина современных трещин в кровле многолетнемерзлых пород составляет 5—15 мм.

Массивы песков. На Яно-Индибирской низменности существует приморская терраса, сложенная песками. Ее строение описано Т. П. Кузнецовой (1958) на о. Ярок. Среднегодовые температуры пород здесь близки к -10°C , глубина протаивания зависит от степени задернованности поверхности и колеблется от 1 до 1,5 м.

Пески подвергаются морозному растрескиванию, образующему полигоны размером от 5—6 до 20 м. Внутри них локально встречаются полигоны более высокой генерации размером от 0,5 до 1,0—1,5 м. По данным Т. П. Кузнецовой, при отсутствии растительного покрова растрескивание не достигает многолетнемерзлых пород, в сезонноталом слое образуются грунтовые жилы. В разрезах, где пески преобразованы почвообразовательными процессами, формируются ледяные жилы небольших размеров. По-видимому, они приурочены к полигонам генерации низкого порядка.

Обобщая изложенные материалы, можно сделать следующие выводы. Морозное растрескивание в Северной Якутии развито повсеместно, практически на всех уровнях рельефа и во всех типах отложений. Характер растрескивания и его геологический эффект изменяются в зависимости от комплекса условий, ведущими среди которых являются фациальная принадлежность, гранулометрический состав осадков и температурный

режим верхнего слоя пород. На влажных замшелых поверхностях высоких пойм в связных заторфованных грунтах развиваются достаточно крупные полигоны с глубоко проникающими ледяными жилами, на дренированных открытых поверхностях междуречий ярко выражена мелкополигональная сеть с относительно неглубоким растрескиванием в большей части полигонов, но с глубокими трещинами генераций, низкого порядка, формирующими ледяные жилы. Растрескивание в песчаных массах образует преимущественно грунтовые жилы в сравнительно глубоком сезонноталом слое, также с ледяными жилами (небольшими) по трещинам низких генераций. В пределах региона можно проследить увеличение глубины растрескивания от высокотемпературных участков, сложенных песками, к участкам с наиболее низкими температурами горных пород, сложенным связными грунтами.

Центральная Якутия и Северное Забайкалье

Геокриологические условия Центральной Якутии характеризуются значительным разнообразием. Среднегодовые температуры горных пород изменяются в широких пределах от положительных до $-7-8^{\circ}$. Последние значения наблюдаются локально на затененных, замшелых высоких поймах, сложенных заторфованными суглинками; на большей части территории преобладают температуры $-3-5^{\circ}$. В связи с резкой континентальностью климата амплитуды годовых колебаний температур на поверхности почвы достигают 50° и более. Соответственно градиенты температур в верхнем слое почвы достигают $35-45$ град/м (по наблюдениям в Якутске, Ефимов, 1952, и в Мирном, материалы экспедиции МГУ).

Низкие поймы, прирусловые отмели. В Центральной Якутии низкие поймы и прирусловые отмели крупных рек, таких, как Лена, Вилюй, Алдан, сложены песками и имеют высокие среднегодовые температуры пород (от положительных до $-2,0^{\circ}$, Ефимов, 1952; Кондратьева, 1963). Глубина протаивания превышает $1,5$ м и иногда достигает $4-5$ м. Зимой на поверхности песчаных прирусловых отмелей Лены в районе пристани Маймага (120 км севернее Якутска) можно видеть трещины шириной $1-3$ см. В породах сезонноталого слоя им соответствуют грунтовые жилы, ниже — в многолетнемерзлых породах — тонкие ледяные прожилки (Катасонов, Соловьев, 1969). Последнее свидетельствует о том, что глубина растрескивания лишь в отдельные годы немного превышает СТС и составляет около 2 м.

На малых реках среднегодовые температуры пород низких уровней поймы ниже и составляют $-2-3^{\circ}$, глубина протаивания в мелких песках колеблется в пределах $1,5-2,5$ м. По данным Е. Г. Катасоновой (1963), на прирусловых отмелях и низких уровнях пойм рек Лунхи и Берге-Тюгене полигональный микрорельеф не выражен, но имеются трещины, судя по ее зарисовкам, отстоящие всего на $5-6$ м друг от друга. В разрезах им соответствуют грунтовые жилы.

Приведенные ограниченные материалы свидетельствуют о распространенности морозного растрескивания в описанных условиях и о преобладании грунтовых жил в песчаных осадках прирусловых отмелей. Развитые ледяные жилы здесь не встречены.

Высокие пойменные уровни. На высоких поймах рек Центральной Якутии, по данным Е. М. Катасонова (Катасонов, Соловьев, 1969) и М. С. Иванова (1969), везде, где сезонноталый слой имеет мощность не более 1 м и достаточно увлажнен, образуются ледяные жилы; на сухих элементах рельефа с глубоким протаиванием образуются грунтовые жилы. Данные многих исследователей говорят о широком (хотя и не сопоставимом с Северной Якутией) распространении полигонального микрорельефа и жильных льдов.

В Центральной Якутии очень ярко проявляется зависимость геологического эффекта морозного растрескивания от литологии и среднегодовых температур горных пород. Так, например, в нижнем течении Вилюя в разрезах высокой поймы преобладают пески. Здесь повторно-жильные льды не формируются. Торфяно-глинистыми осадками выполнены лишь местные понижения высокой поймы — межгрядные ложбины. В таких осадках распространены ледяные жилы шириной до 1,5 м и вертикальной протяженностью до 3 м (Данилова, 1964). Судя по зарисовкам, высота нижнего эпигенетического звена ледяных жил колеблется от 0,5 до 1,5 м, рост жил начался одновременно с заторфовыванием отложений ложбин и стариц.

В районе устья Вилюя высокая пойма Вилюя и Лены сложена сильно заторфованными суглинистыми осадками. На замшелых поверхностях с еловым лесом среднегодовые температуры пород опускаются до $-6 - 8^\circ$, а глубина протаивания составляет 0,6—0,7 м. В этих условиях повсеместно развиты ледяные жилы вертикальной протяженностью до 5 м, образующие полигональную сеть размером 10—15 м. На относительно сухих участках высокой поймы с более глубоким протаиванием размеры ледяных жил меньше. Там, где густой кустарник и мох отсутствуют и температуры мерзлых пород составляют $-2, -3^\circ$, ледяные жилы не образуются.

Та же закономерность смены ледяных жил грунтовыми в связи с изменениями литологии и температурного режима пород прослежена в Намском районе Т. П. Кузнецовой (материалы 1961 г.). На сухих песчаных отложениях высокой поймы Лены при среднегодовых температурах пород $-2, -2,5^\circ$ распространены грунтовые жилы, на заторфованных увлажненных участках с температурой $-3, -4^\circ$ при глубине протаивания 0,8—1,0 м формируются ледяные жилы. В начальной стадии вертикальная протяженность ледяных жил составляет около 1 м, ширина не более 10 см. Более развитые жилы имеют вертикальную протяженность до 2,5 м, ширину до 0,5 м. Полигоны с ледяными жилами имеют размеры 10—15 м.

На высоких поймах малых рек Центральной Якутии заболоченность и заторфованность обуславливают относительно широкое развитие повторно-жильных льдов. Такие льды описаны, например, на высоких поймах небольших притоков Лены, рек Лунхи и Берге-Тюгене (Катасонова, материалы 1961 г.). При среднегодовой температуре заторфованных супесей и суглинков $-3, -5^\circ$ здесь развиты ледяные жилы шириной до 2,5 м, вертикальной протяженностью до 8 м, однако таких размеров достигают лишь сингенетические льды. Полигональная решетка ледяных жил характеризуется размерами 6—12 м. Сходные данные получены Т. П. Кузнецовой для долин рек Ханчалы и Кенкеме.

По геокриологическим условиям сходны с Центральной Якутией котловины и долины рек Северного Забайкалья. В последние годы получено много материалов о повторно-жильных льдах и грунтовых жилах в Чарской и Муйской котловинах, в долинах рек Олекмы, Нюкжи, Хани (Климовский, Напрасников, 1966; Шаратов, 1966; Каплина и др., 1970). На высоких поймах рек, сложенных супесями, пылеватыми тонкими песками, суглинками, торфом, широко распространен полигональный микрорельеф с диаметром полигонов 8—15 м. В разрезах присутствуют растущие ледяные жилы вертикальной протяженностью 2,5—3 м, реже до 6—7 м. Нижнее эпигенетическое звено составляет 1—1,2 м, но по мере роста жил глубина растрескивания увеличивается до 2 м. Среднегодовые температуры грунтов на участках развития повторно-жильных льдов колеблются в пределах от -5 до -2° . На дренированных песчаных участках высоких пойм и других элементов рельефа формируются грунтовые жилы, залегающие в сезонноталом слое.

Изложенные выше материалы касаются в основном смен грунтовых и ледяных жил в связи со сменами ландшафтных, грунтовых и геокриологических условий по площади. Кроме того, имеются данные о таких же сменах полигонально-жильных образований в пределах одной системы. Эти материалы получены в долине р. Малой Патом (Романовский, Боярский, 1966). Исследованная здесь система жил залегает в заторфованном песчано-глинистом аллювии низкой террасы со среднегодовыми температурами $-2,8$, $-3,5^{\circ}$. Полигональному микрорельефу соответствуют ледяные жилы, проникающие в глубину на $1,5-1,8$ м и находящиеся на расстоянии до 20 м друг от друга. В эту решетку вписана сеть полигонов более высокой генерации с размерами $3-5$ м. Ей соответствуют грунтовые жилы, залегающие целиком в сезонноталом слое (глубиной до 1 м). Имеется лишь одно описание такой «вложенной» системы грунтовых и ледяных жил, однако есть основания предполагать их достаточно широкое распространение. По-видимому, они еще не привлекли к себе внимание исследователей. Такие системы являются более южным аналогом систем из крупных и меньших по размерам ледяных жил Северной Якутии.

Высокие террасы и водоразделы. Для этих элементов рельефа в Центральной Якутии чрезвычайно характерен мелкополигональный микрорельеф (Качурин, 1951; Бобов, 1960; Гравис, 1962; Мелентьев, 1968). Этот микрорельеф представлен полигонами диаметром $0,5-1,5$, реже до 2 м. Он приурочен к связным грунтам (суглинкам) относительно маловлажным ($W=20-25\%$).

Участки развития мелкополигонального микрорельефа характеризуются среднегодовыми температурами пород от близких к нулю до -6° С. Очень часто прослеживается связь территориального распространения мелких полигонов с участками былых пожаров. Это обстоятельство объясняется увеличением амплитуд колебаний температур, а отсюда и градиентов в приповерхностном слое пород.

Трещины мелкополигонального рельефа хорошо выражены в сезонноталом слое в виде канавок глубиной 20 см и более. Под канавками находятся грунтовые жилы — гумусированные клинья, проходящие через весь сезонноталый слой. В зимнее время в канавках и трещинах под ними наблюдаются ледяные жилки. По имеющимся данным, на некоторых участках трещины проникают и в многолетнемерзлые породы на глубину $0,3-0,5$ м и образуют в них ледяные жилы. Такая картина свойственна, например, высоким террасам Вилюя.

Массивы песков. В низовьях Вилюя имеются обширные массивы песков («тукуланов»). Они характеризуются среднегодовыми температурами от положительных до -1° , сезонное протаивание колеблется от 2,8 до 5 м (Катасонова, Толстов, 1963). В понижениях рельефа на слабо закрепленных лишайниками песках прослеживаются полигоны диаметром от 2—4 до 5—8 м, которым соответствуют в разрезах грунтовые жилы, часто сингенетического типа. Определенное по зарисовкам эпигенетическое звено грунтовых жил имеет вертикальную протяженность $1-1,5$ м. Таким образом, грунтовые жилы формируются только в пределах сезонноталого слоя и не на полную его мощность.

Морозное растрескивание в золотых песках обнаружено также в Чарской котловине (Климовский, Напрасников, 1966; Климовский, 1967). В центральной части массива среднегодовые температуры песков положительны, морозное растрескивание происходит в сезоннопромерзающем слое на глубину $1,5-2,0$ м, образуются грунтовые жилки. В краевых частях, где пески задернованы и более увлажнены и где имеются многолетнемерзлые породы с температурой до -2° , начинают формироваться небольшие ледяные жилы.

Итак, в Центральной Якутии и Северном Забайкалье наблюдается весь набор полигонально-жильных образований от ледяных до грунто-

вых жил, хотя следует отметить значительное, по сравнению с Северной Якутией, расширение ареалов распространения грунтовых жил по сравнению с ареалами ледяных. Это четко связывается с уменьшением суровости геокриологических условий и повышением среднегодовых температур в соответствующих фациальных условиях.

Прибайкалье и Южное Забайкалье.

Территории Прибайкалья и Южного Забайкалья очень обширны и имеют ряд существенных различий в природных и геокриологических условиях. Здесь мы объединяем их для того, чтобы выяснить особенности формирования полигонально-жилых образований в условиях высокотемпературных многолетнемерзлых пород (от 0 до -2°) и глубокого сезонного промерзания. Рассматриваемые территории характеризуются резко континентальным климатом. По данным Сковородинской мерзлотной станции, максимальные градиенты в верхнем слое пород (до 0,4 м) в зимнее время достигают 50 град/м. Распространение многолетнемерзлых пород на этих территориях характеризуется прерывистостью (или островным характером).

По исследованиям Г. П. Скрыльника (1965, 1966, 1970), полигональный микрорельеф широко развит в Прибайкалье и на юге Средней Сибири. Блоки-полигоны с повторно-жилыми льдами приурочены к плоским высоким поймам преимущественно малых рек. Они развиваются в заторфованных с поверхности суглинистых и глинистых грунтах. Их диаметр увеличивается от крайней южной их находки (долина р. Яр) от 1—2 м к северо-востоку, где в долине р. Неп они достигают 5—7 м. В пойме р. Яр были обнаружены эпигенетические ледяные жилы вертикальной протяженностью 0,4—0,5 м. Прибавляя сюда глубину протаивания, равную 0,5—0,6 м, получаем глубину растрескивания 0,8—1,0 м.

К северо-востоку от р. Яр вертикальная протяженность ледяных жил увеличивается до 1 м (иногда больше), соответственно глубина растрескивания составляет 1,5—1,8 м. Г. П. Скрыльник считает, что современный рост повторно-жилых льдов происходит на участках, где температуры многолетнемерзлых глинистых пород равны или ниже $-1,5^{\circ}$.

Весьма похожие на исследованные Г. П. Скрыльником повторно-жилые льды изучала Н. С. Данилова (Данилова и др., 1970) к северу от с. Мухтуя. Здесь многолетнемерзлые породы также распространены локально. В днище небольшого ручья в заторфованных льдистых суглинках под сезонноталым слоем мощностью 0,8—0,9 м залегали ледяные жилки шириной от 5 до 15 см, вертикальной протяженностью 0,25—0,35 м. Они находились на расстояниях 1—2 м друг от друга, т. е. соответствовали мелкополигональному микрорельефу.

Более широко распространены в южной зоне многолетнемерзлых пород морозобойные трещины, формирующие грунтовые жилы. Материалы Г. П. Скрыльника (1966а, б, 1970), Г. В. Чарушина (1966), а также О. Г. Боярского свидетельствуют о частой встречаемости полигонального микрорельефа на Ангаро-Среднетунгусском, Ангаро-Илимском и Ия-Окинском междуречьях. Преобладающие размеры полигонов от 0,3 до 2,0, редко до 4 м. Межблочным понижениям соответствуют грунтовые жилы глубиной 0,6—1,5 м. Г. П. Скрыльник отмечает приуроченность мелкополигонального рельефа к глинистым грунтам, малоувлажненным участкам. Кроме того, как и в Центральной Якутии, существует связь этих образований с уничтожением лесов пожарами. Г. В. Чарушин зафиксировал связь зияющих морозобойных трещин с участками, откуда сдувается снег.

В Южном Забайкалье полигональный микрорельеф описан в пределах Баргузинской впадины, в Приольхонье, в дельте р. Селенги. Он приурочен обычно к относительно маловлажным грунтам (например, в

пойме р. Баргузин). Размеры полигонов составляют, как правило, от 1,5 до 3—5 м. Под четко выраженными трещинами залегают грунтовые жилы, уходящие в глубину на 0,8—2,0 м (Лещиков, Зарубин, 1967, 1968).

Данные о морозном растрескивании в ряде пунктов Юго-Восточного Забайкалья собраны Е. А. Втюриной (1962). Она наблюдала трещины на первой надпойменной террасе р. Нерчи, в районе с. Кумаки, станции Чиндакской. Трещины формируют полигоны диаметром от 0,5 до 1,5 м и достигают глубины 2 м. Трещины глубиной 1,5—2,5 м на застроенных территориях Читы и Дарасуна наблюдали В. Ф. Жуков (1944) и А. И. Дементьев (1946).

Итак, для юга Средней Сибири, Прибайкалья и Южного Забайкалья характерно резкое преобладание грунтовых жил в слое сезонного промерзания или глубокого сезонного оттаивания. Локально на участках многолетнемерзлых пород с температурами не выше $-1,5^{\circ}$ и мелким типом сезоннопротаивающего слоя могут формироваться повторно-жильные льды, крайне ограниченные по размерам. Характерен мелкополигональный микрорельеф. В пределах региона прослеживается увеличение размеров полигонов с ледяными жилами с юга на север.

Выводы

Изложенные выше материалы о полигонально-жильных образованиях Восточной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья показывают, что распространение и особенности развития этих образований обнаруживают тесную связь с температурной зональностью области многолетнемерзлых пород и сезонного промерзания и со степенью континентальности климата рассмотренной территории.

Вся эта территория характеризуется резко континентальным климатом, небольшой мощностью снежного покрова, большими амплитудами колебаний температуры воздуха и поверхности почвы, низкими минимальными температурами на этой поверхности. Значения зимних градиентов температуры в верхних слоях горных пород по всей территории высокие. Выше мы приводили значения температурных градиентов в слое от поверхности до глубины 0,4 м для ряда пунктов, расположенных в разных мерзлотно-температурных зонах. Эти значения оказываются весьма близки между собой и составляют от 30 до 60 град/м. Как установлено Б. Н. Достоваловым (1952), размеры полигональной решетки трещин обратно пропорциональны величине температурного градиента. Повсеместно высокие градиенты находят отражение в широком распространении мелкополигонального микрорельефа по всей рассмотренной территории. В каждом отдельном регионе (температурной зоне) мелкие полигоны приурочены к участкам с относительно разреженным (или уничтоженным) растительным покровом, а также к участкам с наименьшим снегонакоплением, где минимальные температуры на поверхности почвы имеют самые низкие, а градиенты самые высокие значения. Описанные участки характеризуются также относительно низкими значениями влажности грунтов сезонноталого (или сезонномерзлого) слоя. По-видимому, приуроченность мелкополигонального рельефа к более сухим грунтам объясняется более высокими значениями коэффициента температурного линейного сокращения менее влажных связных грунтов по сравнению с более влажными (Шушерина и др., 1970).

За отдельными исключениями, мало меняется по меридиану и величина полигонов с повторно-жильными льдами на задернованных, замшелых поверхностях, где градиенты уменьшаются. Характерной величиной является 8—15 м.

Среднегодовые температуры горных пород на исследованной территории, в противоположность градиентам, изменяются очень значительно. С севера на юг здесь происходит закономерное повышение средне-

годовых температур от -10 , -12° до положительных. Это повышение особенно четко прослеживается в фациально сопоставимых условиях.

Как показано Н. Н. Романовским (1970 и др.), глубина проникновения зияющей трещины, а следовательно, и глубина проникновения жильного тела, пропорциональны величине и глубине распространения годовых колебаний температуры. Последние, как известно (Кудрявцев, 1954, и др.) убывают с повышением среднегодовых температур горных пород ($t_{\text{ср}}$) в области их отрицательных значений до $t_{\text{ср}}=0^{\circ}$ и вновь увеличиваются с повышением температуры в области ее положительных значений.

Приведенные фактические материалы в общем укладываются в эту зависимость, если рассматривать ее проявления в фациально сопоставимых условиях. Последнее требование связано с различиями в физико-механических и теплофизических характеристиках разных по составу грунтов, существенно влияющих на глубину морозного растрескивания и глубину проникновения зияющих трещин (Романовский, Шапошникова, 1971). Однако следует заметить, что проявления зависимости глубины растрескивания от величины амплитуды (среднегодовой температуры) оказываются по меридиану не столь резкими, как можно было бы ожидать.

В одинаковых фациальных условиях с севера на юг по мере повышения среднегодовых температур горных пород прослеживается некоторое уменьшение глубины растрескивания и вертикальной протяженности полигонально-жильных образований. Так, в заторфованных песчано-глинистых отложениях высоких пойм вертикальная протяженность современных трещин, образующих полигональную решетку размером $10-15$ м, изменяется от $2-3$ м в Северной Якутии до $1,5-2,0$ м при среднегодовых температурах $2-3^{\circ}$. В низкотемпературных мерзлых породах по сети мелких полигонов отдельные трещины проникают на глубину $4-5$ м и более, в южных районах столь глубокие трещины по мелкополигональной сетке, по-видимому, отсутствуют.

Поскольку связь глубины проникновения трещин с амплитудами годовых колебаний температур в мерзлых породах (а отсюда и со среднегодовыми температурами) не вызывает сомнений, для объяснения недостаточной резкой выраженности этой связи в связанных грунтах в природных условиях следует, видимо, анализировать более подробно влияние других факторов, в частности коэффициента температурного линейного сокращения мерзлых грунтов.

Более резко выявляется уменьшение глубины морозобойных трещин с севера на юг в песках. В песчаных отложениях прирусловых отмелей параллельно с повышением среднегодовой температуры увеличивается глубина протаивания. В совокупности эти факторы определяют возможность роста ледяных жил в песках на низких пойменных уровнях в Северной Якутии и невозможность их роста уже в Центральной Якутии. По-видимому, рост повторно-жильных льдов в песках возможен только при температурах не выше -5 , -6°C . При более высоких среднегодовых температурах происходит формирование грунтовых жил.

Изложенные выше материалы о закономерностях распространения полигонально-жильных образований в Восточной Сибири могут быть положены в основу палеогеокриологических реконструкций. Из них с полной очевидностью вытекает вывод о необходимости проведения таких реконструкций, в первую очередь, на основе фациального анализа четвертичных отложений, поскольку внутри каждой геокриологической зоны характер и масштаб полигонально-жильных образований определяется фациальной принадлежностью (составом, условиями накопления) осадков. Геокриологическая зональность повторно-жильных образований, в свою очередь, выявляется при анализе этих образований в сопоставимых фациально отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов И. Я. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. М., «Наука», 1965.
- Бобов Н. Г. Современное образование грунтовых жил и мелкополигонального рельефа на Лено-Вилуйском междуречье.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 16. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Втюрина Б. И. Повторно-жильные льды и жильно-полигональный рельеф в долине р. Яны.— Материалы VIII Всесоюз. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлото-ведению), вып. 6, Якутск, 1966.
- Втюрина Е. А. Геокриологические явления и создаваемые ими формы рельефа в юго-восточном Забайкалье.— Труды И-та мерзлотовед. АН СССР, т. 18, 1962.
- Втюрин Б. И., Втюрина Е. А. Зимние наблюдения за образованием и поведением морозобойной трещины в ледяной жиле.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 16, 1960.
- Городков Б. Н. Морозная трещиноватость грунтов на севере.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1950, т. 82, вып. 5.
- Гравис Г. Ф. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потоков.— В сб.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны в Якутии. М., «Наука», 1966.
- Данилова Н. С. Подземные льды долины нижнего течения реки Вилюя, условия их образования и палеогеографическое значение.— В сб.: Современ. вопросы регион. и инж. геокриологии. М., «Наука», 1964.
- Данилова Н. С. Особенности формирования современных мерзлых отложений в дельте Лены.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 5.
- Данилова Н. С. Образование тонких ледяных жил и псевдоморфоз по ним в песчаном аллювии дельты р. Лены.— Вестник МГУ, серия 5, геогр., 1966, № 6.
- Данилова Н. С. Об образовании ледяных и песчаных жил в пределах единой системы морозобойных трещин (дельта р. Лены).— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 8. Изд-во МГУ, 1968.
- Данилова Н. С., Фотиев С. М., Шевелева Н. С. Геокриологические условия Средней Сибири. Инженерные изыскания в строительстве, серия 2, Рефер. сб. 5/8, ПНИИС (ротапринт), 1970.
- Дементьев А. И. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты.— «Мерзлото-ведение», т. 1, № 2. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах.— В сб.: Исслед. вечной мерзлоты в Якутской респ., вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Достовалов Б. Н. Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунто-вых жил в дисперсных породах.— В сб.: Перигляц. явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Ефимов А. И. Некоторые результаты трехгодичных наблюдений за температурой грун-тов в районе г. Якутска.— В сб.: Исслед. вечной мерзлоты в Якутской респ., вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Жуков В. Ф. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты.— Труды Ин-та мер-злотовед. АН СССР, т. 4, 1944.
- Иванов М. С. Криогенные явления у морского края дельты Яны.— Уч. зап. Якутского гос. ун-та, 1965, вып. 16.
- Иванов М. С. Грунтовые и ледяные жилы в четвертичных отложениях Лено-Амгинско-го междуречья.— В сб.: Почвы мерзлотной области. Якутск, 1969.
- Иванов М. С. Современные многолетнемерзлые прибрежно-дельтовые отложения Янско-го взморья.— Вопросы геогр. Якутии, вып. 5, Якутск, 1969.
- Каплина Т. Н. О начальных стадиях формирования ледяных жил.— В сб.: Мерзлот-ные исследования, вып. 11, М., Изд-во МГУ, 1971.
- Каплина Т. Н., Лахтина О. В., Минаев А. Н., Павлова О. П. Мерзлотно-геологические условия в долинах рек Северного Забайкалья.— Труды Совещания-семинара по об-мену опытом строительства в суровых климатических условиях, т. V, вып. 4 (рота-принт). Красноярск, 1970.
- Караваяева М. И. Тундровые почвы Северной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1969.
- Катасонов Е. М., Соловьев П. А. Путеводитель к экскурсиям по Центральной Якутии. Палеогеография и перигляцальные явления. Междун. симпозиум «Палеогеография и перигляц. явления плейстоцена» (ротапринт). Якутск, 1969.
- Катасонова Е. Г. Современные многолетнемерзлые отложения и их более древние ана-логи в северо-восточной части Лено-Вилуйского междуречья.— В сб.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Катасонова Е. Г., Толстов А. Н. Геокриологические особенности развееаемых песков (тукуланов) правобережья р. Вилюй.— В сб.: Многолетнемерзлые породы различ-ных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Качурин С. П.* Вечная мерзлота и рельеф на Лено-Вилуйском междуречье.— В сб.: Исслед. вечной мерзлоты в Якутской респ., вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Качурин С. П.* Полигональные формы рельефа севера.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, 1960.
- Климовский И. В.* Геокриологическая характеристика развесаемых песков Чарской котловины.— В сб.: Геокриологич. условия Забайкальского севера. М., «Наука», 1967а.
- Климовский И. В.* Криогенное строение рыхлых отложений.— В кн.: Многолетнемерзлые породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья. М., «Наука», 1967б.
- Климовский И. В., Напрасников А. Т.* Формирование подземных льдов в многолетнемерзлых четвертичных отложениях Чарской котловины.— Изв. Забайк. филиала геогр. об-ва СССР, т. 2, № 3, Чита, 1966.
- Кондратьева К. А.* О влиянии рельефа на формирование температурного режима пород при наличии температурной инверсии в районе Вилуйской ГЭС.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 3. Изд-во МГУ, 1963.
- Костяев А. Г.* К вопросу о роли конвективных процессов в формировании ледяных жил.— В сб.: Подземный лед, вып. 3. Изд-во МГУ, 1967.
- Кудрявцев В. А.* Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кудрявцев В. А.* Классификация типов сезонного промерзания и оттаивания грунтов.— Вопросы физ. геогр. полярных стран, вып. 2 (ротапринт), МГУ, 1959.
- Кузнецова Т. П.* Мерзлотно-геологическая характеристика острова Ярок.— Труды Сев.-вост. отдел. Ин-та мерзлотов. АН СССР, вып. 1, Якутск, 1958.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды ГИН АН СССР, т. 87. М., Изд. АН СССР, 1963.
- Ларков С. А., Лукашов А. А.* Полигонально-жильные льды в пойме р. Калакана (Северное Забайкалье).— Вестник научн. информ. Забайк. фил.-ла геогр. об-ва СССР, № 6, Чита, 1966.
- Лещиков Ф. Н., Зарубин Н. Е.* Геокриологические условия Прибайкалья.— В сб.: Геокриологич. условия Забайкалья и Прибайкалья. М., «Наука», 1967.
- Маслов А. Д.* Полигонально-жильные льды в начальной стадии их формирования.— В сб.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во МГУ, 1965.
- Мелентьев В. С.* Мелкобугристые полигональные формы рельефа и их влияние на температурный режим слоя сезонного протаивания.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 7. Изд-во МГУ, 1968.
- Попов А. И.* Карты мерзлотно-геоморфологических (перигляциальных) образований на территории СССР.— Вопросы физ. геогр. полярных стран, вып. 2 (ротапринт). МГУ, 1959.
- Резенбаум Г. Э.* К вопросу о мерзлотно-фациальном строении аллювиальных отложений.— Материалы VIII Всесоюз. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению), вып. 7. Якутск, 1966.
- Розенбаум Г. Э., Маслов А. Д.* Мерзлотно-фациальное строение современных аллювиальных отложений р. Омолой.— В сб.: Подземный лед, вып. 3. Изд-во МГУ, 1967.
- Романовский Н. Н.* Влияние температурного режима горных пород на морозобойное трещинообразование и развитие полигонально-жильных форм.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 10. Изд-во МГУ, 1970.
- Романовский Н. Н., Боярский О. Г.* Полигонально-жильные льды и грунтовые жилы в северо-восточной части Витимо-Патомского нагорья.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 6, 1966.
- Романовский Н. Н., Шапошникова Е. А.* Изучение зонального характера морозобойного растрескивания.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 11, 1971.
- Скрыльник Г. П.* Трещинно-жильные льды южной части Средне-Сибирского плоскогорья.— В сб.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во МГУ, 1965.
- Скрыльник Г. П.* Перигляциальные и псевдоперигляциальные образования юга Средней Сибири.— Материалы VIII Всесоюз. совещ. по геокриологии (мерзлотовед.), вып. 6. Якутск, 1966а.
- Скрыльник Г. П.* Современное формирование мелкополигонального рельефа, грунтовых жил и гумусовых потоков на юге Средней Сибири.— В сб.: Климат и воды юга Средней Сибири. Иркутск, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1966б.
- Скрыльник Г. П.* Мерзлотные факторы рельефообразования на юге Средней Сибири. Автореферат дисс. на соиск. учен. степени канд. наук. Изд-во МГУ, 1970.
- Соломатин В. И.* О структуре полигонально-жильного льда.— В сб.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во МГУ, 1965.
- Чарушин Г. В.* Современное полигональное трещинообразование в Восточной Сибири.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1966, т. 98, № 1.
- Шарапов Н. В.* Современные повторно-жильные льды в Муйской котловине.— В сб.: Геокриол. условия Забайк. севера. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Шушерина Е. П., Рачевский Б. С., Отрощенко О. П.* Исследования температурных деформаций мерзлых горных пород.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 10. Изд-во МГУ, 1970.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Н. Н. РОМАНОВСКИЙ

Полигонально-жильные образования, или, как их часто называют, «полигональные структуры», чрезвычайно широко развиты в четвертичных отложениях Евразии и Северной Америки. Описанию различных типов, видов, разновидностей таких образований, выяснению их генезиса, особенностям развития в современной области многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания, распространению в перигляциальных зонах материковых оледенений посвящена обширная литература (Dylik, 1963; Dylik, Maarleveld, 1967, и др.).

Широко используются полигонально-жильные образования (ПЖО) для палеогеографических реконструкций и стратиграфических построений. Возможность их использования в указанных целях бесспорна. Однако до настоящего времени условия и закономерности развития ПЖО изучены еще не достаточно. Поэтому исследования, проводимые в этом направлении, должны представлять интерес с различных сторон, в том числе и с точки зрения палеогеографической.

Материалы многолетних исследований, проводимых кафедрой мерзлотоведения МГУ в различных мерзлотно-температурных зонах, начиная с ее южной «переходной» зоны и кончая арктической, послужили основой для проводимого нами изучения закономерностей развития ПЖО. Это изучение проводится на базе комплексных мерзлотных съемок, в процессе которых устанавливались особенности формирования температурного режима пород в различных ландшафтных (мерзлотно-фациальных) условиях, типы сезонного оттаивания и промерзания по В. А. Кудрявцеву (Достовалов, Кудрявцев, 1967), генезис, состав, влажностный режим и криогенное строение отложений. Кроме того, были использованы многочисленные литературные источники. В результате выявляется картина совершенно определенной связи между развитием полигонально-жильных форм и составом пород, их влажностным и температурным режимом. Поскольку основой развития полигонально-жильных образований является процесс морозобойного растрескивания пород, была предпринята попытка выявить его зависимость от перечисленных выше условий. В этом случае мы исходили из общей физической схемы морозобойного трещинообразования, изложенной в работах Б. Н. Достовалова (1952) и Б. Н. Достовалова и В. А. Кудрявцева (1967), а также из представлений о закономерностях формирования сезонного промерзания и протаивания отложений и формировании температурного режима верхних горизонтов горных пород, наиболее полно разработанных В. А. Кудрявцевым (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

Нами были использованы материалы по физическим свойствам горных пород (песков, суглинков) и льда, необходимые для оценки их морозного растрескивания. Эти данные получены в лаборатории кафедры мерзлотоведения МГУ группой под руководством Е. П. Шушеринной (Рачевский и др., 1970; Шушерина и др., 1970; Зыков, 1970).

В предлагаемой статье кратко излагаются закономерности морозобойного растрескивания в зависимости от параметров температурного режима пород в сезонномерзлом (СМС) и сезонноталом (СТС) слоях и в мерзлой толще.

Закономерности морозобойного растрескивания пород

Из известных представлений Б. Н. Достовалова (1952, Достовалов и др., 1967) о физических условиях морозобойного растрескивания следует, что в однородных грунтах расстояния между параллельными трещинами определяются при прочих равных условиях максимальными за год градиентами температур. Раскрытость трещин, или превращение их из тонких «волосных» в «зияющие», т. е. в такие, в которых возможно накопление льда или минерального материала, определяется другим условием, а именно: понижением температуры в породе относительно среднегодовой на некоторую величину Δt . По нашим представлениям, превращение «волосной» трещины в «зияющую» начинается при понижении температуры не относительно t_{cp} , а относительно температуры, при которой оканчиваются фазовые переходы воды в породе и ее «распучивание» t_p (Романовский, 1970б). Для крупнообломочных грунтов и песков она близка к 0° , а в супесчано-суглинистых отложениях понижается с увеличением их дисперсности. Принципиально картина развития трещин при этом не меняется.

Представляется также целесообразным при анализе растрескивания учитывать различия в физических процессах, протекающих в сезонно-мерзлом и сезонноталом слоях с одной стороны и в мерзлой толще — с другой.

При анализе температурного режима верхних горизонтов пород определялись максимальные за год положительные градиенты температур послойно, от поверхности вглубь. Подобно огибающим температурных кривых (Достовалов, Кудрявцев, 1967), кривые максимальных градиентов являются условными, но весьма удобными при анализе морозобойного трещинообразования и сравнения между собой температурных условий.

Кроме того, изучались диапазоны температур в области их отрицательных значений, где проявляются напряжения растяжения. Их относительные значения легко могут быть получены при сопоставлении минимальных температур на соответствующих глубинах — t_{minz} .

Температурный режим в СТС и СМС определяется в общих чертах амплитудами колебаний температур на поверхности, среднегодовой температурой, составом и свойствами пород (последние принимались при рассмотрении данного вопроса неизменными). Кроме того, существенное значение имеет ход изменений температур на поверхности. При анализе градиентов минимальных температур в СТС и СМС использовались общие закономерности в становлении этих слоев, изученные В. А. Кудрявцевым и др. (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

В распределении максимальных градиентов температур и минимальных температур наблюдаются следующие закономерности:

1. Наибольших значений g_{max} и t_{min} достигают в приповерхностных горизонтах, с глубиной эти величины убывают. В СМС и СТС при $t_{cp} = 0^\circ$ на подошве этих слоев изучаемые параметры равны 0° , что делает невозможным проникновение морозобойных трещин в подстилающие слои.

2. Максимальных за год значений градиенты температур достигают на разных глубинах не одновременно: происходит их запаздывание с глубиной. Заметим, что это явление является причиной того, что морозобойная трещина, заложившаяся в приповерхностном слое мерзлых пород, проникает в глубь массива постепенно.

Для иллюстрации сказанного на рис. 1 приведена схема возникновения и развития морозобойных трещин во времени при низких средних температурах. В левой части рисунка приведен принципиальный характер распределения температур в слое пород, подверженном морозобойному растрескиванию, в правой — стадии развития трещин. На первом

этапе (I), когда температура на поверхности пород понижается, g_{max} в приповерхностных слоях достигают своих максимальных значений, происходит заложение полигональной сети трещин, увеличение их глубины и ширины (у поверхности). На втором этапе развития (рис. 1, II) температура на поверхности пород повышается, «холодная волна» смещается в глубь массива, где и достигаются в это время максимальные (для данного слоя) значения градиентов температур. Трещины увеличиваются по глубине, у поверхности они сужаются, а на определенных глубинах достигают своей максимальной ширины. Третий этап (III) знаменует собой момент таяния снега на поверхности или появления полых речных вод, которые могут заполнить трещины и замерзнуть в них, образуя элементарные ледяные жилки. Температура пород на поверхности в это время близка к 0° . В четвертый этап (IV) происходит протаивание верхней, находящейся в СТС части ледяной жилки.

3. Градиенты температур на соответствующих глубинах достигают максимальных значений по времени раньше, чем температуры минимума. Это означает, что если возникает «волосяная» трещина, то она непременно расширяется, может превратиться в «зияющую».

4. При постоянных значениях t_{cp} в СМС и СТС g_{maxz} увеличивается при увеличении A_0 , т. е. континентальности типов сезонного протаивания и промерзания (рис. 2, A — для СМС и B — для СТС). При увеличении A_0 может уменьшаться расстояние x между параллельными трещинами, образуются трещины генераций более высоких порядков, а также увеличивается глубина проникновения трещин, находящихся на одинаковом расстоянии друг от друга. Одновременно возрастает и диапазон температур, в котором проявляются напряжения растяжения и увеличивается ширина трещин в случае образования.

5. При постоянном значении A_0 , и переменной t_{cp} , по мере понижения последней, возрастает диапазон температур в СМС и СТС, в которых

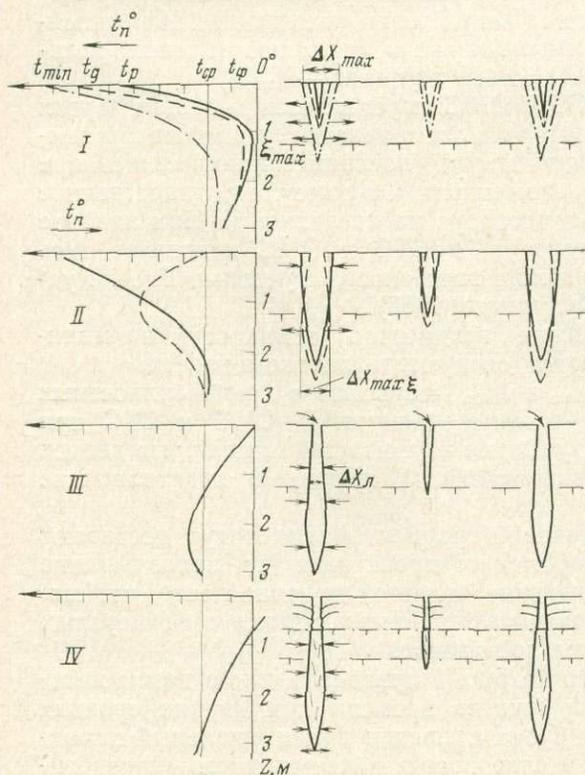


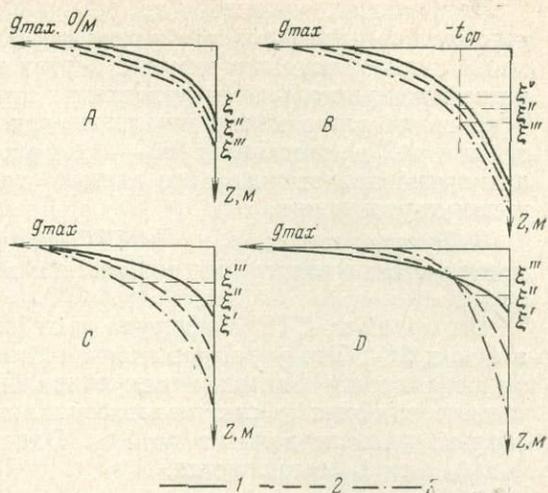
Рис. 1. Схема развития морозобойных трещин во времени в суровых мерзлотных условиях.

I — ось, начало зимы, температура на поверхности понижается (показано стрелкой); II — середина и вторая половина зимы, температура на поверхности повышается; III — весна, время снеготаяния или появления на поверхности полых вод (момент заливания воды в трещины); IV — лето, протаивание сезонного слоя.

Кривые распределения температур и соответствующие им по времени трещины показаны одинаковыми линиями; стрелками у трещин показаны векторы напряжений; t_{ϕ} — температура основных фазовых переходов; t_p — температура на поверхности, при которой появляются первые трещины; t_g — температура на поверхности, при которой градиенты температур в приповерхностном слое достигают максимальных значений; t_{min} — минимальная температура на поверхности; Δx — максимальная ширина трещин на поверхности; Δx_{ξ} — то же, на глубине сезонного протаивания; Δx_l — ширина трещины на момент ее заполнения водой на глубине сезонного оттаивания; ξ_{max} — максимальная глубина сезонного оттаивания

Рис. 2. Кривые распределения наибольших за год градиентов температур (g_{max})_z для следующих условий.

А — постоянная положительная $-t_{cp}$ или $t_{cp} = 0$ и изменяющаяся A_0 ; В — то же, но при отрицательной t_{cp} ; кривые построены: 1 — для A_0' ; 2 — для A_0'' ; 3 — для A_0''' , при $A_0' < A_0'' < A_0'''$; С — постоянная A_0 и изменяющаяся отрицательная t_{cp} ; D — постоянная t_{min} на поверхности пород ($A_0' > A_0'' > A_0'''$). Кривые построены для: 1 — t_{cp}'' , 2 — t_{cp}' , 3 — t_{cp}''' при $t_{cp}' > t_{cp}'' > t_{cp}'''$; ξ — глубина сезонного протаивания пород



проявляются напряжения растяжения. В приповерхностном слое g_{max} может меняться несущественно, но ниже значения g_{maxz} на соответствующих глубинах увеличиваются при понижении t_{cp} (рис. 2, C). В этих условиях глубина проникновения трещин и их максимальная ширина возрастают.

6. При постоянной минимальной температуре на поверхности пород и изменяющейся t_{cp} распределение g_{max} меняется следующим образом (рис. 2, D). При понижении t_{cp} , когда A_0 уменьшается, т. е. континентальность типов СМС и СТС становится меньше, уменьшается и g_{max} в приповерхностном слое. Уменьшение g_{maxz} с глубиной происходит медленнее при более низких температурах. Соответствующим образом изменяются и диапазоны температур, в которых проявляются напряжения растяжения. Следовательно, при средних температурах, близких к 0° и положительных при заданных условиях в приповерхностных слоях, возникают очень большие градиенты температур, которые обуславливают частую сеть неглубоких трещин. При более низких средних температурах расстояния x между трещинами увеличиваются, но глубина их проникновения возрастает.

Заданные условия не являются целиком абстрактными, напротив, в Восточной Сибири при движении с юга на север, к побережью Ледовитого океана t_{cp} соответствующих типов пород понижается при одновременном снижении амплитуды колебаний температуры на их поверхности и как результат этого — относительно небольших изменениях t_{min} . Особо резко континентальные переходные и полупереходные типы СТС и СМС, типичные для Южного Забайкалья, сменяются резко континентальными длительно устойчивыми и устойчивыми типами СТС Центральной Якутской низменности. К северу последние переходят в резко континентальные и повышено континентальные устойчивые и арктические типы СТС побережья северных морей и арктических островов.

Следовательно, небольшие по размерам (до 1,5—2 м) полигональные формы с неглубокими узкими трещинами в южных районах, выполненными минеральной породой, и значительные по размерам (6—12 м). полигоны с повторно-жильными льдами могут образовываться при близких значениях минимальных температур на поверхности.

Значения максимальных градиентов температур в приповерхностном слое, под которым принимается слой от поверхности породы до глубины 0,4 м (стандартные глубины измерений на метеостанциях), изменяются в широких пределах в зависимости от типов сезонного промерзания и оттаивания (По В. А. Кудрявцеву).

Наибольших значений (до 100 град/м и выше) g_{max} достигает в условиях континентального климата центральной части Сибири и Забайкалья с малоснежными зимами. В этих районах наиболее развиты особо резко континентальные переходные и полупереходные типы СМС и СТС. В условиях резко континентальных типов СМС и СТС g_{max} существенно меньше и составляет 60—40 град/м. Приведенные значения g_{max} для приповерхностного слоя следует считать ориентировочными, подлежащими уточнению.

7. Распределение g_{maxz} в СТС и диапазон температур, в котором проявляются напряжения растяжения в этом слое, существенно зависит от t_{cp} .

На подошве СТС амплитуда колебаний температур A близка к t_{cp} а t_{min} к $2t_{cp}$. Эти условия хорошо наблюдаются, когда ход температур на поверхности близок к синусоидальному (Кудрявцев, 1953). В природных условиях за счет несинусоидальности колебаний t_{min} обычно несколько ниже и доходит до $3t_{cp}$. Однако общая зависимость величин A и t_{min} от t_{cp} сохраняется.

Соответствующим образом от t_{cp} (при прочих равных условиях) зависят g_{maxz} на подошве СТС и ниже, в слое сезонных колебаний температур в мерзлой толще. Равные максимальные за год градиенты температур проникают на большую глубину ниже подошвы СТС при понижении средней температуры мерзлых пород. Следовательно, и морозобойные трещины при понижении t_{cp} достигают большой глубины (Романовский, 1970; Романовский, Шапошникова, 1971).

Изложенные выше частные закономерности в распределении g_{max} и диапазонов температур, в которых проявляются напряжения растяжения, позволяют сделать следующие выводы:

1. Влияние A_0 на величины градиентов в приповерхностном слое наибольшее, с глубиной к подошве слоев сезонного оттаивания и промерзания оно уменьшается, в то время как влияние среднегодовых температур увеличивается.

2. С глубиной (от поверхности земли и ниже) происходит разреживание решетки морозобойных трещин.

Таким образом, существует «ярусность» растрескивания и ярусность трещинных образований. Будучи общим явлением, она модифицируется в зависимости от конкретных особенностей температурного режима пород, их состава, свойств и т. д. Такая ярусность трещинных образований в области многолетнемерзлых пород наблюдается чрезвычайно широко. Крупные полигоны с расстояниями между трещинами от 6—8 до 20—30 м (иногда больше) часто с поверхности осложнены мелкобугристыми формами, пятнами-медальонами и т. п. Обычно образование небольших форм связывалось с трещинами усыхания. Однако полевые наблюдения последних лет и расчеты полигонального растрескивания по формуле Б. Н. Достовалова показывают возможность возникновения частой сети полигональных форм на основе морозобойного растрескивания (Романовский, Шапошникова, 1971). Это не исключает возникновения таких же форм за счет усыхания. Процессы усыхания и морозобойного растрескивания могут сочетаться. В СТС и СМС летом развитие трещин может быть связано с уменьшением влажности пород, зимой — с возникновением объемноградиентных температурных напряжений. Ниже, в мерзлой толще проявляется только последний вид напряжений и возникают морозобойные трещины. Развитие частой сети трещин в СТС не исключает морозобойного растрескивания мерзлых пород и возникновения по трещинам повторно-жильных льдов. Однако система трещин в СТС всегда воздействует на характер проникновения трещин в мерзлую толщу, в ряде случаев существенно изменяя их размеры, форму, глубину проникновения и особенности выполнения.

Трещины, проникающие из СТС в мерзлую толщу сразу по более редкой решетке, имеют большую ширину и в них возможно повторно-жильное льдообразование.

В одних и тех же породах, при одинаковых средних температурах, но разных типах континентальности сезонноталых слоев в обоих указанных выше случаях суммарная ширина трещин, формирующихся ниже СТС (максимальная или на любой момент времени), будет одинаковой, но геологические эффекты будут разными. В одном случае будут возникать хорошо выраженные повторно-жильные льды, в другом мелкие, короткие ледяные жилки в трещинах (ниже СТС). При этом трещины в своей нижней части сомкнуты и не всегда достаточно отчетливо видны в мерзлых породах.

В качестве примера можно привести различия в развитии трещинных форм в делювиальных и солифлюкционно-делювиальных отложениях на пологих относительно сухих склонах и в аллювиальных пойменных отложениях в районах Западной Якутии (бассейн рек Б. и М. Ботубой и долина Вилюя). Отложения имеют сходный супесчано-глинистый состав и близкие среднегодовые температуры, находящиеся в пределах $-3, -4^{\circ}$. Влажность пород СТС на сухих склонах несколько меньшая, чем в пойменных условиях, а континентальность сезонноталого слоя большая. На склонах развиты мелкополигональные формы, трещины в которых зимой открыты, а весной заполняются льдом, постепенно вытаявающим в СТС в течение лета. Ниже СТС — узкие ледяные жилки. Повторно-жильные льды не развиваются. На пойме, напротив, мелкополигональных форм нет, а развиты полигоны с повторно-жильными льдами.

При более низких температурах многолетнемерзлых пород наличие мелкополигональных форм в СТС уже не может препятствовать развитию повторно-жильных льдов. Так, в делювиальных и солифлюкционно-делювиальных отложениях склонов с повсеместно выраженным мелкобугристым микрорельефом в пределах Яно-Индибирского междуречья прекрасно развиты повторно-жильные льды. Температура пород на таких склонах составляет $-6, -8^{\circ}$ и ниже. В породах ниже СТС одна система трещин, выполненных узкими короткими жилками льда, сосредоточена ниже трещинных понижений в СТС, другая образует полигоны с повторно-жильными льдами и с расстоянием между жилами 8—12 м.

Возможности использования полигонально-жильных образований для палеомерзлотных реконструкций

Обычно выделяются три типа полигонально-жильных образований. Первый тип включает изначально грунтовые («земляные») жилы, образующиеся, как часто пишут, непосредственно при заполнении морозобойных трещин разжиженной породой. Второй — охватывает повторно-жильные льды, образующиеся при периодическом заполнении трещин в мерзлой толще водой, переходящей в лед, третий — псевдоморфозы по повторно-жильному льду. Две первые группы образований могут развиваться как эпигенетические и как сингенетические (синхронные). Псевдоморфозы могут быть как по эпигенетическим, так и по сингенетическим повторно-жильным льдам.

Помимо указанных трех типов, необходимо выделить еще один. Четвертый тип полигонально-жильных образований представляет собой изначально грунтовые песчаные жилы. Изучены они американскими исследователями (Berg and Black, 1965; Pewe, 1959) в Антарктиде и польскими учеными (Dylik, 1963; Gozdzik, 1970) в приледниковой зоне вюрмского оледенения в Польше. Образуются они в течение зимы при засыпке песчаного материала с тем или иным количеством снега в откры-

тые морозобойные трещины. Ареной их развития является главным образом зона интенсивной ветровой деятельности перед ледниками, которая приводит к дефляции, сдуванию снега и перевеванию мелкого обломочного материала, попадающего в трещины. Американские исследователи называют такого рода образования песчаными жилами (sandwedges), а Я. Дылик «первично-грунтовыми жилами». Нам представляется необходимым отделять их от изначально грунтовых жил первой группы, так как условия их развития и, следовательно, палеогеографическое значение существенно иные.

Полигонально-жилые образования используются для палеогеографических реконструкций довольно давно как показатели суровых континентальных условий и наличия мерзлых толщ. Из всех известных форм только повторно-жилых льдов и псевдоморфозы по ним являются свидетельством существования многолетней мерзлоты, поэтому отделение их от изначально грунтовых жил весьма существенно.

Представим систему изначально грунтовых жил (рис. 3, А), формирующуюся в СТС при параметрах температурного режима, графически изображенных в правой части рисунка. При достаточном увеличении континентальности климата ($A''_0 > A'_0$) и неизменной t_{cp} возникает новая генерация трещин и грунтовых жилых образований под ним (рис. 3, В). За счет увеличения A_0 могут несколько увеличиваться глубина сезонного оттаивания пород, глубина проникновения трещин генерации низких порядков, но никакого качественного скачка не произойдет. Смены размеров полигональной сети трещин и ПЖО по ним в СТС и СМС свидетельствуют главным образом об изменении амплитуд колебаний температур на поверхности пород. Последние могут быть связаны не только с изменением континентальности климата, но и с локальными изменениями растительности, мощности снежного покрова, сроками его выпадения и др.

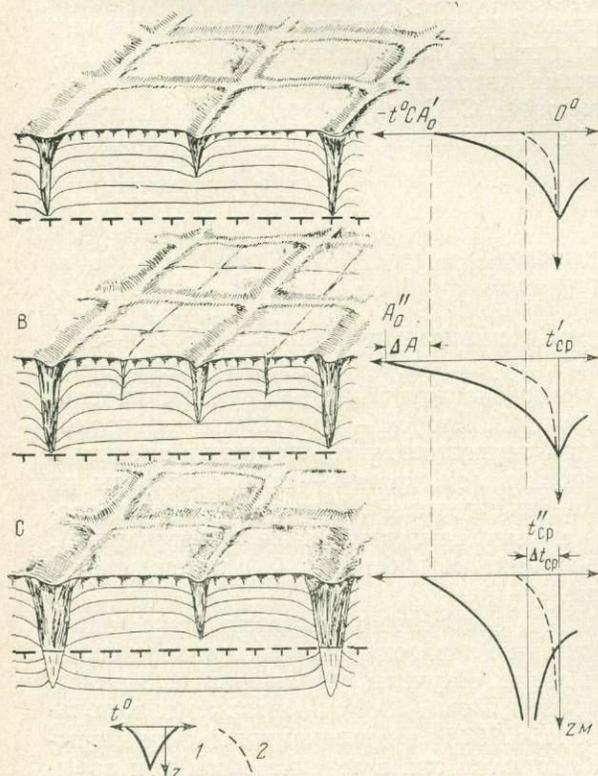


Рис. 3. Система полигонально-жилых образований и ее изменение. А — изначальная система $t_{cp} = 0$ и $A_0 = A'_0$; В — увеличение континентальности $A''_0 > A'_0$; С — понижение средней температуры пород $t''_{cp} < t'_{cp}$. 1 — огибающие температурных кривых; 2 — кривые g_{max}

В случае понижения t_{cp} при неизменной A_0 на достаточную величину трещины из СТС проникают в мерзлую толщу и формируют жильные льды (рис. 3, С). Это уже качественный скачок в изменении системы ПЖО. Размеры решетки в плане при этом не изменились. Дальнейшее понижение t_{cp} может привести к проникновению в мерзлую толщу только трещин генерации более высоких порядков. Возникает более частая решетка ПЖЛ, которая и зафиксирована в разрезе мерзлых пород, а при оттаивании последней может остаться в виде системы псевдоморфоз.

В природе могут идти одновременно изменения A_0 и t_{cp} , что тоже найдет свое отражение в характере полигональных систем. Подчеркнем, что изменения среднегодовых температур пород, от которых зависит проникновение морозобойных трещин в мерзлую толщу, и развитие повторно-жильных льдов происходит более медленно, чем изменение A_0 . Последние могут быть связаны как с общим развитием климатической обстановки, так и с изменениями ландшафтными и геологическими (мерзлотно-фациальными). Смена мерзлотно-фациальной обстановки особенно сильно влияет на характер ПЖО в условиях уже существующего достаточно сурового климата. Поэтому общеклиматические реконструкции на основании смен систем ПЖО следует делать крайне осторожно с привлечением других, независимых признаков изменения природной обстановки.

Наиболее интересные и полные представления об изменении температурного режима пород можно получать по системам повторно-жильных образований, формировавшимся одновременно с накоплением вмещающих отложений. Три такие сингенетические (синхронные) системы повторно-жильных образований в схематизированном виде приведены на рис. 4: система изначально-грунтовых жил (А), формировавшихся в СТС или СМС; система повторно-жильных льдов, отражающая изменения в мерзлой толще (В); система, сочетающая изначально-грунтовые жилы и повторно-жильные льды или псевдоморфозы по ним (С). Последняя система наиболее типична для переходной зоны ПЖО. Она отражает как изменения температурного режима в СТС, так и в подстилающих мерзлых толщах.

Первая и третья системы ПЖО характерны для лёссовых образований, однородных песчаных аллювиальных отложений и др. В лёссах такая система третьего вида (с псевдоморфозами по ПЖЛ) изучалась нами совместно с доктором Ю. Ерсаким под Сандомежом в Польше. Система, содержащая ПЖЛ, известна в песчаном аллювии третьей террасы р. Индигирки в районе Сыпного Яра и т. д.

Системы повторно-жильных льдов, подобные приведенной на рис. 4, известны широко по обнажениям р. Яны, Оягосского Яра, южного берега о. Б. Ляховского (Романовский, 1961; Достовалов, Кудрявцев, 1967).

По системе первого рода представляется возможным говорить об изменении амплитуд колебаний температур на поверхности (континентальности типов СТС и СМС). Информации о смене t_{cp} она не несет. Увеличения континентальности в верхней части разреза имели характер резкий и неустойчивый. Об этом свидетельствует наличие слабо развитых жил, образовавшихся в течение небольшого числа циклов растрескивания (жилы «отгибания» по Е. М. Катарасову). Увеличение континентальности в нижней части было более устойчивым: формировались жилы с большим числом циклов растрескивания (жилы «заполнения» по Е. М. Катарасову).

Система сингенетических повторно-жильных льдов свидетельствует об изменении среднегодовых температур пород. Горизонтам с системой наиболее близко расположенных ледяных жил соответствуют периоды понижения t_{cp} и увеличения g_{max} ниже подошвы СТС. Информации о смене континентальных типов СТС система в представленном виде не несет.

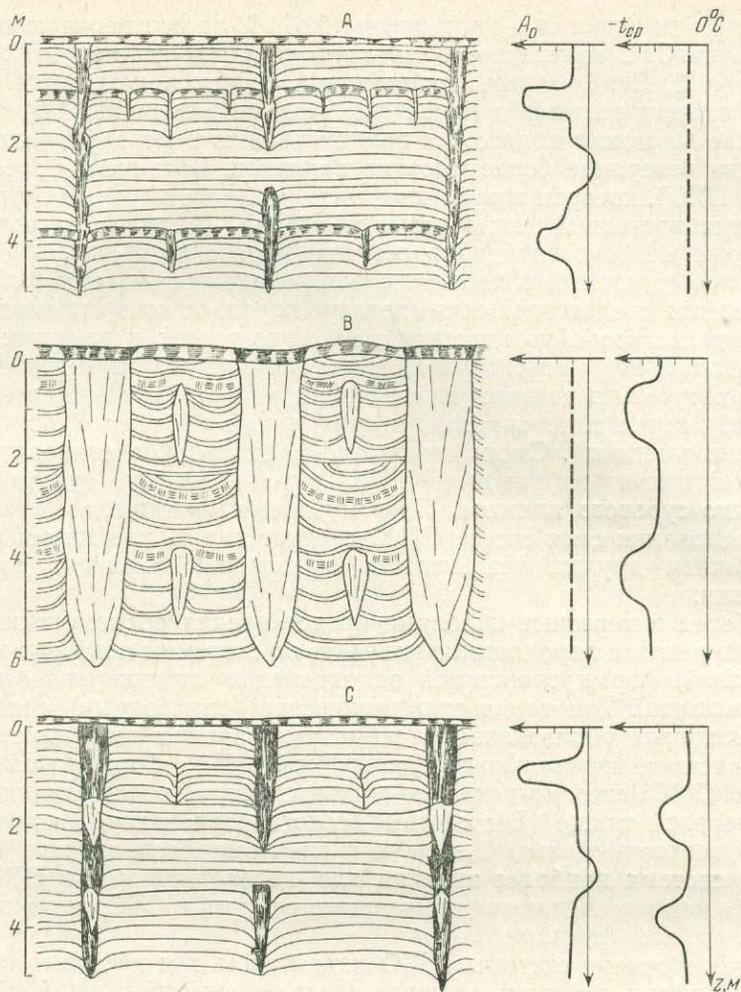


Рис. 4. Системы сингенетичных полигонально-жильных образований в однородных по составу отложениях и несомая ими палеомерзлотная информация. В правой части рисунка показаны кривые амплитуды колебаний температур на поверхности (A_0) и среднегодовой температуры пород (t_{cp}) в период их формирования.

А — изначально грунтовые жилы (повторные псевдоморфозы по элементарным ледяным жилкам); В — повторно-жильные льды; С — изначально грунтовые жилы и повторно-жильные льды (могут быть псевдоморфозы по последним)

Наконец, третья система свидетельствует как о сменах A_0 , так и t_{cp} . Горизонты, где появляется более частая решетка полигональных трещин и изначально-грунтовых жил, несет информацию об увеличении континентальности типов СТС. В тех частях разреза, где в жильных образованиях генераций низких порядков появляются повторно-жильные льды (или псевдоморфозы по ним), имеется свидетельство понижения t_{cp} . Если известен состав и фациальная принадлежность пород, вмещающих ПЖО, то температура пород в этапы появления жильного льда может быть в будущем установлена с точностью до $1-2^\circ$. Так, для пылеватого супесчано-суглинистого пойменного аллювия появление жильного льда в полигональных образованиях происходит при $-2, -3^\circ$. Видимо, такие же температуры были типичны и для лёссовых образований. В тонких песках ледяные жилы возникают при более низких температурах пород: ниже $-4, -6^\circ$, а в более грубых разновидностях обломочных отложений

еще при более низких температурах. Оговоримся, что приведенные температуры являются приближенными, требующими уточнения связи с механическими свойствами пород, зависящими от их состава и от влажности (льдиности), от криогенной текстуры и т. д. Главное, что такая связь существует и последующие исследования в этой области приведут к получению весьма представительных данных.

Наблюдается связь между среднегодовой температурой пород t_{cp} и переходом изначально-грунтовых жил в повторно-жильные льды (Романовский, 1970). При этом для разных отложений этот переход происходит, как уже говорилось выше, при разных температурах. Простой же связи между средними температурами воздуха и пород не существует, что уже давно показано В. А. Кудрявцевым (1953). Отсюда следует, что жильные образования имеют основное значение для восстановления климата верхних горизонтов литосферы, палеомерзлотных условий, а не палеоклимата вообще. Это не умаляет их значения для палеогеографических реконструкций, просто более точно определяет их место в сложной системе палеогеографических методов.

ЛИТЕРАТУРА

- Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах.— В сб.: Исследование вечной мерзлоты в Якутии, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1967.
- Зыков Ю. Д. Влияние состава мерзлых горных пород на их упругие свойства.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. и мерзлотовед. 1970 г., Изд-во МГУ, 1970.
- Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Рачевский Б. С., Шушерина Е. П., Отрощенко О. Н., Макарец В. Н. Температурные деформации мерзлых горных пород и льда.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед., 1970 г., 1970.
- Романовский Н. Н. Влияние мерзлотно-температурной зональности на морозобойное растрескивание и развитие полигонально-жильных образований.— Тезисы докл. IV Научной отчетной конференции Геол. фак-та МГУ. Изд-во МГУ, 1969.
- Романовский Н. Н. Влияние температурного режима горных пород на морозобойное трещинообразование и развитие полигонально-жильных форм.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 10. Изд-во МГУ, 1970а.
- Романовский Н. Н. Некоторые закономерности морозобойного трещинообразования.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед. 1970 г., 1970б.
- Романовский Н. Н. К методике исследований отложений с сингенетическими повторно-жильными льдами.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 1, 1961.
- Романовский Н. Н., Шапошникова Е. А. Изучение зонального характера морозобойного растрескивания.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 11, 1971.
- Шушерина Е. П. Зависимость прочности мерзлых горных пород от их влажности.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед. 1970 г., 1970.
- Шушерина Е. П., Бобков Ю. П. Исследование зависимости прочности мерзлых горных пород от температуры.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед. 1970 г., 1970а.
- Шушерина Е. П., Рачевский Б. С., Отрощенко О. П. Исследование температурных деформаций мерзлых горных пород.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 10, 1970б.
- Berg E., Black R. F. Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica.— Antarctic Res. Series, v. 8. Amer. Geophys. Union, 1965.
- Gozdzik J. S. Geneza szczelin zmarzlinowych w regionie Lodzkim w swiete analizy ich wypelnen. Problemy Czwartorzendu.— Acta geogr. Lodzienia, N 24, Lodz, 1970.
- Dylik J. Nowe problemy wiecznej zmarzliny pleistocenskiej.— Acta geogr. Lodzienia, N 17, Lodz, 1963.
- Dylik J., Maarleveld G. C. Frost cracks, frost fissures and related polygons (A summary of the literature of the pastdecade).— Meded. geol. stichting, N 5, N 18, 1967.
- Pewe T. L. Sand-wedges polinous (tesselations) in the Mc. Murdo Sound region, Antarctica.— Amer. J. Sci., 1959, v. 257.

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В АРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ю. Т. УВАРКИН

Современный облик ландшафта на севере Западной Сибири в значительной мере определяется развитием термокарста (ландшафт «многоозерья», обширные заболоченные депрессии, остаточнопolygonальный рельеф и пр.). Следовательно, изучение развития термокарстовых образований во многом проливает свет на историю формирования типичного ландшафта севера Западно-Сибирской низменности. Проявления термокарста подчиняются широтной геокриологической зональности (Качурин, 1961; Уваркин, 1970), в соответствии с которой на территории Западной Сибири выделяются три крупные геокриологические зоны (Баулин и др., 1967). Эти зоны в свою очередь связаны с физико-географической зональностью Западно-Сибирской низменности. Так, северная геокриологическая зона территориально совпадает с зоной тундры и подразделяется на подзоны северной (арктической) и южной (субарктической) тундр; центральная геокриологическая зона совпадает с зоной тайги и подразделяется на подзону лесотундры и северной тайги и подзону тайги; южная геокриологическая зона целиком относится к зоне тайги и на подзоны не подразделяется.

Изучение термокарстовых процессов и форм их проявления, проведенное автором в 1967—1970 гг., позволило установить следующую основную закономерность (Уваркин, 1970): с юга на север в Западной Сибири наблюдается увеличение интенсивности развития и морфогенетического разнообразия термокарстовых форм, причем максимума они достигают не в крайних северных районах низменности (арктическая тундра), а несколько южнее — в подзоне субарктической тундры. В арктической тундре наблюдается резкое уменьшение активности современных термокарстовых процессов, в то время как криогенное строение пород и количество содержащегося в них льда обуславливает их большую потенциальную тепловую осадку.

Арктическая тундра Западной Сибири (севернее 68—69° с. ш.) с точки зрения современного проявления термокарстовых процессов, а также истории их развития занимает особое место. Для этой подзоны, в которой распространены полигенетические мерзлые толщи, характерно сплошное распространение низкотемпературных многолетнемерзлых пород (—6, —8°). Сравнительно мощные талики могут встречаться только под наиболее глубокими водоемами.

В Западной Сибири известны все существующие разновидности подземных льдов (сегрегационные, повторно-жильные, инъекционные, ледцемент). Суммарное содержание льда в верхних горизонтах многолетнемерзлой толщи, как отмечалось выше, чрезвычайно благоприятно для развития термокарстовых процессов. Возможные осадки при протаивании эпигенетических мерзлых толщ до глубины 10 м в зависимости от дисперсности пород и условий их промерзания колеблются в пределах 0,5—5,0 м (Дубиков, 1970). Осадка при протаивании сингенетических мерзлых грунтов может достигать 6,5—7 м. Тем не менее, несмотря на отмеченные благоприятные условия для развития просадочных процессов, современный термокарст в арктической тундре практически не проявляется. Современная тепловая осадка грунтов в ограниченных размерах происходит на участках жильно-polygonального рельефа. Она осуществляется за счет частичного вытаивания повторно-жильных льдов в наиболее теплые летние сезоны и на обширных пологих склонах водораздельных возвышенностей иногда сочетается с термоэрозией. Незначительное тепловое оседание мерзлых пород наблюдается также по бе-

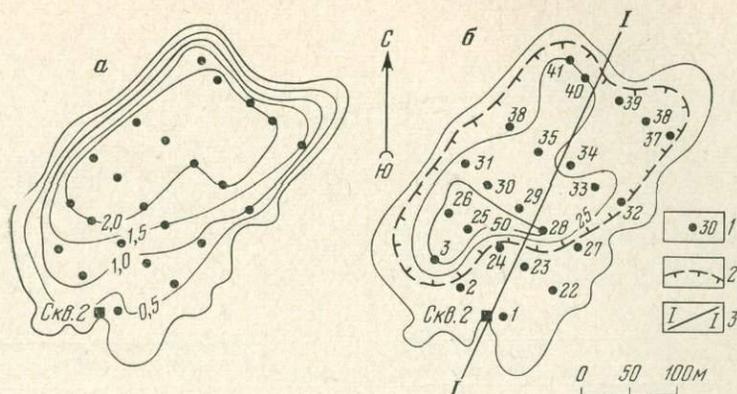


Рис. 1. Схемы изолиний глубин (а) и мощностей чаши протаивания (б) в термокарстовой озерной котловине, имеющей максимальную глубину 2,5 м (по данным А. Н. Боголюбова).

1 — точки наблюдений и их номера (замеры глубины озера, донное электроразондирование); 2 — граница многолетнего талика; 3 — линия геоэлектрического разреза

регам крупных термокарстовых озерных котловин. Необходимо отметить, что этот процесс за пределами арктической тундры имеет весьма большое значение как ландшафтообразующий фактор, участвующий в термокарстовой переработке рельефа обширных низменных равнин, а также определяющий пространственную миграцию термокарстовых озерных водоемов и их частичный или полный дренаж. В арктической тундре, напротив, тепловое оседание берегов озерных водоемов в комплексе рельефообразующих процессов имеет гораздо меньшее значение, с чем связано слабое развитие специфических остаточно-котловинных образований (хасыреев).

К одному из наиболее существенных признаков, свидетельствующих о чрезвычайно слабом проявлении современного термокарста в арктической тундре, относится динамика подозерных таликов. Наши наблюдения в различных зонах севера Западной Сибири показывают, что на всей ее территории, за исключением арктической тундры, под термокарстовыми озерными котловинами диаметром до 100 м наблюдаются многолетние талики различной мощности. В то же время детальное изучение мелких озерных ванн в арктической тундре показало, что к началу максимального сезонного протаивания (начало сентября) под дном котловин протаивает слой пород мощностью от 0,5 до 1 м, и зимой этот слой

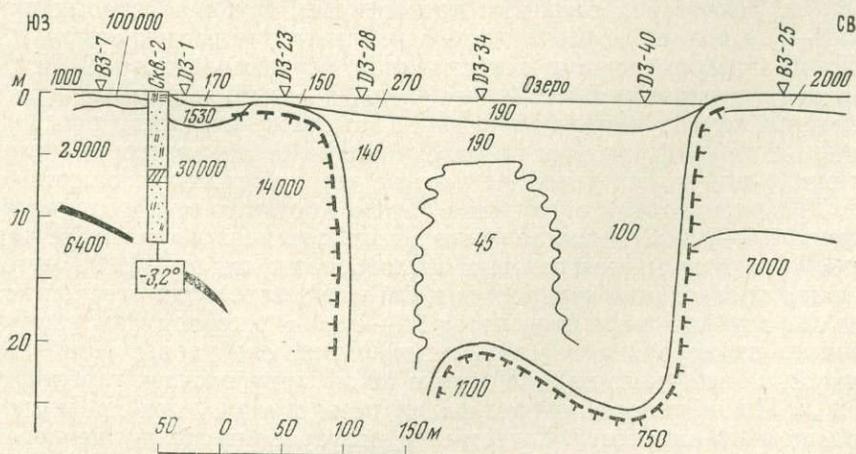
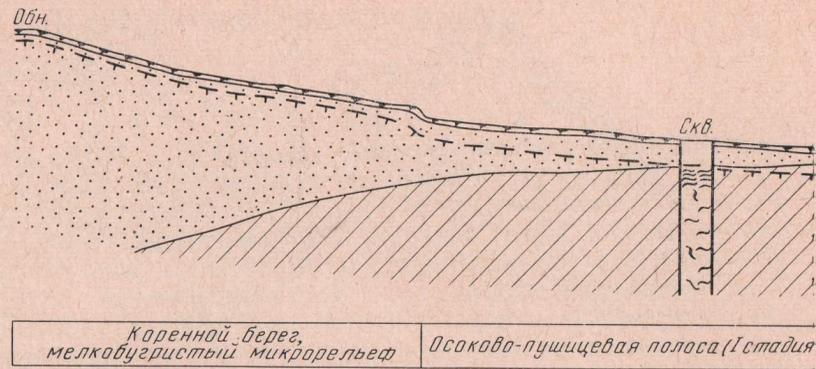


Рис. 2. Геоэлектрический разрез через термокарстовую озерную котловину (рис. 1) по линии I—I (по данным А. Н. Боголюбова).



полностью промерзает. Более того, расчеты показывают, что под такими водоемами глубина потенциального промерзания в 2—2,5 раза превышает глубину максимального сезонного протаивания. Температура мерзлых пород в зоне годовых колебаний под котловинами более низкая, чем на окружающей территории (в среднем на 1°). В связи с этим мелкие просадочные озерные котловины в арктической тундре практически можно считать небольшими ледяными полями, заключенными в неглубоких понижениях рельефа и периодически оттаивающими на весьма короткое время (3—4 месяца) холодного лета («сезонные» озера).

Интересные материалы, свидетельствующие о слабом проявлении современного термокарста в арктической тундре, дает сравнительный анализ мощности и конфигурации таликов под термокарстовыми озерными котловинами диаметром свыше 100 м, широко распространенными в различных зонах Западной Сибири. Геофизические наблюдения методом донного электродондирования (Пугач, 1970) показали, что конфигурация подозерных таликов в пределах северной тайги, лесотундры и южной тундры не зависит от глубины водоемов. В северной тайге и лесотундре талики преимущественно сквозные и имеют крутые, почти отвесные борта (80—85°). В южной (субарктической) тундре встречаются как сквозные талики, так и псевдоталики мощностью свыше 150 м. Конфигурация этих таликов иная — они имеют менее крутые борта (35—40°) и чашевидную форму. В арктической тундре, как отмечалось выше, даже под глубокими озерными водоемами просадочного и провального происхождения отмечаются псевдоталики мощностью в среднем не более 50—70 м. Только под озерными котловинами, глубина которых превышает 4—6 м, возможно развитие псевдоталиков мощностью свыше 100 м.

По материалам донного зондирования, осуществленного А. Н. Боголюбовым в центральной части п-ва Ямал, в четкой зависимости от распределения глубин в озерах находится изменение мощности подозерных таликов и их конфигурации на различных участках акватории (рис. 1). Как видно на геоэлектрическом разрезе через котловину по линии I—I (рис. 2), в пределах мелководья сезонное протаивание пород достигает глубины 1,3—1,8 м. Ниже залегает многолетнемерзлая толща с температурой у подошвы слоя годовых теплооборотов около —3,2°. Многолетняя чаша протаивания начинается в той части акватории озерной котловины, где глубина озера превышает 1,2—1,5 м и в период максимального сезонного промерзания остается незамерзший слой воды. Наибольшая мощность подозерного талика (около 50 м) приурочена к глубинам более 2 м. Иначе говоря, конфигурация псевдоталика, при сравнительно небольшой его мощности, качественно повторяет профиль дна водоема. Указанная закономерность подтверждается и результатами обследования другой, более глубокой (4 м) озерной котловины примерно такого же диаметра (450 м). Сопоставление этой котловины с описанной выше пред-

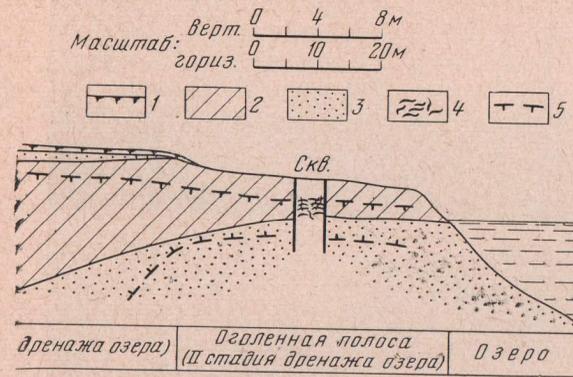


Рис. 3. Геокриологический разрез на участке дна частично дренированной озерной котловины.

1 — растительный слой; 2 — суглинки; 3 — пески; 4 — шлыры льда; 5 — граница многолетнемерзлых пород на 5.IX 1969 г.

ставляет интерес в связи с тем, что они имеют различную глубину и профиль дна. Многолетний талик занимает практически всю акваторию второй озерной котловины и распространяется на глубину более 100 м. Прослеженная при зондировании асимметрия в конфигурации чаши протаивания объясняется асимметричным профилем дна, что в целом не характерно для озерных котловин, распространенных за пределами арктической тундры.

В настоящее время развитие берегов озерных котловин в арктической тундре происходит очень медленно. Береговые откосы обычно задернованы и почти не несут на себе следов термоабразии. В редких случаях встречаются небольшие участки разрушающихся берегов, где непосредственно под оплывающими пластами дернины залегают мерзлые породы. Незначительное тепловое оседание берегов отмечается в мелководных заливах, где слой воды прогревается интенсивнее, чем на остальной части озера.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в арктической тундре Западной Сибири, в отличие от более южных районов, современному термокарсту принадлежит чрезвычайно ограниченная рельефообразующая роль. В арктической тундре доминирует процесс интенсивного промерзания ранее протаявших горных пород. О скорости промерзания можно судить по материалам изучения полудренированной глубокой озерной котловины на п-ве Ямал. По данным съемки 1956 г., размеры котловины составили примерно 250×500 м. В настоящее время (сентябрь 1969 г.) они уменьшились до 120×250 м. Дренаж озера осуществился через глубокую (4—5 м) термокарстово-эрозионную ложбину, начало которой, видимо, было положено вытаиванием мощной ледяной жилы. Как видно на разрезе (рис. 3) и фотоснимке одного из участков котловины (рис. 4), частичный дренаж озера осуществился в две стадии по мере развития эрозионной ложбины. Обе стадии завершились в течение периода продолжительностью не более 13 лет. На первой стадии освободилась от воды часть дна в виде внешней концентрической полосы шириной от 40 до 130 м, в настоящее время уже заросшей осокой и пушицей. Геофизическими исследованиями и бурением установлено, что мощность мерзлых пород в пределах этой полосы превышает 150 м при средней годовой температуре — 5°. Столь глубокое промерзание подозерного талика не могло произойти за 13 лет, с 1956 по 1969 г. Более вероятно, что промерзание талика началось гораздо раньше, еще до первой стадии дренажа, на мелководной полностью промерзающей части акватории озерной котловины.

Во вторую стадию сформировалась внутренняя концентрическая полоса, примыкающая к современному урезу воды. Ширина полосы 60—100 м. С поверхности она сложена илистыми суглинками и лишена растительного покрова, что свидетельствует о недавно происшедшем вторич-

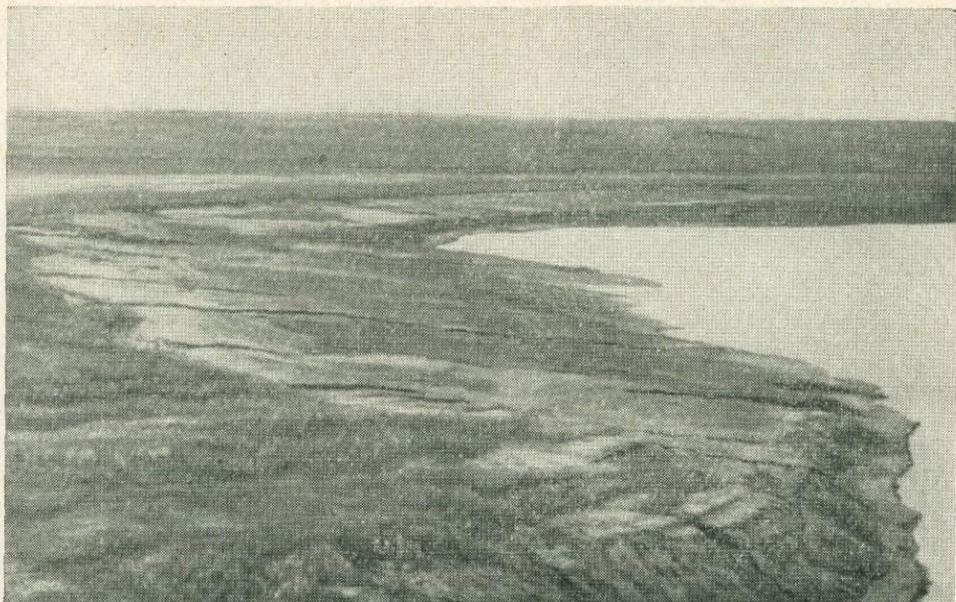


Рис. 4. Строение дна озерной котловины, свидетельствующее о двух стадиях дренажа.

ном сбросе воды (возможно, 3—4 года назад). Глубина водоема в пределах оголенной полосы до второй стадии дренажа составляла 2—2,5 м, поэтому, как показало вертикальное зондирование, в пределах данной части дна озерной котловины сформировался псевдоталик мощностью около 50 м. В настоящее время в границах этого талика наблюдается интенсивное новообразование многолетнемерзлых толщ. Если учесть, что мощность промерзающего слоя составила около 4 м, то средняя скорость современного многолетнего промерзания составляет примерно 1 м в год.

На днищах некоторых остаточных котловинных форм в арктической тундре встречаются мелкие озерные котловины второго порядка диаметром 20—30 м и глубиной 0,5—0,7 м. Они обычно приурочены к краевым частям хасыреев и располагаются цепочкой вдоль крутых склонов коренных берегов. Приуроченность этих котловин к участкам, где вероятно накопление мощного снежного покрова, в какой-то мере свидетельствует о возможности их вторичного термокарстового происхождения после промерзания подозерных таликов. Тем не менее отсутствие в пределах котловин второго порядка многолетних чаш протаивания практически исключает возможность проявления современного термокарста и тем самым косвенно свидетельствует о древнем возрасте остаточных котловинных образований. Кроме того, вполне правомерно отнесение некоторых из рассматриваемых мелких озерных котловин на днищах хасыреев к категории остаточных водоемов, сохранившихся в локальных углублениях дна после стока основной массы воды из озерных котловин. Отсутствие хотя бы маломощных таликов под остаточными котловинами можно объяснить также современным многолетним промерзанием пород в результате последнего похолодания климата Западной Сибири.

Все изложенные материалы свидетельствуют о том, что современный рельеф просядочного и провального генезиса в пределах арктической тундры Западной Сибири, формирующий, в частности, характерный для нее ландшафт многоозерья, обязан своим происхождением не современным, а древним термокарстовым процессам.

Наиболее интенсивное проявление термокарста в арктической тундре имело место в течение среднеголоценового климатического оптимума.

Наличие сингенетических повторно-жильных льдов практически на всех геоморфологических уровнях свидетельствует о том, что в это время на территории арктической тундры не происходило сколько-нибудь значительного протаивания многолетнемерзлых толщ. Указанное обстоятельство, однако, не отрицает возможность того, что именно в период климатического оптимума условия для развития тепловых осадков были весьма благоприятны, хотя общей деградации мерзлых пород не происходило. Можно предполагать, что климатические условия во время оптимума были сходны с современными в субарктической тундре и примыкающей к ней территории северной лесотундры, где современный термокарст развивается чрезвычайно интенсивно.

С климатическим оптимумом связано формирование озерного ландшафта арктической тундры, образование остаточно-полигонального рельефа, распространенного очень широко. Во время более поздних периодических потеплений климата несомненно происходила частичная термокарстовая переработка озерного рельефа, которая затухала с наступлением очередного похолодания. Примером такого почти полного «застоя» в тепловой переработке рельефа арктической тундры является современный период.

Таким образом, основные черты современного ландшафта арктической тундры Западной Сибири сформировались под влиянием среднеголоценовых термокарстовых процессов, определивших облик арктической тундры. Начиная с периода термического оптимума, на фоне чередующихся эпох потеплений и похолоданий климата, термокарст оставался одним из основных процессов, определяющих динамику геокриологических условий территории и отражающих ее ландшафтные признаки.

ЛИТЕРАТУРА

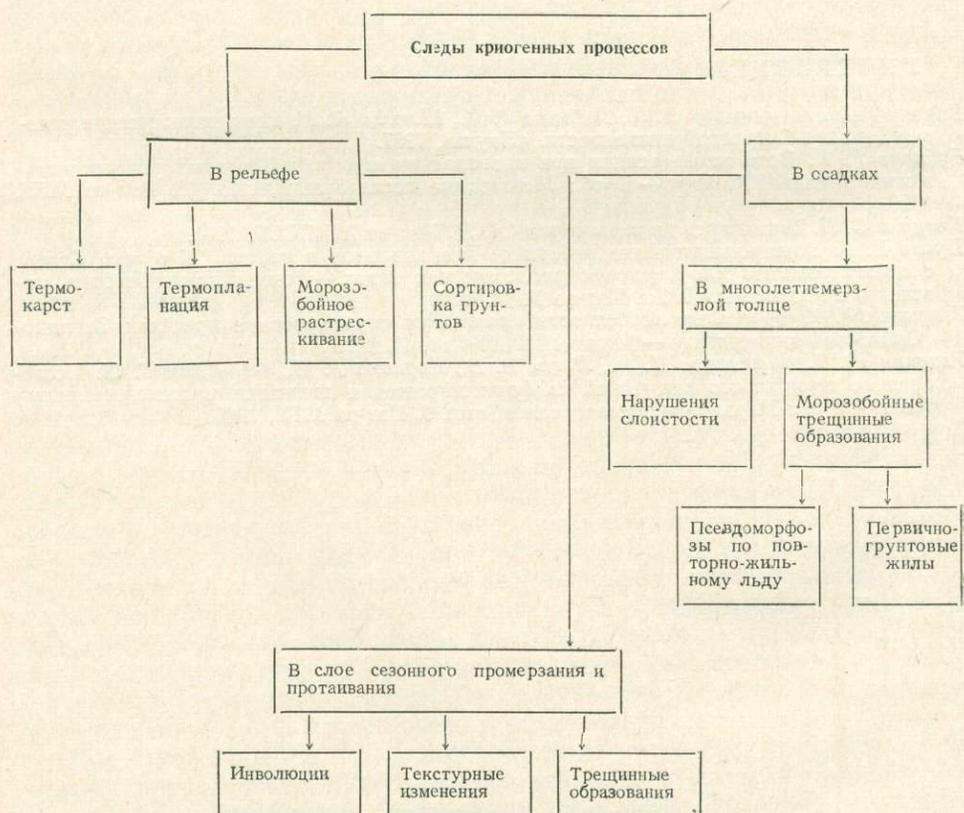
- Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. «Наука», 1967.
- Дубиков Г. И. Возможные осадки при протаивании многолетнемерзлых рыхлых отложений Западной Сибири.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 10. Изд-во МГУ, 1970.
- Качурин С. П. Термокарст на территории СССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Пугач В. Б. Электрометрические работы со дна водоемов в районах Крайнего Севера с целью решения инженерно-геокриологических задач.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед. 1970 г. Изд-во МГУ, 1970.
- Уваркин Ю. Т. Зональные особенности проявления термокарста в пределах Западно-Сибирской низменности.— Труды ПНИИИС, т. II, 1970.
- Уваркин Ю. Т., Шаманова И. И., Пугач В. Б., Коркина Р. И., Фельдман Г. М. Исследование термокарста как одной из форм выражения динамики многолетнемерзлых толщ.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 9. Изд-во МГУ, 1969.

ПАЛЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ. АНАЛИЗ И КЛАССИФИКАЦИЯ СЛЕДОВ МЕРЗЛОТНЫХ СТРУКТУР

СЛЕДЫ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ЛАНДШАФТОВ

Н. С. ДАНИЛОВА, В. В. БАУЛИН

В статье сделана попытка систематизации следов криогенных процессов и выявления тех их признаков, которые могут быть использованы при палеогеографических исследованиях. Весьма многочисленные виды следов криогенных образований, описываемые ниже, отражены на схеме.



Следы в рельефе

Многолетнее промерзание — протаивание и фомирование многолетнемерзлых пород сопровождается такими криогенными процессами, как морозобойное растрескивание, пучение, термокарст, солифлюкция и пр. Все эти процессы отражаются в рельефе в форме так называемых криогенных (мерзлотно-геологических) образований или «криогенной морфоскульптуры» — по терминологии И. П. Герасимова (Величко, 1964), которые можно рассматривать как следы многолетнемерзлых пород (процессов) в рельефе.

По распространению и морфологии или стадиям развития многих криогенных образований можно установить не только границы распространения мерзлых пород в прошлом, но и составить представление о мерзлых породах: их льдистости, температуре, глубине сезонного протаивания и других характеристиках, а также о направлении процесса развития мерзлых пород, последовательности смены процессов многолетнего промерзания и протаивания, подобно тому как анализ развития почвенного покрова, растительных сообществ и других компонентов географической среды позволяет судить о палеогеографических изменениях ландшафтов. По криогенным образованиям можно обычно проследить палеогеокриологические изменения после термического максимума или в течение всего голоцена, а в редких случаях начиная с верхнего плейстоцена.

В этом отношении равный интерес представляют как древние криогенные образования, которые могут располагаться и в границах области распространения многолетнемерзлых пород и за ее пределами, так и современные криогенные образования, имеющиеся только в границах этой области.

Имеющиеся материалы показывают, что из всех криогенных процессов наиболее эффективно при палеогеографических реконструкциях используются образования, связанные с морозобойным растрескиванием и термокарстом.

К следам древнего термокарста, свидетельствующего о былом существовании льдистых отложений, относят блюдцеобразные западины и некоторые озерные котловины (рис. 1). Описаны они на юго-востоке Европейской части СССР (Новосельская, 1962; Величко, 1965 и др.), в Западной Сибири (Качурин, 1961; Кесь, 1935, и др.), а также в Якутии.

По обе стороны южной границы области распространения многолетнемерзлых пород (Величко, 1965; Баранов, 1958; Литвинов, 1962; Молодых, 1960, и др.; Цейтлин, 1964, и др.) широко развит западинно-бугристый (остаточно-полигональный) рельеф, образованный чередованием бугров диаметром порядка 10—20 м, расположенных в шахматном порядке, с амплитудами высот в 1—3 м. Учитывая, что западинно-бугристый рельеф связан с морозобойным растрескиванием, можно считать, что он свидетельствует о сплошном распространении многолетнемерзлых пород в прошлом с температурами не выше $-2, -3^{\circ}$ в тех районах, где в настоящее время мерзлые породы отсутствуют.

Морфология и строение бугристых торфяников, широко распространенных в области многолетнемерзлых пород вдоль ее южной границы на Европейском Севере, в Западной Сибири и в Средней Сибири в бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгуски (Попов, 1953; Пьявченко, 1955, 1963; Баулин и др., 1967, и др.), позволяют говорить о последовательно сменявшихся после термического максимума периодах похолодания и многолетнего промерзания и морозобойного растрескивания, а затем сравнительно небольшого потепления и частичного протаивания, т. е. процессов, которые фиксируются также в разрезе торфяников по растительным остаткам и пыльце (Нейштадт, 1957, и др.) и дополняют эти

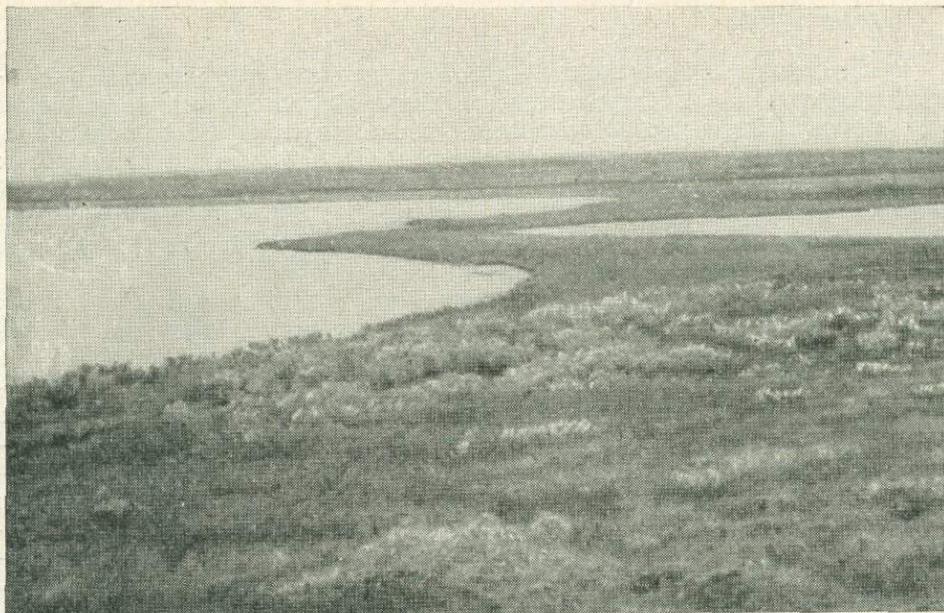


Рис. 1. Современные термокарстовые котловины в области многолетнемерзлых пород. Западная Сибирь. Фото И. И. Шамановой.

данные. Термокарстовые аласные котловины, известные в Центральной Якутии (Соловьев, 1959; Якутия, 1965, и др.), на Севере и Северо-Востоке (Боярский, Митт, 1964; Григорьев, 1966, и др.), в центре которых часто располагаются многолетние бугры пучения — булгунняхы, также являются палеогеографическими свидетелями изменения мерзлотных условий в течение голоцена; глубина бессточных котловин указывает на мощность льдосодержащего горизонта.

Правильная интерпретация развития криогенных образований важна для четвертичников и геоморфологов во многих отношениях. На Тазовском полуострове в Западной Сибири линейно-грядовый рельеф 10—15 лет назад всеми геологами принимался за конечноморенное образование. Установление мерзлотного происхождения этого рельефа заставило окончательно отказаться от идеи сплошного покровного оледенения заполярных районов Западной Сибири.

Точно так же на Анабаро-Оленекском междуречье холмисто-озерный термокарстовый рельеф многими исследователями принимался за аккумулятивный ледниковый. Установление его криогенного происхождения (Боярский, Митт, 1961) позволило по-новому решать вопрос о границе распространения покровного оледенения в том регионе.

При геоморфологических исследованиях в пределах северных равнин необходимо учитывать общую термопланицию поверхности (Баранов, Баулин, 1964), происходящую при деградации многолетнемерзлых пород, содержащих большие объемы подземного льда.

Следы морозобойного растрескивания проявляются в рельефе не только через термокарстовые остаточные полигональные образования, но и в результате развития различных полигональных форм, в том числе структурных; внешний облик всех этих форм тесно связан с их строением в разрезе, поэтому они рассматриваются ниже.

Следы в осадках

Эта группа следов промерзания и протаивания пород связана со структурно-текстурными особенностями самих осадков. Она несет значительно большую информацию о мерзлых породах всего периода промерзания и поэтому имеет наиболее важное значение для палеогеографии, что признается и в классической литологии вообще (Страхов, 1960, и др.).

Для изучения палеогеографических условий с учетом особенности протекания мерзлотных процессов все следы этой группы целесообразно разделить на два типа: а) следы процессов, протекающих в слоях сезонного промерзания и протаивания, и б) следы в самой многолетнемерзлой толще.

Следы в слое сезонного промерзания — протаивания. Мерзлотные процессы здесь протекают весьма интенсивно, однако в разрезах отложений известны в основном только инволюции и следы растрескивания.

Инволюции или криотурбации и «котлы кипения» — это вертикальные и частично горизонтальные, чаще всего пластические перемещения грунта, которые захватывают слой мощностью в 0,5—1,0 м, выдержаны по простиранию и наиболее хорошо видны в слоистых осадках (рис. 2).

Инволюции не приурочены к одному какому-либо генетическому типу отложений и встречаются как в аллювиальных, так и других осадках. Эти образования были описаны и наиболее часто отмечаются на территории Европейской части СССР, а также зарубежной Европы; обычно они рассматриваются как следы существования многолетнемерзлых пород. Несмотря на интерес к ним со стороны геологов-четвертичников, за последние годы не появилось никаких данных о генезисе инволюций; в области распространения многолетнемерзлых пород эти формы остаются практически не описанными, кроме разрезов пятен-медальонов и структурных грунтов, которые, однако, далеко не являются исчерпывающими аналогами ископаемых инволюций. Образование инволюций связано, очевидно, со специфическими природными условиями, но не обязательно с многолетнемерзлыми породами.

На связь с многолетнемерзлыми породами определенно указывают только те инволюции, вместе с которыми в разрезе имеются грунтовые жилы или псевдоморфозы по повторножильным льдам (см. рис. 2; Баули, Шмелев, 1962). В этом случае горизонт с инволюциями соответствует сезоннопротаивающему слою. Весьма вероятно, что перемещения грунта, наблюдаемые в инволюциях, возникают в период промерзания обводненного сезоннопротаивающего слоя. Многолетнемерзлые породы в этом случае служат водупором, обеспечивая его переувлажнение. Но такие же условия могут возникнуть и в слое сезонного промерзания, подстилаемого талыми, но водонепроницаемыми осадками; в этом случае для формирования инволюций не обязательно существование многолетнемерзлых пород. Так, С. Н. Селяковым (1969) в Кулунде, где многолетнемерзлые породы отсутствуют, но наблюдается глубокое сезонное промерзание, в переувлажненных отложениях озерных котловин описываются нарушения слоистости с вертикальным положением слоев в горизонте мощностью 70 см и более; эти нарушения сходны с инволюциями и образуются, по мнению автора, вследствие выпирания промерзающего осенью грунта. Горизонт смятых осадков, морфологически сходных с инволюциями, встречен в ритмичнослоистых морских ваттовых отложениях западного сектора Арктики (Крапивнер, 1965), где решающее значение могло иметь медленное течение осадка по дну водоема и связь с многолетнемерзлыми породами не обязательна. Нарушения слоистости, близкие по форме к мерзлотным нарушениям, могут быть вызваны передвижением живых организмов в неуплотненном грунте на дне водоемов (Страхов, 1960).



Рис. 2. Инволюции в казанцевских отложениях Западной Сибири у пос. Горки.

Тектурные изменения. Сезонно-промерзающий и сезоннопротаивающий лед, благодаря длительному процессу промерзания — протаивания могут рассматриваться как своеобразная кора выветривания, обладающая определенными физико-механическими и химическими свойствами (Мазуров, 1959; Попов, 1967, и др.). Ее существование в ископаемом состоянии уже может говорить о сезонном промерзании — протаивании. Следы морозобойного растрескивания в сезоннопромерзающем и сезоннопротаивающем слоях рассматриваются ниже.

Следы в многолетнемерзлой толще. Следы мерзлотных процессов, происходящих в самой многолетнемерзлой толще, имеют наиболее важное значение для палеогеографии.

Они свидетельствуют о существовании многолетнемерзлых пород, а следовательно, и о сравнительно низких среднегодовых температурах воздуха, причем среднегодовая температура грунта, как правило, на несколько градусов выше среднегодовой температуры воздуха. Но даже и установление самого факта существования многолетнемерзлых пород еще очень мало говорит о природной обстановке соответствующего периода, поскольку многолетнемерзлые породы существуют в весьма различных природных условиях, начиная от тундры до лесостепи и степи в условиях континентального климата. Поэтому для палеогеокриологических реконструкций важно иметь какие-то более конкретные данные о многолетнемерзлых горных породах. Эти данные могут быть получены при расшифровке следов многолетнемерзлых пород.

Нарушения слоистости. Эти нарушения связаны главным образом с образованием в породе текстурообразующих льдов при многолетнем промерзании и вытаивании этих льдов. Особенности следов криогенных текстур изучены еще очень слабо. Но, несомненно, посткриогенная текстура заключает в себе большую информацию об условиях многолетнего промерзания, а затем и протаивания грунтов. Нарушения зависят от характера самих криогенных текстур, а следовательно, от особенностей осадков и условий их промерзания. Количество льда и его распределение в породе имеет огромное значение. Так, структура сильно льдистых мерзлых пород, не уплотнившихся до промерзания, при оттаивании практически не сохраняется. К таким породам относится значительная часть сингенетических супесчано-суглинистых мерзлых толщ Севера и Северо-Востока СССР, насыщенных текстурообразующими льдами и содержащих мощные повторно-жильные льды. Но в породах, не содержащих в многолетнемерзлом состоянии текстурообразующего льда, до настоящего времени признаков бывшего мерзлого состояния практически установить не удается.

Очевидно, посткриогенная текстура лучше всего должна сохраняться в суглинистых отложениях, прошедших до промерзания стадию уплотнения. Этому требованию в наибольшей степени отвечают эпигенетически промерзавшие отложения озерного, морского и иного генезиса, для которых характерны сетчатые и слоистые текстуры. Так, в Западной Сибири следы криогенных текстур встречены в салехардских суглинках и казанцевских супесях (рис. 3, 4). В этих отложениях сохраняется криогенная трещиноватость, ожелезнение по стенкам трещин, а

в трещинах иногда тонкая присыпка песков. Полые трещины как следы вытаивших ледяных шпиров описаны Л. Н. Крицук (1962) в озерно-ледниковых слоистых суглинках в низовьях р. Енисея, Н. С. Шевелевой (1964) в лёссовидных отложениях V террасы в районе г. Красноярска.

В геологической литературе по Средней Сибири часто описываются мелкие нарушения (складки, разрыв слоистости, мелкие затеки слоинок и др.) слоистости супесчано-песчаных отложений долин (Равский, 1961; Цейтлин, 1964, и др.), которые принимаются за следы солифлюкционных процессов. По нашему мнению, образование этих нарушений скорее всего связано с вытаиванием текстурообразующего льда.

В мерзлых песках большей части области распространения многолетнемерзлых пород, как правило, наблюдается массивное криогенное строение, поэтому в песках следы бывшего мерзлого их состояния при современном уровне знаний визуальным обследованием не обнаруживаются. Однако в отдельных случаях существование в них мерзлоты может быть зафиксировано. Так, например, в третичных песках на Тазовском полуострове (Западная Сибирь) в обнажении наблюдаются полосы интенсивного ожелезнения (рис. 5), секущие слоистость. Эти полосы, очевидно, фиксируют положение верхней поверхности многолетнемерзлых пород, на которой, как на водоупоре, скапливался слой воды и происходило выпадение окислов железа.

Морозобойное растрескивание. При морозобойном растрескивании образуются жильные тела; специфические формы и рисунок этих тел, а также нарушения напластования отложений вдоль трещин наиболее широко и эффективно используются при палеогеографических реконструкциях. Растрескиваться могут и многолетнемерзлые и сезоннопромерзающие грунты, при этом образуются генетически родственные тела, отличающиеся только по характеру материала, заполняющего трещины. Для удобства изложения растрескивание сезонномерзлого слоя и многолетнемерзлых пород рассматривается вместе.



Рис. 3. Мерзлые суглинки со льдом в трещинах (сетчатая криогенная текстура).

Рис. 4. Талые трещиноватые суглинки.

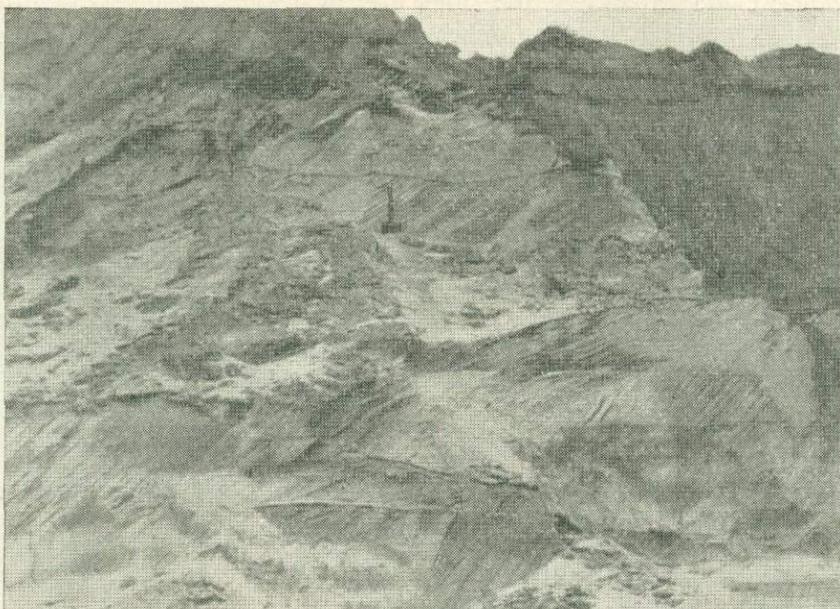


Рис. 5. Горизонтальные железные полосы в косослоистых песках фиксируют положение поверхности многолетнемерзлых пород. Западная Сибирь.

Условия и особенности морозобойного растрескивания сравнительно детально рассмотрены в литературе (Достовалов, 1960, и др.; Романовский, 1970; Гречищев, 1970, и др.). Основные условия растрескивания — это монолитность мерзлого массива и наличие температурного градиента. В зависимости от природных условий и типа грунта граничные условия растрескивания массива и формирования жильных тел будут неодинаковы. Виды и формы морозобойных образований весьма разнообразны.

Выделяется два типа трещинных образований: повторножильные льды, по которым при деградации мерзлых толщ формируются псевдоморфозы, и первично-грунтовые жилы, которые сохраняются практически в первоначальном виде независимо от изменений природных условий; имеются и переходные формы (грунтово-ледяные жилы). Для каждого типа выделяются эпигенетическая и сингенетическая (или синхронная) разновидности.

Ледяные жилы формируются только в многолетнемерзлых породах, поэтому при палеогеографических реконструкциях псевдоморфозы по ним являются свидетелями весьма суровых природных условий.

Сложнее обстоит дело с грунтовыми жилами. Грунтовые жилы могут формироваться в многолетнемерзлых породах, в сезоннопротаивающем слое, который подстилается многолетнемерзлыми породами, и в сезоннопромерзающем слое, подстилаемом талым грунтом, т. е. грунтовые жилы могут образовываться не только в области многолетнемерзлых пород, но и за ее пределами. Среди грунтовых жил выделяются жилы, которые образуются за счет годичных псевдоморфоз по элементарным ледяным жилам, и жилы, трещины которых сразу заполняются минеральным грунтом; если первые формируются только в сезоннопромерзающем и протаивающем слоях, то вторые могут образовываться и в сезонном слое и в многолетнемерзлых породах. Кроме того, в сезоннопротаивающем слое могут образовываться самостоятельные грунтовые жилы, залегающие только в этом слое, и грунтовые жилы,

которым ниже этого слоя в многолетнемерзлой толще соответствуют ледяные жилы. Рассмотрим некоторые черты природных условий, при которых происходит морозобойное растрескивание.

Морозобойное растрескивание прежде всего зависит от климатических показателей. Исходные данные, при которых начинается морозобойное растрескивание, изменяются с возрастанием континентальности климата. Поэтому при палеогеографических реконструкциях должны быть использованы и зональные и региональные особенности морозобойного растрескивания в таких крупных регионах, как Европейский Северо-Восток, Западная Сибирь, Средняя Сибирь и другие территории, в пределах которых в настоящее время достаточно подробно изучены условия морозобойного растрескивания и образования повторно-жильных льдов. Так, в Европейской части СССР в современных условиях рост повторно-жильных льдов весьма ограничен и наблюдается только в арктической тундре, где температура горных пород составляет -3 , -5° и ниже, а температура воздуха -7 , -8° (Иванова, 1960). В Западной Сибири южная граница распространения растущих повторно-жильных льдов совпадает с границей лесотундры, где среднегодовая температура грунта -5° , а воздуха — ниже -8° . За Енисеем эта граница проходит в южной тайге, причем рост повторно-жильных льдов наблюдается даже в зоне островного распространения многолетнемерзлых пород, где в типичных условиях среднегодовая температура грунта превышает 0° , а среднегодовая температура воздуха составляет всего около -2° .

Большое значение имеют особенности образования морозобойных трещин в различных фациально-литологических условиях. Так, наиболее интенсивно подвергаются морозобойному растрескиванию озерно-болотные и высокопойменные тонкодисперсные отложения, и в них, как правило, формируются повторно-жильные льды. Образование таких льдов происходит уже при температуре грунта -3° и выше. Повторно-жильные льды в песках и в элювии коренных пород в условиях современного климата образуются только на Крайнем Севере, вдоль северного побережья Средней Сибири и Северо-Востока. Псевдоморфозы по таким льдам, обнаруживаемые даже на крайнем юге СССР, например в бассейне р. Ангары (Воропинов, Чарушин, 1960, и др.), на Украине и в Прикаспии (Новосельская, 1962, и др.), должны свидетельствовать о весьма низких температурах многолетнемерзлых пород (ниже -7 , -10°) и суровых континентальных условиях.

Условия образования грунтовых жил, в отличие от ледяных, изучены еще недостаточно для того, чтобы использовать региональные особенности их распространения в целях палеогеографических реконструкций. Образование грунтовых жил, очевидно, типично для холодного и сухого континентального климата. Так, например, Е. Г. Катасоновой (1963) описаны грунтовые жилы на тукуланах Центральной Якутии, где среднегодовая температура грунта очень близка к 0° , грунты характеризуются исключительной сухостью ($W=5\%$), но наблюдаются большие амплитуды температур на поверхности песков, практически лишенных растительного покрова. Широко представлены грунтовые жилы в сезоннопромерзающих отложениях Казахстана (Федорович, 1962), которому свойственны сухой климат и резкие колебания температур. В то же время даже в очень холодных районах арктического побережья образование грунтовых жил не характерно в связи с относительно высокой влажностью поверхности.

Чтобы производить палеогеографические реконструкции, необходимо знать признаки всех типов трещинных образований морозобойного генезиса и их отличия от трещин иного генезиса (например, трещин усыхания). Эти признаки впервые были систематизированы Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовским (1960). Ими выделяются три основных бес-

спорных признака: 1) наличие крупной (более 6—8 м) полигональной системы жильных тел; 2) более или менее четкая клиновидная форма жильных тел и 3) смятие и загибание слоев вмещающих пород сверху на контакте с жильными телами. За последние годы получены новые данные о трещинных телах, установлено большое разнообразие их форм и изменений слоистости вмещающих пород вблизи жил. Новые данные позволяют расширить и уточнить прежние представления (хотя основные положения и остаются в силе) и более обоснованно использовать морозобойные трещинные образования для палеогеографических реконструкций.

Здесь, во-первых, следует дополнить представления о размере полигональной сети трещин. В последние годы установлено, что при морозобойном растрескивании образуется не только крупная (от 6—8 м) сеть трещин, но и более частая сеть, стороны которой могут иметь длину всего 0,5—1 м и даже менее. Так, например, такая сеть трещин с небольшими по ширине повторно-жильными льдами (порядка 3—8 см) описана нами в бассейне р. Вилюя, Г. П. Скрыльником (1965) и О. Г. Боярским в бассейне р. Ангары (район Усть-Илимска); имеется она и в реликтовых торфяниках тундры Западной Сибири и, очевидно, во многих других районах. Кроме мелких ледяных жил, в сетке морозобойных трещин диаметром 0,5—1,5 м при определенных условиях могут формироваться грунтовые жилки или грунтовые потеки. Такая мелкая сеть грунтовых жилок описана в Якутии (Бобов, 1960; Гравис, 1962), в Средней Азии и Казахстане (Федорович, 1962; Городецкая, 1958, и др.) на современной поверхности; известны они также и в погребенном состоянии в песчаном аллювии надпойменных террас р. Вилюя (Данилова, 1963). Таким образом, новые данные показывают, что не только крупная сеть трещин размером от 6—8 до 30 м, как указывают Т. Н. Каплина и Н. Н. Романовский, но и более мелкая (от 0,5 м) может формироваться в результате морозобойного растрескивания. Кроме того, существование самой полигональной сети трещин также оказывается обязательным, при частой смене поверхностных условий могут развиваться одиночные морозобойные трещины, что, например, довольно часто наблюдается на высокой пойме и I террасе р. Вилюя. Во-вторых, новые данные имеются и о клиновидной форме трещинных тел. Клиновидная форма — это частный, хотя и широко распространенный, случай поперечного разреза трещинных образований. Клиновидная форма характерна только для эпигенетических жил и начальных стадий развития сингенетических ледяных и грунтовых жил, а также для псевдоморфоз по этим ледяным жилам. Для сингенетических жил, ледяных и грунтовых, клиновидная форма жил не характерна. При одновременном растрескивании и осадконакоплении образуются равноширокие снизу доверху полосы, ширина которых определяется скоростью осадконакопления и интенсивностью растрескивания и колеблется от 5—10 см до 5—8 м, а высота — мощностью сингенетической мерзлой толщи, подвергавшейся растрескиванию. Как частный случай, при образовании псевдоморфоз по повторно-жильным льдам в осадках, содержащих много текстурообразующего льда, образуется не клин, а плоская чаша, у которой ширина может в несколько раз превышать высоту.

И наконец, в-третьих, смятия и изгибы слоев вмещающих пород на контакте с жильным телом также оказываются сложными и разнообразными. Загиб слоев вверх является важным генетическим признаком морозобойного растрескивания, но существует много жил, у которых он не наблюдается; это отмечается как для ледяных, так и для грунтовых жил. Более того, обнаружены сингенетические грунтовые жилы, вблизи которых слои вмещающих пород загибаются вниз (Катасонов, 1962; Данилова, 1963), а также неширокие ледяные сингенетические жилы также с загнутыми вниз слоями (Данилова, 1966). Таким образом, все

три признака, которые считались бесспорными, в действительности являются относительными, свойственными только части жильных тел.

При палеогеографических реконструкциях очень важно отличить сингенетические жилы от эпигенетических, поскольку только образование сингенетических жил соответствует накоплению отложений, в которых жилы залегают, а эпигенетические могли образовываться в любое время после накопления вмещающих пород.

Как уже говорилось выше, признаком сингенеза является сама форма жилы — равноширокая снизу доверху, а также большая ее высота (более 5 м). Кроме того, признаки сингенеза достаточно четко устанавливаются по характеру контактов вмещающих пород и жил. Для повторно-жильных льдов эти признаки достаточно подробно рассмотрены в литературе (Методика комплексной..., 1970). К сожалению, многие признаки бывают выражены очень нечетко. У псевдоморфоз признаки сингенеза, как правило, сохраняются редко, что затрудняет возможности реконструкции ландшафтов. В большей части долин северных рек, где образуются повторно-жильные льды, мы наблюдаем такую картину: нижняя эпигенетическая часть ледяной жилы залегают в песчаном нельдистом аллювии, отлагающемся в условиях средней и низкой поймы, а верхняя часть жилы, имеющая признаки сингенеза, соответствует отложениям фации высокой поймы — заторфованным и заиленным супесям и суглинкам с массой текстурообразующего льда. Мощность верхнего слоя зависит от высоты поймы, тектонического режима и некоторых других факторов и часто не превышает 0,5—1,0 м, хотя и может составлять 20—30 м и более. Значительные объемы пойменных фаций с мощными сингенетическими льдами особенно характерны для плейстоценового аллювия. При протаивании сингенетическая мерзлая толща вместе с повторно-жильными льдами из-за большой льдистости, как правило, не сохраняется, и только самая нижняя эпигенетическая часть ледяной жилы, залегающая в малольдистых отложениях, образует псевдоморфозу, но уже без признаков сингенеза. Такая картина, очевидно, должна быть типичной для пойм северных рек области многолетнемерзлых пород, где преобладает сингенетическое промерзание. В связи с этим следует возразить Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовскому (1960), считающим, что наиболее часто встречаются псевдоморфозы по эпигенетическим повторно-жильным льдам. Действительно, чаще псевдоморфозы образуются по тем льдам, которые залегают в малольдистых отложениях, но это не только эпигенетические льды. Кроме того, при изучении повторно-жильных льдов и псевдоморфоз по ним необходимо учитывать направление развития климата. При прогрессирующем похолодании (в первую половину эпохи похолодания) может идти массовое образование эпигенетических льдов. В условиях же постоянного холодного климата аккумуляция осадков сопровождается промерзанием и образованием сингенетических повторно-жильных льдов; и только на участках, где имеет место денудация, могут образовываться эпигенетические льды, но условия для их сохранения здесь крайне неблагоприятны.

При рассмотрении вопроса о деградации льдонасыщенных сингенетических мерзлых толщ необходимо сказать несколько слов о протаивании плейстоценового аллювия северо-восточных районов СССР, в котором залегают мощные сингенетические повторно-жильные льды. Как говорилось выше, при протаивании сингенетическая мерзлая толща не сохраняется, а образуются термокарстовые аласные котловины. Днище и склоны котловин перекрыты слоем покровных суглинков, которые подстилаются песками аллювиального генезиса с массивным криогенным строением. В Центральной Якутии в этих песках под слоем покровных суглинков обнаруживаются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, сложенные в верхней части этими суглинками. Анализ соотношения покровных суглинков и псевдоморфоз с мерзлыми отложениями, содержа-

щими повторно-жильные льды, позволил сделать вывод об образовании покровных суглинков из протаявшей сингенетической мерзлой толщи (Данилова, 1967). Таким образом, по комплексу факторов, рассматривая котловины как следы мерзлоты в рельефе и покровные суглинки с псевдоморфозами, мы можем не только восстановить наличие мерзлой толщи, но и судить (по глубине котловины) о ее льдистости и мощности.

Признаки сингенеза грунтовых жил на контакте с вмещающими породами в настоящее время, когда еще очень мало описано сингенетических грунтовых жил, представляются следующими: у грунтовых жил, как и у ледяных, могут наблюдаться выходы элементарных жилок на боковые контакты (рис. 6); нарушение слоистости вмещающих пород одинаково по рисунку сверху и донизу и происходит в небольшой по ширине зоне; загнутые вниз слои вмещающих пород чередуются с горизонтально залегающими слоями. Кроме того, небольшие грунтовые жилы могут смещаться в разрезе, образуя частую, неправильную систему жилок, привязанных к определенным пачкам осадков (Данилова, 1963). Отличить псевдоморфозу от первично-грунтовой жилы с точки зрения палеогеографических реконструкций также представляет определенный интерес, ведь псевдоморфозы свидетельствуют о бесспорном существовании в прошлом многолетней мерзлоты, а первично-грунтовые жилы образуются и в многолетней мерзлоте и в слое сезонного промерзания, подстигаемом талыми породами. Признаки отличия первично-грунтовых жил и псевдоморфоз по повторно-жильным льдам: 1) у грунтовых жил, сформировавшихся в многолетнемерзлой породе, вертикальная полосчатость (слоистость) выражена очень четко и отличается ровными, не нарушенными контурами элементарных жилок, в то время как у псевдоморфоз вертикальная полосчатость если и сохраняется, то смазана и нечетка; 2) у грунтовых жил слоистость представлена прямыми вертикальными или наклонными полосами—элементарными жилками. У псевдоморфоз полосчатость создается за счет затекания разрушающихся пород со стенок, она образована волнистыми, неодинаковыми по ширине полосками, которые направлены от краев жил вниз и к центру жилы; 3) внутри тела грунтовых жил могут сохраниться следы ненарушенного первичного напластования вмещающих пород, например наряду с вертикальной полосчатостью сохраняется горизонтальная слоистость.

Для реконструкции ландшафтов важно восстановить по жильным телам мощность сезоннопромерзающего и сезоннопротаивающего слоев. А. И. Поповым (1967) предложен способ определения верхней поверхности многолетнемерзлой толщи по резкому сужению жилы на этой глубине. Очевидно, на



Рис. 6. Сингенетическая грунтовая жила в многолетнемерзлом песчаном аллювии р. Вилюй.

этой поверхности наблюдается значительное изменение формы жилы вообще, а также характера нарушений слоистости около жилы. О вероятном положении этой поверхности можно судить, например, по верхней границе загнутых вверх вмещающих пород.

Наконец, отметим некоторые черты отличия морозобойных трещин от трещин иного генезиса и прежде всего трещин усыхания. Кроме морозобойного растрескивания, некоторые мерзлотоведы (Попов, 1967, и др.) указывают на роль процессов усыхания в образовании трещин и формировании мелкой сети полигонов и пятнистого микрорельефа. Нам кажется, что роль процессов усыхания сильно преувеличивается. Даже в зоне пустынь и степей их роль невелика (Федорович, 1962). Область многолетнемерзлых пород в целом характеризуется сравнительно высокой влажностью и развитием сплошного растительного покрова, препятствующего образованию таких трещин. Даже в Центральной Якутии, наиболее сухом районе этой области, трещины усыхания встречаются крайне редко и только на участках, где уничтожен почвенно-растительный покров. Это мелкие полигончики с трещинами глубиной не более 5—10 см. Отличительной чертой трещин усыхания является следующее: растрескивание происходит только тогда, когда с поверхности залегают суглинки, при этом трещина захватывает только суглинки и в нижележащие супеси и пески не переходит.

Таким образом, изучение следов мерзлоты, а следовательно, и восстановления характеристик самих мерзлых толщ и реконструкции ландшафтов неизбежно сталкивается со значительными трудностями. Необходимо иметь в виду, что криогенные процессы, преимущественно деградация мерзлых толщ, обычно сопровождаются денудацией, особенно эрозией поверхности, суффозией и другими процессами, при которых следы собственно криогенных процессов сильно искажаются. Тем не менее геокриологические методы исследований в комплексе с геоморфологическими, палинологическими и другими могут дать важные и интересные для палеогеографических реконструкций результаты.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов И. Я. Реликтовый термокарст в Прибайкалье.— Материалы к основам учения, вып. IV. Изд-во АН СССР, 1958.
- Баранов И. Я., Баулин В. В. Влияние многолетнего промерзания на формирование геоморфологических уровней.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 4. Изд-во МГУ, 1964.
- Баулин В. В., Шмелев Л. М. О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения Оби.— В сб.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. Изд-во АН СССР, 1962.
- Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. «Наука», 1967.
- Бобов Н. Г. Современное образование грунтовых жил и мелкополигонального рельефа на Лено-Вилюйском междуречье.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 16. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Боярский О. Г., Митт К. Л. К вопросу о наличии форм рельефа ледниковой аккумуляции в тундре Анабаро-Оленекского междуречья.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 1. Изд-во МГУ, 1961.
- Боярский О. Г., Митт К. Л. Термокарст Анабаро-Оленекского севера.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 4. Изд-во МГУ, 1964.
- Величко А. А. Реликтовая криогенная морфоскульптура Русской равнины.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5.
- Величко А. А. Криогенный рельеф позднелайстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы.— В сб.: Четвертичный период и его история. «Наука», 1965.
- Воропихов В. С., Чарушин Г. В. Необычные погребенные дислокации на Азейском бурогольном месторождении (Иркутская область).— Геология и геофизика, 1960, № 8.
- Городецкая М. Е. Свидетели былой вечной мерзлоты в Павлодарской области.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 5.

- Гравис Г. Ф.* Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потеков.— В сб.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Григорьев Н. Ф.* Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. «Наука», 1966
- Гречищев С. Е.* К основам методики прогноза температурных напряжений и деформаций в мерзлых грунтах. М., 1970.
- Данилова Н. С.* Первично-грунтовые жилы в четвертичных отложениях р. Вилюя.— В сб.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. Изд-во АН СССР, 1963.
- Данилова Н. С.* Некоторые особенности строения сезоннотатаивающего слоя Центральной Якутии.— В кн.: Сезонное протавание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1966.
- Данилова Н. С.* Образование покровных суглинков Центральной Якутии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1967, № 4.
- Данилова Н. С.* Об образовании ледяных и песчаных жил в пределах единой системы морозобойных трещин (дельта р. Лены).— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 8, Изд-во МГУ, 1968.
- Данилова Н. С.* Образование тонких ледяных жил и псевдоморфоз по ним в песчаном аллювии дельты р. Лены.— Вестник МГУ, серия 5, геогр., 1966, № 6.
- Достовалов Б. Н.* Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтовых жил в дисперсных породах.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Иванова Т. Ф.* Жильные льды в Большеземельской тундре.— Труды Северного отделения Ин-та мерзловед. АН СССР, т. 1, 1960.
- Каплина Т. Н.* Следы древних криогенных и посткриогенных процессов. Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. Изд-во АН СССР, 1961.
- Каплина Т. Н., Романовский Н. Н.* О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Каплянская Ф. А.* Мерзлотные явления в плейстоцене Тобольского Прииртышья и их стратиграфическое и палеогеографическое значение. Автореф. канд. дисс. Л., 1970.
- Катасонов Е. М.* Криогенные текстуры и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений.— В сб.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Катасонова Е. Г.* Современные многолетнемерзлые отложения и их более древние аналоги в северо-восточной части Лено-Вилюйского междуречья.— В сб.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. Изд-во АН СССР, 1963.
- Качурин С. П.* Термокарст на территории СССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Кесь А. С.* О генезисе котловин Западно-Сибирской равнины.— Труды Ин-та физ. геогр. вып. 15, 1935.
- Королюк И. К.* Влияние некоторых беспозвоночных на слонность илов.— Труды Мурманск. геол. станции, т. IV, 1958.
- Крапивнер Р. Б.* Ваттовые отложения бассейнов Нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода.— В сб. статей по геологии и гидрогеологии. «Недра», 1965.
- Крицук Л. Н.* К вопросу о генезисе пустот в многолетнемерзлых горных породах.— Труды Ин-та мерзловед. АН СССР, т. 19, 1962.
- Крылков Ю. В.* К вопросу о генезисе четвертичных отложений в бассейне р. Камы и их инженерно-геологическом изучении.— В сб.: Вопросы гидрогеологии и инж. геологии. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кудрявцев В. А.* Значение мерзлотно-температурной зональности в образовании сингенетических мерзлых толщ со слонстой криогенной текстурой.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 1, Изд-во МГУ, 1961.
- Литвинов А. Я.* Следы древних криогенных процессов и явлений в окрестностях г. Красноярска.— Труды Ин-та мерзловед. АН СССР, т. 18, 1962.
- Мазуров Г. П.* К вопросу о формировании покровных отложений. Материалы по общему мерзловедению. VII междуведомственное совещание по мерзловедению. Изд. АН СССР, 1959.
- Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 500 000. Изд-во МГУ, 1970.
- Молодых И. И.* Об ископаемых следах мерзлоты в Приангарье.— Геология и геофизика, 1960, № 8.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Новосельская Н. Б.* Следы существования многолетнемерзлых горных пород в пределах Европейской части СССР вне области их современного распространения.— Труды Ин-та мерзловед. АН СССР, т. 17, 1962.
- Попов А. И.* Вечная мерзлота в Западной Сибири. Изд-во АН СССР, 1953.
- Попов А. И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
- Пьявченко Н. И.* Бугристые торфяники. Изд-во АН СССР, 1955.
- Пьявченко Н. И.* К изучению болот Красноярского края.— В сб.: Заболоченные леса и болота Сибири. Изд-во АН СССР, 1963.

- Равский Э. И. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири.— В сб.: Вопросы геологии антропогена, 1961.
- Романовский Н. Н. Влияние температурного режима горных пород на морозобойное трещинообразование и развитие полигонально-жильных форм.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 10. Изд-во МГУ, 1970.
- Романовский Н. Н., Боярский О. Г. Полигонально-жильные льды и грунтовые жилы в северо-восточной части Витимо-Патомского нагорья.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 6, 1966.
- Селяков С. Н. Мерзлотные формы рельефа Центральной Кулунды (Зап. Сибирь). Почвы мерзлотной области.— Тезисы докл. Якутск, 1969.
- Скрыльник Г. П. Трещинно-жильные льды южной части Средне-Сибирского плоскогорья.— В сб.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во МГУ, 1965.
- Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Федорович Б. А. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. XIX, 1962.
- Шевелова Н. С. Древние мерзлотные явления в аллювии среднечетвертичного возраста в р-не Красноярска.— Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. Изд-во МГУ, 1964.
- Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн р. Нижней Тунгуски).— Труды ГИН АН СССР, вып. 100, 1964.
- Якутия. Природные условия и естественные ресурсы СССР. Изд-во АН СССР, 1965.

ГРУНТОВЫЕ ЖИЛЫ, СВЯЗАННЫЕ С МОРОЗОБОЙНЫМ РАСТРЕСКИВАНИЕМ

Ф. А. КАПЛЯНСКАЯ, В. Д. ТАРНОГРАДСКИЙ

В обширной группе разнородных мерзлотных явлений заметное место занимают клиновидные грунтовые и ледяные жилы. Среди грунтовых жил различают псевдоморфозы по ледяным жилам, формирующиеся при таянии жильного льда и замещении его грунтом, и так называемые первично-грунтовые жилы. Псевдоморфозы по жильным льдам изучены к настоящему времени довольно полно как в отношении морфологии и отличительных признаков, так и в отношении способов образования. В данной работе мы почти не будем их касаться, уделив наибольшее внимание первично-грунтовым жилам.

Процесс морозобойного растрескивания исследован Б. Н. Достоваловым (1957, 1959, 1960, 1961; Достовалов, Кудрявцев, 1967). По Б. Н. Достовалову, величина полигонов обратно пропорциональна величине градиента температур в поверхностных слоях:

$$x = \frac{2\tau_B}{\alpha c \text{grad } t^\circ}, \quad (1)$$

где x — расстояние от свободной вертикальной поверхности (поперечник возникающего полигона); τ_B — временное сопротивление при сдвиге или разрывающее напряжение; c — модуль упругости при сдвиге; α — коэффициент линейного расширения (сокращения) грунта; $\text{grad } t^\circ$ — градиент температуры (по вертикали).

Указанная зависимость (1) позволяет установить и ту глубину, на которую могут проникать морозобойные трещины в однородном грунте при определенном поперечнике полигонов. Для нахождения глубины таких трещин следует знать, до какой глубины будут наблюдаться значения градиентов, достаточные для их образования.

Будем исходить из известной зависимости амплитуды температуры от глубины

$$A_z = A_0 e^{-z} \sqrt{\frac{\pi}{KT}}, \quad (2)$$

где A_z — амплитуда на глубине z ; A_0 — амплитуда на поверхности ($z=0$); K — коэффициент температуропроводности; T — период температурной волны.

Учтем запаздывание температурной волны на глубине z

$$\tau_z = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{T}{\pi K}}. \quad (3)$$

На основе (2) и (3) легко получить общее выражение для температуры в зависимости от глубины z и времени t

$$t^\circ(z, t) = t_{\text{ср}}^0 + \frac{A_0}{2} e^{-\frac{z}{z_0}} \sin\left(\frac{2\pi t}{T} - \frac{z}{z_0}\right), \quad (4)$$

$$\text{где } z_0 = \sqrt{\frac{KT}{\pi}}.$$

Дифференцируем (4) по z и после несложных преобразований находим градиент температуры на глубине z в момент t

$$\frac{\partial t^\circ}{\partial z}(z, t) = \frac{\partial t_{\text{ср}}^0}{\partial z} - \frac{A_0}{\sqrt{2}z_0} e^{-\frac{z}{z_0}} \sin\left(\frac{2\pi t}{T} - \frac{z}{z_0} + \frac{\pi}{4}\right). \quad (5)$$

Из (5) видно, что на данной глубине периодическая временная зависимость температурного градиента отстает по фазе от зависимости самой температуры на $\frac{\pi}{4}$. Очевидно, что, поскольку $\frac{\partial t_{\text{ср}}^0}{\partial z} = 0$, максимальное значение градиента на глубине z

$$|\text{grad}_z t^\circ|_{\text{max}} = \frac{A_0}{\sqrt{2}z_0} e^{-\frac{z}{z_0}} \quad (6)$$

$$\text{или } |\text{grad}_z t^\circ|_{\text{max}} = \frac{A_z}{\sqrt{2}z_0}. \quad (7)$$

Решая (6) относительно z , получим выражение для глубины, на которой максимальный градиент достигает заданного значения

$$z = z_0 \ln \frac{A_0}{\sqrt{2}z_0 \text{grad}_x t^\circ} = z_0 \ln \frac{A_0}{A_z}. \quad (8)^1$$

Таким образом, мы видим, что температурный градиент в грунте определяется ходом сезонных изменений температуры в слое с годовыми температурными колебаниями, причем изменения величины градиента (так же, как и изменения температуры) имеют периодический характер, а максимальные значения, которых он может достигать, уменьшаются с глубиной пропорционально уменьшению амплитуд температуры. Зависимость убывания максимальных значений градиентов с глубиной от затухания амплитуд температурных колебаний позволяет сделать некоторые выводы относительно возможной глубины мерзобойного растрескивания в различных условиях.

В пределах одной трещинной сети наиболее глубокими должны быть трещины первого порядка, отстоящие одна от другой на наибольшее расстояние. Трещины второго порядка — менее глубокие, так как более зна-

¹ Преобразования произведены А. А. Каплянским (ЛФТИ АН СССР).

чительные градиенты, с которыми они связаны, наблюдаются на меньшей глубине. Соответственно этому все менее и менее глубокими будут трещины третьего, четвертого и более высоких порядков.

Зависимость глубины трещин от климатических факторов (при прочих равных условиях) оказывается различной для трещин, целиком находящихся в слое сезонного промерзания — протаивания, и трещин, проникающих в многолетнемерзлые породы. Глубина равноотстоящих морозобойных трещин, не выходящих за пределы слоя сезонного промерзания — протаивания, должна быть тем большей, чем больше годовая амплитуда температуры на поверхности. Она находится в прямой зависимости от степени континентальности климата: в более континентальном климате трещины в деятельном слое должны быть глубже, чем трещины в районах с относительно более мягким климатом. В условиях континентального климата, кроме того, дополнительно могут возникать трещины более высоких порядков, образующие наиболее мелкую полигональную отдельность, отсутствующую в районах с меньшими амплитудами температур. Эти трещины будут наименее глубокими.

Вопрос о глубине проникновения морозобойных трещин ниже подошвы слоя сезонного протаивания в собственно многолетнемерзлые породы практически не освещен в литературе², но очень важен для понимания закономерностей распространения повторно-жильных льдов.

Как известно, амплитуда температурных колебаний на подошве слоя сезонного протаивания равна средней годовой температуре грунта. Поэтому заметные температурные колебания и соответствующие им температурные градиенты, независимо от величины амплитуд температуры на поверхности, могут иметь место только в низкотемпературных многолетнемерзлых породах. В этих условиях температурные амплитуды и градиенты больше, что делает возможным образование морозобойных трещин, глубина проникновения которых в многолетнемерзлую толщу тем больше, чем ниже среднегодовые температуры. С понижением среднегодовой температуры должны также появляться и менее глубокие трещины более высоких порядков.

В очень сложной зависимости от климатических факторов находится суммарная глубина морозобойных трещин, проникающих в многолетнемерзлую толщу (считая от земной поверхности). При равенстве всех прочих условий эта глубина оказывается зависящей одновременно от континентальности климата (амплитуды температур на поверхности) и от среднегодовой температуры почвы.

При одинаковых значениях среднегодовой температуры глубины равноотстоящих трещин больше при континентальном климате, а при одинаковой степени континентальности те же трещины глубже там, где ниже среднегодовая температура почвы. Значительных глубин морозобойные трещины могут достигать в условиях наиболее холодного и континентального климата. Очевидно, что именно различные сочетания этих факторов (степени континентальности и среднегодовых температур) определяют соотношение грунтовой и ледяной частей в вертикальном разрезе полигональных жильных тел (рис. 1).

Изложенные соображения о глубине морозобойного растрескивания логически вытекают из современных представлений о роли температурных градиентов в образовании трещин и сезонном ходе изменения температуры в приповерхностных слоях, в том числе и из общепринятого допущения о периодическом (синусоидальном) характере последнего (Кудрявцев, 1961, 1966). Температурные колебания в многолетнемерзлых породах и в особенности в деятельном слое затухают быстрее, чем в постоянно талых породах.

² Исключение составляет работа Н. Н. Романовского (1970), пришедшего к сходным выводам.

О действительной глубине морозобойных трещин данных мало. Имеются сведения, что они могут проникать на глубину до 8 м, а в климатических условиях плейстоцена до 12—15 м (Шумский, 1955). Ширина морозобойных трещин невелика и составляет обычно несколько миллиметров; она пропорциональна степени охлаждения, величине коэффициента сжатия породы и размерам образующихся при растрескивании полигонов (Достовалов, 1961). Ширина трещин не остается постоянной, изменяясь с распространением температурной волны. По мере охлаждения почвы трещины не только углубляются, но и расширяются; после возникновения трещин более высоких порядков расширение трещин низких порядков замедляется. Поскольку толщина жил более или менее

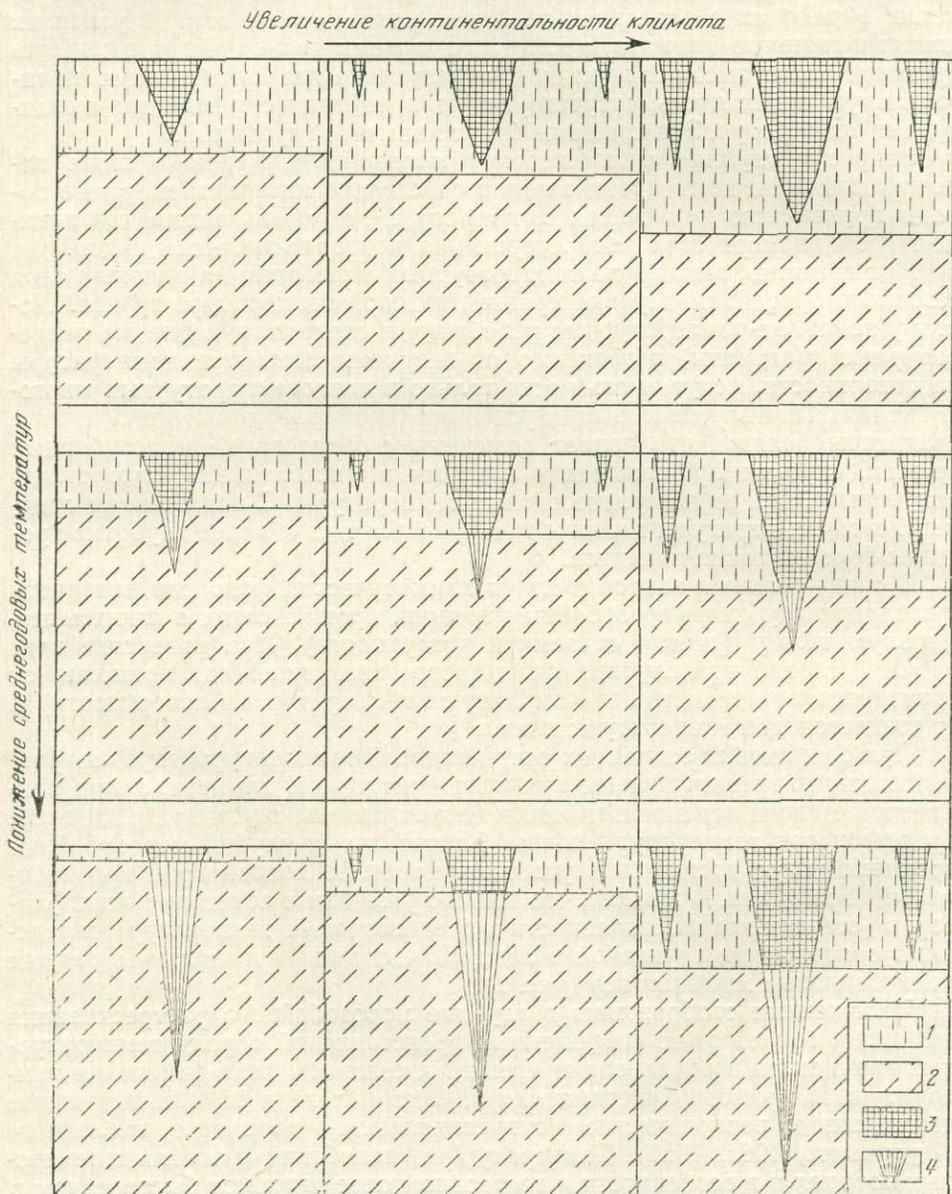


Рис. 1. Схема изменения полигонально-жильных тел в зависимости от климатических условий.

1 — слой сезонного протаивания; 2 — многолетнемерзлые породы; 3 — грунтовые жилы; 4 — ледяные жилы

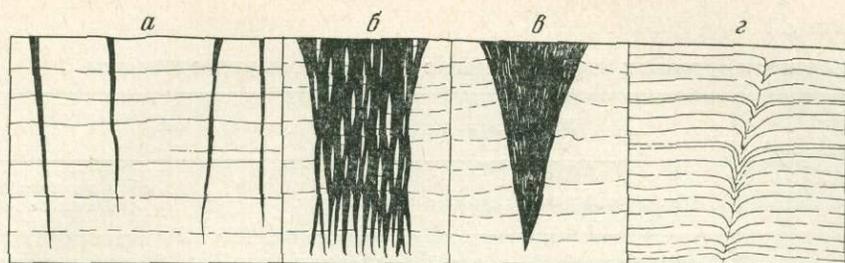


Рис. 2. Первично-грунтовые жилы.

а — однократные; б — бахромчатая; в — сплошная; г — отгибания

соответствует суммарной ширине трещин, это замедление отражается на форме жил низких порядков (см. рис. 1).

Сужение трещин при весеннем прогревании происходит сверху вниз. Обычно, когда трещина вверху уже сужается, внизу она еще продолжает расширяться (Втюрин, Втюрина, 1960). Летом морозобойные трещины полностью замыкаются, если этому не препятствует образовавшийся в них лед или затекший туда с талыми весенними водами грунт.

Кроме вертикальных трещин, под влиянием температурного сжатия в горных породах должны возникать и горизонтальные трещины (Достовалов, 1961). В литературе имеются сведения о наличии у нижних концов некоторых грунтовых жил субгоризонтальных ответвлений, вероятно, возникающих на месте таких горизонтальных трещин (Каплина, 1960; Бобов, 1960). Но пока остается неясным, не являются ли они псевдоморфозами по крупным ледяным шлямбуркам.

Первично-грунтовые жилы. Сведения о первично-грунтовых жилах имеются в сравнительно небольшом числе работ (Паталеев, 1955; Данилова, 1956, 1963, 1968; Попов, 1957, 1958а, 1959; Rewe, 1959; Достовалов, 1960; Бобов, 1960; Каплина, 1960; Каплина, Романовский, 1960; Катасонов, 1962; Катасонова, 1963, и др.). Имеющийся к настоящему времени материал все еще не дает возможности всесторонне охарактеризовать первично-грунтовые жилы и дать сколько-нибудь полную их классификацию. Тем не менее на материале наших наблюдений и данных, имеющихся в литературе, можно попытаться рассмотреть те основные факторы, которые обуславливают разнообразие первично-грунтовых жил и, сочетаясь в различных комбинациях, способствуют формированию тех или иных их разновидностей (таблица).

Одним из основных факторов, определяющих морфологию грунтовых жильных образований является расположение морозобойных трещин в плане. На протяжении ряда лет трещины могут возобновляться на одном и том же месте, испытывать некоторое смещение, появляясь тем не менее в пределах некоторой ограниченной полосы или каждый год возникать на новом месте. Таким образом, облик грунтовых жил в значительной мере определяется степенью устойчивости полигональных трещинных сетей во времени.

При осыпании или затекании грунта в зияющую морозобойную трещину на ее месте образуется тонкая грунтовая жилка, называемая элементарной. Ее ширина соизмерима с шириной морозобойной трещины и редко превышает 1—2 см, а обычно составляет несколько миллиметров. Если морозобойные трещины ежегодно возникают на новом месте, то в результате образуется множество тонких однократных грунтовых жилок, пронизывающих поверхностный слой. Такое явление нередко наблюдается в покровных суглинках (рис. 2, а).

При многократном растрескивании в ограниченной зоне возникает сравнительно широкая и сложная грунтовая жила, состоящая из

породы будет полностью восстановлена. В противном случае при неполном замыкании старых трещин или сохранении в них ослабленной зоны трещины неизбежно должны возобновиться на прежнем месте.

Восстановление сплошности разбитого трещинами массива в значительной мере зависит от механических свойств пород и их увлажненности. На последнее впервые в 1950 г. обратил внимание С. П. Качурин. Очевидно, важную роль в скором «залечивании» трещин играет оглеение пород, широко распространенное в зоне многолетней мерзлоты.

Для устойчивого (или неустойчивого) расположения морозобойных трещин в плане и соответственно для формирования грунтовых жил той или иной формы большое значение имеют и образование сезонных (в деятельном слое) или постоянных (в многолетнемерзлых породах) ледяных жилок и структура льда в них.

Весной в деятельном слое в одних случаях образуются сезонные ледяные жилки, которые некоторое время не тают, в других — эти жилки либо не образуются, либо существуют очень недолго. Наличие сезонной ледяной жилки в период расширения полигонов препятствует замыканию трещин, а также способствует уплотнению и деформации пород около них. Ледяные жилки в деятельном слое на протяжении теплого сезона в конце концов вытравиваются. Если это происходит уже после значительного расширения грунтовых блоков, что характерно в первую очередь для тех районов, где среднегодовая температура грунта отрицательная, на месте жилок остается зияющая полость, которая не может замкнуться, так как тепловое расширение полигонов уже почти полностью компенсировано деформациями грунта стенок трещины; в дальнейшем происходит заполнение этой полости. Возникшая грунтовая жилка имеет рыхлое сложение и представляет собой ослабленную зону. Поэтому велика вероятность, что в следующем сезон трещина возобновится на этом же месте. Следовательно, при формировании грунтовых жил в деятельном слое (с участием сезонных ледяных жилок) ежегодного смещения трещинной сети, как правило, не происходит. В этих условиях только при сингенетическом жилообразовании в случае быстрого накопления осадков, когда мощность каждого следующего слоя будет соизмерима с глубиной растрескивания, новая трещинная сеть может в плане не совпадать с прежней. На такую роль быстрого осадконакопления указывает Н. С. Данилова (1963).

Если температура грунта весной такова, что затекающая в трещины вода не замерзает и сезонная ледяная жилка не образуется, то попавший в трещину талый грунт, а также подтаявшие породы стенок трещины под давлением расширяющихся полигонов сильно уплотняются, сплошность породы (при условии соответствующих ее механических свойств) восстанавливается, и на месте старой трещины образуется зона повышенной плотности. Повторное трещинообразование по линии старой трещины в этом случае не происходит, и в зависимости от прочих условий трещина либо проходит здесь же, но в обход уплотненной зоны (так образуются бахромчатые грунтовые жилы), либо вообще возникает на новом месте.

Наконец, теоретически возможен случай, когда, несмотря на возникновение сезонной ледяной жилки, сплошность породы на месте трещины все же восстанавливается. Это может произойти, если таяние ледяной жилки закончится раньше, чем полигоны грунта достигнут максимального объема. Такие условия существуют в резко континентальном климате с жарким летом, где значительное тепловое расширение грунтовых блоков происходит уже при положительной температуре; они могут иметь место также в субэкваториальной обстановке, например при длительном половодье.

Все сказанное относилось к формированию грунтовых жил в слое сезонного промерзания — протаивания. Когда морозобойные трещины про-

никают глубже подошвы деятельного слоя, то затекающая в них весной вода или смесь воды и грунта либо остается талой до следующей зимы (при этом слегка оттаивают и стенки трещин), либо может сразу замерзнуть.

В первом случае, так же как это происходит и в деятельном слое, должны образоваться однократные или бахромчатые грунтовые жилы, поскольку отсутствие льда в трещинах во время расширения полигонов обуславливает возникновение на месте старой трещины уплотненной зоны, что в дальнейшем препятствует ее появлению на этом же месте. Многократное возобновление одной и той же трещины в этом случае можно предполагать лишь в таких породах, где после замыкания трещины сплошность по тем или иным причинам не восстанавливается. Следует, впрочем, подчеркнуть, что присутствие воды или талого грунта в трещинах, проникающих в многолетнемерзлые породы даже в течение короткого времени, маловероятно (Романовский, Боярский, 1966), поскольку, как говорилось выше, образование морозобойных трещин в мерзлых породах возможно только там, где средние температуры пород являются достаточно низкими и, следовательно, стенки трещин всегда будут иметь низкую отрицательную температуру.

Если же попавшая в трещины вода (или смесь воды и грунта) сразу же замерзает, то в зависимости от содержания минеральных частиц возникают постоянные элементарные ледяные или ледо-грунтовые жилки, которые в сумме образуют многолетние ледяные или ледо-грунтовые жилы. Казалось, когда имеется множество постоянных ледяных (или ледо-грунтовых) жилок, растрескивание непременно должно возобновляться на прежнем месте, поскольку морозобойные трещины в первую очередь возникают именно во льду, а не в грунте. Однако и для многолетнемерзлых пород описаны эти случаи различного проявления растрескивания: ежегодно строго на прежнем месте, с некоторым смещением в пределах ограниченной полосы, и на новом месте, что пока не нашло объяснения (Шумский, 1960).

Надо думать, что определяющее значение при этом имеет структура льда, образующегося в трещинах. Известно, что в одних случаях лед элементарных жилок имеет упорядоченную структуру (благодаря ортотропному росту кристаллов на стенках трещины) и отчетливый срединный шов, где сосредоточена основная часть минеральных включений и пузырьков воздуха. Такой лед обладает ясно выраженной анизотропией механических свойств и легче всего раскалывается в направлении базисной плоскости кристаллов и в частности по срединному шву. В других случаях по тем или иным причинам происходит перекристаллизация льда, или в трещине сразу образуется натечный лед, имеющий хаотическую структуру и соответственно большую изотропность. Такой лед был обнаружен Н. Г. Бобовым (1961) в густо расположенных однократных морозобойных трещинах, ежегодно возникающих на новом месте.

В тесной связи с рассматриваемыми факторами находится не только морфология грунтовых жил, но и деформации во вмещающих их слоях. Эти деформации, как уже говорилось, вызываются расклинивающим воздействием находящегося в морозобойной трещине льда или грунта.

Если допустить, что вновь образовавшиеся элементарные грунтовые жилки в морозобойных трещинах, проникающих в многолетнемерзлые породы, во время расширения полигонов остаются в талом состоянии, возникновение значительных деформаций во вмещающих породах представляется маловероятным. При сильном давлении со стороны смыкающихся мерзлых блоков талый увлажненный грунт элементарной жилки может быть выдавлен обратно на поверхность. При этом деформации сведутся к уплотнению подтаявших пород на стенках трещин в сравнительно узкой зоне и, возможно, к небольшому их смятию.

Если во время расширения полигонов элементарная жилка будет находиться в мерзлом состоянии, она образует жесткий упор, препятствующий замыканию трещины. В этом случае по мере разрастания жилы во вмещающих породах, помимо уплотнения, развиваются интенсивные деформации, приводящие к выпиранию пород вверх и к образованию так называемой структуры торшения с валиками на поверхности. В деятельном слое, только в том случае, когда разрастание жилы постоянно сопровождается образованием сезонной ледяной жилки и ее последующим замещением грунтовой, также можно ожидать интенсивного выпирания породы по краям трещины с возникновением выраженных в рельефе валиков. Таким образом, развитые структуры торшения встречаются редко и не свойственны подавляющему большинству разновидностей первично-грунтовых жил.

Иногда у жильных тел в верхней части имеется резкое расширение в виде раструба. Принято считать, что оно находится на уровне подошвы деятельного слоя и связано в основном с нивационными процессами в понижениях блочного рельефа (Попов, 1957, 1959). Вокруг раструба иногда можно наблюдать небольшие вторичные трещины отседания, по которым происходит смещение отдельных блоков породы. Во время формирования грунтовых жил раструбы обычно выражены в рельефе в виде межблочных понижений, и только после заполнения их грунтом происходит оформление жил в виде двухъярусных образований.

Жилы разных типов по соотношению с вмещающими породами могут быть сингенетическими или эпигенетическими (Попов, 1958). Характерным признаком сингенетического развития обычно считается многоярусное строение таких жил, наличие у них ступенчатой формы, так называемых глечиков (Данилова, 1963; Катасонова, 1963).

Иное соотношение грунтовых жил с вмещающими породами наблюдается в том случае, когда после отложения новой порции осадка грунтовые жилки образуются на новом месте, не являясь продолжением прежних. Толща оказывается пронизанной множеством однократных грунтовых жилок, начинающихся на разных уровнях. Такие жилки в строгом смысле не являются сингенетическими.

Выше говорилось об образовании первично-грунтовых жил главным образом путем заполнения трещин грунтом, приносимым извне или поступающим со стенок трещин. В этой связи нельзя не упомянуть еще об одном способе заполнения трещин путем отгибания слоев. Слои со стенок морозобойной трещины в этом случае опускаются в полость и выполняют ее (Катасонов, 1962), образуя так называемую жилу отгибания (рис. 2, з), ширина которой обычно намного превышает ширину трещины. В середине жилы опустившиеся слои соприкасаются один с другим по шву смыкания (Каплина, Романовский, 1960). Существует и иное представление об образовании жил отгибания путем ежегодного выполнения осадком прошлогодней трещинной ложбинки и последующего разрыва трещиной вновь образованного слоя. Наши наблюдения за ископаемыми грунтовыми жилами показали, что жилы отгибания скорее возникают так, как предполагает Е. М. Катасонов.

Необходимым условием для проявления структур стгибания является четкая слоистость вмещающих пород. Не исключено, что жилы отгибания иногда могут формироваться в многослетнемерзлой толще, в условиях некоторого оттаивания стенок трещины, при затекании в них воды, но чаще они возникают в сезонноталом слое.

Если морозобойное растрескивание будет повторяться на одном и том же месте, то в средней части структуры возникает нарушенная зона с вертикальной полосчатостью за счет элементарных жилок заполнения (такой смешанный тип жил является весьма распространенным), но этот процесс в конце концов должен привести к почти полному уничтожению структуры отгибания и возникновению на ее месте сплошной

жилы заполнения. Для бахромчатых жил структуры отгибания вообще не характерны.

Сингенетический рост благоприятен для образования жил отгибания, поскольку при этом зона растрескивания смещается вверх, не успевая переработать структуру. Наиболее часто встречаются именно жилы, образованные при многократном растрескивании на одном и том же месте, сопровождающемся быстрым осадконакоплением. Следует подчеркнуть, что хорошо выраженные жилы отгибания будут образовываться только в суровых климатических условиях при участии сезонных ледяных жилков.

В заключение следует подчеркнуть сходство первично-грунтовых жил с ледяными жилами. Жильные тела, образующиеся в трещинах, не выходящих за пределы слоя сезонного промерзания (или протаивания), естественно целиком являются первично-грунтовыми, а глубина их, как говорилось выше, зависит от степени континентальности климата. Последняя определяет и их ширину, возрастающую с увеличением амплитуд температур.

Некоторые из жил, связанные с трещинами, проникающими в многолетнемерзлые породы, также могут быть целиком изначально грунтовыми (Данилова, 1968). Но в подавляющем большинстве такие жилы являются ледяными или ледо-грунтовыми. В слое сезонного протаивания они имеют продолжение из суммы ежегодно образующихся псевдоморфоз по верхним частям элементарных жилков (Романовский, Боярский, 1966).

При таянии льда такие жилы замещаются грунтовыми псевдоморфозами, образованными или путем заполнения материалом извне, или в результате отгибания вмещающих слоев. При этом верхняя грунтовая часть сложных жил обычно не сохраняется, так как она в первую очередь входит в состав псевдоморфоз. Следует иметь в виду, что псевдоморфозы могут образоваться только на месте сравнительно небольших, главным образом эпигенетических жил, а при таянии мощных сингенетических жил образуются деструктивные формы.

Таким образом, выявляется единая генетическая группа грунтовых жильных образований, крайними представителями которой с одной стороны, являются тонкие грунтовые жилки, возникающие при однократном растрескивании слоя сезонного промерзания — протаивания, а с другой, — псевдоморфозы по жильным льдам. Каждая разновидность грунтовых жильных образований в зависимости от условий и факторов, участвующих в ее формировании, занимает определенное место в этой группе. Рассматривая жилы, образующиеся в существенно разных условиях, можно заметить, что морфологические различия будут очень резкими. Если же жилы формируются в сравнительно сходных условиях, морфологические различия между ними могут быть невелики.

В природе нередко встречаются сложные жилы со смешанными признаками. Е. Г. Катасоновой (1963), например, описаны сингенетические жилы с резко изменяющимся строением по вертикали, что является следствием изменения условий за время их формирования. Смешанное происхождение имеет и ряд реликтовых грунтовых жил, наблюдавшихся нами.

Кроме перечисленных выше факторов, наблюдается целый ряд дополнительных условий, несомненно оказывающих определенное влияние на морфологию разных типов жильных образований, но не учтенных в сделанном выше разборе. К ним относится, например, разработка трещин водой или ветром, сильно изменяющая конечную форму жил, неравномерность накопления материала в трещине по вертикали и т. п.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобов Н. Г.* Современное образование грунтовых жил и мелкополигонального рельефа на Лено-Виллюйском междуречье.— Труды Ин-та мерзлотвед., т. 16, 1960.
- Бобов Н. Г.* Значение развития жилок льда в увеличении льдистости многолетнемерзлых пород.— Труды Ин-та мерзлотвед., т. 17, 1961.
- Втюрин Б. И., Втюрина Е. А.* Зимние наблюдения за образованием и поведением морозобойной трещины в ледяной жиле.— Труды Ин-та мерзлотвед., т. 16, 1960.
- Данилова Н. С.* Грунтовые жилы и их происхождение.— Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Данилова Н. С.* Первично-грунтовые жилы в четвертичных отложениях р. Вилюя.— В сб.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Данилова Н. С.* Об образовании ледяных и песчаных жил в пределах единой системы морозобойных трещин (дельта р. Лены).— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 8, 1968.
- Достовалов Б. Н.* Изменение объема рыхлых горных пород при промерзании и образовании морозобойных трещин.— Материалы по лабор. иссл. мерзл. грунтов, сб. 3. Изд-во АН СССР, 1957.
- Достовалов Б. Н.* Некоторые закономерности температурного и диагенетического растрескивания пород и образование полигональных отдельностей и структур.— Труды Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 2. Иркутск, 1959а.
- Достовалов Б. Н.* Изменение объема рыхлых горных пород при промерзании и образовании морозобойных трещин.— В кн.: Основы геокриологии, т. 1. М., 1959б.
- Достовалов Б. Н.* Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтовых жил в дисперсных породах.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Достовалов Б. Н.* Морозобойное и диагенетическое растрескивание грунтов. Полигональные системы ледяных и грунтовых жил.— В кн.: Полевые геокриол. (мерзл.) иссл. М., Изд-во АН СССР, 1961а.
- Достовалов Б. Н.* Исследование морозобойного и диагенетического растрескивания пород.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 2, 1961б.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А.* Общее мерзлотведение. Изд-во МГУ, 1967.
- Каплина Т. Н.* О некоторых формах морозного растрескивания в районах Северо-Востока СССР.— Труды Ин-та мерзлотвед., т. 16, 1960.
- Каплина Т. Н., Романовский Н. Н.* О псевдоморфозах по полигонально-жилльному льду.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Катасонов Е. М.* Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений.— В сб.: Вопросы криологии при изуч. четвер. отлож. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Катасонова Е. Г.* Современные многолетнемерзлые отложения и их более древние аналоги в северо-восточной части Лено-Виллюйского междуречья.— В сб.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кудрявцев В. А.* О годовых колебаниях температур в горных породах.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 1, 1961.
- Кудрявцев В. А.* О глубине распространения годовых колебаний температур в многолетнемерзлой толще.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 6, 1966.
- Паталеев А. В.* Морозобойные трещины в грунтах.— Природа, 1955, № 12.
- Попов А. И.* Геологические и геоморфологические условия территории Подмосковского стационара.— В сб.: Сезонное промерзание грунта и применение льда для строительных целей. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Попов А. И.* Блочный рельеф на севере Западной Сибири и в Большеземельской тундре.— В сб.: Вопросы физ. геогр. полярных стран, вып. 1. Изд-во МГУ, 1958а.
- Попов А. И.* Полярный покровный комплекс.— В сб.: Вопросы физ. геогр. полярных стран, вып. 1, 1958б.
- Попов А. И.* Грунтовые жилы на севере Западной Сибири.— В сб.: Вопросы физ. геогр. полярных стран, вып. 2, 1959.
- Романовский Е. Н.* Некоторые закономерности морозобойного трещинообразования.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотвед. Изд-во МГУ, 1970.
- Романовский Н. Н., Боярский О. Г.* Полигонально-жилльные льды и грунтовые жилы в северо-восточной части Витимо-Патомского нагорья.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 6, 1966.
- Шумский П. А.* Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шумский П. А.* К вопросу о происхождении подземного льда.— Труды Ин-та мерзлотвед., т. 16, 1960.
- Pewe T. L.* Sand wedge polygons (Tesselations) in the Mc Murdo Sound Region, Antarctica. A progress report.— Am. Journ Sci., v. 257, 1959.

СТРАТИФИКАЦИЯ КРИОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

С. М. ЦЕЙТЛИН

В настоящей статье предпринимается попытка представить в обобщенном виде палеогеографическую интерпретацию размещения в разрезе четвертичных отложений и на площади перигляциальных зон четвертичных оледенений различных криогенных деформаций. Автор ограничивается здесь изложением материалов, относящихся только к плейстоцену трехчленной схемы подразделения четвертичной системы (Громов, Краснов и др., 1960). Но именно в плейстоцене, когда происходили глубокие климатические изменения и развивались обширные оледенения, в толще осадков запечатлены наиболее выразительные следы криогенных нарушений. Это обстоятельство позволяет более уверенно рассмотреть и стратификацию криогенных деформаций в толще осадков, и характер их зональных проявлений. Изложению основного материала следует предпослать несколько вводных замечаний, обосновав излагаемые ниже положения.

Во-первых, принимается, что в климатическом цикле оледенений в условиях в целом значительного похолодания выделяются два этапа (Jahn, 1950; Обручев, 1951; Бюдель, 1955; М. П. Гричук, 1960; М. П. Гричук и В. П. Гричук, 1960; Голубева, 1964; Голубева и Равский, 1964, Равский, 1969, и др.). Для первого этапа, когда происходит разрастание поля оледенения, характерна, очевидно, повышенная влажность климата, ибо рост ледникового поля должен обеспечиваться обильными осадками. Это холодный и влажный этап. В течение второго этапа — примерно от максимума разрастания ледника и до его распада — климатические условия были более сухими, но тоже холодными. Предполагается также, что в течение первого этапа распределение движения воздушных масс, атмосферная циркуляция в целом, была близка к современной; для второго же этапа вероятно существенно иная атмосферная циркуляция, обусловленная влиянием растекания сухих и холодных воздушных масс, формирующихся над ледниковыми щитами. Последнее обстоятельство, возможно, было главной причиной смещения циклонической деятельности к югу, отнесения путей прохождения циклонов за пределы перигляциальных зон, как это предполагается многими исследователями четвертичной палеогеографии.

Во-вторых, важно и то обстоятельство, что более поздние оледенения плейстоцена в отличие от более ранних развивались в условиях усиления континентальности климата. В связи с этим более поздние оледенения были наименьшими по площади, но зато имели наибольшую по территориальному охвату перигляциальную зону (Цейтлин, 1961, 1964, Величко, 1968).

Наконец, надо иметь в виду, что явление запаздывания развития оледенения по отношению к изменениям климата в настоящей работе не учтено. На данном этапе разработки стратиграфической привязки криогенных деформаций это явление, по мнению автора, принципиально ничего не меняет.

Основываясь на вышеприведенных вводных замечаниях, рассмотрим особенности стратификации криогенных деформаций в толщах отложений плейстоцена. Если в начале оледенения уже в условиях прогрессирующего похолодания увеличивается влажность климата и, следовательно, количество осадков, то, надо полагать, обычным будет массовое течение грунтов, связанное с замерзанием — оттаиванием деятельного слоя в перигляциальных областях. В осадках эти процессы запечатлены в виде солифлюкционных текстур, наложенных на межледниковые обра-

зования, непосредственно предшествующие оледенению. Поскольку в начале оледенения основные черты атмосферной циркуляции существенно не отличались от таковой же межледникового времени, то, вероятно, наиболее увлажненной была территория северной части перигляциальной зоны; в связи с этим в осадках этой территории фиксируются и наиболее крупные солифлюкционные деформации.

По-видимому, понижение температуры в начальный этап оледенения происходило достаточно быстро (в геологическом понимании), поскольку этап развития последующего цикла криогенных деформаций — трещинно-полигональных форм, преимущественно псевдоморфоз по жильным льдам, — совмещен или незначительно отделен в разрезах от предшествующих солифлюкционных нарушений. Однако текстуры трещинных форм не вовлечены и не изменены солифлюкционным процессом, и это обстоятельство позволяет рассматривать оба вышеуказанных типа криогенных деформаций как разновременные, хотя и близкие по времени. Псевдоморфозы трещинных форм по полигонально-жильным льдам в осадках ледниковых эпох плейстоцена наблюдаются в северной половине перигляциальных зон, что, очевидно, связано с условиями повышенной увлажненности этих территорий.

Максимуму развития оледенения соответствуют, видимо, условия не только холода, но и возросшей сухости климата. Надо полагать, что именно в эту фазу оледенения воздействие самих ледниковых щитов на климат перигляциальной зоны было наиболее существенным. Сухой и холодный климат этого времени способствовал широкому распространению в перигляциальной зоне процессов морозобойного трещинообразования и формирования грунтовых жил. Образование ледяных жил не прекращалось и в это время, но оно было не столь широко распространено именно в связи со значительно меньшей увлажненностью грунтов. Время деградации оледенения, связанное с потеплением и большей влажностью климата, отмечается наличием редких солифлюкционных проявлений, и то только в северной части перигляциальной зоны.

Такова схематическая картина распределения криогенных нарушений в разрезе каждой перигляциальной пачки осадков, соответствующих тому или иному оледенению плейстоцена.

Однако на характер развития криогенных деформаций существенное влияние оказывает географическое положение перигляциальной обстановки. Вышеизложенные положения относились в основном к внутриконтинентальным территориям. Но в районах океанического климата — на западе Европы и на Дальнем Востоке — криогенные деформации в значительной степени ослаблены и чаще представлены аструктурными формами. Видимо, подобное обстоятельство связано с меньшей контрастностью климатических колебаний, что характерно для областей океанического климата.

Помимо того, эта схематическая картина стратификации криогенных нарушений претерпевает определенные изменения, которые обусловлены зональными отличиями внутри самой перигляциальной зоны. Следует учитывать, что к периферии перигляциальной зоны уменьшаются мощности форм криогенных деформаций, их встречаемость, а также наблюдается замещение одного вида форм другими. Например, трещинно-полигональный криогенез холодной и влажной фазы оледенения к периферии перигляциальной зоны замещается развитием солифлюкционных процессов.

Необходимо отметить также и то, что в соответствии с различиями климатических характеристик оледенений раннего и позднего плейстоцена наблюдаются различия и в характере криогенных нарушений и их распределении на площади перигляциальной зоны. Оледенениям позднего плейстоцена в осадках перигляциальной зоны присущи более мощные криогенные деформации, чем в отложениях ранних оледенений плейсто-

цена. Сами криогенные деформации позднего плейстоцена встречаются значительно южнее, чем такие же нарушения раннего плейстоцена. Эти обстоятельства в свою очередь, согласно с биостратиграфическими данными, служат подтверждением факта усиления континентальности климата и увеличения площади перигляциальных зон во время оледенений верхнего плейстоцена.

Вышеизложенную схему стратификации различных криогенных деформаций в осадках, синхронных одному оледенению, можно проиллюстрировать на примере криогенных текстур сартанского горизонта Южной Сибири. Сартанские отложения лежат на межледниковых образованиях, представленных чаще или погребенной почвой, или нормальным межледниковым аллювием. Внутри сартанских отложений обычно наблюдаются две сближенные погребенные почвы, сопоставляемые с бёллинговой и аллерёдской почвами позднего плейстоцена Западной Европы. В речных долинах сартанскими отложениями слагаются накопления двух самых низких (I и II) надпойменных террас. Верхняя из них — II надпойменная — в нижней части сложена каргинским русловым и пойменным аллювием, перекрытым перигляциальным сартанским аллювием, который в свою очередь кроется сдвоенным интерстициальным почвенным комплексом (бёллингово-аллерёдским). I надпойменная терраса в нижней части сложена аллерёдско-бёллингским аллювием, перекрытым перигляциальным аллювием позднего дриаса, и кроется раннеголоценовой почвой или иногда торфяником.

В разрезах толщ сартанского времени видно, что погребенная почва каргинского межледниковья сильно нарушена солифлюкционными процессами. Генетические горизонты этой почвы перемяты, «затащены» один в другой. На эти криогенные нарушения наложены четкие трещинные деформации, имеющие теперь вид псевдоморфоз по жилным льдам. Подобные взаимоотношения криогенных деформаций наблюдались, например, автором в разрезах II надпойменной террасы в долине Оби у г. Колпашево, а С. А. Лаухиным (1963) в долине низовьев Ангары. Следует отметить, что в еще более южных районах Сибири криогенные деформации этого этапа сартанского оледенения представлены только солифлюкционными текстурами (ряд обнажений в долине низовьев Белой — левого притока Ангары, в долине Енисея выше г. Красноярска и др.).

В разрезах сартанского горизонта Южной Сибири стратиграфически несколько выше уже отмеченных криогенных деформаций наблюдается еще один горизонт криогенных нарушений, представленный или псевдоморфозами по ледяным жилам (например, в обнажении Красный Яр у устья р. Осы, в долине верхнего течения р. Ангары), или грунтовыми клиновидными трещинами (например, в долине р. Оби в 35 км выше г. Колпашено в обнажении Белый Яр). Эти деформации были, видимо, по времени довольно близкими к тем, которыми отмечены начальные этапы развития сартанского перигляциального цикла. Во всяком случае, в разрезах видно, что все серии деформаций очень сближены и заключены в нижней трети толщи сартанских осадков.

На заключительных этапах времени сартанского оледенения, как видно из разрезов этого горизонта в районах Южной Сибири, развивались солифлюкционные процессы. Последними смяты горизонты двух погребенных почв (соответствующих по времени образования бёллингу и аллерёду Западной Европы), причем каждый горизонт, судя по солифлюкционным текстурам, нарушен разной по времени солифлюкцией.

Самый поздний отрезок сартанского времени — между верхней из двух упомянутых погребенных почв и началом голоцена — по характеру развития криогенных процессов напоминает начальные этапы ледникового цикла. Здесь вновь на солифлюированную почву накладываются мощные полигонально-трещинные деформации. Примечательно, что они (преимущественно формы грунтовых тел) наблюдаются наиболее дале-

ко на юге Сибири, чем какие-либо формы морозобойного трещинообразования предыдущих оледенений. Их можно видеть в разрезах покровных отложений в долине Енисея на севере Минусинской котловины, в разрезах I надпойменной террасы выше р. Красноярска (р. Бирюса), в аллювиальных и покровных отложениях Верхнего Приангарья и в других местах. Указанное обстоятельство свидетельствует об очень суровых климатических условиях конца сартанского времени, которые пока не отмечены для более ранних ледниковых веков плейстоцена. В этом отношении заключительной этап сартанского века по характеру развития криогенных процессов не укладывается в ту схему стратификации криогенных деформаций, которая была приведена выше. Однако в целом стратификация криогенных нарушений на территории юга Сибири во время сартанского оледенения соответствует изложенной схеме.

Итак, с ходом изменения климата в течение ледниковых эпох плейстоцена в осадках перигляциальной зоны стратифицируются определенные разновидности криогенных деформаций. Вверх по стратиграфическому разрезу плейстоцена, в соответствии с усилением континентальности климата во время оледенений, в перигляциальных зонах происходит увеличение размеров криогенных нарушений.

Следует учитывать, однако, что на пространственное размещение криогенных форм и их размеры сильное влияние оказывает внутренняя зональность перигляциальной зоны — уменьшение размеров и даже изменение характера криогенных деформаций по мере удаления от края ледниковых покровов к периферии перигляциальной зоны.

Изучение палеокриологических явлений, детализация их стратиграфического положения (с учетом особенностей их пространственного положения) чрезвычайно ценны для четвертичной стратиграфии и палеогеографии. Дальнейшая разработка методов палеокриологических исследований весьма необходима и, по нашему мнению, приведет к серьезному расширению и углублению исследований четвертичного периода.

ЛИТЕРАТУРА

- Бюдель Ю.* Климатические зоны ледникового периода.— В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. ИЛ, 1955.
- Величко А. А.* Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 3.
- Голубева Л. В.* О типах перигляциальной растительности Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 4.
- Голубева Л. В., Равский Э. И.* О климатических фазах времени зырянского оледенения Восточной Сибири.— Бюлл. комисс. по изучен. четверт. периода, 1964, № 29.
- Гричук М. П.* Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. Госгеолтехиздат, 1960.
- Гричук М. П., Гричук В. П.* О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В.* Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогенной) системы и ее нижняя граница.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаухин С. А.* Следы мерзлотных деформаций в аккумулятивных накоплениях надпойменной террасы р. Ангара в районе ручья Горевого (Нижняя Ангара).— Вестник МГУ, 1963, № 6.
- Обручев В. А.* Проблема лёсса.— В кн.: Избранные работы по географии Азии, т. III. Географгиз, 1951.
- Равский Э. И.* Основные черты климатов Сибири в антропогене.— В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969.
- Цейтлин С. М.* Особенности развития плейстоценовых оледенений на северо-западе Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4.
- Цейтлин С. М.* Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 100, 1964.
- Jahn A.* Less jeho pochodzenie i zwaizen z klimatem epoki lodowej.— Acta geol. polon., 1950, I, N 3.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ РАЙОНОВ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ¹

Н. И. КРИГЕР, А. Н. ЧУМАЧЕНКО

Понятия о краевой ледниковой и перигляциальной зонах не отличаются ясностью. В связи с распространением в плейстоцене вокруг активных льдов широкой прерывистой полосы полей мертвых льдов граница материкового ледяного покрова могла быть весьма неопределенной. Еще менее ясно понятие о перигляциальной зоне и ее границах. Ее глобальное картирование (Tricart, 1963; Кригер, 1965) позволяет заключить, что так называемые перигляциальные явления не образуют периферического пояса вокруг древних ледяных покровов, а имеют самостоятельное значение. Высказано мнение, что максимумы ледниковой и перигляциальной деятельности одновременно лишь в самых общих чертах (Tricart, 1956) или даже хронологически резко не совпадают (Величко, 1969).

Много неопределенности в понятие о перигляциальной зоне вносит неясность природы мерзлотных явлений, положенных в основу диагностики этой зоны. Явления, которые обычно рассматривают как следы древних криогенных процессов и образований, весьма разнообразны по форме и масштабу. Одни из них выражены в рельефе (термокарстовые западины и озерные котловины, остаточно-полигональный или западино-бугристый рельеф), другие представлены различного вида нарушениями в первоначальном сложении пород. Среди последних различают инволюции и криотурбации, следы пучения и солифлюкции, морозную сортировку материала, а также большую группу явлений, связанных с морозобойным растрескиванием мерзлых отложений.

В отечественной литературе после работ А. И. Москвитина (1940, 1947), положившего начало изучению мерзлотных явлений в плейстоцене территории Советского Союза, исследователи рассматривают псевдоморфозы по ледяным клиньям, инволюции и следы солифлюкции как признак условий развития многолетнемерзлых пород. Однако позднейшие исследования, в основном подтвердившие большую палеогеографическую роль этих образований, показали, что их интерпретация в некоторых случаях является спорной. От псевдоморфоз по полигональной сети повторно-жильных льдов надо отличать первично-грунтовые жилы, связанные с морозобойными трещинами в зоне сезонного промерзания и не всегда — с зоной многолетнемерзлых пород; имеются, иногда несколько спорные, критерии, позволяющие различать эти две группы земляных жил (Данилова, 1963; Достовалов, Кудрявцев, 1967; Каплина, Романовский, 1960; Катасонов, 1962; Попов, 1967). Значительная часть этих жил, описанных в плейстоцене Русской равнины, принадлежит, по-видимому, к первично-грунтовым жилам. Но и эти жильные образования имеют палеогеографическое значение. Они свидетельствуют о континентальности и суровости климата времени их образования. Исследования современных трещинно-полигональных образований Якутии и Забайкалья показывают (Каплина, 1970), что в целом с севера на юг сокращаются ареалы распространения ледяных жил и повышается роль грунтовых жил благодаря возрастанию глубины протаивания, повышению среднегодовых температур мерзлых пород, сокращению глубины распространения годовых колебаний температур и их амплитуды. В южном направлении вертикальные размеры грунтовых жил растут от 0,3

¹ Авторы пользуются случаем поблагодарить А. Я. Литвинова, с которым данная статья была подробно обсуждена.

до 1,0 м, размеры сингенетических ледяных жил на высоких поймах рек не меняются (2—6 м), эпигенетических ледяных жил — уменьшаются с 5 до 0,4—0,5 м. Что касается так называемых аструктурных образований — криотурбаций и инволюций, то их использование для палеогеографических целей представляет еще большие трудности, поскольку далеко не закончена работа по их идентификации с образующимися ныне формами.

В связи с указанной неопределенностью понятий краевой ледниковой и перигляциальной зон мы должны разъяснить, как нами используются эти понятия. Под краевой ледниковой зоной мы понимаем зону распространения напорных морен и других так называемых конечно-моренных образований, форм мертвого льда (камов, озов), а также проксимальную часть зандровых полей.

Под перигляциальной зоной понимается территория развития земляных жил и криотурбаций, без предварительного уточнения палеогеографической обстановки. Это могут быть территории развития многолетне- или только сезонномерзлых пород в условиях континентального климата малоснежных зим (при развитии земляных жил), даже только сезонного промерзания в условиях достаточно снежных зим и короткого весеннего периода (при развитии солифлюкции).

Каждое из приведенных определений охватывает довольно широкий диапазон палеогеографических условий. Однако, по нашему мнению, эти определения отвечают тем явлениям, которые в современной литературе служат обоснованием существования зоны соответствующего наименования. Такая постановка вопроса влечет за собой необходимость поисков критериев более детального палеогеографического районирования.

В данной работе мы не рассматриваем указанные критерии. Ниже, соблюдая осторожность в оценке значения криогенных явлений, мы рассмотрим на нескольких примерах стратиграфию и палеогеографические условия плейстоцена в краевой ледниковой и перигляциальной зонах, опираясь на наблюдения в окрестностях г. Солигорска в Белоруссии (Н. И. Кригер) и в низовьях Днестра (А. Н. Чумаченко).

Деградация льдов в краевой ледниковой зоне у г. Солигорска

Деградация ледникового покрова является сложным, еще слабо изученным процессом. Сложность его особенно видна в краевой зоне. Несомненно, что в различных районах этот процесс имеет много индивидуальных особенностей. Однако наблюдаются и некоторые общие черты. К ним относятся образование мертвых льдов, возникновение ярусности рельефа в связи с поэтапным таянием льда, развитие мерзлотных процессов в освобождающихся от льда грядках.

Эволюцию краевой зоны рассмотрим на примере Солигорской конечно-моренной гряды (Белоруссия). Геологическое строение гряды было описано раньше (Кригер, 1967), здесь отметим лишь некоторые его черты.

Предполагается, что конечно-моренная гряда образовалась при задержке отступавшего солигорского (вероятно, днепровского) ледника. С отступанием ледника было связано развитие мертвых льдов непосредственно к югу от гряды. К северу от гряды располагается экзарационная впадина. Проксимальная часть гряды сложена мощными моренными образованиями с большим количеством крупных отторженцев, образовавшихся в результате выпавшей работы ледника. При стаивании солигорского ледника севернее конечно-моренной гряды образовалось плотинное озеро, существовавшее также в последующее межледниковье (отложения у с. Брянчицы и в скв. 2507) и при наступлении

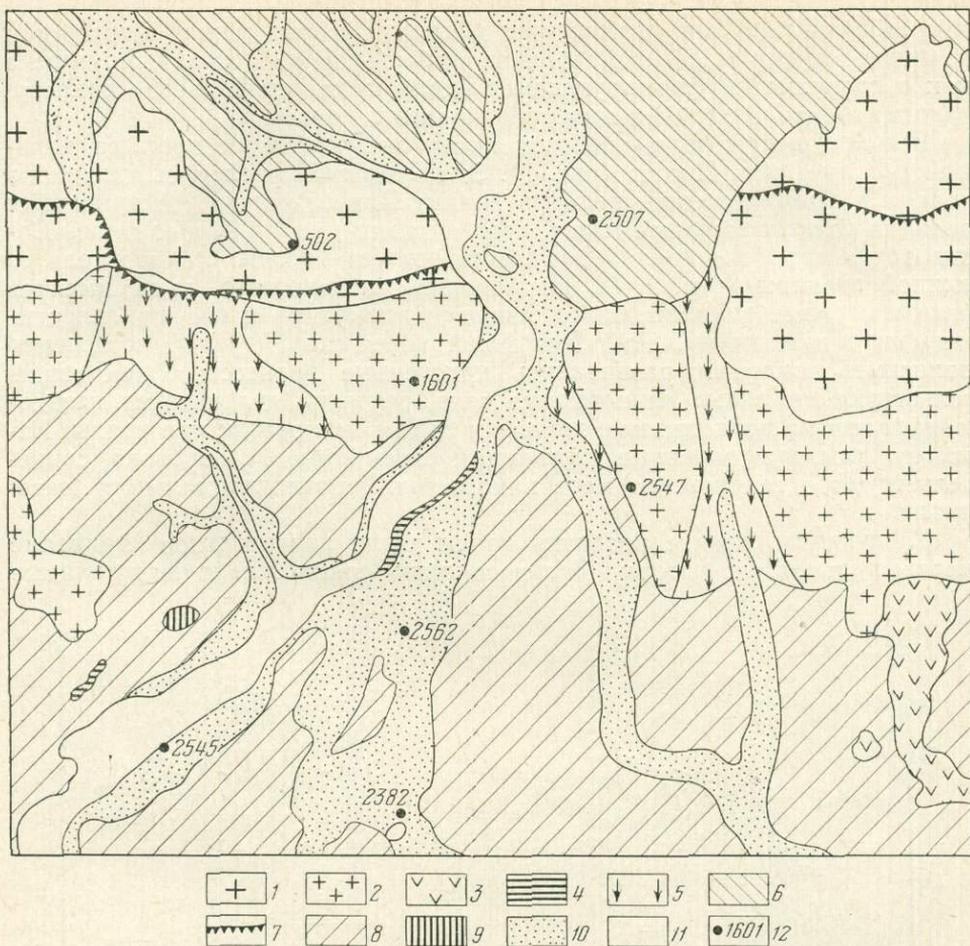


Рис. 1. Плейстоценовые отложения на участке прорыва Солигорской гряды.

1 — напорная часть гряды, сложенная преимущественно мощной донной мореной и отторженцами; 2 — аккумулятивная часть гряды, сложенная преимущественно флювиогляциальными отложениями; 3 — озовые и камовые отложения; 4 — озоподобные песчаные валы; 5 — отложения проток, прорезавших Солигорскую грядку; 6 — зандры и случкая донная морена на погостских озерных отложениях; 7 — граница распространения случкой донной морены на территории Солигорской гряды; 8 — зандры перед дистальным краем Солигорской гряды; 9 — микулинские межледниковые озерно-болотные отложения; 10 — аллювий древней террасы; 11 — современный аллювий; 12 — скважина и ее номер

случкого (вероятно, московского) ледника. Этот ледник не преодолел препятствия, возникшего на его пути в виде Солигорской гряды. Талые воды случкого времени, вероятно, стекали на юг по отдельным протокам, образовавшимся еще в солигорское время.

Последние данные буровых работ не дают оснований менять вышеприведенную схему строения Солигорской гряды. С представлением о наличии рытвины ледникового выпахивания севернее Солигорской гряды согласился Г. И. Горецкий (1966, стр. 15; 1968; 1970, стр. 155—163), хотя у него имеются отдельные критические замечания по другим высказываниям Н. И. Кригера. В данной работе мы следуем схеме Н. И. Кригера (1967). Что касается общего характера строения конечной морены, то Солигорская гряда имеет аналоги. Например, в Калининской области формы мертвого льда (камы, озы), как и в нашем случае, нередко приурочены к дистальному краю конечноморенных гряд (Давыдова, Москвитин, 1939). Бюлов (Bülow, 1927) считает характер-

ным образованием так называемых конечных морен между мертвым и активным льдами. По этой причине представление о конечной морене как о сооружении, формирующемся вдоль края ледникового покрова, кажется неприемлемым в качестве общего правила.

В Солигорской гряде особенно интересен участок ее прорыва долиной р. Случь у с. Погост (рис. 1). Здесь можно проследить несколько этапов в формировании рельефа гряды. При задержке отступавшего ледника солигорского времени у края активных льдов образовалась Солигорская напорная гряда с мощными полями мертвых льдов вдоль ее южной границы (рис. 2, I). На поверхности мертвого льда имелись реки и озерные впадины, заполнявшиеся песчаными и песчано-галечниковыми отложениями. На обнаженной поверхности гряды, постепенно заносимой зандрой, развивались криогенные процессы, о чем свидетельствуют земляные клиновидные тела, вероятно являющиеся псевдоморфозами по полигонально-жильным льдам на поверхности гряды. Изломы жилы, приуроченные к границам слоев (рис. 3), вероятно, свидетельствуют о ее росте по мере накопления флювиогляциального материала.

Следующим этапом развития гряды было значительное стравливание мертвых льдов, от которых остались лишь сравнительно маломощные

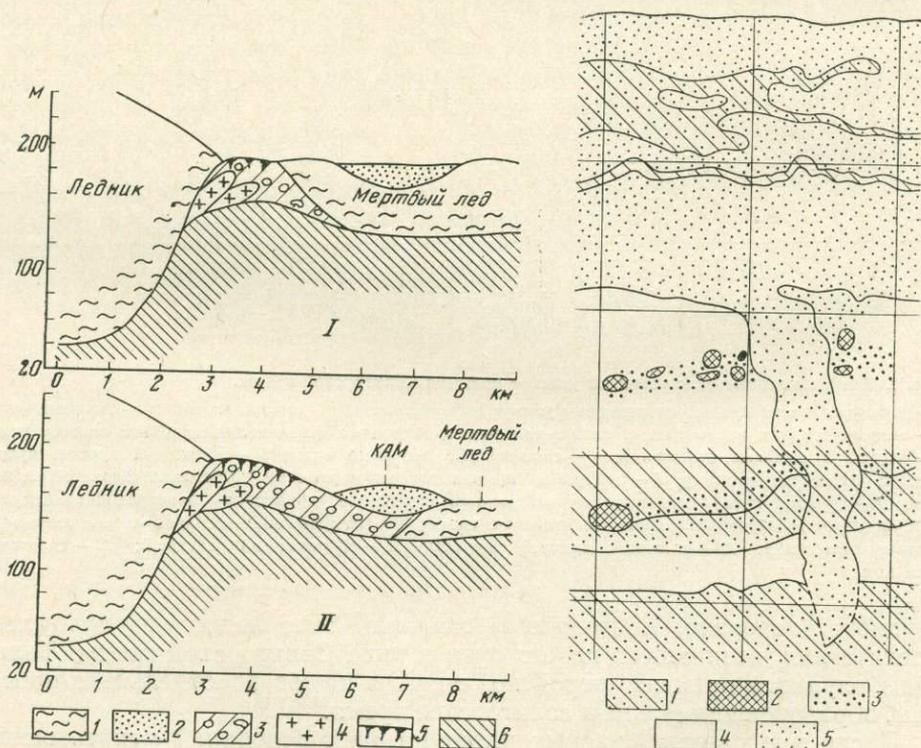


Рис. 2. Этапы (I, II) деградации мертвых льдов перед дистальным краем Солигорской гряды.

1 — мореносодержащий лед; 2 — наледные флювиогляциальные отложения, камовые и озовые образования; 3 — донная морена; 4 — отторженцы коренных пород; 5 — полигонально-жильные льды и псевдоморфозы по ним; 6 — породы ледникового ложа

Рис. 3. Псевдоморфозы по полигонально-жильному льду на вершине Солигорской гряды (разрез в районе профиля СТ, Кригер, 1967, рис. 13).

1 — ожелезненные прослои песков; 2 — валуны кристаллических пород; 3 — гравелистые прослои; 4 — грубые красно-бурые и желтовато-бурые супеси, гравелистые, с валунами, слоистые; 5 — пески среднезернистые с мелким гравием.

В верхней части разреза современный почвенный покров искусственно срезан

поля (см. рис. 2, II). Водно-ледниковые отложения, накопившиеся на поверхности льда, были спроектированы на земную поверхность и образовали камы и озы; их вершины располагаются на 15—20 м ниже поверхности Солигорской гряды, на абсолютной высоте 150—160 м, или на высоте над зандровой равниной на 10—20 м. Активный лед может быть еще и не отступил от Солигорской гряды, и его талые воды стекали по нескольким протокам (см. рис. 1), располагающимся на отметках 150—160 м и ниже, наклоненным в южном направлении. Камово-озовые образования и упомянутые протоки образуют верхний ярус форм рельефа, связанного с таянием льдов.

Следующим этапом истории гряды является образование водно-ледниковых форм рельефа нижнего яруса. К ним можно отнести зандры у южного края Солигорской гряды, а также длинные песчаные валы преимущественно меридионального простираения. Мы рассматриваем их как аналоги озон, связанные с накоплением флювиогляциальных отложений на остатках мертвого льда в конце времени солигорского оледенения

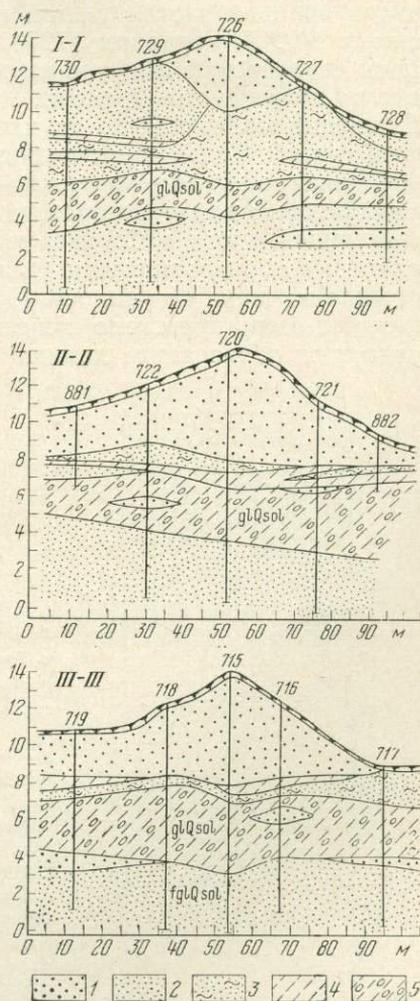
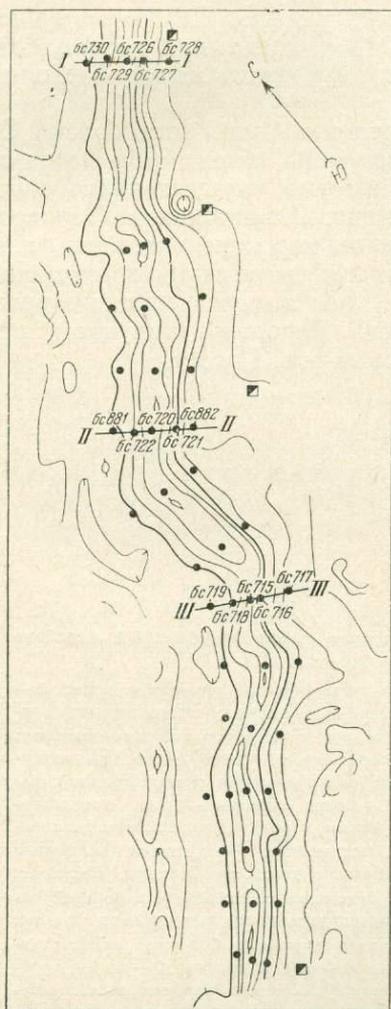


Рис. 4. Схема озоподобного вала в урочище Козьи Горы.

Рис. 5. Разрезы озоподобного вала (I—I, II—II, III—III — см. рис. 4).

1 — пески среднезернистые; 2 — пески мелкозернистые; 3 — пески мелкозернистые пылеватые; 4 — супеси желто-бурые; 5 — моренные супеси

или, может быть, на грандиозных наледях, располагавшихся у подножия конечной морены во время слущкого оледенения. Эти валы на 3—5 м возвышаются над зандровой равниной, имеют ширину 15—25 м, простираются (с перерывами) на сотни метров и километры. Их образование надо связывать со временем формирования зандров, когда происходил сток талых ледниковых вод по ложбинам, пересекающим Солигорскую грядку. Этот сток имел место как в конце солигорского (днепровского) времени, так и в слущкое (московское) время. Такие валы наблюдались у д. Митявичи, в уроч. Козьи Горы (рис. 4, 5) и в ряде других мест.

После стаивания ледника солигорского времени ложбины стока осушились, к северу от Солигорской гряды возникло Погостское озеро. Спорово-пыльцевые диаграммы озерных отложений (Кригер, 1967) отражают эволюцию условий от ледниковых к межледниковым и вновь к ледниковым. Хотя прослой торфа свидетельствуют о временном пересыхании озера в межледниковье, ничто не говорит о существовании в это время стока через долину р. Случь. Более того наступивший ледник слущкого времени застал в этой котловине озеро. Поэтому трудно согласиться с Г. И. Горецким (1970, стр. 157), когда он в песках, подстилающих солигорскую (днепровскую) морену, видит аллювий нижнекривичского (лихвинского) времени.

Движение маломощного слущкого ледника было остановлено Солигорской грядой. Талые воды ледника, вероятно, нашли себе выход в тех же пересекающих грядку протоках, по которым осуществлялся сток талых ледниковых вод солигорского времени. В протоках на территории, примыкающей с юга к Солигорской гряде, вероятно, имеются флювиогляциальные образования как солигорского, так и слущкого времени, но расчленил их пока не удалось. После ухода ледника слущкого времени Погостское озеро перестало существовать. Вероятно, к слущкому времени относится образование долины прорыва у с. Погост.

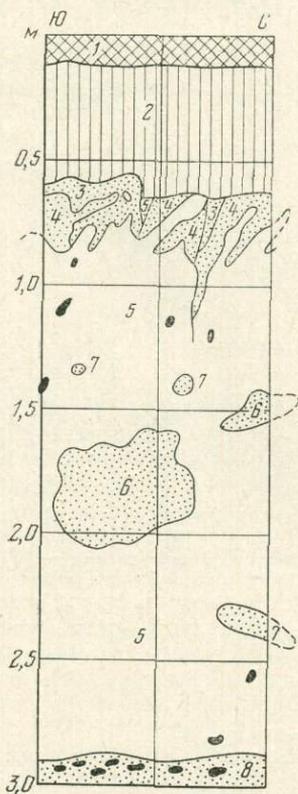


Рис. 6. Западная стенка шурфа 1977А в районе с. Брянчицы близ скв. 1652.

1 — суглинки темно-серые гумусированные; 2 — суглинки желто-бурые сверху оподзоленные, внизу с коричневыми орштейноподобными пятнами; 3 — пески светло-серые, почти белые, среднезернистые, местами с гравием и мелкой галькой, неслоистые; 4 — пески оранжево-бурые, среднезернистые, с гравием и редкой галькой кристаллических пород, неслоистые; 5 — суглинки оглеенные голубовато-серые с валунами кристаллических пород, в верхней части слоя ориентированными вертикально (донная морена слущкого времени). Оглеение морены связано с ее залеганием в низине; 6 — пески полимиктовые, преимущественно кварцевые желто-бурого цвета, среднезернистые, глинистые, неслоистые (разложившиеся валуны гранитоидов); 7 — пески черные, состоящие из слюды и кварца, мелко- и среднезернистые, глинистые (разложившиеся валуны слюдяных сланцев); 8 — пески светло-серые, прослоями желтоватые, кварцевые, с галькой и гравием кристаллических пород. Черные пятна — валуны кристаллических пород

Исчезновением случкого ледника закончилась гляциальная история Солигорской гряды, но не закончилась ее криогенная история. На поверхности Солигорской гряды местами наблюдаются многочисленные впадины, вероятно, термокарстового происхождения, диаметром 20—200 м и больше. Эти впадины реже встречаются на зандровой равнине. В уроч. Кулаки к такой впадине приурочены болотные отложения миккулинского возраста. Нередко случкую донную морену секут земляные жилы (первично-грунтовые или, может быть, псевдоморфозы по ледяным клиньям). В шурфе 1977 А, на пологом склоне близ с. Бряничицы, в районе скв. 1652 (рис. 6), вскрыты следы морозобойного растрескивания грунта и солифлюкции (последняя обусловила наклон клиньев по падению склона и малую длину жил, видимо, обезглавленных; прямолинейное окончание жилы, продолжающее ее верхнюю раздутую часть, вероятно, связано с растрескиванием постоянномерзлого грунта). Широким распространением пользуется инволюция, следы которой местами наблюдаются и на верхнеплейстоценовой надпойменной террасе р. Случь.

Плейстоценовая криогенная история краевых ледниковых зон по большей части весьма слабо изучена. В качестве некоторой аналогии с Солигорской грядой можно указать на конечную морену в низовьях р. Тумары в Западном Верхоянье (Катасонов, 1963). Здесь она представлена двумя зонами — проксимальной с мощной донной мореной и дистальной — с мощными флювиогляциальными отложениями. На равнинных поверхностях, примыкающих к дистальному краю моренной гряды, имеются многочисленные ледяные жилы. По мнению Е. М. Катасонова (1963), четвертичные отложения бассейна Тумары формировались все время в условиях многолетнего промерзания пород.

Лёсс и лёссовидные породы

окраины перигляциальной зоны в Нижнем Приднестровье

В низовьях Днестра были исследованы два участка: первый, площадью 300 км², находится на левом берегу между селами Маяки-Мирное и Раколяны-Дальник. Здесь плейстоценовая толща покрывает наиболее древние террасы Днестра (VI—VIII) и водораздел Днестр — Барабой (рис. 7). Второй участок, площадью 1000 км², находится на правом берегу Днестра, в 50 км к западу от первого, между селами Новоселовка — Колесна на севере и побережьем Черного моря на юге. Лёссовые породы перекрывают здесь междуречье Когильник — Хаджидер и морские террасы.

Обе площади представляют собой пологоволнистую равнину, абсолютные отметки которой изменяются от 90—100 м на междуречье Днестр — Барабой до 0—5 м на морском побережье. Ввиду очень слабой обнаженности района было пройдено и тщательно задокументировано около 350 буровых скважин и 100 шурфов. По данным этих выработок, в основании лёссовой толщи залегают или древние аллювиальные и морские осадки, или, на большей части территории, красно-бурые «скифские» глины. Лёссовый покров обладает большой мощностью и достигает 25—30 м, в пределах высоких террас Днестра мощность его увеличивается до 35 м.

Лёссовая толща содержит несколько (до семи) ископаемых почв, позволяющих подразделить лёссовые отложения на отдельные горизонты. При стратиграфическом расчленении толщи авторы придерживались детальной стратиграфической схемы плейстоцена, предложенной М. Ф. Векличем (1968). Разработка стратиграфической схемы, приспособленной специально для расчленения лёссовых толщ, с нашей точки зрения является методически правильным приемом работы. Этот прием

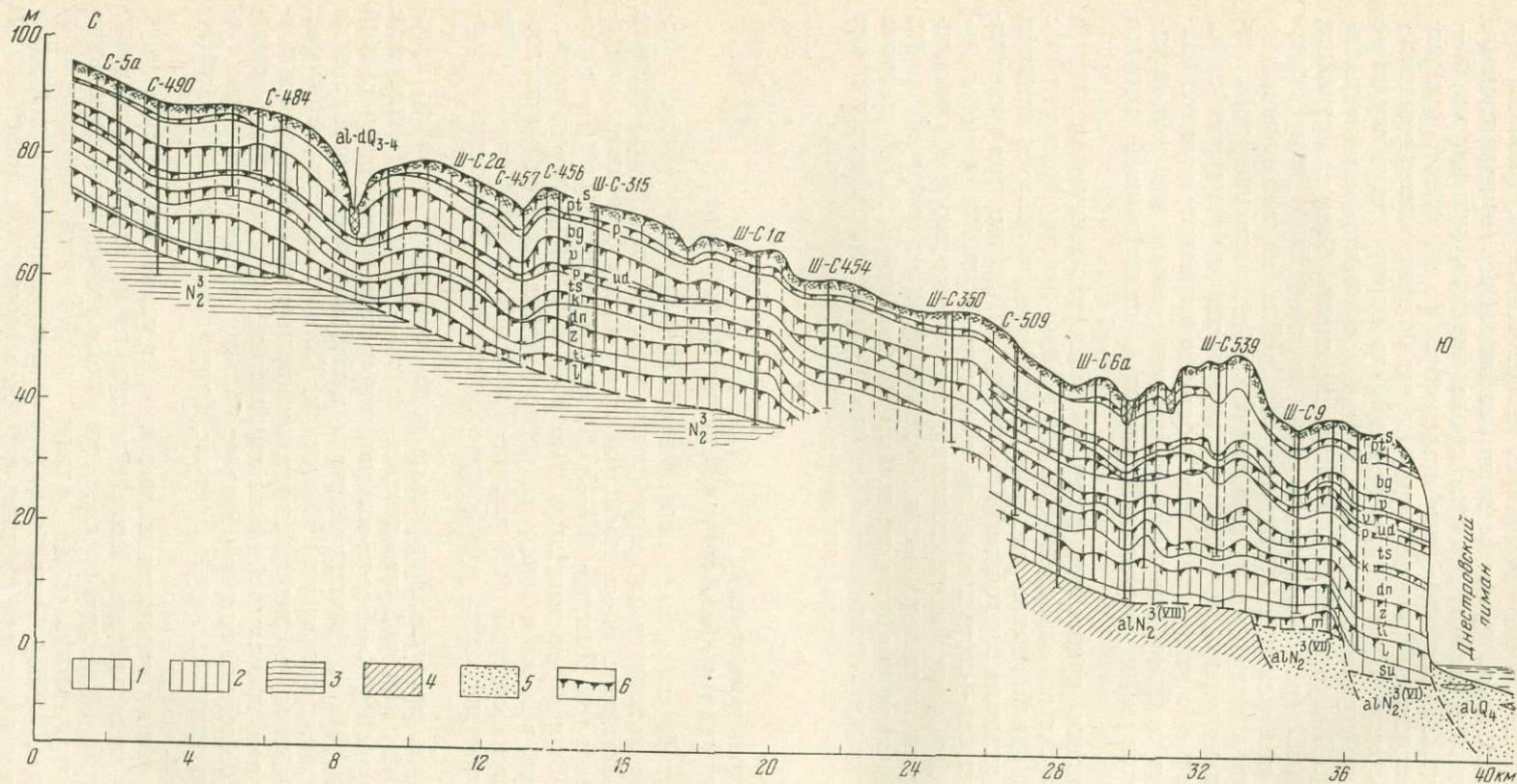


Рис. 7. Геологический разрез через междуречье Днестр — Барабой.

1, 2 — лёссовидные суглинки (1 — легкие, 2 — тяжелые); 3 — глины, красно-бурые; 4 — глины зеленовато-серые; 5 — пески аллювиальные; 6 — ископаемые почвы

может только способствовать дальнейшим исследованиям по корреляции плейстоцена различных географических зон и разработке общей стратиграфической схемы.

Наиболее древние ископаемые почвы: мартоношская (Q_1^M), лубенская (Q_1^L), завадовская (Q_1^Z) и кайдакская (Q_2^K) — представлены лесными почвами средиземноморского типа или красноземами. Иногда это комплексы почв, каждый из которых состоит из двух самостоятельных почв. Хорошо развитая, часто похожая на современную, прилукская почва (Q_2^P) в большинстве случаев представлена черноземом темно-серым и буровато-серым и, реже, серовато-коричневыми суглинками с четким иллювиальным горизонтом и большим количеством кроетовин. Витачевская (Q_3^V) погребенная почва — бурая, местами черноземовидная. В ней, так же как в кайдакской и завадовской, местами выделяются две самостоятельные почвы с развитыми карбонатными горизонтами. К югу витачевская почва иногда разделена маломощным лёссовым прослоем (до 0,6—0,8 м). Характерной особенностью является сближение витачевской почвы (комплекса) и лежащей глубже прилукской почвы за счет малой мощности и даже выклинивания удайского лёссового горизонта. Самая верхняя погребенная почва — дофиновская (Q_3^D), по типу близка к черноземной, но менее интенсивной окраски, часто с буроватым оттенком. Лёссовые горизонты — сульский (Q_1^{Su}), тилигульский (Q_1^{Ti}), днепровский (Q_2^{Dn}), тясьминский (Q_2^{Ts}), удайский (Q_3^{Ud}), бугский (Q_3^{Bg}) и причерноморский (Q_3^{Pts}) — обычно сложены желто-бурыми и желто-серыми пылеватými суглинками.

Следует отметить исключительную выдержанность стратиграфического разреза лёссовой толщи на большом протяжении. Не только морфологические признаки, но также вещественный состав и свойства пород каждого горизонта ископаемых почв и лёссовых горизонтов обнаруживают значительное постоянство. Особенно надо подчеркнуть стратиграфическую выдержанность лёссовых горизонтов, принятых нами за причерноморский, бугский и днепровский; на междуречье Днестр — Барабой столь же выдержанным является тясьминский горизонт. При стратиграфическом расчленении лёссовой толщи Нижнего Приднестровья в основу была положена эта стратиграфическая выдержанность указанных горизонтов. При геологическом датировании горизонтов каждого отдельного разреза палеопедологические признаки были вспомогательными, так как нередко стратиграфически различные почвы представлены аналогичными почвенными типами, а в пределах одного стратиграфического горизонта характер почв может несколько изменяться по простиранию в зависимости от древнего рельефа.

Как отмечалось ранее (Чумаченко, Пугачева, 1970), для рассматриваемой территории различие условий образования лёссовых горизонтов и ископаемых почв зависит от различий в свойствах пород этих горизонтов (таблица). Так, если для лёссовых горизонтов характерны суглинки легкого и среднего состава, то ископаемые почвы сложены преимущественно тяжелыми и средними суглинками, и как в лёссовых горизонтах, так и в ископаемых почвах наблюдается утяжеление состава сверху вниз. Пористость пород в лёссовых горизонтах значительно выше, чем в почвах. Определения емкости поглощения и содержания гумуса указывают на увеличение этих показателей в ископаемых почвах по сравнению с лёссовыми горизонтами.

Одним из основных показателей плейстоценовой географической среды является просадочность лёссовых пород при природном давлении (Денисов, 1953; Кригер, 1965; 1970; Чумаченко, Пугачева, 1970). В соответствии с принципом Денисова просадочность — это свойство недоуплотненных пород терять свою прочность при увлажнении. Недоуплотненные породы образуются в условиях седиментации при засушливом климате. В нашем случае недоуплотненными являются породы лёссовых

Таблица

Характеристика лёссовых пород междуречья Когильник-Хаджидер

Геологический индекс	Наименование горизонта	Влажность, %	Число пластичности, %	Пористость, %	Коэффициент относительной пористости при природной нагрузке	Емкость поглощения, мг-экв на 100 г	Содержание гумуса (по Тюрину), %	Коэффициент выветрелости минералов для тяжелой фракции 0,25—0,05 мм
Is Q ₃ ^{pts}	Суглинки лёссовидные	15,6*	15,5*	45,8*	0,002*	18,43*	0,40*	1,62*
		104	125	68	45	2	2	3
ped Q ₃ ^d	Ископаемая почва	16,1	14,6	46,5	0,003	21,84	0,60	3,57
		48	67	28	21	4	4	3
Is Q ₃ ^{bg}	Суглинки лёссовидные	16,0	11,9	50,0	0,012	15,43	0,40	1,90
		135	167	99	62	12	6	6
ped Q ₃ ^v	Ископаемая почва	18,0	17,0	42,9	0,003	20,93	0,52	3,01
		149	173	102	70	9	10	8
Is Q ₃ ^{ud}	Суглинки лёссовидные	18,0	14,5	48,1	0,033	—	—	1,06
		17	24	13	10	—	—	1
ped Q ₂ ^p	Ископаемая почва	18,1	16,8	43,4	0,003	24,96	0,50	2,22
		73	86	38	24	2	2	1
Is Q ₂ ^{ts}	Суглинки лёссовидные	18,1	14,3	45,8	0,019	18,43	0,34	1,74
		51	58	22	16	1	2	2
ped Q ₂ ^k	Ископаемая почва	18,7	18,8	41,8	0,002	29,71	0,57	4,63
		185	218	41	27	3	3	1
Is Q ₂ ^{dn}	Суглинки лёссовидные	19,3	15,6	43,8	0,001	—	—	—
		61	70	2	2	—	—	—
ped Q ₁ ^z	Ископаемая почва	20,4	19,5	38,4	0,006	—	—	—
		123	155	2	2	—	—	—
Is Q ₁ ^{ti}	Суглинки лёссовидные	20,4	16,9	—	—	—	—	—
		16	20	—	—	—	—	—
ped Q ₁ ¹	Ископаемая почва	21,7	20,6	—	—	—	—	—
		47	44	—	—	—	—	—

* В графах в числителе — среднearифметическое значение, в знаменателе — количество определений.

горизонтов, характеризующиеся высокой пористостью и просадочностью. Породы горизонтов ископаемых почв, образовавшихся в условиях более гумидного климата, имели во время седиментации более высокую влажность и характеризуются ныне более высокой плотностью и в большинстве случаев не просадочны.

По минералогическому составу рассматриваемая лёссовая толща однотипна. Однако климатические колебания отразились на степени выветрелости неустойчивых минералов. Показатель выветрелости для минералов тяжелой фракции размером 0,10—0,05 мм, под которым здесь понимается отношение количества весьма устойчивых минералов к количеству неустойчивых (Кухаренко, 1961), в ископаемых почвах имеет более высокие значения, чем в лёссовых горизонтах.

А. И. Москвитин (1963) описывает мерзлотные деформации в покровных лёссовых отложениях древних террас Днестра. В этих отложениях следы мерзлоты чаще всего представлены клиновидными трещинами шириной до 20 см и глубиной несколько метров, реже мерзлотными смятиями ископаемых почв. Эти деформации обнаружены А. И. Москвитиным в микулинской, одинцовской и лихвинской ископаемых почвах, опи-

сываемых нами под названием прилукской, кайдакской и завадовской. В этом же районе в обрыве к Черному морю у с. Приморское М. Ф. Веклич (1968) отметил мерзлотные смятия кайдакской ископаемой почвы.

А. Н. Чумаченко и С. И. Пугачева наблюдали деформации в виде следов клиновидных морозобойных трещин в завадовской ископаемой почве по оврагу, секущему территорию с. Николаевка. Вертикальные трещины выполнены отложениями вышележащего лёссового горизонта. Аналогичные трещины шириной до 15—20 см, секущие витачевскую ископаемую почву, удавалось местами наблюдать в шурфах. В кайдакской и завадовской почвах при бурении также прослеживались вертикальные трещины шириной до 5—8 см и длиной (в глубину) 2 м и больше. К сожалению, отсутствие хороших разрезов не позволило детально изучить эти клиновидные образования.

В Колкотовской балке близ г. Тирасполя, на Днестре, вверх по течению от района, описываемого в данной работе, для конференции INQUA 1969 г. был расчищен прекрасный разрез лёссовых отложений (Nikiforova, Ivanova, Konstantinova, 1970). Авторы (Н. И. Кригер, А. Н. Чумаченко) имели возможность осматривать его при экскурсиях, проведенных совместно с А. И. Москвитиным, Н. А. Сиренко и другими исследователями. Здесь можно было видеть хорошо выраженные клиновидные образования, вероятно являющиеся первично-грунтовыми жилами.

Палеогеографические условия образования лёссовой толщи в Низовом Приднестровье дополнительно освещаются палеонтологическими данными. Изучение М. Ф. Векличем и его сотрудниками (1967) наземных моллюсков из лёссовых горизонтов и из ископаемых почв опорного разреза у с. Приморское показало, что во всех горизонтах преобладают ксерофильные степные формы, но в ископаемых почвах отсутствует бореальная *Columella columella* Mart., обнаруженная в днепровском лёссовом горизонте.

Проведенные Е. В. Каревой пыльцевые исследования пород из лёссовых отложений того же разреза (Веклич, Артюшенко, Сиренко и др., 1967) показывают, что на рассматриваемой территории растительность во время плейстоцена переживала несколько периодов похолоданий и потеплений. Лёссовые горизонты (днепровский, бугский и причерноморский) содержат спорово-пыльцевой комплекс, очень обедненный как по составу, так и по количеству пыльцы. В нем почти отсутствует пыльца древесных пород, встречены лишь единичные зерна сосны, березы, лещины, а пыльца травянистых представлена в основном маревыми, полынями, злаковыми. Ископаемые почвенные горизонты (завадовский, кайдакский, прилукский, витачевский и дофиновский) содержат большее количество пыльцы и более разнообразный спорово-пыльцевой комплекс. В нем отмечена пыльца сосны, березы, лещины, ольхи, граба, липы, клена, кипарисовых, дуба. В завадовской ископаемой почве пыльца древесных иногда преобладает (до 75%) и встречены единичные пыльцевые зерна пихты, ореха, лапыны. Для остальных ископаемых почв пыльца древесных составляет в среднем 25—50%. В составе пыльцы травянистых отмечены злаковые, маревые, полыни, розановые, зонтичные и др.

Пыльцевые исследования М. П. Гричук из образцов с междуречья Когильник — Хаджидер из сборов авторов для причерноморского и бугского лёссовых горизонтов, а также дофиновской ископаемой почвы, по предварительным данным, показали, что климат в период образования лёссовых пород был более суровым, чем в межледниковье, когда формировались почвы. Во всех указанных горизонтах, по данным М. П. Гричук, преобладает пыльца травянистой растительности. Это злаки, осоки, хмель, встречается полынь и лебедовые. В лёссовых горизонтах отмечен вереск, среди спор мхи и плауны. Из древесных и кустарниковых пород выделяются *Pinus s. g. Diploxylon*, *Betula sect. Albae*, *B. sect. Fruticosae*, *Corylus*. В дофиновской ископаемой почве, кроме того, отмечена пыльца

ольхи, граба, вяза, дуба, липы, а в причерноморском и бугском лёссовых горизонтах обнаружены зерна *Picea sect. Euripicea*.

Приведенные данные об изменении литологии, о просадочных свойствах пород лёссовой толщи, о характере фауны моллюсков, а также результаты палинологических исследований свидетельствуют об относительно холодном и сухом климате в периоды образования лёссовых горизонтов и об относительном потеплении и увлажнении климата в периоды образования ископаемых почв. Однако палеомалакологические и спорово-пыльцевые исследования не дают оснований говорить об образовании лёссовых горизонтов в условиях развития многолетнемерзлых пород. Морозобойные трещины, в соответствии с другими данными, свидетельствуют о сухих и холодных зимах. Надо также учитывать роль усадки в растрескивании грунтов при их высыхании, что ныне наблюдается на довольно низких широтах. Усадочные трещины впоследствии могли увеличиваться в слое сезонного промерзания.

Заключение

Рассмотрение описанных выше участков на территории средних и южных широт Русской равнины показывает, что всюду в плейстоцене большую, до сих пор часто недооцениваемую, роль играли мерзлотные процессы. В краевых ледниковых зонах древних оледенений были распространены многолетнемерзлые породы, свидетелями чего являются реликтовые впадины от протаявших льдов и псевдоморфозы по полигональной сети повторно-жильных льдов.

Суровые климатические условия временами устанавливались на большей части Русской равнины. Однако едва ли Русскую равнину можно рассматривать как территорию, в некоторые эпохи плейстоцена являвшуюся в криологическом отношении единым однородным целым. Мы с сомнением относимся к утверждению А. А. Величко (1965, 1969) о распространении в конце верхнего плейстоцена многолетнемерзлых пород почти на всей территории Русской равнины. М. Печи (1969) делает еще более смелый шаг, когда допускает многолетнее промерзание грунтов в плейстоцене на территории равнинной Венгрии. Следует предъявлять более строгие требования к доказательствам существования многолетнемерзлых пород в плейстоцене и, в частности, различать первично-грунтовые жилы и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам.

С этой точки зрения зона многолетнемерзлых пород плейстоценового времени едва ли охватывала всю Русскую равнину. Мы не можем согласиться с А. А. Величко, считающим степные блюдца в области развития настоящего лёсса и просадочность лёсса следствием криогенных явлений. Просадочные свойства лёсса и его текстура были объяснены образованием и существованием породы в районах развития степей и климата засушливого (Денисов, 1953; Кригер, 1970), но не настолько сурового, чтобы исключить существование некоторых, ныне обитающих в этих же районах степных моллюсков (Кригер, 1965).

Следы мерзлотных явлений имеют не только палеогеографическое, но и стратиграфическое значение. Земляные жилы не всегда позволяют достаточно точно определить физико-географическую обстановку (многолетнее или сезонное промерзание пород), но все же свидетельствуют об этапах значительного похолодания и континентального климата; поскольку эти этапы чередовались с этапами более теплыми и влажными, гледы криогенных процессов дают основание проследивать отложения более холодного этапа на больших расстояниях.

Для диагноза характера жильных образований (первично-грунтовые жилы, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам) следует, помимо их морфологии и строения, учитывать общую палеогеографическую обстановку, выявляемую методами палеозологии, палеоботаники и литологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Веклич М. Ф.* Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Веклич М. Ф., Артюшенко А. Т., Сиренко Н. А. и др.* Опорные геологические разрезы антропогена Украины, ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Величко А. А.* Криогенный рельеф позднелайстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы.— В кн.: Четвертичный период и его история. «Наука», 1965.
- Величко А. А.* Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. Изд. ВИНТИ, 1969.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. «Наука», 1966.
- Горецкий Г. И.* О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбины ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев.— Тезисы докл. Всесоюз. междуведомств. совещ. по изуч. краевых образований материк. оледенения. Смоленск, 1968.
- Горецкий Г. И.* Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. «Наука», 1970.
- Давыдова А. Н., Москвитин А. И.* Геология северо-западной части Калининской области. Гостехиздат, 1939.
- Данилова Н. С.* Почвенно-грунтовые жилы в четвертичных отложениях р. Вилюя.— В кн.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. Изд-во АН СССР, 1963.
- Денисов Н. Я.* Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. М., Госстройиздат, 1953.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А.* Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1967.
- Каплина Т. Н.* О зональных закономерностях формирования трещинно-полигональных образований.— Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед. 1970 г. Изд-во МГУ, 1970.
- Каплина Т. Н., Романовский Н. Н.* О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Катасонов Е. М.* Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений.— В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. Изд-во АН СССР, 1962.
- Катасонов Е. М.* Мерзлотно-фациальный анализ четвертичных отложений нижней части бассейна р. Тумары.— В кн.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кригер Н. И.* Лёсс, его свойства и связь с географической средой. «Наука», 1965.
- Кригер Н. И.* О строении Солигорской конечной морены и о древнейшем оледенении в Белоруссии.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. «Наука», 1967.
- Кригер Н. И.* Причины закономерностей в распространении просадочных пород.— Труды ПНИИС, т. IV. М., 1970.
- Кухаренко А. А.* Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Москвитин А. И.* «Ледяные клинья» — клиновидные трещины и их стратиграфическое значение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1940, т. 18, № 2.
- Москвитин А. И.* О следах мерзлоты и необходимости их распознавания.— Мерзлотоведение, 1947, т. 2, № 1.
- Москвитин А. И.* О строении покровных образований древнейших террас Днестра.— Бюлл. комис. по изуч. четвертичного периода АН СССР, вып. 28, 1963.
- Печи М.* Перигляциальные образования Венгрии.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. Изд. ВИНТИ (ротапонт), 1969.
- Попов А. И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
- Чумаченко А. Н., Пугачева С. И.* Лёссовые породы юго-западной части Причерноморья и их инженерно-геологическая характеристика.— Труды ПНИИС, т. IV. М., 1970.
- Bulow K. V.* Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisruck — zug in Norddeutschland.— Z. Dtsch. geol. Ges., B. Monatsber., N 8—10, 1927.
- Nikiiforova K. V., Ivanova I. K., Konstantinova N. A.* Tiraspol as a type locality for the Pleistocene of Eastern Europe.— Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1970, v. 8.
- Tricart J.* France. Biul. peryglac., N 4, 1956.
- Tricart J.* Geomorphologie des regions froides. Paris, 1963.

ЛИТОГЕННЫЕ И КРИОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАВНИН СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ПЕЧОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

И. Д. ДАНИЛОВ

Плейстоценовым отложениям, широко развитым на равнинах севера Евразии, свойствен сложный и разнообразный комплекс деформаций. Поскольку эти отложения в настоящее время находятся в мерзлом состоянии либо находились в нем в недавнем геологическом прошлом, в них присутствуют деформации, обязанные своим происхождением криогенным процессам. Вместе с тем основная часть плейстоценовых отложений на равнинах севера Евразии отлагалась в водных условиях: морских, озерных, речных. Поэтому, наряду с мерзлотными, для них характерны деформации, образованные в процессе осадконакопления и последующего преобразования осадка в породу, т. е. сингенетические и диагенетические (литогенные) деформации. Возникшие различными путями деформации плейстоценовых пород обладают близкой морфологией. Выяснение генезиса, природы, условий образования деформаций приобретает важное значение при палеогеографических реконструкциях.

Отнесение всех или подавляющего числа деформаций к образованиям, связанным с литогенезом осадков, равно как утверждение их исключительной взаимосвязи с мерзлотными процессами, обуславливает неверное, однобокое понимание и толкование палеогеографических и фациальных условий осадконакопления вмещающих отложений. С одной стороны, это ведет к выделению неоправданно большого числа эпох похолоданий и связанных с ними оледенений, к признанию множественности трансгрессий и регрессий при формировании единых ритмично-слоистых толщ с погребенными горизонтами деформаций. С другой стороны, отрицание мерзлотного происхождения определенных типов деформаций влечет за собой неверное понимание палеоклиматических, а следовательно, и палеогеографических условий осадконакопления вмещающих деформации плейстоценовых отложений. Кроме того, некоторые типы криогенных, а также сингенетических и диагенетических деформаций связываются с бывшим воздействием ледников, что также искажает картину палеогеографических построений. Результаты исследований плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири и в Печорской низменности показывают, что сложный комплекс собственных им деформаций разделяется на следующие основные группы.

I. Деформации, связанные с литогенезом осадков (литогенные):

- 1) деформации, возникающие на стадии седиментогенеза, т. е. осадконакопления; имеют пластический характер;
- 2) деформации, возникающие на стадии диагенеза, т. е. превращения осадка в породу; имеют пластический и разрывный характер.

II. Криогенные деформации:

- 1) псевдоморфозы, связанные с вытаиванием ледяных жил а) в субаэральных условиях, б) в субаквальных условиях;
- 2) грунтовые жилы;
- 3) пластические деформации деятельного слоя.

Наконец, существуют ложные деформации пород, связанные с циркуляцией грунтовых вод, которые, не меняя первично-седиментационной слоистости, вызывают неравномерное окрашивание пород.

Деформации, связанные с литогенезом осадков (литогенные)

1. Сингенетические деформации образуются на стадии седиментогенеза, т. е. одновременно с накоплением осадков, и зависят от процессов оплывания и оползания грунтов в условиях дна морских или озерных водоемов. Деформации имеют характер отдельных крупных (до нескольких метров) складок или мелкой гофрированной складчатости, охватывающей значительные по мощности (до 3—5 м) участки пород (рис. 1). На приведенной зарисовке показана деформированная толща мелководных прибрежно-морских или эстуарных пород, представленных тонким переслаиванием мелкозернистых песков, супесей и суглинков. Мощность отдельных прослоев составляет 1—2, реже 5—10 см. На некотором удалении от деформированного участка породы имеют четкую, ритмичную горизонтальную слоистость.

Смятые слои перекрыты косослоистыми средне- и крупнозернистыми песками водного генезиса. Контакт тех и других согласный, местами резкий, местами постепенный. Следовательно, нет оснований связывать деформированность пород с былым воздействием ледника, отложения которого бы в этом случае, безусловно, фиксировались.

Также нельзя объяснить деформированность пород мерзлотными процессами, поскольку мощность водных отложений с перемятой слоистостью достигает в данном случае 3—5 м и вверх по разрезу они переходят также в водные, косослоистые, более крупнозернистые пески. Предположению о возможном мерзлотном происхождении деформаций, показанных на рис. 1, противоречит их положение в общей системе нарушений слоистости, которая имеет оползневой характер.

Оползневые деформации в мелководных бассейновых отложениях весьма многочисленны, и различные их типы уже рассматривались нами (Данилов, 1963, 1964). В большинстве случаев об их генезисе позволяет судить морфологический облик. Если же морфология допускает двойственное толкование генезиса пластических деформаций, то их сингенетический характер устанавливается на основе положения в генетически единой и непрерывной толще отложений. Иногда они залегают в одном слое, входящем в единую серию слоев.

2. Диагенетические деформации возникают на стадии превращения осадка в породу и обусловлены внутренними физическими и, возможно, физико-химическими процессами, протекающими в осадках. По условиям образования и морфологии различаются два типа диагенетических деформаций — пластического и разрывного характера.

а) Пластические деформации связаны с переходом влагонасыщенной породы в текучее, пльвунное состояние под действием постоянно увеличивающейся нагрузки накапливающихся вышележащих слоев (Попов, 1962). Обычно эти деформации свойственны породам пылеватого состава — алевритам, суглинкам, тонкозернистым пылеватым пескам и обусловлены их тиксотропными свойствами, а также способностью фиксировать происшедшие изменения в положении слоев вследствие выделения влаги при деформации. Тиксотропное состояние грунтов может возникнуть, вероятно, посредством постепенного увеличения динамической нагрузки в течение продолжительного времени. Как известно, в пльвунное состояние переходят также пески, лишенные примеси пылеватых и глинистых частиц.

Широко распространенным типом пластических диагенетических деформаций являются фестончатые внедрения материала суглинистых и алевритовых прослоев в вышележащие рыхлые, слабо уплотненные пески. Характерные в этом отношении деформации присутствуют, например, в толщах аллювиально-озерных песков, слагающих надпойменные террасы р. Мессо-Яхи на юге Гыданского полуострова. В песках залегают

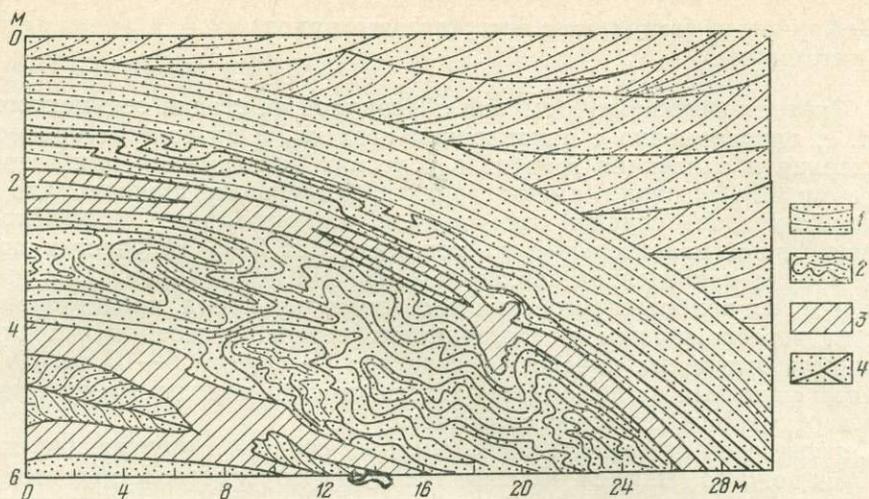


Рис. 1. Общий характер оползневых деформаций в мелководных отложениях.

1 — переслаивание песков и супесей; 2 — смятые слои: пески и супеси; 3 — суглинки; 4 — косослоистые пески

отдельные линзовидные прослои серых суглинков и алевритов, которые в виде даек и микролакколитов внедряются в вышележащие пески. Сходные деформации в плейстоценовых осадках бенча в районе Калифорнии описаны К. О. Эмери (Emery, 1950), который также связывает их образование с переходом влагонасыщенных пород в текучее состояние под давлением вышележащих слоев. Автор объясняет наблюдавшуюся им полигональность в расположении структур. Слой песков, который перекрывает структуры внедрения, сложенный песчаным илом, при оседании разбился на блоки и секции. По трещинам между блоками и произошло внедрение песчаного ила снизу вверх под действием давления.

Морфологические структуры внедрения, отмеченные выше, весьма напоминают мерзлотные нарушения слоистости, связанные с деятельным слоем (инволюции, криотурбации и т. д.). Нередко подобные нарушения условий залегания пород приводятся как примеры типичных мерзлотных деформаций, и на этой основе строятся далеко идущие палеогеографические выводы и реконструкции.

Пластические диагенетические деформации, которые морфологически близки мерзлотным инволюциям, могут охватывать слои осадков значительной (до 3—4 м) мощности. Яркий пример в этом отношении представляют деформации, которые присутствуют в разрезе II надпойменной террасы р. Усы, в ее среднем течении (рис. 2). Нижняя часть террасы сложена среднезернистыми косослоистыми песками, в основании которых находится слой мелкозернистых песков с мелкими линзами аллохтонного торфа. В песках с торфом обнаружена флора диатомовых водорослей озерно-аллювиального облика. Вверх по разрезу granulометрический состав песков становится более тонким, они постепенно переходят в тонкозернистые пылеватые пески и супеси, сначала волнисто-, а затем горизонтальнослоистые. Изменение характера слоистости и литологического состава пород вверх по разрезу, что хорошо иллюстрируется рис. 2 и данными таблицы, позволяет предполагать смену во времени руслового водного потока стоячим или слабо проточным водоемом седиментации. В ритмичнослоистых глинах ленточного типа, которые перекрывают слои с деформациями, наряду с пресноводными диатомеями, присутствуют солоноватоводные виды, что говорит о подпруживании бассейна водами трансгрессировавшего моря.

Деформации расположены в тонкозернистых пылеватых песках. Залегают они несколькими ярусами, между которыми слои осадков деформированы слабо. Прослеживается выполаживание вверх по разрезу деформированных слоев каждой серии. Вероятно, деформации возникали неоднократно в процессе осадконакопления и превращения осадка в породу. Образование деформаций происходило на ранних стадиях диагенеза осадков, на незначительной глубине от поверхности дна водоема, о чем свидетельствует небольшая мощность осадков, разделяющих интенсивно смятые слои.

Однако основной этап деформирования осадков, охвативший весь горизонт смятых слоев, произошел, очевидно, после накопления некоторой части вышележащих плотных глинистых пород. Под действием нагрузки последних водонасыщенные пылеватые пески и супеси всего слоя в целом перешли в пльвинное состояние и деформировались. Деформация слоев сопровождалась выделением влаги, благодаря чему возникшие нарушения слоев фиксировались. Резкая потеря влаги пылеватыми песками и супесями привела к уплотнению, сокращению их объема и образованию полигональных трещин или ослабленных зон, вдоль которых произошло внедрение вышележащих, пластичных, более тяжелых глинистых осадков.

Внедрения глин в пески имеют неправильную вытянутую, языковидную, грушевидную или клиновидную форму. Вертикальная протяженность их составляет 1,4—1,7 м, поперечник в верхней, расширенной части 0,6—

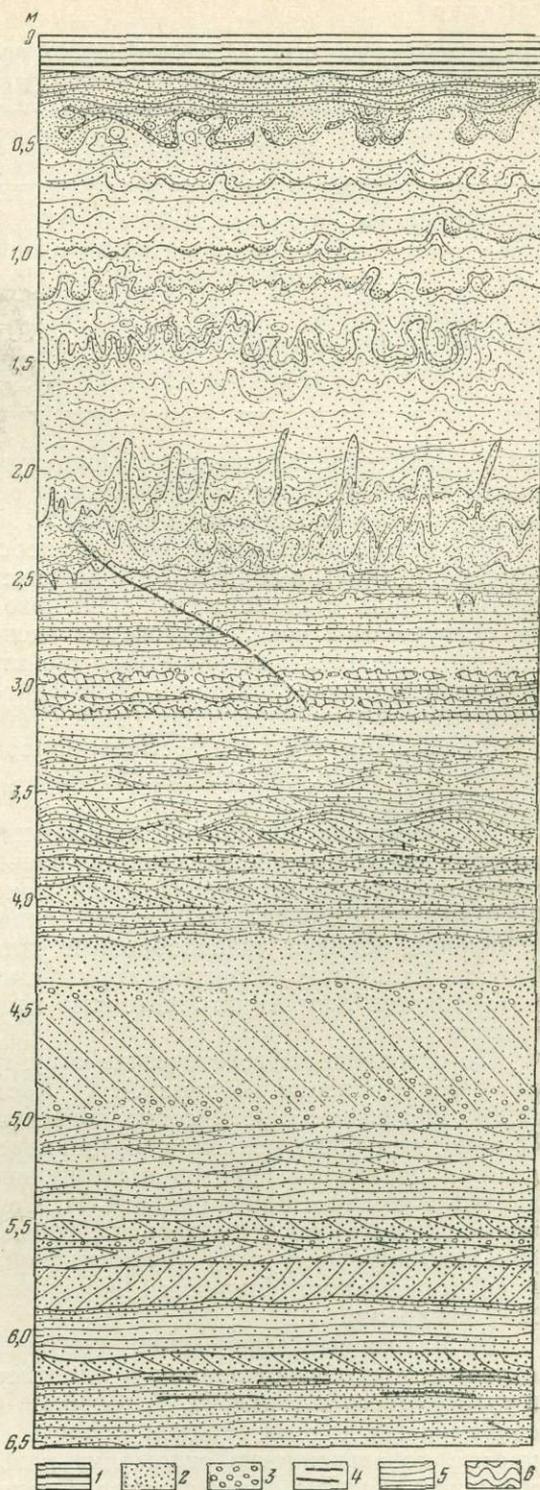


Рис. 2. Деформации тонкозернистых пылеватых ритмично-слоистых песков и супесей в разрезе второй надпойменной террасы р. Усы.

1 — глины ленточные; 2 — пески; 3 — гравий; 4 — линзы торфа; 5 — слоистость песков; 6 — смятые слои

Таблица

Гранулометрический состав деформированных пород II надпойменной террасы р. Усы

Тип отложений	Размер фракций, мм											
	10	10-5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	<0,002
Деформированные слои	0,0	0,0	1,5	2,3	4,2	6,7	38,3	19,4	12,9	4,2	5,9	4,6
	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,6	8,8	47,6	31,6	3,1	5,5	2,3
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	4,7	43,8	34,6	1,8	8,2	6,6
Нижележащие ко- сослоистые пески	0,0	0,0	0,2	0,5	0,7	1,0	47,5	49,6	0,2	0,1	0,1	0,1
	0,1	0,4	1,3	0,9	0,2	5,2	81,8	9,6	0,2	0,1	0,1	0,1
	0,0	2,0	1,6	1,7	2,2	25,3	43,0	22,3	0,3	0,3	0,2	0,1

1,0 м; окончание внедрений обычно тупое. В плане они пересекаются между собой, образуя полигональную сеть. Расстояние между соседними структурами колеблется от 8,5 до 25 м, составляя в среднем 17—23 м.

Контакты с вмещающей породой неровные, резкие, по контактам наблюдаются сколы и сбросы. Близ контактов в песках залегают куски глинистых пород, отделенные от основного тела структур. Последние как бы погружены в чехол неслоистых песков, которые на некотором удалении от внедрений приобретают свойственную им горизонтальную, но деформированную слоистость. Этот факт свидетельствует о том, что пески в момент внедрения глин были слабо уплотнены и еще достаточно влагонасыщены. Внедряясь, глины приводили близлежащие пески в плавучее состояние, они перемешивались и теряли все признаки первично-седиментационной слоистости.

В структурах внедрения прослеживается облекающая слоистость, которая вверх постепенно выполаживается. Глины в структурах аналогичных вышележащим горизонтальнослоистым глинам и постепенно в них переходят. Горизонтальнослоистые глины проседают над структурами внедрения, образуя мульдообразные складки, которые вверх выполаживаются. Еще выше по разрезу горизонтальная слоистость глин постепенно сменяется ленточной. Ленточные глины уже не участвуют в деформациях.

По строению диагенетические структуры внедрения близки структурам, формирование которых А. Г. Костяев (1964) и Е. В. Артюшков (1964) связывают с процессами конвективной неустойчивости в грунтах. Однако, как было показано, возникновение их обусловлено не конвекцией, а переходом грунтов в плавучее состояние под действием нагрузки, о чем уже ранее писал А. И. Попов (1962). Возможно, что некоторые виды «структур облекания», относимые к псевдоморфозам по полигонально-жильному льду (Романовский, 1958; Лаврушин, 1960, и др.), в действительности являются аналогами рассмотренных диагенетических внедрений.

б) Разрывные деформации диагенетического характера образуются в результате обезвоживания и уплотнения донных осадков глинистого и суглинистого состава. Н. М. Страхов (1960) отмечает, что под слоем современных донных осадков Черного моря мощностью 0,2—2,0 м глинистые новейшие отложения разбиты трещинами, куда затекает материал вышележащих осадков. Следовательно, трещины в слабо уплотненных, очень тонкозернистых осадках могут возникать на ранних стадиях диагенеза, в донных условиях.

Трещины в относительно глубоководных шельфовых морских осадках глинисто-суглинистого состава наблюдались нами на севере Западной Сибири и в Печорской низменности. Вмещающие трещинные деформации

отложения содержат глубоководную арктическую фауну морских моллюсков и богатые комплексы фораминифер. Эти образования представлены серией узких (0,1—0,2 м), глубоких (до 4—6 м) трещин в морских суглинках и выполнены вышележащими глинами. Предполагать возможность одновременного осадконакопления и промерзания осадков нет оснований. Образование трещин и заполнение их осадками осуществлялось в донных условиях открытого шельфового морского бассейна. Наиболее вероятным способом образования разрывных деформаций является возникновение трещин при уплотнении и обезвоживании осадков в ходе их диагенеза.

Наряду с узкими и глубокими трещинами отмечаются клиновидные внедрения до 1,2 м по вертикали и 0,5—0,6 м ширины в верхней расширенной части. Клинья целиком располагаются в слое морских суглинков, последние также и выполняют их. В разрезе клиновидные деформации удается заметить благодаря наличию в суглинках светлых прослоев алевроитов и мелкозернистых песков, которые пререзаются клиньями. Вмещающие узкие трещины и клиновидные внедрения породы не деформированы или деформированы очень слабо.

Весьма вероятно, что разрывные деформации в относительно глубоководных морских породах глинистого состава более разнообразны и многочисленны, но поскольку породы обычно неслоисты, заметить деформации в разрезах трудно.

Криогенные деформации

1. Псевдоморфозы — клиновидные или языковидные просадки пород, связанные с вытаиванием ледяных жил. Псевдоморфозы, образованные в субаэральных и субаквальных условиях, существенно отличаются как по строению, так и по закономерностям расположения в разрезе. Как будет показано ниже, многие псевдоморфозы, происхождение которых априори связывалось с перерывом в осадконакоплении, эпигенетическим промерзанием ранее накопленных осадков, образованием и последующим протаиванием полигонально-жильных льдов в субаэральных условиях, формировались в действительности в ходе процесса осадконакопления аллювиальных и прибрежно-морских отложений в субаквальных условиях.

Псевдоморфозы, связанные с вытаиванием ледяных жил в субаэральных условиях, наиболее достоверно известны в торфяниках, которые наряду с псевдоморфозами содержат полигонально-жильные льды. Процесс вытаивания ледяных жил и образования псевдоморфоз удается наблюдать в развитии, на разных его стадиях. Псевдоморфозы в этих случаях имеют четкую клиновидную форму. В них присутствует торф вышележащих горизонтов, а также озерные суглинки, как правило, подстилающие торф (рис. 3). Размеры внедрений соответствуют размерам эпигенетических ледяных жил. Вертикальная протяженность составляет 2—3 м, в отдельных случаях достигая 5—6 м, поперечник в верхней, расширенной части 1,5—2,0 м.

Закономерности внутреннего строения псевдоморфоз и их отличительные признаки рассмотрены Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовским (1960), однако авторы характеризуют псевдоморфозы в целом, не проводя принципиальных различий между образовавшимися в субаэральных и субаквальных условиях.

Внутреннее строение псевдоморфоз, формирование которых происходило в субаэральных условиях, весьма разнообразно. Слои вышележащих пород внедряются в просадку либо монолитным телом, либо мультобразно ее выполняют, либо образуют хаотическую смесь с породами, расположенными на боковых стенках. В ряде случаев залегание пород в просадке носит крутонаклонный, почти вертикальный характер. Вертикальные или крутонаклонные слои отмечаются вдоль контактов псев-

доморфоз и вмещающих отложений. Нередко внутреннее строение псевдоморфоз представляет комбинацию вышеперечисленных случаев (см. рис. 3).

Контакты псевдоморфоз с вмещающими породами также рассмотрены Т. Н. Каплиной, Н. Н. Романовским (1960). Наиболее часто слои вмещающих пород загибаются вниз, реже — вверх, в отдельных случаях часть слоев загибается вниз, часть — вверх. Во вмещающих породах рядом с контактом отмечаются, хотя и не повсеместно, своеобразные сбросы и сколы. Вместе с тем встречаются псевдоморфозы, на контакте с которыми вмещающие отложения почти не деформированы. Даже контакты одной и той же псевдоморфозы могут иметь различный характер с одной и с другой стороны от нее.

Вышеприведенная характеристика псевдоморфоз заставляет с осторожностью относиться к попыткам рассматривать закономерности их внутреннего строения и характер контактов с вмещающими породами как отличительные признаки субэаральных псевдоморфоз. Представляется, что наиболее надежными генетическими критериями псевдоморфоз в субэаральных условиях являются наличие в них внедрений автохтонного торфа и приуроченность к подошве слоя последнего.

Псевдоморфозы, связанные с вытаиванием ледяных жил в субаквальных условиях, наиболее известны в литературе как структуры облекания. Механизм их образования в условиях периодически заливаемых пойменных террас и лайд рассмотрен Н. Н. Романовским (1958), а затем Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовским (1960). Ю. А. Лаврушин (1960) связывает образование структур облекания с таянием повторно-жильных льдов на дне термокарстовых озер, которое происходило параллельно с осадконакоплением.

Наблюдения показывают, что образование псевдоморфоз в субаквальных условиях осуществляется также в процессе накопления русловых, низпойменных фаций аллювиальных и мелководных бассейновых отложений, столь широко распространенных на севере Западной Сибири и Европейской части СССР. При этом образуются про-

садки характерной клиновидной формы, с расширенной верхней и узкой, вытянутой нижней частью. В верхней, расширенной части псевдоморфоз нередко наблюдается облекающая слоистость. Нижняя, узкая представляет собой монолитное внедрение или смещение пород. Вмещающие псевдоморфозы породы водного генезиса обладают четкой слоистостью, благодаря чему клиновидные провалы прекрасно видны в разрезе и постоянно привлекают к себе внимание исследователей.

Клиновидные деформации в слоистых водных отложениях на севере Западной Сибири описаны В. В. Баулиным, Л. М. Шмелевым, В. И. Соломатинным (1960), В. В. Баулиным, Л. М. Шмелевым (1962), С. Ф. Хруц-

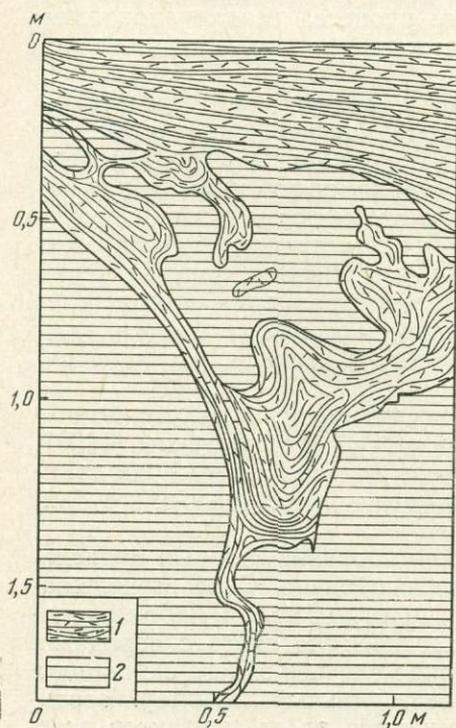


Рис. 3. Псевдоморфоза, выполненная торфом и озерными суглинками в торфянике с полигонально-жильным льдом.

1 — торф, 2 — озерные суглинки

ким (1964) и другими исследователями, близкие по строению псевдоморфозы изучены Т. Н. Каплиной (1968) на севере Европейской части СССР в долине Северной Двины.

Прежде всего следует остановиться на вопросе о связи клиновидных просадок в слоистых субаквальных отложениях с вытаиванием повторно-жильных льдов, поскольку в литературе появились гипотезы, оспаривающие эту связь (Костяев, 1962, 1964 и др., Артюшков, 1964). Если предполагать образование этих псевдоморфоз в субаэральных условиях, то действительно, многие черты их строения и распространения по разрезу плейстоценовых отложений не получают объяснений, на что справедливо обратил внимание А. Г. Костяев (1965). Клиновидные просадки часто находятся в погребенном состоянии; вместе с тем вмещающие их породы не всегда несут следы перерывов в осадконакоплении, спорово-пыльцевые спектры отложений ниже и выше кровли просадок не указывают на сколько-нибудь существенные изменения климатических условий. В теле многих клиновидных просадок и в их кровле отсутствует материал наземного происхождения: торф, почвенные образования и т. д. Все вышеперечисленные и некоторые другие факты позволили А. Г. Костяеву отрицать связь большинства клиновидных образований в водных отложениях с вытаиванием полигонально-жильных льдов и объяснять их возникновение процессами конвективной неустойчивости во влагонасыщенных донных грунтах и диагенетическими процессами.

В свете возникшей дискуссии особое значение приобретают факты, полученные при исследовании аллювиальных отложений II надпойменной террасы в низовьях р. Мессо-Яхи. Терраса имеет относительную высоту 12—15 м над руслом реки, абсолютная высота ее поверхности также достаточно выдержанная и составляет около 40 м. В нижней части разреза терраса сложена мелко- и среднезернистыми, косослонистыми песками. Вверх по разрезу песка становятся мелко- и тонкозернистыми, пылеватыми, в них появляются прослойки суглинков и алевроитов. Слоистость приобретает характер косякой слабо срезанной, косоволнистой, местами горизонтальной и слабо наклонной.

В отложениях террасы с глубины от 1 до 6—8 м от поверхности прослеживаются характерные клиновидные просадки с расширенной воронкообразной верхней и узкой нижней частью (рис. 4).

В расширенную (0,6 м в поперечнике) верхнюю часть просадки вовлечены интенсивно деформированные слои вышележащих пород и вмещающие слои с боковых стенок. Близ контакта с верхней частью просадки слои аллювия круто поднимаются вверх, а затем резко опускаются вниз, вовлекаясь в тело клина. На продолжении

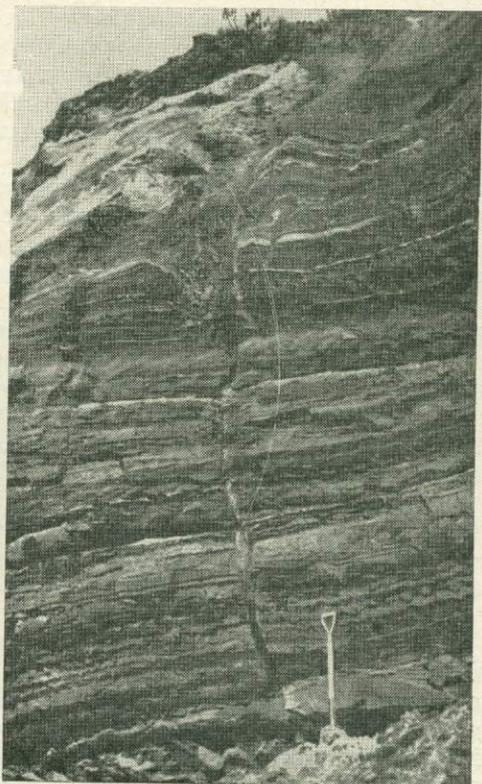


Рис. 4. Псевдоморфоза в аллювиальных песках второй надпойменной террасы р. Мессо-Яха.

клиновидной просадки, длина которой составляет 3,5 м, располагается узкая (0,1—0,2 м шириной) ледяная жила, вертикальная протяженность которой около 2 м. Таким образом, устанавливается непосредственная связь ледяной жилы и расположенной над ней клиновидной просадки.

Отложения террасы находятся в мерзлом состоянии и характеризуются интенсивной льдонасыщенностью, особенно в нижней и средней частях разреза (до 60—80%). На некотором удалении от рассмотренной псевдоморфозы сильно льдистые отложения террасы пронизаны системой ледяных жил. Положение в разрезе и размеры ледяных жил полностью соответствуют условиям залегания и размерам рассмотренной псевдоморфозы, включая расположенную на ее продолжении ледяную жилу. Протаивание верхней части последней и образование псевдоморфозы были вызваны какими-то местными, локальными изменениями геотермического режима грунтов террасы на последних стадиях их осадконакопления. Следует отметить, что пойменные суглинки, перекрывающие псевдоморфозу, испытывают над ней небольшое проседание, но не внедряются в тело просадки. Вверх по разрезу происходит выполнение этого небольшого углубления в кровле псевдоморфозы, и в рельефе террасы оно не выражено.

Все приведенные данные говорят о связи рассмотренной клиновидной просадки с вытаиванием полигонально-жильных льдов. Вместе с тем тот факт, что пойменные суглинки не внедряются в тело псевдоморфозы, свидетельствует о вытаивании ледяной жилы в ходе аллювиального осадконакопления до или в самом начале накопления суглинистых отложений высокопойменных фаций.

Погребенные псевдоморфозы располагаются на различной глубине в аллювиальных отложениях вследствие неоднократной миграции мандрирующего русла реки, при условии компенсированного осадконакоплением опускания территории. Размеры просадок определяются глубиной размыва ранее накопленных и промерзших осадков с жильными льдами и глубиной их протаивания под термическим воздействием водного потока. На завершающих этапах аллювиального цикла осадконакопления, на стадиях низкой и высокой поймы, когда размыв ранее накопленных осадков ограничен, размеры псевдоморфоз близки к истинным размерам былых ледяных жил.

В связи с изложенными представлениями важно отметить, что в хорошо промытых песках, заливаемых в паводок островов и отмелей в русле рек Пясины и Мессо-Яхи, наблюдались ледяные жилы, которые достигают 3 м по вертикали и 0,5—1,0 м в ширину.

Близкие по строению рассмотренным погребенные псевдоморфозы присутствуют в отложениях эстуарного и эстуарно-ваттового генезиса, которые слагают, например, террасовую поверхность с абсолютными высотами 30—50 м на южном побережье Обской губы.

Помимо псевдоморфоз обычной клиновидной формы, в отложениях этой террасы присутствуют своеобразные клиновидные тела, имеющие характерную форму факела (рис. 5). Слои пород как бы сползают в клиновидную просадку лишь с одной стороны. С противоположной стороны породы, представленные ритмичным переслаиванием тонкозернистых песков и алевролитов, сохраняют нормальную последовательность напластования, слоистость их горизонтальная и слабоволнистая, следы перерыва в осадконакоплении не фиксируются.

Образование псевдоморфозы в данном случае могло происходить, по-видимому, только в водных, бассейновых условиях. Слои вмещающих пород накапливались во все более и более мелющем водоеме. На стадии периодически осушающегося мелководья началось промерзание отложений и формирование полигонально-жильных льдов. Последующее увеличение глубины бассейна, вероятно незначительное, судя по сходству лито-



Рис. 5. Клиновидная просадка факельной формы в ритмичнослоистых мелководных отложениях.

логического состава вмещающих и перекрывающих просадку пород, привело к протаиванию ледяной жилы, и донные влагонасыщенные осадки сползли, согласно уклону слоистости, в образовавшуюся полость. Следует отметить, что слоистость осадков, вмещающих псевдоморфозу, имеет слабый уклон, согласный с уклоном слоев, втягивающихся в псевдоморфозу. Иным способом, кроме как сползанием водонасыщенных грунтов по уклону дна водоема, трудно объяснить факельную форму псевдоморфозы, а также отсутствие перерыва в осадконакоплении вмещающих и перекрывающих ее пород.

Рассмотренные типы псевдоморфоз, образовавшиеся в субаквальных условиях на дне водоемов, имеют широкое распространение в мелководных плейстоценовых отложениях, накопление которых сопровождалось их промерзанием. Процесс формирования субаквальных псевдоморфоз можно рассматривать как характерный процесс литогенеза мелководных бассейновых и аллювиальных отложений в зоне распространения многолетнемерзлых пород, иными словами как своеобразный процесс криолитогенеза.

2. Грунтовые жилы являются образованиями, формирование которых обусловлено морозобойным растрескиванием грунтов и не связано с вытаиванием крупных тел полигонально-жильного льда. Процесс образования грунтовых жил представляется большинству авторов как процесс заполнения мелкоземом открытых морозобойных трещин (Данилова, 1956; 1963; Попов, 1959; Каплина, 1960, и др.). Грунтовые жилы наиболее характерны для слоя сезонного промерзания и протаивания. А. И. Поповым (1959) описаны двухъярусные грунтовые жилы, верхняя, расширенная часть которых располагается в деятельном слое, а нижняя, узкая — в мерзлой породе. Несомненный интерес представляют наблюдения Н. Н. Романовского и О. Г. Боярского (1966), согласно которым на продолжении грунтовых жил, залегающих в деятельном слое, в многолетнемерзлых породах располагаются ледяные жилы. Это обстоятельство приводит авторов к выводу, что грунтовые жилы являются псевдоморфозами

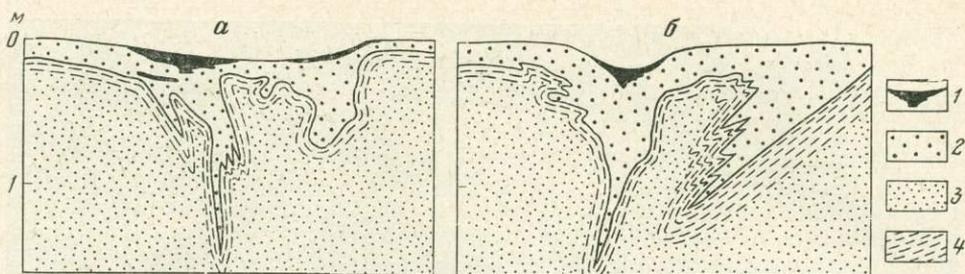


Рис. 6. Клинья белесых, хорошо промытых песков под небольшим канавообразным понижением *а*) и под прямоугольной крестовиной (*б*).

1 — гумус; 2 — подзол; 3 — мелкозернистые неслоистые пески; 4 — ожезненные пески

по элементарным ледяным жилкам, оттаивающим в пределах сезонного слоя.

Все перечисленные гипотезы так или иначе связывают образование грунтовых жил с внедрением вышележащего материала по морозобойным трещинам или элементарным ледяным жилкам. Наблюдения над грунтовыми жилами в области распространения бугристо-западинного рельефа в бассейне рек Ныда и Надым на севере Западной Сибири позволили сделать вывод, что образование грунтовых жил может быть обусловлено также выносом мелкозема вдоль морозобойных трещин, т. е. мерзлотно-суффозионными процессами.

В названном районе бугристо-западинный рельеф приурочен к прибровочным частям надпойменных террас, сложенных разнозернистыми (мелко-, тонко- и среднезернистыми) пылеватыми песками. Песчаные отложения террас находятся в талом состоянии, глубина их сезонного промерзания достигает 4 м (Белопухова, 1962). Аллювиальные пески вниз по разрезу переходят в ритмичнослоистые осадки глинисто-алевритового состава, подстилаются глинистыми и суглинистыми породами более древнего плейстоценового, или палеогенового возраста. Над глинистыми породами до глубины 3—4 м от поверхности, а иногда и менее, располагается водоносный горизонт, привязанный к урезу воды в реках.

Бугристо-западинный рельеф имеет полигональное расположение в плане с размером полигонов 10—30 м в поперечнике. Превышения бугров над западинами составляют 1,0—1,5, иногда до 2,5 м. Западины находятся в пересечении канавообразных углублений, разделяющих соседние бугры.

На некотором удалении от бровки и близ тылового шва поверхность террас ровная, почти плоская, на ней отчетливо заметна прямоугольная сеть полигонов с размерами сторон от 10 до 30 м, т. е. аналогичными размерам бугров и западин. Полигоны ограничены узкими (0,5—1,5 м шириной), прямолинейными канавообразными понижениями глубиной 0,1—0,3 м. В местах пересечения прямолинейных образуются несколько более глубокие, замкнутые блюдцеобразные понижения.

Как под канавообразными, так и под блюдцеобразными понижениями на плоской поверхности террасы находятся мелкие грунтовые клинья до 1,2 м по вертикали. Под каждым линейно-вытянутым понижением располагаются два клина, ограничивающие его по бокам (рис. 6). Клинья сложены хорошо промытыми, белесыми, среднезернистыми песками, тогда как вмещающие породы представлены желтовато-серыми мелкозернистыми песками с примесью тонко- и среднезернистых. Вдоль контакта с клиньями слои вмещающих пород ожезнены и окрашены в ржаво-бурый цвет.

Белесые, хорошо промытые пески клиньев на крыльях последних переходят в маломощный (5—10 см) подзолистый горизонт, развитый в пределах плоских поверхностей блоков. Ожелезненные пески, оконтуривающие клинья снизу, переходят за их пределами в ожелезненный иллювиальный почвенный горизонт. Непосредственно над клиньями увеличивается мощность гумусового горизонта, включения гумуса отмечаются в верхней части клиньев.

Очевидной является связь образования полигональных канавообразных понижений с морозобойным растрескиванием грунтов, а клиновидных тел с процессами почвообразования и промывания грунтов вдоль морозобойных трещин. Вынос материала осуществляется не только механическим путем, но и в результате химического растворения гуминовыми кислотами. Суффозионный процесс сочетается, таким образом, с почвенным. Интенсивность проявления этих процессов в свою очередь определяется мерзлотным фактором, так как сток атмосферных вод концентрируется в морозобойных трещинах и особенно в местах пересечения последних.

Приведенный материал отражает связь образования грунтовых жил в пределах линейных понижений и западин, а следовательно, и самого бугристо-западного рельефа, с суффозионными и почвенными процессами, предопределенными морозобойным растрескиванием.

На многих примерах удастся наблюдать процесс образования крупных грунтовых жил за счет серии мелких трещин, сложенных хорошо промытым, более крупнозернистым песчаным материалом. Нередко мелкие трещины располагаются наклонно и, пересекаясь между собой, ограничивают клинообразное тело вмещающей породы со всеми свойствами ей признаками и лишь иногда деформированной слоистостью.

Образование крупных мерзлотно-суффозионно-почвенных грунтовых жил возможно в условиях достаточно глубокого, интенсивного промывания пород и выноса мелкозема грунтовыми водами. В рассмотренном случае эти условия обеспечиваются песчаным составом пород, отсутствием многолетней мерзлоты и наличием водоносного горизонта. Естественно, что в прирвовочной части террасы, лучше дренированной, промывание отложений и сток грунтовых вод происходят наиболее интенсивно. Именно поэтому здесь распространены ярко выраженный бугристо-западный рельеф и связанные с ним крупные грунтовые жилы вымывания.

3. Пластические деформации деятельного слоя широко распространены в области современной многолетней мерзлоты, залегая близ дневной поверхности. С ними связаны также и небольшие клиновидные просадки и внедрения. Подробное рассмотрение деформаций в современном деятельном слое не входит в задачу настоящей статьи, поскольку она посвящена деформациям в плейстоценовых отложениях. Однако и в последних в погребенном состоянии описаны многочисленные смятия и деформации, которые по своей морфологии близки пластическим деформациям в деятельном слое.

Знакомство с литературным и фактическим материалом показывает, что во многих случаях пластические деформации в плейстоценовых отложениях, относимые к инволюциям и криотурбациям деятельного слоя, в действительности таковыми не являются. Наглядные примеры пластических сингенетических и диагенетических деформаций, которые, как правило, принимаются за образования, связанные с мерзлотным процессом, рассмотрены в начале статьи и показаны на рис. 2.

Для сравнения можно привести пример характерных деформаций деятельного слоя, которые погребены в настоящее время в песчаных горизонтальнослоистых отложениях высокой поймы р. Мессо-Яха на юге Гыданского полуострова. Отличительными особенностями деформаций в данном случае являются: присутствие погребенных гумусового и подзолистого горизонтов, общая направленность языковидных деформаций



Рис. 7. «Смятия», образованные корочками гидроокислов железа и марганца в горизонтально-истых песках.

вниз, при наличии в то же время определенного наклона в одну сторону, выдержанность слоя с деформациями в горизонтальном направлении и ограниченные размеры по вертикали.

Приведенные примеры, конечно, не решают задачи распознавания погребенных пластических деформаций деятельного слоя и тех слоев, которые образовались в ходе литогенеза осадков. Однако они показывают некоторые черты сходства и различия названных типов деформаций.

Наконец, близкие по морфологии деформациям деятельного слоя образования возникают в результате циркуляции в породах грунтовых растворов, которые создают ложное впечатление деформированности пород в результате окрашивания их гидроокислами железа и марганца (рис. 7). При этом первично-седиментационная слоистость пород остается ненарушенной, но на ее фоне хорошо видны причудливые петли и фестоны, созданные уплотненными корочками гидроокислов железа и марганца ярко-ржавого и фиолетово-бурого цветов.

Материалы, приведенные в статье, показывают, что деформациям в плейстоценовых отложениях свойственна исключительная конвергентность форм. Образовавшиеся в различных условиях и различными способами деформации как пластического, так и разрывного характера обладают сходной морфологией, поэтому решение вопроса об их генезисе в каждом конкретном случае требует специального и тщательного изучения и самих деформаций и вмещающих отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В. О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах.— В сб.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. Изд-во МГУ, 1964.
- Баулин В. В., Шмелев Л. М., Соломатин В. И. О следах древних мерзлотных процессов в среднечетвертичных отложениях нижнего течения р. Оби.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.

- Баулин В. В., Шмелев Л. М. О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения р. Оби.— В сб.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Белопухова Е. Б. Остаточный полигональный рельеф в долине р. Ярудей.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 19, 1962.
- Данилов И. Д. Водораздельные песчано-галечные отложения Воркутского района.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
- Данилов И. Д. Диагенетические нарушения слоистости в морских четвертичных отложениях Большеземельской тундры.— В сб.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. Изд-во МГУ, 1964.
- Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение.— Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. III. Изд-во АН СССР, 1956.
- Данилова Н. С. Первично-грунтовые жилы в четвертичных отложениях р. Вилюя.— В сб.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Каплина Т. Н. О некоторых формах морозного растрескивания на Северо-Востоке СССР.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 16, 1960.
- Каплина Т. Н. Следы многолетнемерзлых пород в верхнечетвертичных отложениях долины Северной Двины.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 8. Изд-во МГУ, 1968.
- Каплина Т. Н. и Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Костяев А. Г. К вопросу о происхождении клиновидных тел в четвертичных отложениях.— Вестник МГУ, серия геол., 1962, № 4.
- Костяев А. Г. О происхождении клиновидных и складчатых деформаций слоев в четвертичных отложениях.— В сб.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. Изд-во МГУ, 1964.
- Костяев А. Г. О признаках мерзлотных и конвективных (диагенетических) структур в четвертичных отложениях.— В сб.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во МГУ, 1965.
- Лаврушин Ю. А. О происхождении так называемых «мерзлотных структур облекания» в четвертичных отложениях и их стратиграфическое значение.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Попов А. И. Грунтовые жилы на севере Западной Сибири.— В сб.: Вопросы физической географии полярных стран, вып. 2. Изд-во МГУ, 1959.
- Попов А. И. О псевдомерзлотных образованиях.— Вестник МГУ, серия геогр., 1962, № 3.
- Романовский Н. Н. Мерзлотные структуры облекания в четвертичных отложениях.— Научные доклады высшей школы. Геол.-геогр. науки, 1958, № 3.
- Романовский Н. Н., Боярский О. Г. Полигональные жильные льды и грунтовые жилы в северо-восточной части Витимско-Патомского нагорья.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 6. Изд-во МГУ, 1966.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хруцкий С. Ф. Реликты трещинно-полигональных льдов в нижней части долины р. Оби.— В сб.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. Изд-во МГУ, 1964.
- Emery K. O. Contorted Pleistocene strata at Newport Beach California.— Journ. of Sedimentary Petrology, 1950, v. 20, № 2.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛИКТОВОЙ КРИОГЕННОЙ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ И ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ЕЕ КАРТИРОВАНИЯ

А. А. ВЕЛИЧКО

Понятие «реликтовая криогенная морфоскульптура»

Значение древнемерзлотных образований в геоморфологии связано с установлением факта их широкого проявления в рельефе далеко за границами современной зоны многолетней мерзлоты. До шестидесятих годов мерзлотные структуры изучались преимущественно в геологическом аспекте. С помощью геологических исследований выявлено несколько фаз криогенеза в прошлом и установлено, что наиболее широкое распространение криогенные структуры получили в позднем плейстоцене.

Позднеплейстоценовый возраст этих структур доказывается различными материалами. Стратиграфически они залегают в верхах самого молодого валдайского лёсса III. Имеются данные, позволяющие судить и об их абсолютном возрасте. Так, из появившихся недавно публикаций (Арсланов, Бреслав и др., 1970) видно, что в зоне покровных суглинков (Верхняя Волга) криогенные структуры развиты в верхней части суглинков, основание которых имеет абсолютный возраст в пределах 40 500—41 700 тыс. лет назад. Еще более уточняется нижний возрастной предел этого комплекса по данным абсолютного возраста в лёссовой зоне. Здесь они начинаются намного выше брянской почвы, абсолютный возраст которой $24\ 920 \pm 1880$ лет и $24\ 200 \pm 1680$ лет назад.

О молодом возрасте этих структур свидетельствуют и археологические данные. В районе Брянска, у с. Тимоновка, с ними связаны культурные слои стоянок позднего мадлена (Грехова, 1969). Таким образом, рассматриваемые структуры — явно позднеплейстоценовые, не древнее 24—25 тыс. лет назад, а скорее всего, судя по археологическим находкам и стратиграфическому положению, еще моложе.

Именно благодаря тому, что последняя и самая мощная волна похолодания относилась к концу плейстоцена, остаточные посткриогенные элементы моделировки рельефа оказались не перекрытыми на обширных пространствах и потому выраженными в современной поверхности. Это дало основание для проведения исследований посткриогенных комплексов, которые в соответствии с принципами анализа рельефа, предложенными И. П. Герасимовым (1946), были объединены под общим названием «реликтовая криогенная морфоскульптура» (Величко, 1964, 1965).

Работы по картированию перигляциальных феноменов проводились и ранее. Достаточно сослаться на карты перигляциальных явлений, составленные для территорий Венгрии Печи (Печи, 1969), Польши Я. Дыликом (Dylik, 1952), и на Атлас перигляциальных феноменов Франции (Tricart, 1956). Имелись попытки обобщений такого рода и для Европы в целом (Cailleux, 1962). Однако, если на картах перигляциальных феноменов отмечались обычно места находок в разрезах криогенных структур определенного типа, а также феномены, связанные с деятельностью ветра — параболические дюны, дрейкантеры и т. п., то картирование реликтовой криогенной морфоскульптуры имеет целью фиксацию конкретных черт моделировки рельефа, оставленных былой многолетней мерзлотой.

Проблема картирования рассматриваемой морфоскульптуры привлекла внимание практических организаций, которые оценили ее не только чисто научное, но и прикладное значение. Съёмка реликтовой криогенной морфоскульптуры введена в качестве картировочного геоморфологического элемента в ряде геологических партий, проводящих государственную геологическую съёмку.

Задача картирования реликтовой криогенной морфоскульптуры является достаточно новой — первые попытки такого картирования относятся к 1964—1965 гг. и проводились автором статьи. Поэтому сейчас, используя первоначальные результаты, важно определить как принципиально научно-методические позиции, с которых следует вести разработку системы картирования (выбор легенды, выделение единого ряда территориальных подразделений, синтезирующих строение реликтовой криогенной морфоскульптуры на разных уровнях).

Решение проблемы картирования древнемерзлотных феноменов в рельефе, очевидно, должно базироваться на принципе актуализма. Тем самым облегчается задача правильного диагностирования тех генетических комплексов, которые существовали когда-то в эпоху «живого» мерзлотного рельефа. В то же время это позволяет четко установить пространственную связь, особенности перехода между зонами древней и современной многолетней мерзлоты. Однако картирование реликтовых элементов имеет и свои особенности.

Основная особенность состоит в том, что между современной криогенной морфоскульптурой и реликтовой нельзя ставить знака равенства, поскольку криогенная морфоскульптура в процессе своего развития и перехода в реликтовое состояние испытывала трансформацию, которую можно подразделить, по крайней мере, на три стадии (рис. 1).

Первая стадия соответствует фазе стабильного слоя сезонной и многолетней мерзлоты, роста жильных льдов, преимущественного формирования полигональных форм перед термокарстовыми. Вторая стадия соответствует фазе деградации многолетней мерзлоты, прогрессивного увеличения мощности сезонноталого слоя. Идет вытаивание решетки полигональных льдов, включений льда в массе грунта. Получают широкое распространение термокарстовые западины, в том числе в местах пересечения ледяных жил. Процессы, свойственные первым двум из выделенных стадий, освещались в литературе (Качурин, 1959).

Третья стадия отвечает уже посткриогенной фазе, когда все формы микрорельефа, обязанные происхождением многолетней мерзлоте, оказываются вне сферы ее деятельности, становятся реликтами, существование которых чужеродно современному климатическим условиям данного района, гидротермическому режиму грунта.

Морфологическая выраженность отдельных элементов криогенной морфоскульптуры, находящейся на разных стадиях своего развития, неодинакова и носит подчас инверсионный характер. Так, полигональный микрорельеф, с решеткой жильных льдов, составляющий основу криогенной морфоскульптуры в области активно развивающейся многолетней мерзлоты, имеет очень слабое «рельефное» выражение на поверхности, так как зоны трещин в летнее время обычно перекрыты грунтом, и в плане сохраняется лишь рисунок полигональной системы. Некоторое исключение составляют полигонально-валиковые образования, развитые обычно на переувлажненной поверхности (пойма), у которых сама решетка льдов несколько приподнята по отношению к внутренним частям полигонов.

Наиболее отчетливыми формами в нормальных плакорных условиях являются термокарстовые западины, т. е. отрицательные формы рельефа. Среди положительных форм в первую очередь следует отметить бугры пучения (булгуняхи, пинго), высота которых достигает иногда полутора-двух десятков метров.

На второй стадии при оттаивании грунта с высокой льдистостью рельефообразующие процессы действуют во взаимно противоположных направлениях. Прежде всего нарушаются межагрегатные и межчастичные связи в рыхлых породах. Это приводит к бурным процессам оплывания грунта и, следовательно, к нивелировке поверхности. При переходе мерзлой поро-

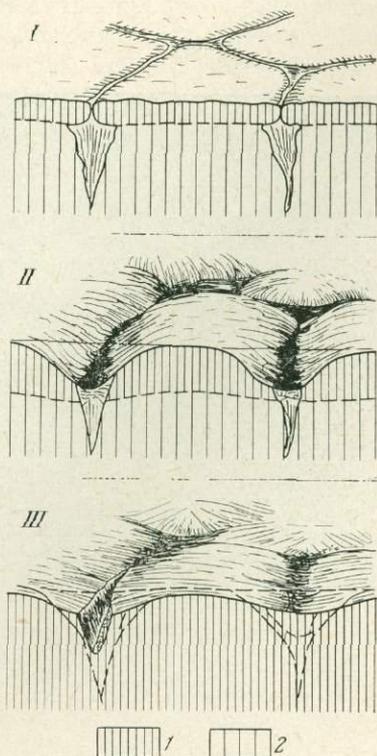


Рис. 1. Стадии формирования криогенной морфоскульптуры.

I — стадия стабильного состояния многолетней мерзлоты; II — стадия деградации многолетней мерзлоты; III — стадия полного исчезновения многолетней мерзлоты
1 — слой сезонных температурных изменений; 2 — слой многолетней мерзлоты



Рис. 2. Микрорельеф на месте жильных льдов, возникший за счет локального нарушения теплообмена: снят почвенный слой при строительстве дороги.

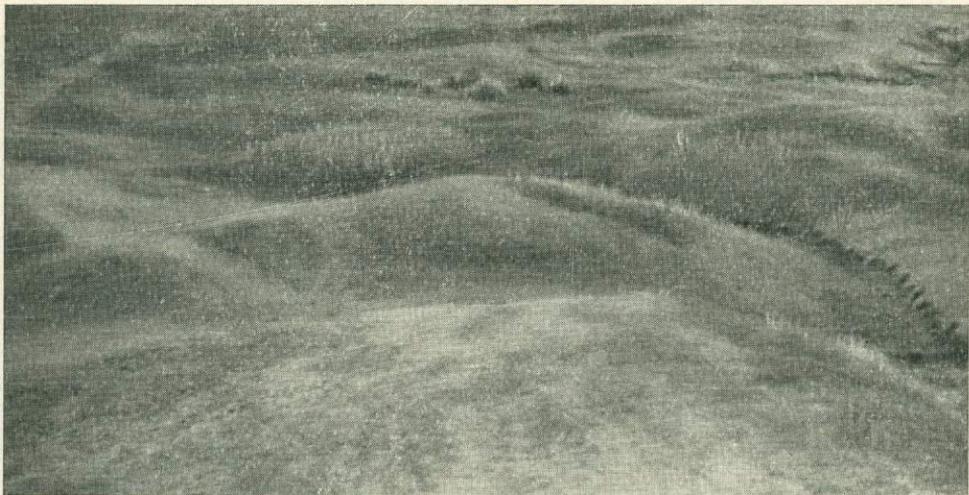


Рис. 3. Микрорельеф байджарахов на месте вытаивания решетки жильных льдов.

ды (криолита) в талую происходит значительное сокращение ее объема за счет исчезновения льда, основные массы которого были приурочены к трещинам полигонов. На Русской равнине это были решетки жильного льда со средней длиной сторон 20—40 м, средней мощностью жил 4—6 м при ширине жилы в верхней части (по границе с сезоннотальным слоем), равной 1,5—2—3 м.

Приблизительные подсчеты показывают, что объем жильного льда на площади одного гектара мог достигать 3000—5000 м³. Тогда объем породы на этой территории в пределах толщи, где распространены жильные льды, только за счет последних мог уменьшиться на 6—10%. Но уменьшение объема будет происходить избирательно — преимущественно в зоне трещин полигонов. За счет этого процесса топографическая выраженность полигонального рельефа возрастет. На месте жил льда будут возникать канавы и увеличится амплитуда микрорельефа. Это явление, в частности, хорошо можно наблюдать в области современной многолетней мерзлоты на участках, где нарушены условия теплообмена и началась частичная деградация (рис. 2).

Итак, на второй стадии на поверхности образуется полигональная система неглубоких канав (1—3 м) с пологими слегка выпуклыми бортами и бугров на месте блоков полигонов (рельеф байджарахов в Центральной Якутии, рис. 3). В это же время значительная трансформация произойдет с формами пучения. В результате вытаивания льдистых ядер на месте бугров образуются кольцевые структуры диаметром до нескольких десятков метров с небольшими повышениями в центральной части (Качурин, 1959, Pissart, 1967).

Разумеется, переходная стадия отвечает расцвету всевозможных термокарстовых западин. В целом, если первая стадия является фазой скрытой моделировки реликтовой криогенной морфоскульптуры, то во вторую стадию на поверхности идет проявление рельефа, который был генетически предопределен процессами первой стадии.

Остановимся, наконец, на процессах преобразования криогенного микрорельефа на третьей стадии. Легко наметить основное направление рельефообразующих процессов этого времени: нивелировку микрорельефа и его частичную фоссилизацию. Существует, однако, вариант, который предусматривает не нивелировку, а, наоборот, рост амплитуд реликтового криогенного рельефа. Это связано с тем, что в зоне распространения реликтовой криогенной морфоскульптуры линейная эрозия развивается в основном путем наследования бывших трещин полигональных систем (см. рис. 1). Как можно видеть, реликтовая криогенная морфоскульптура, прошедшая стадии своего развития, заметно отличается от своих исходных форм.

Исходя из таких предпосылок, следует признать, что на основании данных о реликтовой криогенной морфоскульптуре нельзя прямо провести реконструкцию мерзлотных условий прошлого. Правда, поиски связей между реликтовой криогенной и настоящей криогенной морфоскульптурами начинаются с первых же шагов картирования, поскольку легенда, по которой ведется картирование реликтовой морфоскульптуры, следует тем же принципам, применяющимся и при картировании современных криогенных явлений, в частности термокарстовых форм (Качурин, 1959), в какой-то степени приближающихся к реликтовым формам.

Главные генетические типы реликтовой криогенной морфоскульптуры и их отражение на картах

К настоящему времени автор располагает некоторым опытом отображения реликтовой криогенной морфоскульптуры на картах разного масштаба. Легенда, которая была выработана в процессе картирования, составлялась с таким расчетом, чтобы, во-первых, дать представление о

генетическом ряде изучаемой морфоскульптуры и, во-вторых, отразить эволюционную направленность типов морфоскульптуры. На рис. 4 приведен рабочий вариант эталонов основных типов реликтовой криогенной морфоскульптуры и их условные обозначения.

Рассмотрим основные типы морфоскульптуры и некоторые аспекты их генетической интерпретации.

Средние и мелкополигональные образования. В плане на аэроснимке они отчетливо просматриваются в виде полигональной решетки с длиной сторон 15—40 м. Полосы решетки узкие, с довольно резкими краями. В рельефе очень слабо выражены. Чаще всего выделяются по степени гумусированности на свежевспаханных полях.

Четкость сохранившейся решетки свидетельствует о том, что здесь не было мощных жильных льдов. Скорее всего это могли быть или льды с очень большой примесью минеральной массы — льдо-грунтовые жилы, или просто грунтовые жилы, поскольку при высокой льдистости верхние части бортов структур разрушились бы и потеряли свою четкость. Обычно чисто полигональные образования встречаются небольшими участками.

Полигонально-блочный микрорельеф. Имеет наиболее четкое полигональное выражение в рельефе из всех типов реликтовой криогенной морфоскульптуры. Ложбины оконтуривают блоки, сохранившие свою полигональную форму (размеры блоков обычные, 20—40 м), периферические участки блоков не подверглись сильному расплыванию. Этот тип, так же как и первый, лучше сохраняется на породах с малой льдистостью и с небольшими размерами ледяных жил.

Имеются случаи скрытого состояния данного типа. Он хорошо диагностируется по рисунку на распаханных участках. Обычно эти случаи связаны с более легкими породами — алевритами, супесями. Иногда центральные части блоков особенно осветлены — это случается, если при распашке снят маломощный гумусовый горизонт.

Блочно-западинный микрорельеф. Система имеет много общего с полигонально-блочным микрорельефом и является как бы следующим звеном в ряду типов рассматриваемой морфоскульптуры. Новый элемент данного типа — небольшие западины диаметром 3—5 м, которые, как правило, располагаются в местах пересечения (замках) бывших ледяных жил и образуются, как уже отмечалось выше, за счет возрастания объема льда на таких участках. Блочно-западинный микрорельеф широко распространен в пределах плейстоценовой криогенной зоны, он чаще всего приурочен к покровным суглинкам, лёссам, алевритовым породам, характеризовавшимся значительной льдистостью в прошлом и легко поддающимся переработке в процессе таяния. Морфологически западины выражены лучше, чем ложбины. Последние нередко теряют свою линейность.

Бугристо-западинный микрорельеф. Обычно представлен чередованием небольших бугров и западин с размерами поперечников — 5—10—15 м и амплитудами высот не более 1—2 м. На поверхности лишь в отдельных местах расположение западин может напомнить полигональный рисунок в плане. Обычно этот микрорельеф приурочен к крупноалевритовым и песчаным отложениям, имеющим слабую связность и высокую льдистость.

Слитный полигональный микрорельеф. Полигональные системы сильно трансформированы. Отдельные блоки часто сливаются без четкого разделения ложбин (более темными, гумусированными полосами). Происходит как бы группировка трех-четырёх блоков в один более крупный блок. Возможно, что этот тип микрорельефа отражает существование полигональных систем различной генерации (первого, второго порядков и т. д. по Б. Н. Достовалову, 1960).

Редуцированные блоки. Этот тип микрорельефа близок к типу 5, он также представляет собой остатки плохо сохранившейся, сильно разру-

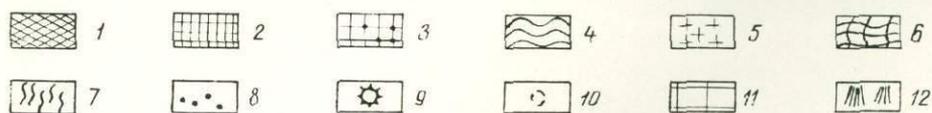
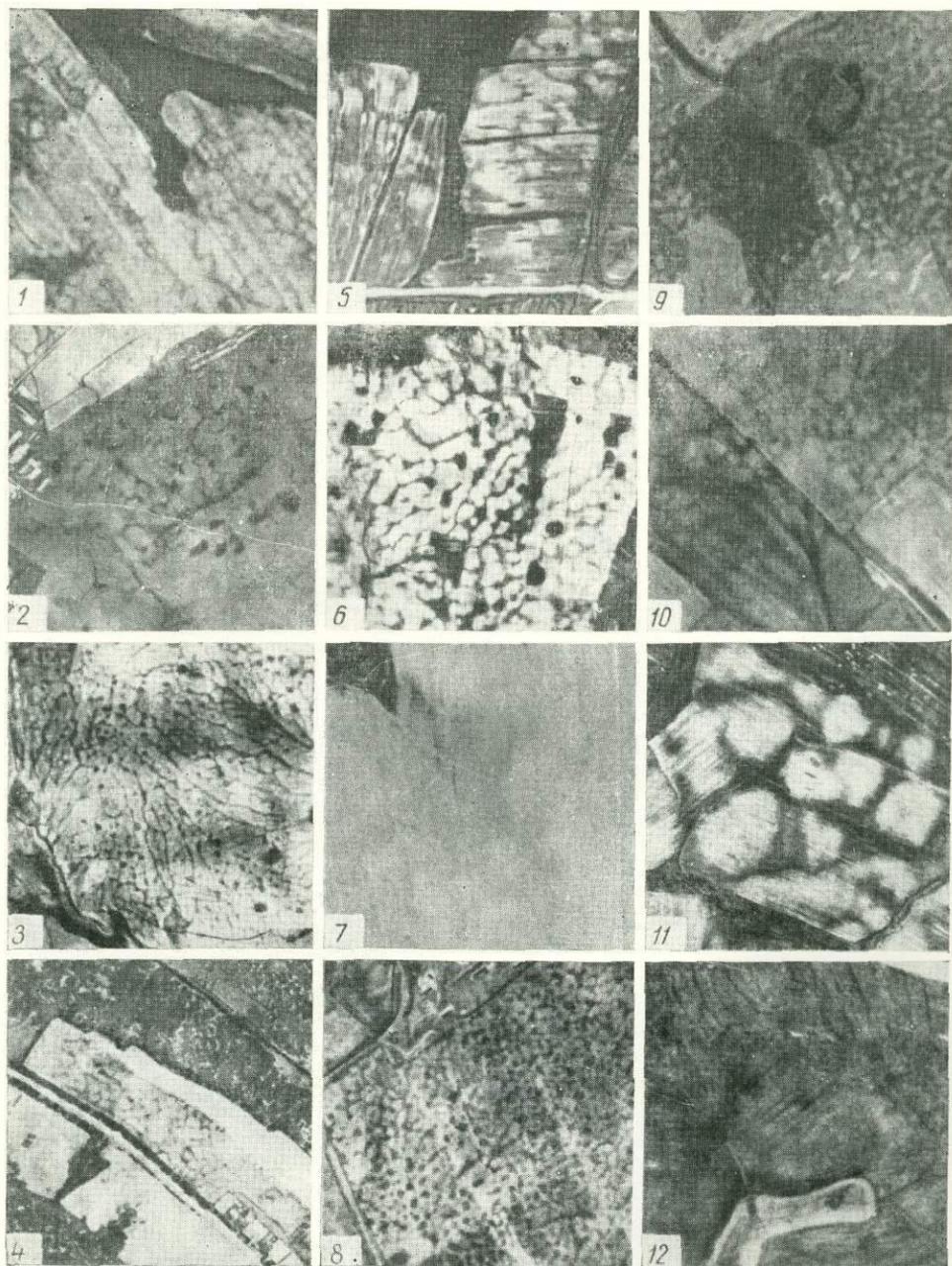


Рис. 4. Основные типы реликтовой криогенной морфоскульптуры и их картографические знаки (к проекту легенды).

1 — средне- и мелкополигональные образования; 2 — полигонально-блочный микро рельеф; 3 — блочно-западинный микро рельеф; 4 — бугристо-западинный микро рельеф; 5 — слитный полигональный микро рельеф; 6 — редуцированные блоки; 7 — рельеф микро неровностей; 8 — западинный микро рельеф; 9 — крупные западины; 10 — кольцеобразные формы; 11 — крупноблочный рельеф; 12 — озерная бороздчатость

шенной полигональной системы. Однако здесь уже блоки как отдельные, так и сгруппированные (слитные) теряют свои полигональные очертания. Возможно, что пятый и шестой типы микрорельефа формируются еще на стадии активной многолетней мерзлоты там, где в силу особых теплобалансовых условий происходит локальное протаивание многолетней мерзлоты с понижением глубины слоя сезонного протаивания.

Рельеф микронеровностей. Нередко среди участков с бесспорным реликтовым криогенным рельефом на поверхности прослеживаются микронеровности разнообразной, преимущественно неправильной овальной формы. Можно полагать, что рельеф таких участков возник при протаивании льдистых дисперсных грунтов с неравномерным распределением частиц и прослоев льда.

Западинный микрорельеф. Представлен округлыми западинами термокарстового происхождения размером 10—30—50 м и глубиной до 3—4 м. В отдельных районах поверхность бывает почти сплошь испещрена такими западинами, разделенными лишь перемычками.

Крупные западинные формы. Обычно в пределах междуречий или долин крупных рек, на фоне реликтового блочного или блочно-западинного микрорельефа встречаются крупные (50—100 м и более в диаметре) плоские, округлых очертаний западины, края которых имеют фестончатый рисунок, за счет окружающих западину блочно-полигональных систем. Иногда слабо выраженная полигональность прослеживается и на дне западины. Скорее всего по своему генезису они близки к аласам Центральной Якутии, т. е. возникли за счет неравномерного вытаивания решетки жильных льдов.

Кольцеобразные формы, как и крупные западинные, отмечаются на фоне определенного типа криогенного микрорельефа в виде единичных слабо выраженных кольцеобразных валов диаметром 75 м и более, иногда эти валы сопровождаются по внешнему краю понижениями. Как уже говорилось выше, эти формы являются вероятными остатками бугров пучения (пинго).

Крупноблочный рельеф. В отдельных районах к северу от Москвы встречается своеобразный микрорельеф, состоящий из крупных (50—80—100 м, иногда более) блоков преимущественно тетрагональной формы и разделяющих их четких линейных ложбин. Первоначально они рассматривались нами как блоки крупной генерации, однако их последующее геологическое изучение, проведенное В. В. Бердниковым (1971), не вскрыло каких-либо связей этих систем с текстурами вмещающих их покровных и моренных суглинков. Вопрос о механизме их образования остается открытым.

Веерная бороздчатость. В областях распространения реликтовой криогенной морфоскульптуры, на склонах возвышенностей отмечаются серии едва заметных борозд, проявляющихся на вспаханных участках в виде более темных полос шириной 3—5 м, ориентированных вдоль склона. Подобная веерная, перистая бороздчатость, свойственная склонам, в области современной многолетней мерзлоты (Гравис, 1963; Каплина, 1965; Bout, 1953, и др.) связывается с морозной сортировкой и увлажнением материала в условиях склонов (десерпция).

Легенда, построенная в соответствии с рассмотренным генетическим рядом, применяется с 1966 г. в процессе работ, которые проводит Институт географии АН СССР в содружестве с Геологическим управлением Центральных районов Министерства геологии РСФСР по крупномасштабному картированию. Работы проводил В. В. Бердников под руководством и при участии автора.

Система генерализации реликтовой криогенной морфоскульптуры на картах разного масштаба

С помощью комплекса методов съемки на крупномасштабных картах удается нанести участки, на которых отчетливо видна морфоскульптура в виде отдельных типов и их комбинаций. Такие участки часто разделены пространством, где в силу разных причин рассматриваемая морфоскульптура нечетко выражена или скрыта (залесенность, густая травянистая растительность, строительство и т. д.). Возникает необходимость в интерпретации. Как показали исследования В. В. Бердникова (1970, 1971), распространение участков с различными типами реликтовой криогенной морфоскульптуры в первую очередь зависит от литологических особенностей территории и в меньшей степени от геоморфологических. Так, блочные и полигональные формы связаны с распространением тяжелых моренных суглинков. На покровных лёссовидных образованиях чаще развит блочно-западинный микрорельеф, а на флювиогляциальных песках и супесях — бугристо-западинный.

Основываясь на этих результатах, следует принимать, что первичная интерполяция, позволяющая выделить районы с преобладающим типом реликтовой криогенной морфоскульптуры, должна проводиться прежде всего с учетом распространения литологических разностей (рис. 5). Поскольку же древнеледниковые, зандровые и перигляциальные области характеризуются различной литологией, можно говорить, что районы криогенной морфоскульптуры хотя и косвенно, но отражают геоморфологические особенности территории.

При обобщении данных в более мелком масштабе удается вскрыть новые особенности распространения древнемерзлотной моделировки. Это хорошо видно на примере карты-схемы реликтовой криогенной морфоскульптуры на Русской равнине (Величко, 1965). Для этого региона были установлены три основные широтные пояса, отличающиеся специфическими чертами древнего мерзлотного рельефа (рис. 6). Северный пояс (от границы современной многолетней мерзлоты до широты Москвы и Северного Приднепровья) характеризуется очень свежей криогенной моделировкой, преобладанием полигонально-блочных образований, присутствием разнообразных, преимущественно крупных термокарстовых западин. Средний пояс, протягивающийся до широт Днепропетровска и Ростова, характеризуется преобладанием различных термокарстовых образований. Эти образования являются, с одной стороны, частью широко распространенного здесь блочно-западинного микрорельефа, а с другой — относятся к самостоятельному типу крупных западин, развитых на фоне блочно-западинного рельефа. Наконец, более южные территории равнины относятся к третьему южному поясу, где отмечаются

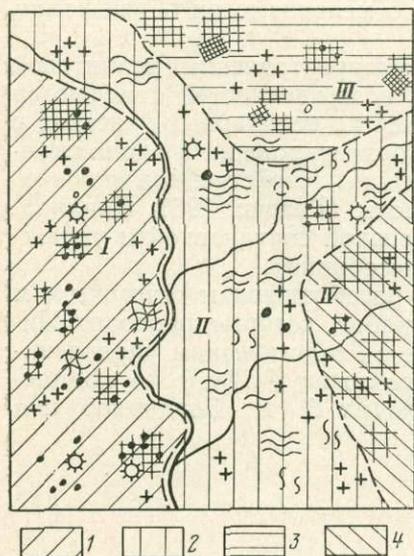


Рис. 5. Макет схемы районов реликтовой криогенной морфоскульптуры. Районы преимущественного распространения микрорельефа.

1 — блочного и бугристо-западинного; 2 — редуцированного бугристо-западинного с крупными западинами; 3 — полигонального и полигонально-блочного; 4 — крупноблочного с участками слитно-полигонального. Остальные обозначения даны на рис. 4

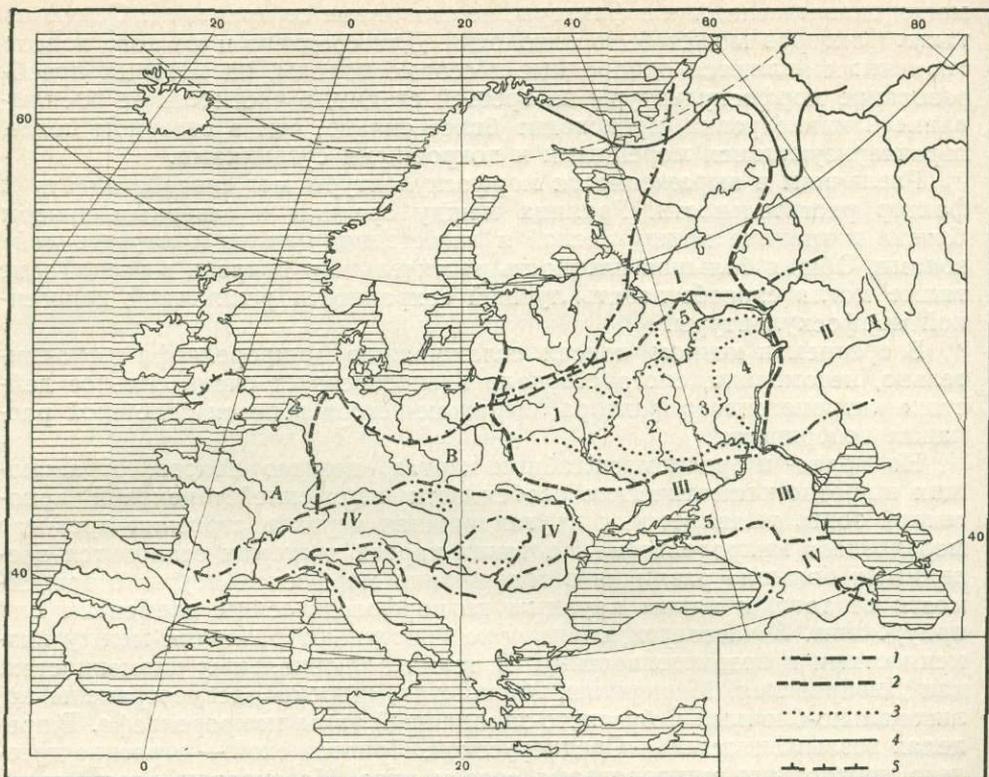


Рис. 6. Элементы картографического обобщения реликтовой криогенной морфоскульптуры, на примере отдельных районов Европы (рабочая схема).

Пояса Восточной Европы: I — северный пояс, распространена наиболее свежая реликтовая криогенная морфоскульптура (полигональные, блочные и термокарстовые формы); II — средний пояс, распространены преимущественно блочные, блочно-западинные типы морфоскульптуры; III — южный пояс, распространены преимущественно западинные (термокарстовые) формы рельефа; IV — реликтовая криогенная морфоскульптура горных стран (альпийская карпатская, крымско-кавказская области).

Провинции: А — западноевропейская; В — средневропейская; С — западнорусская (восточноевропейская, западная часть); D — восточнорусская (восточноевропейская, восточная часть).

Области, в которых особенности проявления реликтовой криогенной морфоскульптуры находятся в тесной зависимости от строения крупных геоморфологических структур (выделены только для Восточной Европы): 1 — днепровская; 2 — среднерусская; 3 — тамбовская; 4 — приволжская; 5 — верхневолжская.

Границы: 1 — поясов; 2 — провинций; 3 — областей; 4 — современной области многолетней мерзлоты; 5 — максимальная граница валдайского (вюрмского) покровного оледенения

лишь плоскозападинные депрессии и образования, относящиеся к типу «рельефа микронеровностей».

Выделение особых широтных поясов в распространении реликтовой морфоскульптуры поставило вопрос об их происхождении. Если бы их смена была отражением процесса простого отступления, то каждый пояс должен был бы обладать сходным набором типов морфоскульптуры. Но, как мы видели, пояса отражают в первую очередь качественную смену типов морфоскульптуры. Они напоминают смену криогенных ландшафтов в современной зоне многолетней мерзлоты. В таком случае пояса скорее характеризуют общую структуру древней зоны многолетней мерзлоты. Что же касается хода деградации, то о ней может говорить возрастание к северу топографической выраженности морфоскульптуры.

Однако, помимо различий во времени перехода в третью стадию криогенного микрорельефа, на состояние микрорельефа в трех поясах

могли оказать влияние и факторы, не связанные со временем. Одним из таких факторов может быть литология. Для среднего и южного поясов типичными являются однородные лёссовые породы, на которых преобразование морфоскульптуры на третьей стадии, в частности ее расплывание и нивелировка, происходит более сильно, чем в северном поясе, характеризующемся моренными и покровными суглинками.

Различиям в выраженности морфоскульптуры мог способствовать и фактор растительности. Граница между средним и северным поясом близка к границе между лесной и лесостепной (далее к югу степной) зонами. Общая большая плотность растительного покрова в лесной зоне также могла способствовать лучшей сохранности реликтовой криогенной морфоскульптуры.

В среднем и южном поясах сглаживанию микрорельефа дополнительно, несомненно, способствовало и способствует очень сильное действие антропогенного фактора, выражающегося в почти сплошной распашке поверхности.

На мелко- и среднемасштабных картах, помимо поясов, отражающих широтно-климатические особенности верхнеплейстоценовой криогенной зоны, выявляется и другая важная черта в строении древнего мерзлотного микрорельефа. На таких картах и схемах становятся очевидными большие различия в содержании морфоскульптуры в зависимости от того, к каким крупным геоморфологическим элементам они приурочены. В частности, очень ярко проступают различия между низменностями и возвышенностями. В таких аллювиальных низменностях, как Днепровская, Мещерская, Марийская, широко распространены полигонально-блочный и бугристо-западинный типы микрорельефа. В пределах возвышенностей — Среднерусской, Приволжской — строение древнего мерзлотного микрорельефа совсем иное. На склонах здесь часто встречаются явления веерной бороздчатости (следы десерпции), а на высоких участках — группы термокарстовых западин. Территории, для которых различия в содержании реликтовой криогенной морфоскульптуры диктуются геоморфологией, можно выделить в виде особых областей. Наиболее определенно зависимость между реликтовой морфоскульптурой и геоморфологическим строением территории, возможно, будет отражаться на картах в диапазоне масштабов 1:300 000—1:1 000 000. Таким образом, если внутри районов на картах на передний план выступает литологический фактор, то на более общих (мелкомасштабных) картах отдельные районы группируются в области, и различия между последними определяются геоморфологическими факторами.

На картах, охватывающих большие территории (в пределах континента), будут вскрываться не только различия по поясам, связанные с меридиональными изменениями, но и провинциально-климатические особенности. Такие провинции будут отражать зависимость морфоскульптуры от степени континентальности, т. е. ее широтные изменения. Существование провинциальности внутри древней криогенной зоны хорошо прослеживается на примере равнинных пространств Европы. Об этом писал уже Ф. Цейнер (1963). Сейчас здесь удается выделить, по крайней мере, четыре провинции.

Западно-Европейская провинция. Сюда относятся равнинные пространства Бельгии, северной половины Франции, южной Англии. Здесь блочно-полигональные системы отмечаются спорадически (Bell, 1970). Характерны специфические склоновые процессы, которые формировали ритмичнослойные серии, отражающие особенности развития мерзлотных процессов в приатлантических районах (Guillien, 1954). Распространены явления солифлюкции и сортировки щебнистого и мелкоземистого материала (каменные кольца), указывающие на процессы в сильно увлажненном сезонноталом слое с интенсивными температурными градиентами.

Средне-Европейская провинция (Северо-Германская и Средне-Польская низменности); на западе провинции хотя и отмечаются следы полигональных трещин, но более характерными являются их структурные деформации — солифлюкционно-криотурбационные; на востоке провинции (территория Польши) более широко распространены системы мерзлотных клиньев, свидетельствующих о наличии реликтовых полигональных образований, однако вертикальные размеры клиньев не превышают 2—3 м. Для реликтовой криогенной морфоскульптуры особенно характерны термокарстовые западины (Хаазе, Либерот и др., 1969; Дылик, 1969; Ян, 1969; Мойский, 1969; Величко, Бердников, 1969). Своеобразными криогенными условиями характеризовались замкнутые депрессии, свойственные территории Чехословакии, Венгрии. Здесь в условиях застаивающегося холодного воздуха шли процессы нивации, развития полигональных грунтов (Demek, 1969; Печи, 1969).

Восточно-Европейская провинция (запад) или Западно-Русская провинция простирается от бассейна Немана до восточной окраины Средне-Русской возвышенности. Характеризуется наиболее полным проявлением всего комплекса реликтовой мерзлотной морфоскульптуры, широким развитием систем полигонов жильного льда, с вертикальными размерами 5—6 м. Изменения с севера на юг в провинции подобны таковым в зоне современной многолетней мерзлоты в Сибири.

Восточно-Европейская провинция (восток) или Восточно-Русская провинция занимает часть равнины к востоку от Приволжской возвышенности, характеризуется повсеместным ослаблением выраженности морфоскульптуры, связанным с общим падением содержания льда в грунтах.

Как можно видеть, смена провинций с запада на восток определяется ростом континентальности климата и связанными с ним изменениями льдистости грунта. Две западные провинции характеризовались весьма своеобразными криоморфными условиями — высокой увлажненностью и, по-видимому, небольшими отрицательными температурами грунта, значительной глубиной сезонного протаивания. Возможно, что многолетнемерзлые породы имели здесь островное распространение. Вероятно, среди современных мерзлотных районов трудно найти прямые аналоги этим двум плейстоценовым криогенным провинциям (дальневосточные районы Азии?). Оптимальные условия для формирования криогенного рельефа складывались в третьей провинции. Эти же процессы в четвертой провинции из-за высокой сухости были подавлены. Некоторые из указанных выше провинциальных особенностей уже нашли свое картографическое отображение (этот первый опыт относится к Средней и Восточной Европе).

Помимо провинциальных различий, при рассмотрении древних криогенных рельефообразующих процессов в масштабе континента возникает явная необходимость в разграничении этих процессов в равнинных и горных областях. Древние мерзлотные процессы в горных областях Европы (Альпы, Судеты, Карпаты, Кавказ) образуют самостоятельный комплекс, который, как показывают уже существующие исследования, требует особого разбора и описания (Demek, 1969; Рихтер и др., 1969).

Можно предполагать, что в Западной и Средней Европе области равнинной и горной многолетней мерзлоты смыкались, образуя единый ареал. В Восточной же Европе области многолетней мерзлоты на равнине и в горах (Кавказ и Крым) могли быть разделены полосой глубокого сезонного промерзания (третья широтная полоса в Западно-Русской провинции).

Перейдем, наконец, к сводной схеме древней криогенной зоны. В 1967 г. нами была предпринята первая попытка представить, хотя бы в самом упрощенном виде, схему общего распространения многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене (рис. 7), используя как картографические данные (в том числе и упомянутые в начале статьи карты и атла-

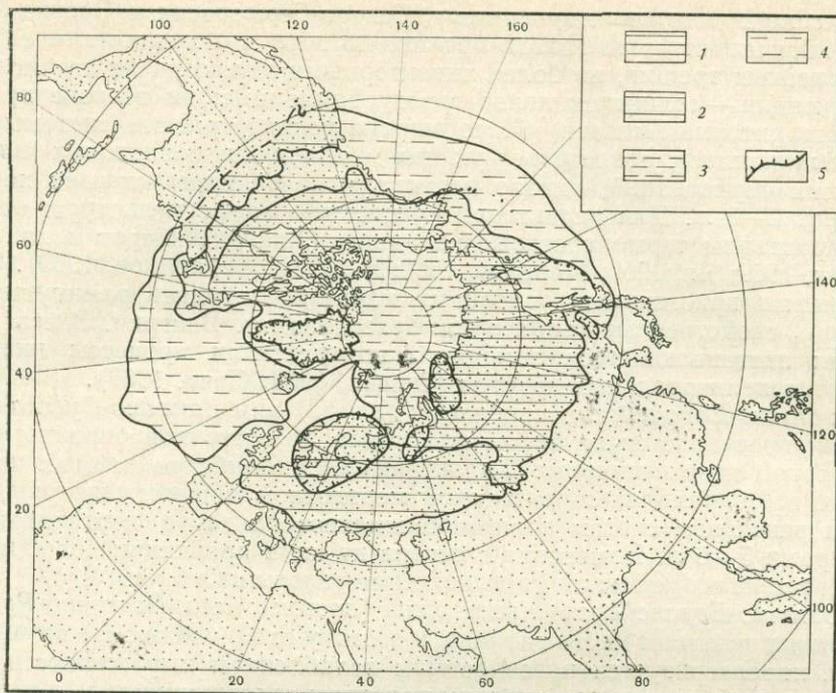


Рис. 7. Современная и верхнеплейстоценовая криогенная зона.

1 — область современной многолетней мерзлоты; 2 — то же в верхнем плейстоцене; 3 — область современных морских льдов; 4 — то же в верхнем плейстоцене; 5 — граница позднплейстоценового (валдайского, вюрмского) покровного оледенения

сы), так и результаты многочисленных наблюдений, опубликованных в статьях ряда авторов. Составление этой схемы проводилось с учетом обоснования позднплейстоценового возраста криогенных феноменов. Даже такая упрощенная схема позволила прийти к некоторым довольно интересным заключениям.

Оказалось, что на континенте основного современного распространения многолетней мерзлоты — Евразии площадь позднплейстоценовой зоны многолетней мерзлоты (21 870 000 км²) почти вдвое превышала площадь современной мерзлоты (12 200 000 км²).

Генетическая взаимосвязь территории древней и современной многолетней мерзлоты позволила выдвинуть представление о сложном двойственном положении современной области многолетней мерзлоты, которая, с одной стороны, является частью и, следовательно, реликтом великой криогенной зоны прошлого, а с другой — существует в соответствии с современным тепловым балансом данной территории. Выяснилось также, что южная граница великой криогенной зоны многолетней мерзлоты в верхнем плейстоцене имела в целом широтное положение и проходила в пределах 45—48° с. ш., образуя огромную циркумполярную шапку в северном полушарии. А. Кайе (Cailleux, 1962) считает, что максимальное опускание на юг границы в плейстоцене произошло на 24° по широте. Современная же граница области многолетней мерзлоты имеет субмеридиональное положение.

Анализ карт показал, что современная и древняя границы многолетней мерзлоты сопряжены с соответствующими им во времени границами морских льдов в океане. Это послужило одним из важнейших аргументов в пользу представления о парагенезисе многолетней мерзлоты и морского оледенения и отчетливо показало, что прямая связь между

покровным оледенением и распространением обширной верхнеплейстоценовой зоны многолетней мерзлоты («перигляциальной» зоной) отсутствует и что развитие зоны многолетней мерзлоты зависит от состояния ледовитости океана, т. е. от общеклиматических причин (Величко, 1968, 1971).

*Изложенные материалы позволяют наметить очень сложную и многообразную картину развития многолетней мерзлоты в плейстоцене и ее динамики. Раскрытие этой истории будет иметь существенное значение для решения многих вопросов происхождения современных ландшафтов. Очевиден и большой прикладной интерес изучения реликтовой криогенной морфоскульптуры для сельского хозяйства. Назрело время для конкретных экспериментальных картографических разработок в этом направлении.

Важное теоретическое и прикладное значение исследования реликтовой криогенной морфоскульптуры свидетельствует о необходимости организации систематического картирования древнемерзлотного остаточного микрорельефа как на территории СССР, так и за рубежом. Автор надеется, что изложенные в данной статье некоторые разработки могут оказаться полезными при таких работах. При этом, конечно, надо принимать во внимание, что как сами выделенные нами картографические подразделения, так и их границы имеют лишь принципиальное значение и потребуют существенных дополнений, а возможно, и изменений. Несомненно также, что создание карты древней криогенной морфоскульптуры возможно только на основе широкой кооперации усилий заинтересованных организаций и исследователей как в Советском Союзе, так и в различных странах, территории которых входят в великую позднелепистоценовую криогенную зону.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Громова Л. И., Заррина Е. П., Зубков А. И., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 5.
- Бердников В. В. Реликтовый мерзлотный микрорельеф в бассейне Верхней Волги.— Геоморфология, 1970, № 4.
- Бердников В. В. Реликтовый криогенный микрорельеф бассейна Верхней Волги. Автореф. канд. дисс. ИГ АН СССР, 1971.
- Величко А. А. Реликтовая криогенная морфоскульптура Русской равнины, ее научное и прикладное значение.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5.
- Величко А. А. Криогенный рельеф позднелепистоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы.— В сб.: Четвертичный период и его история. «Наука», 1965.
- Величко А. А. Главный климатический рубеж и природные этапы плейстоцена.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 3.
- Величко А. А. Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. Изд. ИГ АН СССР (ротапринт), 1969.
- Величко А. А. Связь динамики природных изменений в плейстоцене с развитием первобытного человека.— Вопросы антропологии, 1971, вып. 37.
- Величко А. А., Бердников В. В. Криогенные образования.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969. Изд. ИГ АН СССР.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— Проблемы физ. геогр., 1946, т. 12.
- Гравис Г. Ф. Некоторые особенности плоскостного сноса и аккумуляции продуктов выветривания в высокогорных районах Северо-Восточной Сибири (на примере хребта Сунтар-Хаята).— В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Грехова Л. В. Результаты раскопок позднелепистоценовой стоянки Тимоновка II в 1966—1968 гг.— В сб.: Экспедиции Государственного исторического музея. М., «Наука», 1969.
- Достовалов Б. Н. Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтово-вых жил в дисперсных породах.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.

- Дылик Я. Деятельность ветра в последнюю ледниковую эпоху.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. Изд. ИГ АН СССР (ротапринт), 1969.
- Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., «Наука», 1965.
- Качурин С. П. Термокарст на территории СССР. Изд-во АН СССР, 1959.
- Мойский Ю. Э. Стратиграфия лёссов северопольского оледенения.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. Изд. ИГ АН СССР (ротапринт), 1969.
- Печи М. Перигляциальные образования.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы, 1969.
- Попов А. И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы.— В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР, 1960.
- Рихтер Г., Руске Р., Шванке Р. Перигляциальная покровная толща в Среднегорье.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы, 1969.
- Хаазе Г., Либерот И., Руске Р. Распространение и стратиграфия лёссовых отложений.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы, 1969.
- Дейнер Ф. Плейстоцен. М., ИЛ, 1963.
- Ян А. О перигляциальных структурах в лёссах.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы, 1969.
- Bell F. G. Late Pleistocene floras from Earith, Huntingdonshire. «Philos.— Trans. Roy. Soc. London», 1970, B258, № 826, p. 347—378, ill.
- Bout P. Etudes de géomorphologie dynamique en Islande.— Expéd. Polaires. Franc, Miss. P.— E. Victor, t. 3. Paris, 1953.
- Cailleux A. Cartes de morphologie périglaciaire quaternaire en Europe.— Biuletyn peryg-lacialny, № 11, 1962. Lodz.
- Guillien V. De litage des grezes.— C. r. Acad. sci., 238, 1954.
- Demek J. Kryogene Erscheinungen im Löss.— Periglazialzone, Loss und Paläolitikum der Tschechoslowakei. Brno, 1969.
- Dylík J. The concept of the periglacial cycle in middle Poland.— Bull. Soc. Sci. Lettr. Lodz, v. 111, № 5, 1952.
- Pissart A. Les pingos de l'île Prince — Patrick (76° N — 120° W).— Geographical bulletin, v. 9, № 3, 1967.
- Tricart J. Carte des phénomènes periglaciaires quaternaires en France. Paris, 1956.
- Velitchko A. A. Milieu géologique et géomorphologique de la zone périglaciaire de la Plaine Est-Européenne.— Biuletyn peryg-lacialny, № 18, 1969, Lodz.

КРУПНОБЛОЧНЫЙ РЕЛЬЕФ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В. В. БЕРДНИКОВ

В бассейне Верхней Волги, преимущественно на левобережных площадях, широко развиты покровные (надморенные) суглинки, мощность которых достигает 5—7 м. Нами, совместно с геологосъемочной экспедицией ГУЦР, проводились полевые работы на площадях, примыкающих к отрезку долины Волги между городами Калязин — Углич — Мышкин — Рыбинск. Эти работы объединялись общей целью: изучением реликтового мерзлотного микрорельефа, существование которого на территории Европейской части СССР впервые отметил А. А. Величко в работах 1963—1964 гг.

Описываемые площади относятся к северной зоне распространения реликтовой криогенной морфоскульптуры и, как было выяснено в процессе работ, обладают полным и характерным комплексом реликтового мерзлотного микрорельефа (Величко, 1965; Величко, Бердников, 1970; Бердников, 1970, 1971). При знакомстве с фотоматериалами нами на территории бассейна Верхней Волги выделена группа крупноблочного рельефа, включающая специфичные формы, существование которых приурочено к районам развития надморенных суглинков. Площадное распро-

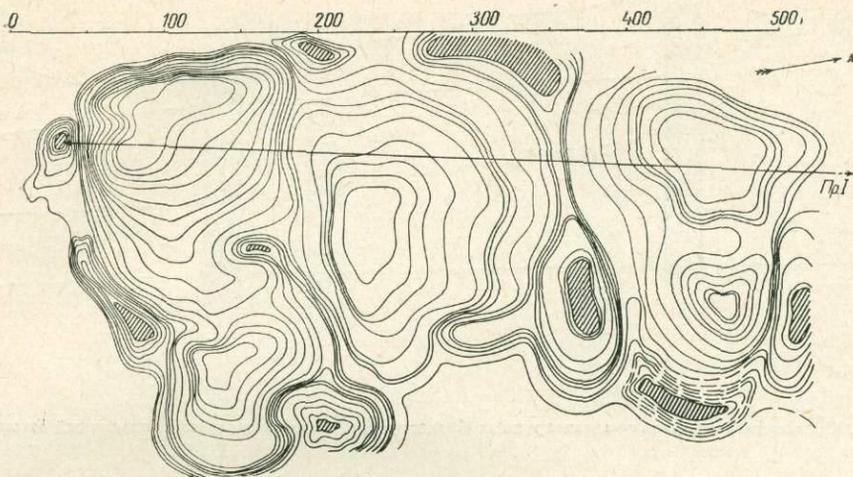


Рис. 1. Участок крупноблочного рельефа у дер. Головино. Горизонталы проведены через 10 м, западины заштрихованы.

Строение крупноблочного рельефа полностью контролируется литологическими особенностями грунтов, формирующих верхние 3—4 м разреза. Практически формы, относимые к крупноблочному рельефу, не встречаются на песчаных и моренных субстратах и имеют максимальную скульптурную выраженность на участках, сложенных легкими суглинками. Эти формы представлены здесь в виде системы широких, несколько расплывчатых пятен более светлого тона, соответствующих блокам с размерами 50—80—100 м. В тех случаях, когда системы наиболее четко выражены, по краям блоков выделяются ложбины, а в четырех углах отчетливо видны западины (рис. 1). Осветленные площади на аэрофотоснимках соответствуют блокам, которые на местности распаханы; более темные по фону ложбины и западины чаще заболочены и залесены.

Чрезвычайно своеобразную картину представляют аэрофотоснимки крупноблочного рельефа, развитого на залесенных участках. На них каждый блок представляется в виде обособленного массива леса, с округлой или несколько ломаной границей, с размерами в поперечнике до 80—100 м. Границы между отдельными формами создаются за счет несколько разреженного растительного покрова по краям блоков и на межблочных полосах. Западины обычно выражены хуже. Таким образом, залесенные площади распадаются на отдельные массивы, которые по очертаниям, основным закономерностям строения и выраженности на аэрофотоснимках сходны с формами блочного и бугристого микрорельефа. Коренное отличие системы крупноблочного рельефа от других форм микрорельефа состоит в размерах элементов этой системы: они почти на порядок (80—100 м и 8—15 м) больше соответствующих форм других групп.

При визуальном осмотре таких участков на местности наблюдались не крупные, до 50—80 м в поперечнике, поля овальных очертаний, которые соответствуют блокам крупноблочного рельефа. Западины чаще всего также округлой формы с размерами до 20—30 м, в отдельных случаях они состоят из двух-трех как бы слившихся полей (см. рис. 1).

На местности крупноблочный рельеф может быть выражен различно. На большей части левобережья Волги рельеф представлен однообразной серией слабо приподнятых полей-блоков и нечетких, довольно широких (до 20 м) ложбин, разделяющих блоки. Поверхность блоков во всех случаях имеет хотя бы слабо выраженные склоны или спускается резко к ложбине или западине. Выраженность ложбин слабая, а западины не-

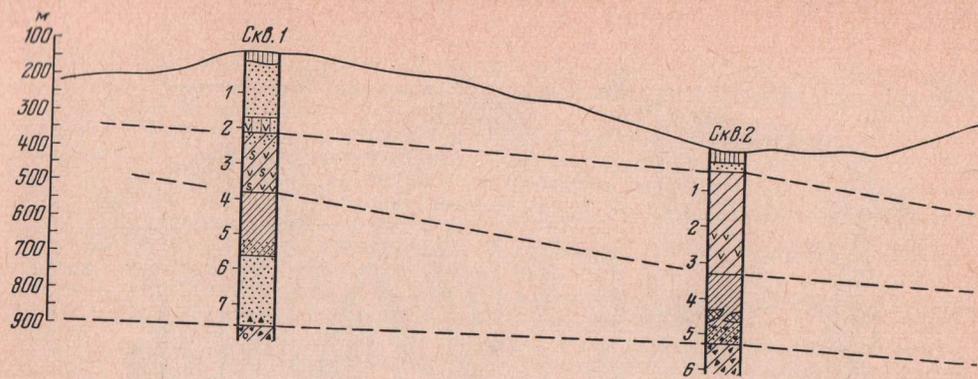


Рис. 2. Продольный профиль участка крупных блоков у дер. Никитинское (горизонтальный масштаб 1 : 500).

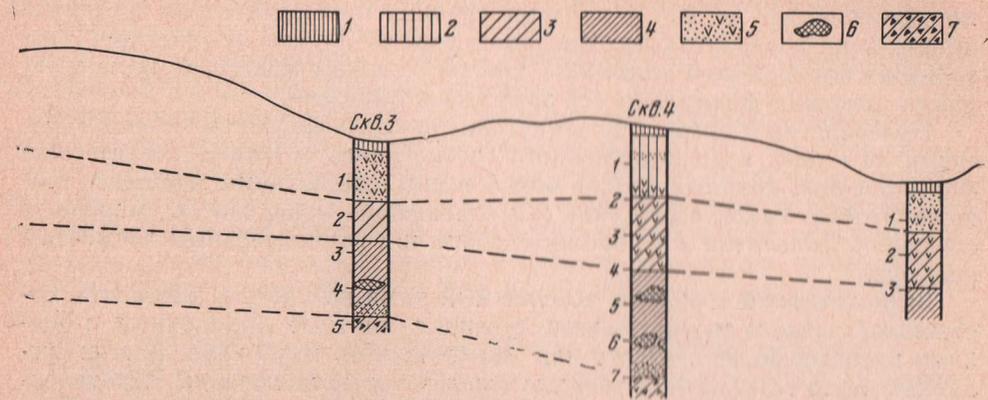
сколько отступают от геометрически правильной системы, но всегда расположены на стыках трех-четырех блоков-полей, имеют овальные очертания и размеры 15—20 м в поперечнике. Западины обычно резко понижены, как бы провалены на общей волнистой поверхности, они не имеют постепенного перехода в ложбины. Тем более они не представляют собой слияния или перекрещивания нескольких ложбин, хотя и расположены именно в этих точках. Западины всегда заболочены с зеркалом стоячей воды и зарослями тростника и осоки. Глубина западин относительно краев достигает 1,5 м, а превышения центральной части блоков над дном западин составляют 2—2,5 м.

На тех участках, где верхние 2—3 м отложений представлены легкими суглинками и супесями, крупноблочный рельеф выражен еще более полно и скульптурно. Поверхность представляет собой систему крупных — до 150 м в поперечнике — даже не блоков, а бугров с отчетливо выраженными склонами, а превышения вершин бугров над западинами достигают 3—3,5 м. Зоны ложбин растянуты и имеют ширину 20—50 м. Благодаря хорошей морфологической выраженности крупноблочные системы и отдельные бугры иногда неправильно описываются и картируются как формы ледникового происхождения.

Характерной особенностью крупноблочного рельефа является то, что на аэрофотоснимках на площадях крупных блоков часто прослеживаются решетки полигонального и полигонально-блочного микрорельефа. Обычно эти формы имеют горизонтальные размеры 10—20 м, в рельефе не выражены и редко выделяются на местности по пятнистости полей. Трудно проследить соотношение «наложенных» полигональных систем с крупноблочным рельефом, обычно полигоны занимают только центральную часть блока, а по периферии рисунок теряет четкость. Крайние части крупных блоков вообще имеют более темную (темно-коричневую) окраску, что хорошо видно при аэровизуальных маршрутах.

Масштабность изучаемых образований потребовала принципиально нового подхода и новых методов изучения. Исходным геологическим материалом послужили результаты ручного и шнекового бурения по продольным профилям.

Принципиальная схема строения верхней части четвертичных отложений района представляется в следующем виде: на глубинах 5—8 м расположен горизонт красноватых плотных суглинков с валунами и гравием (морена). Выше выделяются три основных горизонта суглинков непостоянной мощности, различаемые в основном по цвету и плотности. Границы этих горизонтов от 0,5 до 1,0 м мощности выражены плохо, и чаще они как бы переходят один в другой.



1 — супеси серые — пахотный горизонт; 2 — суглинки коричневые; 3 — суглинки серые; 4 — суглинки сизо-серые; 5 — супеси и мелкозернистые пески; 6 — суглинки темно-коричневые, гумусированные; 7 — суглинки красно-бурые — морена

На всех участках изучения крупноблочного рельефа скважины достигали верхней части моренных суглинков и располагались с интервалами от 20—40 до 100 м. На основе этих данных установлены положение верхней границы моренных суглинков и характер их поверхности.

Поверхность суглинков в общем ровная, со слабыми подъемами и спусками. Возможно, она несколько осложнена мелкими, локальными неровностями, но их размеры по горизонтали меньше 20—30 м, а амплитуды незначительны. В отдельных местах, по данным продольных профилей, отмечается резкое падение моренных суглинков с уклоном до 40°; такая «всхолмленность» приблизительно соответствует блоку на поверхности, захватывая и межблочную ложбину (рис. 2).

Таким образом, сопоставление характера поверхности моренных суглинков и строения современной поверхности свидетельствует об отсутствии связи рельефа крупных блоков и погребенной поверхности моренных суглинков. Этот вывод подтверждается тем, что, во-первых, положительные элементы рельефа — бугры или блоки не обусловлены какими-либо поднятиями или системой неровностей древнего рельефа, во-вторых, ложбины и западины, т. е. отрицательные элементы системы, не предопределены провалами или нарушениями поверхности моренных суглинков. Две рассматриваемые поверхности имеют самостоятельный, не зависящий характер неровностей, с различными амплитудами, уклонами и прочими характеристиками. Приведенные материалы, как нам кажется, свидетельствуют о том, что крупноблочный рельеф не является унаследованной системой, время его формирования сопоставимо с периодом накопления надморенных суглинков.

Как уже отмечалось, выделяются три горизонта надморенных суглинков, из которых нижний — горизонт темно-сизых суглинков достаточно характерен по цвету, плотности и зерновому составу. Этот горизонт представлен во всех случаях суглинками от сизого до буровато-сизого цвета, плотными, достаточно однородными, с частыми включениями в нижней части гумусированного и оторфованного материала в виде линз мощностью 0,1—0,3 м, длиной 0,5—1,0 м. Верхняя граница горизонта сизых суглинков прослеживается в большинстве скважин четко. Полученные продольные профили позволяют предполагать существование определенной закономерности в распространении и мощности этого горизонта. Мощность его то увеличивается до 3 м, то равномерно и плавно уменьшается до 1 м, образуя как бы наложенную на моренное основание систему крупных геологических тел или линзообразных пластов горизонтальной протяженностью от 100 до 300—400 м. На отдельных участках

протяженностью до 300 м верхняя граница горизонта сизых суглинков практически горизонтальна. На одном участке (у пос. Шестихино) этот горизонт имеет резкие колебания мощности, плохо выдержан по простиранию, местами фациально (?) замещаясь супесями.

Поверхность горизонта сизых суглинков и рельеф современной поверхности не имеют ясно выраженного соотношения, и нельзя считать, что формирование крупных блоков обусловлено изменениями мощности этого горизонта. Такой вывод, как и в отношении поверхности моренных суглинков, относится и к положительным, и к отрицательным элементам рельефа.

Вышележащий горизонт, выделяемый нами по цвету и плотности, составляют серые и серовато-сизые суглинки, плотные, однородные, с редкими пятнами более светлого или ожелезненного материала. В этих суглинках часто встречаются твердые ожелезненные включения, определенные в разрезах как кольца Лезиганга. Горизонт серых суглинков менее однороден и может сменяться по простиранию мелкозернистыми песками или супесями. Он не имеет четкой верхней границы, а постепенно переходит в перекрывающие коричневатые суглинки с переходной зоной мощностью 0,5—1,0 м. Обычно мощности горизонта серых суглинков колеблются от 2 до 4 м, его верхняя граница в целом не повторяет неровностей нижележащих горизонтов. Серые суглинки могут образовывать ровный пласт, мощностью около 2—3 м или линзообразные тела протяженностью до 100 м. На одном из участков этот горизонт имеет форму линзообразных расширений протяженностью до 200 м с изменяющейся мощностью от 2 до 4 м. Как и для двух описанных выше горизонтов суглинков, трудно считать, что современная поверхность предопределена неровностями верхней границы этого горизонта.

Однако можно предполагать, что от нижних горизонтов надморенных суглинков к верхним постепенно проявляются черты линзообразного строения этих горизонтов. Так или иначе, по имеющимся в нашем распоряжении материалам улавливается существование пластов или тел изменяющейся мощности. Эта система не имеет согласованности с современным крупноблочным рельефом, линзообразные тела имеют большую протяженность. Но, возможно, эта проявляющаяся отчетливо для верхних горизонтов линзообразность строения является специфичной для формирования горизонтов надморенных суглинков и одним из факторов, определивших возникновение крупноблочного рельефа.

При рассмотрении материалов геологических профилей создается впечатление, что зоны блоков обусловлены увеличениями мощности горизонта бурых суглинков, т. е. самого верхнего горизонта. Эту часть разреза до глубин 1,5—3,0 м слагают буроватые суглинки, супеси и мелкозернистые пески. Зоны ложбин в большинстве случаев сложены супесями и мелкозернистыми песками, лежащими на горизонт серых суглинков.

На данном этапе трудно сказать окончательно, какие факторы определяли формирование крупноблочного рельефа. Рассмотренные геологические материалы говорят о том, что при формировании рельефа скорее всего была захвачена зона до глубины 3—5 м, возможно и меньше. Строение крупноблочного рельефа не может рассматриваться в отрыве от решения вопроса о характере, закономерностях строения и происхождения надморенных суглинков вообще. В первом приближении можно считать, что возникновение крупноблочного рельефа относится ко второй половине всего этапа формирования надморенных суглинков или его концу. Возможно, что крупноблочный рельеф был сформирован в конце накопления надморенных суглинков в результате какого-то процесса, наложенного на всю пачку отложений.

Существование крупноблочного рельефа, подтверждаемое всеми материалами, говорит о том, что он представляет собой не отдельные про-

явления, а отражение на современной поверхности определенной системы. По нашим представлениям, образующим фактором этой системы были криогенные процессы, которые наложились на специфичные условия формирования надморенных суглинков.

В настоящей статье не рассматриваются все вопросы, связанные с крупноблочным рельефом. Своей первоочередной задачей мы считали выделение крупноблочного рельефа как определенной системы и хотя бы краткое морфологическое и геологическое описание этой системы. Вполне сознавая всю неполноту приводимых построений, тем не менее мы попытаемся суммировать полученные данные и проследить возможность аналогий с известными формами для выяснения генезиса крупноблочных форм.

Геологические материалы суммируются следующим образом:

1. Формирование крупноблочного рельефа не предопределено неровностями погребенной поверхности моренных суглинков.

2. Прослеживаемые границы горизонтов надморенных суглинков не имеют согласованности с формами крупных блоков.

3. Формирование рассматриваемого рельефа скорее всего происходило под воздействием факторов, проявившихся в приповерхностной зоне до глубин 3—5 м.

4. В структурно-геологическом плане элементы крупноблочного рельефа выражены не вполне отчетливо, зоны ложбин или западин не всегда выделяются по литологическим или иным особенностям надморенных суглинков.

Рассматривая крупноблочный рельеф в общем комплексе реликтовой криогенной морфоскульптуры, естественно было бы предположить, что эти формы есть проявление на современной поверхности древних мерзлотных процессов. При анализе особенностей строения (существование системы блоков и западин, переходы от блоков к ложбинам (см. рис. 1), некоторая «геометричность» очертаний) возникают определенные аналогии с полигонально-блочными или блочно-западинными формами. Как известно, такие формы имели в основе решетку полигональных льдов и описаны как для зоны современной мерзлоты (Достовалов, 1960; Качурин, 1961; Попов, 1960; Протасьева, 1967), так и в реликтовом состоянии (Величко, 1965; Величко, Бердников, 1970; Бердников, 1970). Однако мы не располагаем сопоставимыми описаниями образований такого масштаба с размерами блоков до 100 м, а западин до 30 м; кроме того, не обнаружены какие-либо геологические следы существования межблочных полигональных трещин и не ясно, как полигональные жилы шириной до 5 м могли быть переработаны в межблочные понижения, достигающие 20—30 м. Кроме этого, элементы крупноблочного рельефа не имеют согласованности с сетью реликтовых полигонов размерами 15—20 м, обычной для этих районов и видимой на аэрофотоснимках. Таким образом, отпадает предположение о формировании крупноблочного рельефа как полигональной системы иного, более крупного порядка (блоки первой-второй генерации) и существовании одновременно двух генераций или систем.

Как уже отмечалось, несмотря на определенное сходство во внешнем строении и размерах, крупноблочный рельеф не образован прямым воздействием ледника, более того, он имеет в основе сравнительно ровное ложе моренных отложений.

Как нам представляется, остается еще одна группа процессов, которая могла бы привести к формированию сходных форм. Механизм их действия не вполне ясен, но связывается нами с перигляциальной обстановкой в первоначальном значении этого понятия. Можно предположить, что образование крупноблочного рельефа, равно как и верхних горизонтов надморенных суглинков, тесно связано с перигляциальными условиями в завершающий период существования ледника. Мы считаем, что во-

просы распространения, возраста и в конечном счете происхождения крупноблочного рельефа требуют, несомненно, дополнительного изучения в будущем.

ЛИТЕРАТУРА

- Бердников В. В.* Остаточный криогенный структурно-текстурный комплекс четвертичных отложений бассейна Верхней Волги.—Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед. 1970. Изд-во МГУ, 1970а.
- Бердников В. В.* Реликтовый мерзлотный микрорельеф в бассейне Верхней Волги.—Ж. Геоморфология, 1970б, № 4.
- Бердников В. В.* Реликтовый криогенный микрорельеф бассейна Верхней Волги. Автореф. канд. дисс., 1971.
- Величко А. А.* Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы.—В сб.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965.
- Величко А. А., Бердников В. В.* Основные типы реликтового криогенного микрорельефа и принципы его крупномасштабного картирования.—Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотовед. 1970. Изд-во МГУ, 1970.
- Достовалов Б. Н.* Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтовых жил в дисперсных породах.—В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР, 1960.
- Качурин С. П.* Термокарст на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Попов А. И.* Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы.—В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Протасьева И. В.* Аэрометоды в геокиологии. М., «Наука», 1967.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
-----------------------	---

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ КРИОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

<i>Попов А. И.</i> Генетическая система криогенных явлений и ее значение для палеогеографических реконструкций.	7
<i>Катасонов Е. М.</i> Палеомерзлотные исследования, их задачи, методы и некоторые результаты	10
<i>Втюрин Б. И., Втюрина Е. А.</i> Криотектурный метод в геокриологии и палеогеографии.	23
<i>Максимова Л. Н.</i> О возможности оценки среднегодовой температуры сингенетических мерзлых толщ в период их формирования по характеру криогенного строения и льдистости осадков.	30
<i>Каплина Т. Н.</i> Зональные закономерности распространения полигонально-жильных образований в Восточной Сибири.	38
<i>Романовский Н. Н.</i> Закономерности развития полигонально-жильных образований и использование их для палеогеографических реконструкций.	50
<i>Уваркин Ю. Т.</i> К истории развития термокарстовых образований в арктической тундре Западной Сибири	60

ПАЛЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ. АНАЛИЗ И КЛАССИФИКАЦИЯ СЛЕДОВ МЕРЗЛОТНЫХ СТРУКТУР

<i>Данилова Н. С., Баулин В. В.</i> Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов.	66
<i>Каплярская Ф. А., Тарноградский В. Д.</i> Грунтовые жилы, связанные с морозобойным растрескиванием.	79
<i>Цейтлин С. М.</i> Стратификация криогенных деформаций в отложениях плейстоцена Северной Евразии.	91
<i>Кригер Н. И., Чумаченко А. Н.</i> Некоторые вопросы геологии краевых ледниковых и перигляциальных районов в плейстоцене Русской равнины.	95
<i>Данилов И. Д.</i> Литогенные и криогенные деформации в плейстоценовых отложениях равнины севера Западной Сибири и Печорской низменности.	108
<i>Величко А. А.</i> Основные особенности реликтовой криогенной морфоскульптуры и общие принципы ее картирования.	121
<i>Бердников В. В.</i> Крупноблочный рельеф и его геологическая структура.	134

CONTENTS

Preface	5
-------------------	---

REGULARITIES OF DEVELOPMENT OF THE RECENT CRYOGENIC FORMATIONS AND THEIR USE FOR PALEO GEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS

<i>Popov A. I.</i> Genetic system of cryogenic events and its importance for paleogeographical reconstructions	7
<i>Katasonov E. M.</i> Paleofrost (paleocryological) study: their tasks, methods and some results	10
<i>Vtyurin B. I., Vtyurina E. A.</i> Cryostructural method in geocryology and paleogeography	23
<i>Maksimova L. N.</i> On possibility of evaluation of the average yearly temperature syngenetic frost series in the period of their formation according to the character of cryogenic structure and ice content in sediments	30
<i>Kaplina T. N.</i> Zonal regularities of distribution of polygonalveined formations in East Siberia	38

<i>Romanovsky N. N.</i> Regularities of development of polygonalveined formations and their use for paleogeographical reconstructions	50
<i>Uvarkin Yu. T.</i> On history development of thermokarst formations in the Arctic tundra of West Siberia	60

PALEOCRYOLOGICAL STUDY.
ANALYSIS AND CLASSIFICATION OF TRACES OF FROST
STRUCTURES

<i>Danilova N. S., Baulin V. V.</i> Traces of cryogenic processes and their use for paleogeographical reconstructions of landscapes	66
<i>Kaplyanskaya F. A., Tarnogradsky V. D.</i> Ground veins related to frost cracking	79
<i>Tseitlin S. M.</i> Stratigraphy of cryogenic deformations in Pleistocene deposits of North Eurasia	91
<i>Kruger N. I., Chumachenko A. N.</i> Some problems of Pleistocene geology of marginal glaciers and periglacial regions on the Russian Plane	95
<i>Danilov I. D.</i> Lithogenic and cryogenic deformations in Pleistocene deposits of the northern planes of West Siberia and the Pechora Lowland	108
<i>Velichko A. A.</i> The main peculiarities of relic cryogenic morphosculpture and general principles of its mapping	124
<i>Berdnikov V. V.</i> Large-blocky relief and its geological structure	134

Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии

Утверждено к печати

Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства Б. С. Филиппова. Художественный редактор Н. П. Власик
Художник Л. С. Эрман. Технический редактор П. С. Кашина

Сдано в набор 19/XII-1972 г. Подписано к печати 4/V-1973 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1.
Усл. печ. л. 12,67. Уч.-изд. л. 13,1. Тираж 800 Тип. зак. 5312. Т-04853. Цена 1 р. 31 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП. Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». 121099. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

551.34+551.8

Генетическая система криогенных явлений и ее значение для палеогеографических реконструкций. **Попов А. И.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Предложена генетическая классификация криогенных явлений, учитывающая два вида мерзлотных геологических процессов — криогенный диагенез и криогенное выветривание и стадию развития каждого из этих процессов. Эта генетическая система облегчает генетическое истолкование криогенных образований как свидетелей палеогеографических условий прошлого и позволяет устанавливать зональные и региональные закономерности в их распространении. Библ. 2 назв.

551.34+551.79

Палеомерзлотные исследования, их задачи, методы и некоторые результаты. **Катасонов Е. М.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Рассмотрено строение и палеогеографическое значение различных типов криогенных тектур и жильных образований в многолетнемерзлых и сезонномерзлых отложениях. Дается классификация ледяных жил в многолетней и сезонной мерзлоте. Рис. 5, библ. 17 назв.

551.34+551.79

Криотекстурный метод в геокриологии и палеогеографии, **Втюрин Б. И., Втюрина Е. А.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Характеризуется криотекстурный метод — ведущий в литокриологии. Устанавливаются различия в криогенной текстуре син- и эпигенетических многолетнемерзлых пород, а также в сезоннопротаивающем слое. Криотекстурный метод изучения многолетнемерзлых пород дает возможность детально восстановить палеогеокриологическую, а через нее и палеоклиматическую обстановку в период формирования сингенетических многолетнемерзлых пород в том или ином районе. Библ. 12 назв.

551.34+551.79

О возможности оценки среднегодовой температуры сингенетических мерзлых толщ в период формирования по характеру криогенного строения и льдистости осадков. **Максимова Л. Н.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Показано, что при небольших скоростях осадконакопления и существующих колебаниях климата в ходе многолетней динамики сезонного протаивания в разрезе многолетнемерзлой толщи сохраняются слоистые криогенные текстуры ритмичного характера или льдистые прослой — «пояски». Изучение криогенного строения отдельных ритмов позволяет определить мощность горизонтов, промерзших снизу, и количество тепла, выделившегося при промерзании этих горизонтов. От теплооборотов с помощью простой формулы можно перейти к приближенной величине среднегодовой температуры в период формулирования мерзлой толщи. Рис. 2, библ. 11 назв.

551.79+551.34

Зональные закономерности распространения полигонально-жильных образований в Восточной Сибири. **Каплина Т. Н.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Рассмотрены фактические материалы о современном формировании основных типов полигонально-жильных образований в Восточной Сибири. Используются закономерности изменения основных параметров растрескивания — размеров полигональной решетки и глубины растрескивания с севера на юг, в сопоставимых фациальных условиях. Изложенные материалы позволяют сделать выводы об отсутствии четких зональных изменений в размерах полигональной решетки, что связано с резкой континентальностью климата на всей рассмотренной территории и о намечающемся зональном уменьшении глубины растрескивания, связанной с повышением среднегодовых температур горных пород с севера на юг. Установленные закономерности распространения современных полигонально-жильных образований могут служить основой для реконструкции геокриологических условий прошедших эпох. Библ. 55 назв.

551.34+551.8

Закономерности развития полигонально-жильных образований и использование их для палеогеографических реконструкций. **Романовский Н. Н.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Излагаются закономерности морозобойного растрескивания пород в зависимости от температурного режима в сезонноталом, сезонномерзлом слоях и в многолетнемерзлой толще. Рассмотрена связь развития полигонально-жильных образований с амплитудами колебаний температур на поверхности почвы и среднегодовыми температурами многолетнемерзлых пород.

Показаны возможности восстановления хода изменений палеомерзлотной обстановки при изучении разрезов четвертичных отложений с полигонально-жильными образованиями, изменяющими свой характер и размеры решетки по разрезу. Рис. 4, библ. 18 назв.

551.8+551.34

К истории развития термокарстовых образований в арктической тундре Западной Сибири. **Уваркин Ю. Т.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Наблюдения за морфологией термокарстовых образований, конфигураций и размерами таликов и теплофизические расчеты показывают, что в пределах арктической тундры Западной Сибири в отличие от более южных районов современному термокарсту в образовании рельефа принадлежит весьма ограниченная роль. При ныне существующих условиях теплообмена мерзлых пород с внешней средой происходит многолетнее промерзание ранее протаявших пород.

Современный ландшафт многоозерья обязан своим происхождением не современному, а древним термокарстовым процессам, происходившим особенно интенсивно в период среднеголоценового термического максимума. Рис. 4, библ. 6 назв.

551.34+551.79+551.8

Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов. **Давылова Н. С., Баулин В. В.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Дается общая генетическая схема развития и взаимоотношения следов криогенных процессов, которые делятся на две крупные группы: следы в рельефе и в осадках. Последние в свою очередь разделены на следы в сезонном мерзлом слое и следы в вечномерзлой толще, которым и уделено наибольшее внимание. Последовательно описываются все типы следов криогенных процессов: их морфологические особенности, распространение, палеогеографическое значение. Рис. 6, библиография 54 назв.

551.34+551.79

Грунтовые жилы, связанные с морозобойным растрескиванием. **Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Среди грунтовых жил различают псевдоморфозы по жильным льдам и первично-грунтовые жилы. Последние весьма разнообразны по морфологии и условиям образования, что следует учитывать при палеогеографической интерпретации ископаемых жил. Первично-грунтовые жилы и псевдоморфозы образуют единую генетическую группу грунтовых жильных тел, где особенности каждой разновидности определяются целым рядом условий и факторов.

Морфология грунтовых жил зависит от устойчивости морозобойных сетей в плане, участия в их формировании сезонных ледяных жилок, положения жил относительно подошвы деятельного слоя, способа заполнения трещин грунтом, сингенетического или эпигенетического развития жил.

Рис. 2, табл. 1, библиография 29 назв.

551.79+551.8

Стратификация криогенных деформаций в отложениях плейстоцена Северной Евразии. **Цейтлин С. М.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Приводятся общие закономерности распространения и стратификации криогенных деформаций в зависимости от динамики развития оледенений плейстоцена. Рассматривается стратификация криогенных нарушений в отложениях перигляциальной зоны века последнего оледенения. Библиография 13 назв.

551.79+551.8

Некоторые вопросы геологии краевых ледниковых и перигляциальных районов в плейстоцене Русской равнины. **Кригер Н. И., Чумаченко А. Н.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Рассмотрены палеогеографические условия деградации льдов в краевой зоне у г. Солигорск и условия криолитогенеза в этом районе. В качестве примера палеогеографической обстановки окраины перигляциальной зоны описаны лёссов, лёссовидные породы и их криогенные деформации в районе Нижнего Приднестровья. Авторы считают, что в плейстоцене многолетнемерзлые породы не охватывали всю Русскую равнину. Рис. 7, табл. 1, библиография 29 назв.

551.34+551.79

Литогенные и криогенные деформации в плейстоценовых отложениях равнин севера Западной Сибири и Печорской низменности. **Давылов И. Д.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Выделены две группы деформаций пород, связанные с литогенезом осадков и криогенные. Подробно описываются генезис и морфологические особенности каждого вида нарушений слоистости. Обращается внимание на широкое развитие в природе пластических деформаций, значение которых в настоящее время недооценивается. Рис. 7, табл. 1, библиография 22 назв.

551.79+551.8

Основные особенности реликтовой криогенной морфоскульптуры и общие принципы ее картирования. **Величко А. А.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Описаны стадии перехода криогенной морфоскульптуры в реликтовое состояние и рассмотрена их морфологическая выраженность. Приведены главные генетические типы реликтовой криогенной морфоскульптуры и принципы ее картирования и картографического изображения. Рис. 7, библиография 32 назв.

551.79+551.8

Крупноблочный рельеф и его геологическая структура. **Бердников В. В.**— Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Рассматривается генезис крупноблочного рельефа в районе Верхней Волги (Калязин — Рыбинск). Предполагается, что формирование такого рельефа связано с конечными стадиями существования перигляциальной обстановки. Рис. 2, библиография 9 назв.

1 p. 31 к

753