

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
И МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

СИБИРИЙН САЛБАР

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЬЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ЦЭВДЭГ СУДЛАЛЫН ХУРЭЭЛЭН

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГАЗАРЗУЙ-ЦЭВДЭГ
СУДЛАЛЫН ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

SIBERIAN DIVISION

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
PERMAFROST INSTITUTE

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

INSTITUTE OF GEOGRAPHY
AND GEOCRYOLOGY

БУГД НАЙРАМДАХ МОНГОЛ АРД УЛСЫН НУТАГ ДЭХ ЦЭВДЭГ ЧУЛУУЛГИЙН НОХЦОЛ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бутээл, цуврал 10

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч-гишүүн *Б. Лувсанданзан*,
академич *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*, академич *А. В. Пейве*,
П. П. Тимофеев, *О. Төмөртогоо*, академич *А. Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч-гишүүн *П. И. Мельников*

1974

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, вып. 10

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. С. Зайцев, член-корреспондент АН МНР *Б. Лувсанданзан*, академик *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*, академик *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Томортогоо*, академик *А. Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР *П. И. Мельников*

1974
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

УДК 551.345

GEOCRYOLOGICAL CONDITIONS OF THE MONGOLIAN PEOPLE'S REPUBLIC

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 10

Editorial Board:
N. S. Zaitsev, Corresponding Member of the MPR Academy of Sciences
B. Luwsandansan, Academician *V. V. Menner*, *T. G. Pavlova*,
Academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*, *O. Tumurtogoo*, Academician *A. L. Yanshin*

Responsible Editor:
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P. I. Melnikov*

В первой части монографии характеризуются современные геокриологические условия Монгольской Народной Республики, приводятся карты распространения многолетнемерзлых горных пород и сезонного промерзания — протаивания грунтов. Дается характеристика пяти высотных геокриологических поясов: спорадического, редкоостровного, островного, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород. Рассматриваются процессы сезонного промерзания и протаивания, температурный режим горных пород, криогенное рельефообразование и строение многолетнемерзлых горных пород. Вторая часть посвящена палеогеокриологическим проблемам. В ней на основе изучения палеокриоиндикаторов и по палинологическим данным выявляются основные этапы истории развития многолетнемерзлых горных пород на территории Монголии. Табл. 34. Илл. 63. Библ. 239 назв.

Г. $\frac{20806-0480}{042(01)-74\ г.}$ 708—74 г.

© Издательство «Наука», 1974 г.

ВВЕДЕНИЕ

В 1971 г. Монгольская Народная Республика отпраздновала свое пятидесятилетие. За полвека после Народной революции 1921 г. хозяйство страны радикально изменилось. В дореволюционной феодально-теократической Монголии единственной отраслью хозяйства было кочевое скотоводство. Сейчас Монгольская Народная Республика стала аграрно-промышленной страной.

Наряду с животноводством в МНР успешно развивается земледелие. Основные площади посевов сосредоточены на севере страны, в бассейнах рек Селенги, Орхона, Хары и Иро. Создана тяжелая промышленность, развивается производство электроэнергии, возникают новые предприятия, специализирующиеся по переработке сельскохозяйственного сырья.

Быстрыми темпами развивается горнодобывающая промышленность. Топливно-энергетической базой страны стали Шарынгольский и Налайхинский буроугольные бассейны. На юге страны, в районе Сайн-Шанды, в небольшом количестве добывается нефть. Разрабатываются месторождения вольфрама, флюорита и золота. В Прихубсугулье в последние годы открыто и разведано крупное месторождение фосфоритов. Ведутся подготовительные работы по разработке крупного медно-молибденового месторождения Эрдэнтуин-Обо в Булганском аймаке.

В 60-х годах в Монгольской Народной Республике широко развернулось строительство многоэтажных каменных зданий. Быстрыми темпами развивается столица страны — Улан-Батор. Совместными усилиями МНР, СССР и других социалистических стран создан Дарханский топливно-энергетический промышленный центр. Растут города Чойбалсан, Сухэ-Батор и др.

Быстрое развитие народного хозяйства страны требует рационального использования всех природных ресурсов страны. Одной из необходимых предпосылок решения этой задачи являются знание и правильный учет геокриологических условий страны.

Пока в Монголии ведущей отраслью народного хозяйства было кочевое скотоводство, неблагоприятное влияние геокриологических факторов сказывалось в основном на промерзании колодцев. Если зимой вода, отжимаемая из промерзающих песчано-галечных отложений, прорывалась в юрты, то эти легкие сооружения было нетрудно перенести на другое место.

С началом развития промышленности и строительства каменных зданий положение резко изменилось. Хотя многолетнемерзлые породы занимают в МНР сравнительно небольшую площадь — не более 15% ее территории, но острова и массивы их рассеяны очень широко и приурочены к районам, богатым водой. Глубокое сезонное промерзание характерно для всей страны.

Стремление приблизить населенные пункты и промышленные предприятия к источникам воды ведет к тому, что строительная практика сталкивается с многолетнемерзлыми породами чаще, чем этого можно ожидать, учитывая сравнительно небольшую площадь их распространения и незначительную плотность населения в стране. Из-за неблагоприятных геокриоло-

гических условий пришлось перенести на другое место аймачный центр Баян-Хонгор, перемещался также центр сомона Цаган-Ула, ставится вопрос о перенесении центра сомона Умну-Дэлгэр. В результате наносится ущерб народному хозяйству и становится очевидной необходимость целенаправленных, планомерных геокриологических исследований.

Ко времени начала работ, результаты которых излагаются в настоящей книге, уже было накоплено немало сведений о многолетнемерзлых породах на территории МНР. Всю историю геокриологических исследований в МНР можно разделить на два этапа.

Первый этап продолжался с середины XIX в. до 1957 г. Он характеризуется накоплением разрозненных сведений о многолетнемерзлых горных породах и первыми попытками обобщения еще немногочисленных фактических данных преимущественно российскими, а после 1917 г. — советскими географами и геологами. Национальных кадров монгольских мерзлотоведов к этому времени еще не было.

Первые литературные сведения о многолетнемерзлых горных породах в Монголии мы находим в работе А. Ф. Миддендорфа (1860), который подтвердил точку зрения академика К. М. Бэра, высказавшего на основании анализа климата и описаний путешествий еще в 1842 г. предположение о расположении г. Урги (современный г. Улан-Батор) вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород. Наиболее достоверные данные о многолетнем промерзании горных пород в Монголии приведены в работе Л. А. Ячевского (1886, 1889), наблюдавшего это явление к югу от оз. Косогол (сейчас оз. Хубсугул), в долинах рек Эгийн-Гол и Бухаты. Одновременно Л. А. Ячевский наметил первый вариант южной границы многолетнемерзлых пород в Монголии.

Несколько позднее появились сообщения о подземных льдах в отложениях впадины оз. Хубсугул (Дорогостайский, 1910) и о многолетнемерзлых породах в истоках р. Буксуй, притока р. Селенги (Морозов, 1912).

При исследовании почв в бассейне р. Селенги Л. И. Прасолов (1913) обратил внимание на зависимость глубины сезонного протаивания горных пород от их состава, характера растительности и мощности снежного покрова. Острова многолетнемерзлых пород в долинах, расположенных между горным массивом Дзун-Мод и р. Иро, обнаружил М. А. Усов (1914).

Н. И. Толстихин (1920) отметил признаки многолетнего промерзания горных пород в западной части бассейна р. Селенги: низкую температуру ряда источников, бугры пучения, а также заболоченность высоких перевалов и северных склонов гор.

Первые сведения о мощности, температуре и распространении многолетнемерзлых горных пород в районе столицы Монголии в 1932 г. получил Н. А. Цытович (1950). Он указал на развитие многолетнемерзлых пород в г. Улан-Батор на первой террасе (пойме) р. Толы, в Налайхинской впадине, в ряде близлежащих долин и на склонах окружающих гор. На основании этих, а также ранее опубликованных работ, М. И. Сумгин (1933, 1937) провел южную границу многолетнемерзлых пород в 60—100 *км* южнее г. Улан-Батор. В эти же годы в МНР выделена область островного распространения многолетнемерзлых пород, охватывающая хребты Хангай, Алтай, Танну-Олу и Саяны (Данилов и др., 1937).

Э. М. Мурзаев (1946, 1952) отметил, что в пределах Монгольской Народной Республики «вечная мерзлота» образует самый южный на земном шаре выступ, не связанный с высокогорным альпийским поясом. Причину этого он видит «...в высокой степени континентальности Монголии, выражающейся в отсутствии или весьма слабом покрытии земной поверхности снегом, в суровой зиме с низкими температурами без оттепелей и ясным безоблачным небом, обеспечивающим большую теплоотдачу, и в высоком гипсометрическом положении северной Монголии, умеряющем летние температуры и сокращающем летний период» (1946, стр. 64).

Данные о многолетнемерзлых породах в Монгольском Алтае, в горах

Бага-Таин на абс. высоте 2550 *м* впервые опубликовал В. И. Заверин (1950).

Первая схематическая карта распространения многолетнемерзлых пород в Монголии опубликована Н. А. Мариновым и Н. И. Толстихиным (1950). Авторы ее отмечают, что в пределах МНР многолетнемерзлые породы встречаются преимущественно к северу от 47° с. ш. Они имеют островное распространение и развиты в днищах долин и на склонах северной экспозиции. На западе страны многолетнемерзлые породы приурочены только к высокогорным районам.

Новый, уточненный, вариант этой карты опубликован в монографии Н. А. Маринова и В. Н. Попова (1963). Помимо распространения многолетнемерзлых пород, на ней показана их мощность. Дальнейшие уточнения Н. А. Мариновым (1968) были внесены при составлении карты мерзлой зоны Азии, на которой, в отличие от прежних вариантов, показаны острова многолетнемерзлых пород на востоке Монгольского Алтая и в Гобийском Алтае.

И. Я. Баранов в 1952 г. при районировании южной окраины «вечной мерзлоты» в пределах СССР и смежных стран включил МНР в Центрально-Азиатскую мерзлотную провинцию, где в пределах плоскогорий многолетнемерзлые породы имеют редкоостровное распространение, а в горных хребтах существуют крупные массивы их.

Сведения о многолетнемерзлых породах в различных районах МНР содержатся также в работах Н. Д. Беспалова (1951) и А. Т. Иванова (1958).

Второй этап истории геокриологических исследований в МНР начался с 1957 г., когда при географическом кабинете Комитета наук МНР была создана группа по мерзлотоведению, которой стал руководить Н. Лонжид. Группа работала в контакте с Институтом мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР в г. Москве, с Институтом мерзлотоведения СО АН СССР в г. Якутске и с кафедрой мерзлотоведения Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Начинающим монгольским мерзлотоведам оказывалась систематическая помощь «...в повышении квалификации научных кадров, в выявлении первоочередных и важнейших для народного хозяйства МНР научных задач, в разработке планов научно-исследовательских работ по мерзлотоведению, в постановке экспериментов, проведении экспедиций и разработке методики исследований, а также в анализе научных материалов и обобщении результатов исследований» (Мельников и др., 1971, стр. 66).

Группа по мерзлотоведению вскоре была преобразована в мерзлотную станцию, затем в сектор Института географии и мерзлотоведения АН МНР. В задачу этого института, наряду с другими проблемами, вошло изучение закономерностей распространения и режима мерзлых горных пород, а также процессов пучения и просадки грунтов во время их сезонного промерзания и протаивания (Цэгмид, 1964).

Результаты планомерных совместных советско-монгольских геокриологических исследований, выполненных на протяжении 1957—1966 гг., отражены в целом ряде работ. В. Ф. Жуков (1959 а, б; 1961) охарактеризовал основные особенности условий строительства в Монголии, связанные с развитием на одной трети территории страны многолетнемерзлых горных пород и с глубоким сезонным промерзанием грунтов на остальной ее площади.

Монгольский мерзлотовед Н. Лонжид (1960, 1962, 1963, 1964, 1966 а, б; 1968) опубликовал новые данные о распространении, мощности, температуре и криогенном строении многолетнемерзлых пород, о сезонном протаивании и промерзании и криогенных формах рельефа в различных районах МНР. На основании всех собранных материалов в 1967 г. им была написана обобщающая работа о многолетнемерзлых горных породах Монгольской Народной Республики (Лонжид, 1969) и составлена карта их распространения в масштабе 1 : 2 500 000.

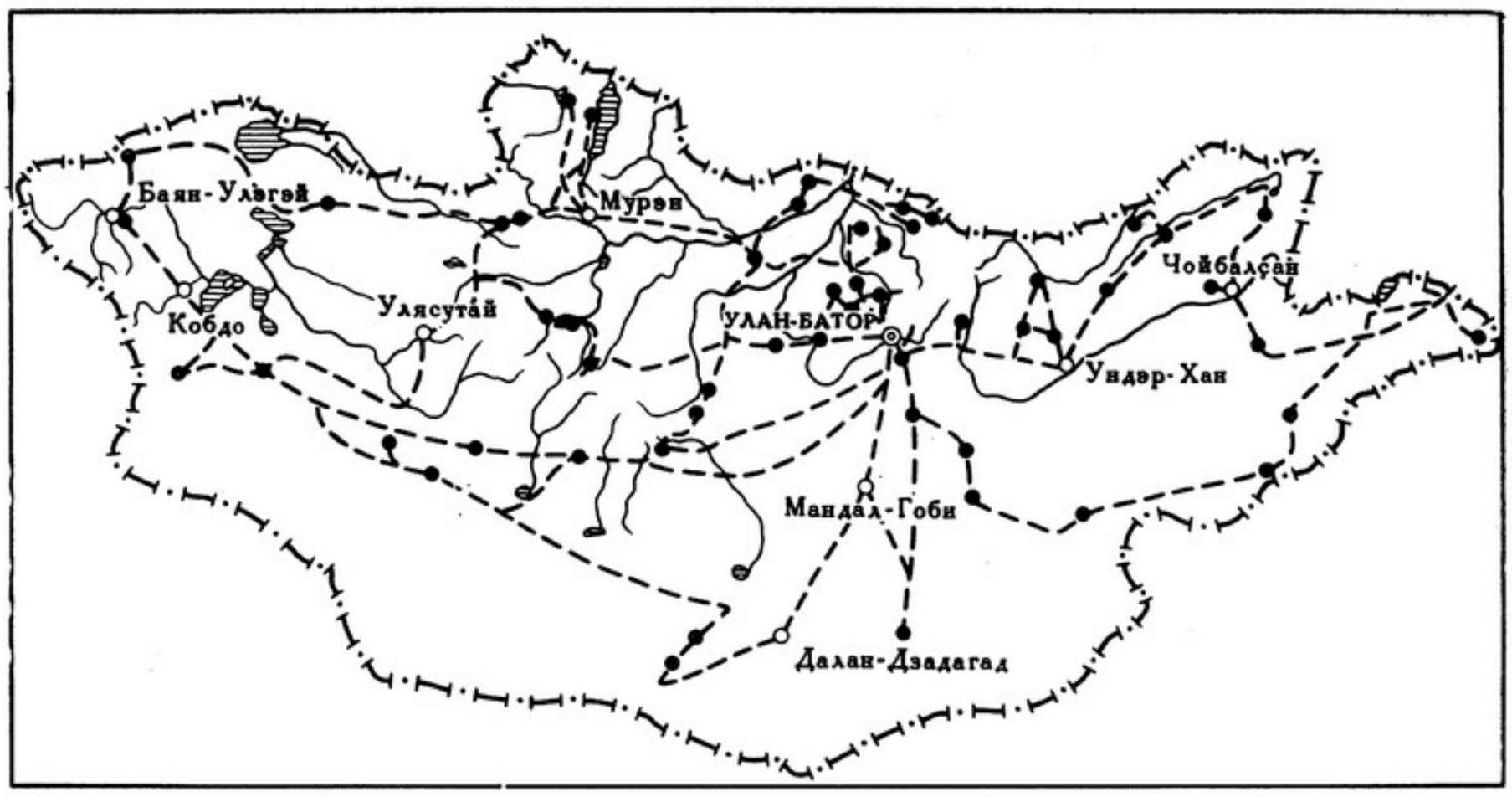


Рис. 1. Маршруты и места детального исследования геокриологического отряда Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции

Отдельные проблемы мерзлотоведения рассматриваются в работах С. Жамсрана (1966, 1968, 1970), Д. Лувсандавага (1964, 1966 а, б), Н. Лхагдандоржа (1966) и Б. Цэмбэла (1968).

Широкий размах капитального строительства и освоение природных богатств страны потребовали конкретных мерзлотных характеристик различных строительных площадок, трасс ЛЭП, автомобильных и железных дорог, коммуникаций. Деятельную помощь строителям Монголии в этом отношении оказал Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве Госстроя СССР, в фондах которого накопилось много данных о глубине залегания и распространении многолетне- и сезонномерзлых пород в основном в различных населенных пунктах. Эти данные нашли отражение на геокриологической карте МНР масштаба 1 : 5 000 000, составленной А. Н. Минаевым. Однако в печати была опубликована лишь часть материалов (Крылков, 1968; Минаев, 1968 а, б; 1970).

В результате всех исследований во второй половине 60-х годов окончательно оформились основные представления о распространении и свойствах сезонно- и многолетнемерзлых горных пород и связанных с ними явлениях. Результаты геокриологических исследований внедрялись в практику. Так, например, Н. Лонжид доказал возможность устройства в МНР ледяных складов системы М. М. Крылова. Под его руководством были сооружены такие склады, которые успешно эксплуатируются. Кроме того, разработаны защитные меры по сохранению мерзлого состояния грунтов в основании зданий в Налайхе. Во многих населенных пунктах были определены или уточнены глубины сезонного промерзания и протаивания, изучены процессы пучения, что позволило правильно проектировать основания и фундаменты зданий.

И все же этот возросший уровень знаний не мог удовлетворить запросы практики. В сложных природных условиях дальнейшая детализация геокриологических карт оказалась невозможной без знания основных геолого-географических закономерностей формирования и распространения мерзлых толщ, а они оставались неясными. Очень мало было известно о подземных льдах и криогенном строении мерзлых пород. Но особенно досадным было отсутствие каких-либо обобщений по сезонному промерзанию и протаиванию грунтов. Строителям нередко приходилось пользоваться явно устаревшими данными.

Еще в начале 60-х годов возник вопрос о значительном расширении советско-монгольских геокриологических исследований, чтобы более полно

раскрыть основные закономерности развития мерзлых толщ. Эти планы осуществились в 1967 г., когда по соглашению между Академиями наук СССР и МНР на территории Монгольской Народной Республики начала работать Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. В ее состав был включен геокриологический отряд, укомплектованный сотрудниками Института мерзлотоведения СО АН СССР и Института географии и мерзлотоведения АН МНР. Перед отрядом была поставлена задача провести дальнейшие геокриологические исследования на территории МНР с тем, чтобы установить основные закономерности распространения сезонно- и многолетнемерзлых горных пород и связанных с ними явлений и составить новую геокриологическую карту.

Научное руководство геокриологическими исследованиями в Монгольской Народной Республике осуществлял член-корреспондент АН СССР П. И. Мельников. Полевые исследования велись в 1967—1968 и 1970—1971 гг. В них с советской стороны приняли участие М. К. Гаврилова, Л. П. Голубых, Г. Ф. Гравис, С. И. Заболотник, А. М. Попов, Ю. Ф. Романов, П. А. Соловьев, В. Л. Суходровский, А. В. Чибисова, Н. В. Шарапов и Ю. Г. Шасткевич. С монгольской стороны в экспедиционных исследованиях участвовали научные сотрудники Т. Дорж, С. Жамсран, Н. Лонжид, Д. Лувсандагва, Т. Рагча, Т. Тумурбатор и Н. Шарху. Спорово-пыльцевой анализ образцов горных пород в Институте мерзлотоведения СО АН СССР проводила А. М. Лисун, гранулометрические анализы — А. В. Чибисова и Л. В. Юдина, химические — Р. М. Петухова.

Отряд обслуживала автомашина (шофер С. П. Яремич). Маршрутами была покрыта большая часть территории МНР (рис. 1). В 1968 и 1970 гг., наряду с маршрутными исследованиями, проводились буровые работы (буровые мастера П. Дамдин, Ж. Лхамсурэн, Н. Сухэбатор, М. Хадхуяг). Работая в Прихубсугулье, мы пользовались консультациями прекрасного знатока этого края Ч. Дувжира.

В обработке материалов и оформлении работы принимали участие С. П. Афанасьева, И. К. Балобаева, Е. М. Боброва, Н. П. Голикова, Н. Н. Железняк, А. М. Расторгуева, К. М. Федорова. С рукописью на разных стадиях ее подготовки знакомились Н. П. Анисимова, В. Т. Балобаев, Е. М. Катасонов, В. В. Куницкий, И. А. Некрасов, П. А. Соловьев. Сделанные ими замечания учтены в окончательном варианте текста. Авторы искренне благодарны всем товарищам, способствовавшим выполнению настоящей работы.

Мы приносим свою благодарность также руководству Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции за постоянную поддержку, организацию и материально-техническое обеспечение исследований.

Небольшой коллектив советских мерзлотоведов навсегда сохранит в памяти многочисленные встречи с монгольскими аратами, всегда питающими глубокие и искренние чувства дружбы к советским людям.

Часть I

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Монгольская Народная Республика расположена в Центральной Азии. Ее площадь составляет 1565 тыс. *кв. км* при наибольшем протяжении с запада на восток 2368 *км* и с севера на юг — 1260 *км*. Это в основном горная страна и только на востоке ее развиты довольно обширные равнины. Средняя высота Монголии над уровнем моря — 1580 *м*, наиболее высокие вершины достигают 4000—4500 *м*, а самые низкие впадины — около 500 *м*.

Главными орографическими единицами страны являются Хангай, Монгольский Алтай и Хэнтэй. Массивные хребты Хангая занимают центральную часть страны. Наибольшей высоты они достигают в покрытой снегами вершине Отгон-Тэнгри (3905 *м*). С севера к Хангаю примыкают хребет Тарбагатай, Озерное плоскогорье и горы Прихубсугулья. Среди последних выделяются меридионально вытянутые тектонические депрессии р. Ури, Дархатская и озера Хубсугул. Монгольский Алтай простирается от горной группы Табын-Богдо-Ола, расположенной на крайнем западе Монголии, в юго-восточном направлении на 900 *км*. Здесь находится самая высокая точка страны — гора Найрамдал — 4362 *м*. Юго-восточным продолжением Монгольского Алтая является Гобийский Алтай. Наименьшее из трех основных горных сооружений Монголии — Хэнтэй, достигающий в вершине Дзалучуд 2799 *м*.

Между Монгольским Алтаем и Хангаем расположено огромное межгорное понижение — Котловина Больших Озер. Его юго-восточным продолжением является Долина Озер, отделяющая Хангай от Гобийского Алтая. Между Хангаем и Хэнтэем располагается низкая горная страна, через которую проложили свой путь крупнейшие реки Монголии — Селенга и Орхон. Юго-восточная и восточная части Монголии заняты преимущественно высокими равнинами, а на крайнем востоке территория страны захватывает часть предгорьев Большого Хингана.

Монгольская Народная Республика занимает ключевые позиции в системе тектонических структур Центральной Азии, и геологическое строение ее весьма сложное. Преимущественным распространением пользуются протерозойские и палеозойские метаморфизованные осадочные породы, прорванные разновозрастными интрузивами гранитоидов и местами прослоенные или перекрытые эффузивами. С нижнего мела страна вступила в стадию молодой подвижной платформы. На западе, юге и востоке ее территории образовались многочисленные тектонические депрессии, ограниченные разломами. Сейчас эти депрессии заполнены слабо сцементированными или рыхлыми мезозой-кайнозойскими осадками. В то же время вплоть до голоцена включительно продолжалось формирование эффузивных покровов.

Реки Монголии относятся к бассейнам Северного Ледовитого океана, Тихого океана и к бессточному бассейну Центральной Азии.

Наиболее густая гидрографическая сеть имеется в северной, горной части Монголии, а для юга характерны в основном сухие долины — сайры. Характерный элемент природы — озера. Большинство их бессточно и засолено.

В Монголии преобладают степные ландшафты с характерными для них каштановыми и бурыми почвами. Северную часть ее занимает своеобразное горное лесостепье, где злаково-разнотравные степи чередуются с островами лиственничных и сосновых лесов, развитых преимущественно на северных и северо-западных склонах. Восточная Монголия, а также южные и восточные склоны Хангая заняты горными степями, которые в южной части страны сменяются пустынными степями. На днищах многочисленных замкнутых депрессий развиты солонцы и солончаки. На крайном юге страны появляются пустыни. Горная тайга имеется только на Хэнтэе и в горах Прихубсугулья, а наиболее высокие вершины гор заняты горными лугами и тундрами.

Природные условия детально охарактеризованы в монографических работах А. Л. Юнатова (1950), Н. Д. Беспалова (1951), Э. М. Мурзаева (1952), Н. А. Маринова и В. Н. Попова (1963), Н. А. Маринова (1967), Б. Гунгаадаша (1969), Ш. Цэгмида (Монгол орны..., 1969), Н. Бадарча (1971), Ж. Цэрэнсоднома (1971), Е. И. Селиванова (1972), поэтому здесь нет необходимости останавливаться на этом вопросе детальнее.

Глава I

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Климат — один из основных факторов формирования многолетнемерзлых горных пород. В условиях холодной и малоснежной монгольской зимы земная поверхность теряет большое количество тепла, что приводит к глубокому промерзанию горных пород. Однако при повышенном приходе тепла солнечной энергии в теплое время года из-за относительно южного положения Монголии земная поверхность сильно прогревается, что благоприятствует оттаиванию промерзших за зиму пород. При таком соотношении холодного и теплого сезонов маломощные породы, подвергающиеся сезонному промерзанию, оказываются особенно чувствительными к изменениям климата. Достаточно в отдельные годы небольших колебаний в метеорологическом режиме зимы и лета в ту или иную сторону, чтобы небольшие острова многолетнемерзлых пород полностью исчезли или появились вновь.

Сложные геолого-географические условия страны приводят к значительным отклонениям теплообменных характеристик отдельных участков от средних зональных величин их. Это одна из причин мозаичности геокриологических условий Монголии.

Первые метеорологические станции в Монголии появились в 20-х годах настоящего столетия, но непрерывные наблюдения начались лишь с 1936 г. (Тувдэндорж, 1967).

В настоящее время в Монгольской Народной Республике действует более 50 общих метеорологических станций, более 150 агрометеорологических и около 50 гидрологических постов.

Все же до последнего времени климат Монгольской Народной Республики остается недостаточно изученным. Особенно плохо исследованы общие закономерности теплообмена в системе почва — земная поверхность — атмосфера, а также микроклиматические аспекты, играющие первостепенную роль в понимании особенностей формирования и развития многолетнемерзлых горных пород в этой стране.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КЛИМАТА МОНГОЛИИ

Макроклиматические особенности. Основными факторами формирования особенностей климата страны являются относительно южное положение и удаленность от океанов. Для широт, в которых расположена Монгольская Народная Республика, характерны следующие месячные и годовые суммы возможной (астрономической) суммарной радиации ($ккал/см^2$):

Широта	III	VI	IX	XII	Год
52,5°	12,8	23,2	13,5	3,2	164,2
50,0	13,6	23,4	14,2	4,1	166,7
47,5	14,4	23,5	14,9	5,0	174,6
45,0	15,1	23,6	15,6	6,0	182,5
42,5	15,9	23,7	16,2	7,0	189,6

Как можно заметить, в пределах Монголии должно было бы поступать от 164 до 190 *ккал/см²* тепла за год. Это на 35—60 *ккал/см²* больше, чем, например, в Центральной Якутии, крае классического развития «вечной мерзлоты». Поступающее количество радиации вполне обеспечивает относительно хорошее прогревание земной поверхности и грунтов в Монголии, особенно в летнее время года.

Монгольская Народная Республика удалена на 7 тыс. *км* от Атлантического океана — основного поставщика влаги в восточном полушарии. Гораздо меньше расстояние до Тихого океана — 1 — 1,5 тыс. *км*, но вследствие общего западно-восточного переноса влияние этого океана невелико.

По циркуляционной классификации Б. П. Алисова (1950), бóльшая часть Монголии относится к континентальной климатической области умеренной зоны. Только южные районы входят в центральноазиатскую область субтропической зоны. В первой области в течение всего года преобладают континентальные воздушные массы, во второй — зимой находятся континентальные воздушные массы, а летом наблюдается вторжение тропического воздуха. Граница между умеренной и субтропической зонами определяется летним положением монгольской ветви полярного фронта.

Зимой над азиатским материком воздух сильно выхолаживается. Давление повышается до 1050 *мб*. Основным циркуляционным процессом становится антициклогенез. Именно над Северной Монголией находится климатологический центр знаменитого Азиатского, или Сибирского, антициклона. В это время в Монголии стоит морозная сухая малооблачная погода. В отдельные дни температура воздуха падает до —40, —50°.

Летом азиатский материк интенсивно прогревается. Максимальная температура воздуха в Монголии достигает 35—40° и выше. Давление понижается до 1000 *мб*. На материк устремляются массы океанического воздуха. Но с Атлантики в Монголию они приходят уже в сильно трансформированном виде, а граница тихоокеанского муссона, по Б. П. Алисову (1950), оказывается вне Монголии, проходя по Большому Хингану.

Летние осадки в Монголии, составляющие 70—80% годовой суммы, связаны главным образом с циклонической деятельностью на монгольской ветви полярного фронта, где происходит встреча тропического воздуха, приходящего из Китая, с континентальным воздухом Северной Монголии. В некоторые годы возможно и проникновение муссонов в восточную часть страны (Намнандорж, 1963).

Таким образом, макроклиматические факторы способствуют образованию на территории Монгольской Народной Республики резко континентального климата с малым количеством годовых осадков, с низкими температурами зимы и с высокими лета. Зимние климатические условия Монголии способствуют повсеместному глубокому промерзанию грунтов, а летние — полному оттаиванию их на равнинах и в широких долинах, примерно до абс. высоты 1700—1800 *м*.

Мезоклиматические особенности. Основными факторами формирования мезоклимата страны являются высота места и крупные формы рельефа. Монгольская Народная Республика окружена высокими горными хребтами. Около 3/4 ее территории имеет абсолютные отметки более 1000 *м*, а 1/4 — более 2000 *м*. В зависимости от высоты местности над уровнем моря существенно меняется метеорологический режим. В горах понижается давление, абсолютная влажность и температура воздуха. Градиент понижения температуры составляет в среднем 0,6° на 100 *м* поднятия, однако это больше относится к летним условиям. Зимой в горах наблюдается температурная инверсия. Так, например, в Хангае и на Монгольском Алтае температура воздуха в январе почти на 10° выше, чем на прилегающих равнинных участках.

Горные хребты представляют собой препятствия, нарушающие общую циркуляцию атмосферы. Это сказывается как на температурном режиме, так и на перераспределении осадков на наветренных и подвет-

ренных склонах. Так, Монгольский Алтай препятствует проникновению теплого тропического воздуха в западные районы Монголии. Алтайские горы и Сайлюгем задерживают влажный атлантический воздух. Хребты Северной Монголии и Южной Сибири защищают территорию Монголии от вторжения холодных масс арктического воздуха (Жадамбаа и др., 1967 а, б). При переваливании через хребты воздушные массы изменяют свои свойства, например, температура их повышается, а относительная влажность понижается (фены). Хорошо известны различия в инсоляции склонов северной и южной экспозиций.

Отрицательные формы рельефа способствуют застою холодного воздуха и дальнейшему его выхолаживанию. Так, в Котловине Больших Озер температура воздуха в зимние месяцы снижается до —60°. Положительные формы рельефа летом прогреваются больше, чем затененные днища узких долин. Неравномерность прогревания различных местоположений приводит к образованию горнодолинных ветров.

В целом мезоклиматические факторы в Монголии усиливают суровость климата. Это происходит в основном за счет летних месяцев вследствие понижения температуры воздуха с высотой, уменьшения прихода тепла на склонах северной экспозиции и в отрицательных формах рельефа и др. В результате этого уменьшается глубина сезонного протаивания и создаются благоприятные условия для формирования многолетнемерзлых горных пород, с одной стороны, в верхнем ярусе гор и на склонах северной экспозиции, а с другой, в отрицательных формах рельефа.

Микроклиматические особенности. Факторы формирования микроклимата весьма разнообразны — мелкие формы рельефа, различные растительные сообщества, водоемы и т. д. Так, в соответствии с законом А. И. Воейкова (1881), на мелких положительных формах рельефа всегда теплее, чем на отрицательных. Под лесными массивами условия многолетнего промерзания горных пород благоприятнее, чем на открытых участках. Хотя зимой лес создает теплозащитные условия, но летом почва прогревается слабо. Так, например, в залесенное ущелье Дзайсингин-Ама вблизи г. Улан-Батор летом проникает в три раза меньше тепла солнечной радиации, чем в открытой долине (Гаврилова, 1970 а, 1971). Под озерами в большинстве случаев имеются сквозные талики — водные массы зимой защищают донные отложения от промерзания.

Чрезвычайное разнообразие в микроклиматические условия промерзания и протаивания вносит хозяйственная деятельность человека. Так, в районе г. Улан-Батор в естественных условиях глубина сезонного промерзания достигает 2,8—4,8 *м,* а на застроенных участках она возрастает до 5,5—6 *м* (Төмөрбаатар, 1970).

Таким образом, микроклиматические особенности еще больше усложняют геокриологические условия Монголии.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТА МОНГОЛИИ ПО ОТДЕЛЬНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ

Облачность влияет на теплообмен земной поверхности с атмосферой. Минимальное развитие облачности в Монголии приходится на период господства зимнего сибирского антициклона. В это время общая облачность изменяется от 2,5 до 4 баллов, а нижняя — от 1 до 1,5 баллов. Вероятность ясного неба (облачность 0—2 балла), наравне с полуясным небом (3—7 баллов), составляет 30—65%, а по нижней облачности — 90—97%. Максимальное число дней с ясным небом повсюду приходится на январь и составляет по общей облачности 10—20 дней, по нижней — 28—30 дней. Повторяемость пасмурного неба (облачность 8—10 баллов) в это время по общей облачности — 1—2 дня, а по нижней — почти нуль.

Максимальная облачность наблюдается в летние месяцы в период развития циклонических процессов. В среднем общая облачность в это

время изменяется в пределах 5,5—6,5 баллов, а нижняя — 3,5—5 баллов. В июле преобладают дни с полуясным небом как по общей, так и по нижней облачности (60—70%). Число ясных дней по общей облачности — 1—3, по нижней — 6—12, пасмурных — соответственно 6—11 и 1—4.

Суммарная солнечная радиация при безоблачном небе должна была бы составить 4—8 *ккал/см²* в декабре, 23—24 *ккал/см²* в июне и 164—190 *ккал/см²* тепла за год. Однако из-за облачности поступление тепла солнечной радиации на земную поверхность ослабевает. По данным актинометрических станций Монголии (Солнечная радиация..., 1970), значения суммарной солнечной радиации в северных районах страны достигают 114—118 *ккал/см²*, в центральных — 124—125 *ккал/см²* и в южных — до 141 *ккал/см²* в год (табл. 1).

Наименьшие значения солнечной радиации 2 *ккал/см²* на севере и 5,5 *ккал/см²* на юге приходятся, естественно, на декабрь. Наибольший приход радиации — 14,5—17,5 *ккал/см²* наблюдается в июне.

Таким образом, суммарная радиация в действительных условиях составляет примерно 70—75% годовой суммы возможной солнечной радиации. Наибольшая доля действительной радиации от возможной (80—85%) приходится на вторую половину зимы, когда сибирский антициклон достигает максимального развития и облачность резко снижается. Наименьшая доля суммарной радиации от возможной (60—65%) отмечается в июле при большом развитии облачности.

В годовом итоге 55—65% суммарной радиации составляет прямая радиация, 35—45% — рассеянная. При этом доля прямой солнечной радиации возрастает по мере движения с севера на юг. Почти во все месяцы приход прямой солнечной радиации больше, чем рассеянной, что связано с относительно малой облачностью. Лишь на севере страны зимой доля

Таблица 1

Характеристика суммарной солнечной радиации в Монголии

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Месячные суммы суммарной радиации (в ккал/см²) 1964—1969 гг.													
Улангом	3,4	6,1	11,1	13,9	15,8	17,5	14,8	12,7	10,1	7,0	3,7	2,3	118,4
Мурэн	3,8	6,3	10,4	12,6	14,3	16,0	14,1	11,9	10,3	7,5	4,3	3,0	114,5
Улан-Батор	4,4	6,9	11,4	13,2	16,0	17,0	14,6	12,8	11,0	7,9	4,6	2,9	122,7
Улясутай	4,9	7,5	11,8	14,0	13,4	14,5	15,2	14,4	11,4	8,5	5,2	4,0	124,8
Далан-Дзадагад	6,4	8,3	12,7	15,2	16,8	16,7	15,2	14,4	13,0	10,5	6,7	5,5	141,4
Отношение действительной суммарной радиации к возможной (в %)													
Улангом	69	80	82	76	70	75	64	65	71	71	65	56	71
Мурэн	74	81	75	69	65	68	61	61	72	74	73	70	68
Улан-Батор	79	82	71	71	71	70	63	66	74	74	74	75	72
Улясутай	86	89	83	75	59	62	66	72	77	80	80	82	72
Далан-Дзадагад	85	83	81	78	72	71	64	70	81	86	82	83	76
Отношение прямой радиации к суммарной (в %)													
Улангом	33	56	50	64	62	66	60	61	63	63	40	38	55
Мурэн	45	51	60	54	55	55	58	54	59	62	52	46	54
Улан-Батор	56	61	61	55	60	62	59	60	67	68	59	55	60
Улясутай	64	71	65	63	62	68	57	69	68	63	55	59	64
Далан-Дзадагад	61	67	65	63	61	60	58	63	75	72	66	63	64

прямой радиации может быть меньше рассеянной, очевидно, вследствие низкого положения солнца.

Радиационный баланс Монголии. Из 114—141 *ккал/см²* тепла солнечной радиации, поступающего в течение года, 30—35% отражается

земной поверхностью. При этом следует заметить, что альбедо земной поверхности зимой относительно невелико — 30—60% (на большей части территории СССР в этот сезон оно достигает 70—80%). Причина низких значений альбедо — малая устойчивость снежного покрова. Летом альбедо не отличается от общеизвестных значений для этого времени года (18—22%). Суммы поглощенной радиации изменяются от 80—85 *ккал/см²* в год на севере Монголии до 90—95 *ккал/см²* на юге. Потеря тепла эффективным излучением в северных районах страны составляет 35—40 *ккал/см²* в год, в центральных — 40—45 *ккал/см²* и в южных — 45—50 *ккал/см²*. Суммы эффективного излучения зимой — 2—3 *ккал/см²* в месяц, летом — 4—6 *ккал/см²*.

Конечная величина радиационного баланса составляет 40—50 *ккал/см²* в год, т. е. около одной трети от первоначально поступившего тепла солнечной радиации. Одна треть тепла суммарной радиации теряется, как уже говорилось, отражением от земной поверхности и одна треть — в результате излучения земли.

В зимние месяцы радиационный баланс отрицателен, но абсолютные значения его сравнительно невелики — 0,5—1,5 *ккал/см²* в месяц. Это объясняется относительно большой величиной поглощенной радиации, связанной в свою очередь с относительно большим приходом суммарной радиации и малой отражательной способностью земной поверхности при неустойчивом снежном покрове. Значения радиационного баланса в летние месяцы — 7—9 *ккал/см²* в месяц.

Температура воздуха. Средняя температура воздуха самого холодного месяца — января — достигает на северо-западе Монголии —30°, в центральных районах — от —22 до —27°, на юге до —14° (рис. 2, а). Абсолютный минимум температуры воздуха на большей части Монголии опускается до —45, —50°. Даже на юге страны нередки значения температуры —40, —45°. Такие низкие температуры воздуха связаны с резким выхолаживанием в условиях антициклональной погоды. Но в отдельные дни температура воздуха в январе может подняться до положительных значений (1—5°).

Средняя температура воздуха самого теплого месяца — июля — изменяется от 12° на севере страны и в горах до 20—24° на юге и востоке страны (рис. 2, б). Абсолютный максимум в северных и центральных районах доходит до 30—35°, в южных и восточных районах — до 35—40°. Относительно высокие температуры летом в Монголии связаны с хорошим прогреванием земной поверхности в связи с поступлением сравнительно больших сумм тепла солнечной радиации. Однако в отдельные дни и в июле температура воздуха может падать до 0—5°, а местами и до отрицательных величин. Средние годовые температуры воздуха в северных районах Монголии составляют —4°, в центральных и южных горных —2°, в южных +4° (рис. 2, в).

Ветер имеет наименьшие скорости в период развития зимнего антициклона. Средние значения его скорости в северных районах Монголии в зимние месяцы достигают 1—2 *м/сек*, в центральных — 2—3 *м/сек*. К югу скорости ветра повышаются до 4—5 *м/сек*. В теплое время года скорости ветра в целом по стране возрастают. На севере они составляют в среднем 2—3 *м/сек*, в центральных районах 3—4 *м/сек*, в южных — 4—5 *м/сек*. При прохождении циклонов как в теплое, так и в холодное время года скорость ветра повсеместно усиливается до 15—20 *м/сек*, а весной — до 20—30 *м/сек*.

Осадки распределяются на территории Монголии неравномерно (рис. 3, а). Наибольшее количество их — 300—400 *мм* в год — выпадает в северных и северо-западных районах. В центральной части страны годовая сумма осадков составляет 200—300 *мм*, в южной — 50—100 *мм*.

В годовом ходе осадков максимум приходится на лето, что связано с усилением циклонической деятельности. В июле — августе выпадает

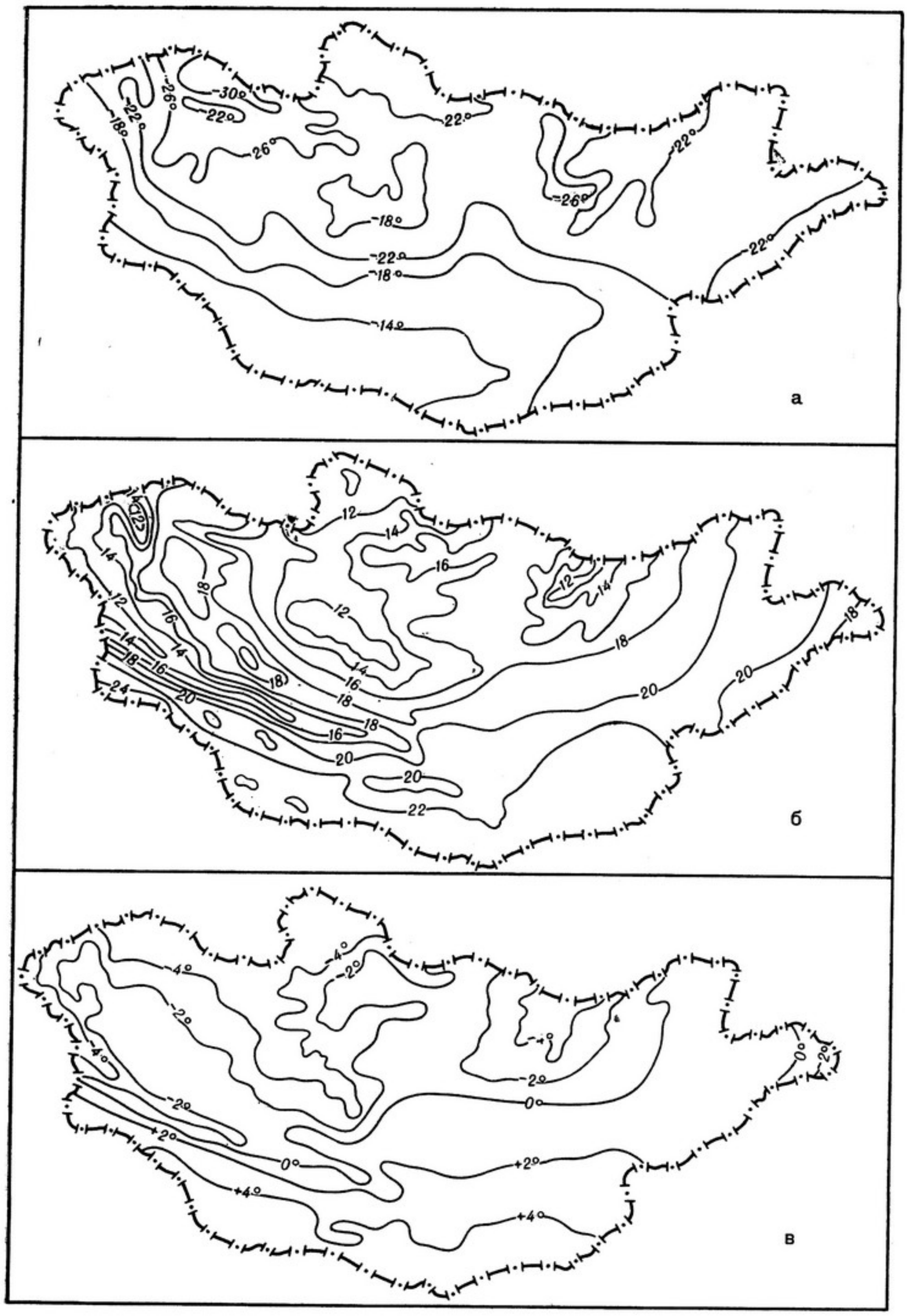


Рис. 2. Средняя температура воздуха на территории Монголии (в ° С), по данным Н. Бадарча, 1971 г.

а — январь, б — июль, в — за год

50—80, а местами до 100 *мм* осадков в месяц. Зимой же количество осадков сокращается до 1—2 *мм*.

Снежный покров маломощный, что связано с незначительным количеством зимних осадков.

В октябре, когда в Монголии начинается зимний период, вероятность устойчивого снежного покрова на большей части территории страны меньше 50%. В апреле почти повсеместно снежный покров практически уже отсутствует. Средняя продолжительность снежного покрова на севере Монголии — 130—150 дней, на юге — 120—130 дней.

Несмотря на незначительную мощность, снежный покров образуется повсеместно и даже на юге страны в декабре — феврале снег лежит

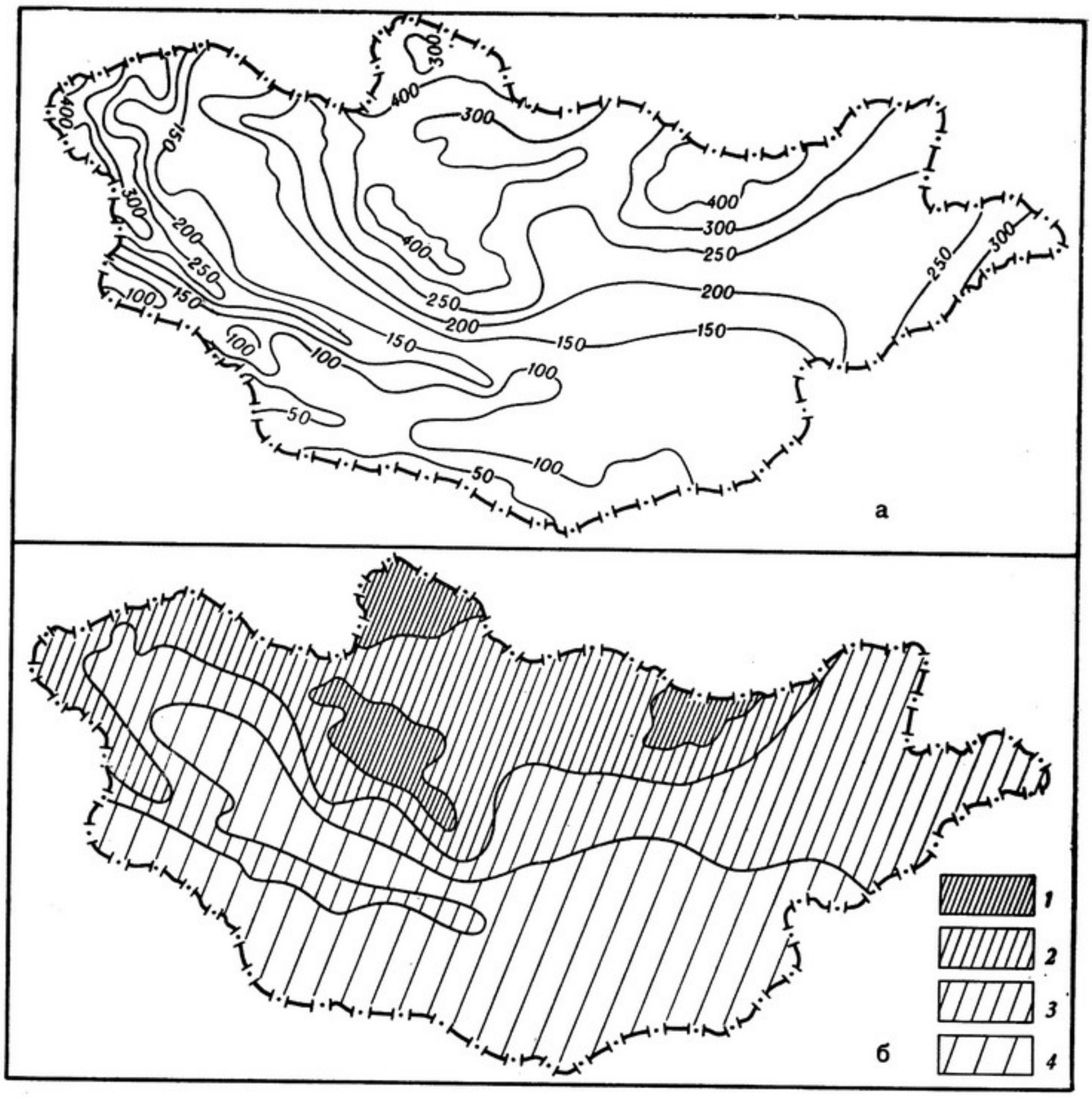


Рис. 3. Увлажнение территории Монголии, по данным Н. Бадарча, 1971 г.
а — годовая сумма осадков (в *мм*); б — высота снежного покрова: *1* — 15—20 *см*, *2* — 10—15 *см*, *3* — 5—10 *см*, *4* — <5 *см*

почти постоянно, мощность его достигает здесь 1 *см*, наибольшая высота снежного покрова — 10 *см* (Далан-Дзадагад). Средние высоты снежного покрова на севере Монголии составляют 10—15 *см*, в центральных районах — 5—10 *см*, а в южной половине страны — 5 *см* (рис. 3, б). В горах мощность снежного покрова возрастает до 50 *см* и более. Средняя плотность снега 0,18 *г/см*^{3}, максимальная доходит до 0,35 *г/см*^{3}. Запасы воды в снежном покрове составляют в среднем 14 *мм/см* ^{3}, максимальные — 50 *мм/см*^{3} (Бадарч, 1963).

Температура земной поверхности — исходная характеристика теплового состояния горных пород.

Самые низкие температуры земной поверхности в Монголии наблюдаются в январе. На севере страны они достигают —30° и ниже, в центральных районах около —25, —30°, в южных районах— —20, —25°. В северных и центральных районах температура земной поверхности зимой оказывается на 2—3°, а в южных и восточных районах — на 1—2° ниже температуры воздуха. Но местами средняя температура земной поверхности зимой не отличается от средней температуры воздуха.

Абсолютный минимум температуры поверхности земли на севере и в центральных районах Монголии достигает —50, —55°, на юге и востоке —40, —45°. Однако даже в январе температура земной поверхности в отдельные дни почти повсеместно может подняться до положительного значения.

Самые высокие температуры земной поверхности наблюдаются в июле. Средние месячные значения ее на севере страны и в центральных ее райо-

нах достигают 20—25°, на юге и востоке выше 25°. Температура земной поверхности летом примерно на 4—5° выше температуры воздуха. При этом широтная зависимость этой разницы не выражена. Это связано с широтной сглаженностью прихода тепла солнечной радиации в это время года.

Максимум температуры поверхности почвы летом доходит до 60—65°, однако в отдельные дни в южных и восточных районах минимальные температуры даже в июле могут падать до 0—4°, а в центральных и северных районах до отрицательных значений. Средняя годовая температура земной поверхности на севере Монголии достигает —2°, в центральных районах от 0 до —1°, на востоке около —2° и на юге — примерно 5°. Средняя годовая температура земной поверхности в Монголии приблизительно на 2° выше средней годовой температуры воздуха.

Изменчивость климата Монголии. В отдельные годы значения метеорологических элементов отклоняются от нормы в ту или иную сторону. Нами проанализирована изменчивость месячных величин температуры воздуха (1950—1966 гг.) и высоты снежного покрова (1938—1961 гг.) для метеостанции Улан-Батор. Выявилось, что температура воздуха в январе отклонялась от среднего многолетнего значения (—27,4) на 3,4° в сторону понижения и на 6,2° в сторону повышения. В июле (средняя многолетняя 17,1°) отклонения составляют —2,7 и +1,6°. Снежный покров в г. Улан-Батор в январе в некоторые годы вообще отсутствует, а иногда бывает в 2—3 раза выше нормы (2 *см*).

По температурным условиям выделяется зима 1962/63 г., когда с декабря по март температура воздуха была выше средней многолетней на 6—8,3°.

По снежному покрову выделяются зимы 1944/45, 1952/53, 1953/54, 1954/55 г., когда высота снега была постоянно в 2—3 раза выше средней многолетней. Три последние зимы были холодными. Очевидно, отсутствие оттепелей способствовало сохранению снежного покрова. Зимы 1941/42, 1948/49, 1955/56 г. отличаются отсутствием или исключительной маломощностью снежного покрова. Анализ имеющихся температурных данных показывает, что, например, первая половина зимы 1955/56 г. (ноябрь — декабрь) была теплой, температура воздуха оказалась выше нормы на 3,9—5,8°. Вероятные оттепели и привели, по-видимому, к уменьшению снежного покрова.

Таким образом, имеющиеся пока малочисленные данные свидетельствуют о том, что теплые зимы в Монголии чаще всего малоснежны, а для холодных зим характерны наибольшие мощности снежного покрова. Следовательно, в естественных условиях в холодные зимы промерзание грунтов не всегда будет максимальным, так как относительно мощный снежный покров оказывает некоторое теплозащитное воздействие.

Анализ материалов метеорологических наблюдений по станции Улан-Батор показывает, что зимы на протяжении 10 лет, начиная с зимы 1957/58 г., стали заметно теплее, а лето — холоднее. Это отразилось и на годовых температурах. Отклонения средней годовой температуры воздуха от многолетней (—3,5°), начиная с 1962 г., стали на 0,6—2° выше нормы.

Проследим изменение климата Монголии в течение 15—20 лет по нескольким метеостанциям методом скользящих средних, предложенным Б. П. Алисовым, О. А. Дроздовым, Е. С. Рубинштейн (1952). Отсутствие данных не позволило нам проанализировать изменение климата Монголии за более длительный период. Фундаментальное исследование современного изменения климата по 275 станциям земного шара в последние годы проведено Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой (1966), но территория Монголии оказалась не охарактеризованной.

На рис. 4 представлены скользящие пятилетние средние температуры воздуха за январь, июль и в среднем годовом выводе, а также высота снежного покрова за январь для четырех станций, находящихся в различных районах Монголии.

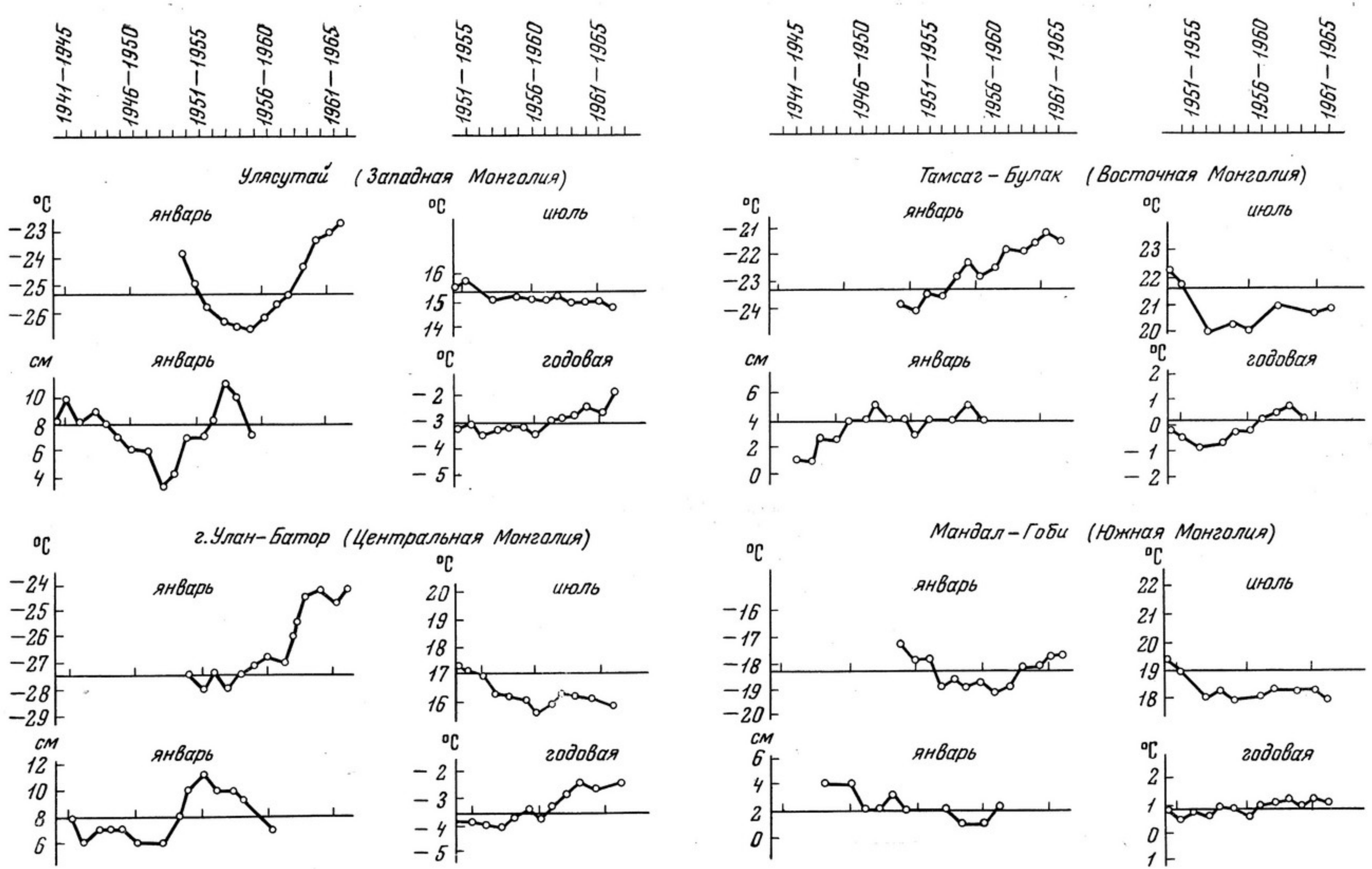


Рис. 4. Скользящие пятилетние средние и годовые температуры воздуха (в °С) и высоты снежного покрова (в *см*) в различных районах Монголии

Как видно, наибольшая изменчивость температуры воздуха характерна для зимних месяцев. При этом максимальная амплитуда колебания температуры прослеживается для западных районов. К востоку и югу она постепенно уменьшается.

В первой половине 50-х годов отмечалось некоторое похолодание (примерно на 1°). С середины 50-х годов почти для всех станций прослеживается резкое потепление зимы, только на южной станции это потепление было отмечено в начале 60-х годов. В пятилетие с 1961 по 1965 г. средняя температура воздуха в январе повысилась по сравнению с нормой за 1936—1965 гг. на западе Монголии на 2,5°, в центральных ее районах — на 3°, на востоке страны — на 2°, на юге — на 0,5°.

Изменения климата отражаются и на высоте снежного покрова. Как уже говорилось, по данным метеостанции Улан-Батор, холодным зимам соответствовала большая высота снежного покрова, теплым зимам — меньшая. Это отражено на рис. 4, особенно для западных и центральных метеостанций, где снег имеет более ощутимую мощность. В период похолодания в первую половину 50-х годов высота снежного покрова возросла, с потеплением во второй половине 50-х годов намечается тенденция к понижению высоты снега.

Ряд наблюдений по снежному покрову у нас был больше, чем по температуре воздуха. По изменению снежного покрова можно заключить, что в 40-х годах в Монголии было существенное потепление, так как мощность снега в эти годы была наименьшей. Может быть это отголосок так называемого потепления Арктики 30-х годов, которое распространялось в северном полушарии в юго-восточном направлении с запаздыванием в 5—10 лет (Рубинштейн, Полозова, 1966).

В летний период, начиная с 50-х годов, на всех станциях наблюдается похолодание. Температура воздуха в июле в последние 15 лет стала ниже нормы примерно на 1—1,5°.

Поскольку потепление зимой выражено больше, чем похолодание летом, то средняя годовая температура воздуха, начиная со второй половины 50-х годов, стала выше средней многолетней. За 5 лет с 1962 по 1966 г. она повысилась на западе Монголии на 1,2°, в Центральной Монголии — на 1°, на востоке и юге страны — на 0,2°.

Такое изменение зимних и летних температур воздуха свидетельствует о том, что климат Монголии в последние годы стал менее континентальным. Более интенсивные изменения климата в западных районах страны и постепенное затухание их к юго-востоку свидетельствуют о преобладании атлантического влияния. Общее потепление климата в последние десятилетия способствует деградации многолетнемерзлых горных пород там, где мощность их небольшая.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ (ТЕПЛОБАЛАНСОВЫЕ) УСЛОВИЯ СЕЗОНОВ ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ГРУНТОВ

Климатические условия сезона промерзания. За начало и конец промерзания грунтов можно считать время устойчивого (не менее трех дней) перехода средней суточной температуры на поверхности почвы через 0° С. Так как измерений температуры поверхности меньше, чем измерений температуры воздуха, то при определении начала и конца промерзания грунтов косвенно можно пользоваться последними. Даты перехода средней температуры поверхности почвы и температуры воздуха через нуль разнятся не более чем на 1—3 дня. В табл. 2 представлены климатические и теплобалансовые характеристики сезона промерзания в Монголии по ряду станций страны. Климатические показатели в табл. 2, так же как и в табл. 4—7, взяты из работ Н. Бадарча (1971), Б. Жамбаажамца (1964, 1966), справочника «Метеорологические данные...» (1962) и др. Значения составляющих теплового баланса найдены нами расчетным путем.

Таблица 2

Климатические характеристики сезона промерзания в Монголии

Станция	Дата начала и конца промерзания	Продолжительность сезона промерзания (в днях)	Средняя температура воздуха самого холодного месяца (t °С)	Средняя температура поверхности самого холодного месяца (t °С)	Сумма температуры воздуха (t °С)	Сумма температуры поверхности (t °С)	Средняя высота снежного покрова за зиму (в см)	Сумма суммарной радиации (в ккал/см²)	Сумма радиационного баланса (в ккал/см²)	Сумма теплового потока в почву (в ккал/см²)	Средняя температура почвы на глубине 1 м в самый холодный месяц (t °С)	Глубина сезонного промерзания грунта (в см)
Улангом	18/X—16/IV	181	—33,8	—34	—3730	—3690	10	37,1	—2,6	—4,6	—	—
Кобдо	19/X— 3/IV	167	—25,5	—27	—2589	—2587	1	35,1	—1,1	—4,0	—	291
Улясутай	12/X—13/IV	184	—25,3	—27	—2975	—3197	6	40,1	—3,5	—3,6	—	—
Алтай	10/X—16/IV	189	—19,8	—23	—2227	—2548	—	44,1	—2,6	—3,2	—	—
Мурэн	16/X—11/IV	178	—24,4	—26	—2690	—2812	2	32,1	+1,7	—3,7	—	>320
Галут	2/X—20/IV	200	—26,5	—29	—3223	—3635	—	50,6	+2,5	—4,0	—	—
Цэцэрлэг	20/X— 9/IV	172	—16,0	—20	—1845	—2173	1	38,3	—3,4	—3,1	—	—
Булган	14/X—10/IV	179	—22,2	—24	—2525	—2792	4	38,9	—3,9	—4,2	—6,9	>320
Худжирт	11/X—13/IV	185	—22,1	—24	—2665	—2791	—	39,5	+0,2	—3,2	—	—
Арбай-Хэрэ	23/X— 7/IV	167	—15,7	—19	—1846	—2010	0	37,6	+0,6	—2,7	—	—
Шамар	18/X— 5/IV	170	—23,3	—26	—2745	—2954	4	29,6	—1,1	—3,7	—	—
Хара	17/X— 7/IV	173	—26,9	—27	—3012	—3051	—	35,9	—1,7	—4,0	—	—
Улан-Батор	11/X—13/IV	185	—27,4	—29	—3177	—3203	3	40,5	—2,7	—3,8	—8,6	>320
Керулен	12/X—13/IV	184	—27,9	—28	—3355	—3373	—	38,0	0,0	—4,0	—	—
Дава	6/X—17/IV	194	—21,0	—23	—2533	—2547	1	40,9	—1,5	—3,4	—11,0	>320
Маньт	10/X—15/IV	188	—23,5	—24	—2776	—2771	0	42,9	+1,9	—3,6	—10,9	>320
Мандал-Гоби	5/X— 7/IV	258	—18,3	—19	—1921	—2138	1	40,4	+2,7	—3,2	—	—
Далан-Дзадагад	29/X—25/III	148	—15,4	—18	—1529	—1791	3	34,1	+0,8	—4,4	—3,5	177
Биндэр	15/X—11/IV	179	—22,8	—24	—2798	—2783	—	37,6	—2,9	—3,7	—	—
Ундэр-Хан	2/X—25/IV	206	—24,3	—25	—2891	—2831	4	49,7	—0,3	—3,9	—	—
Ш. Чойр	22/X— 8/IV	169	—22,0	—22	—2313	—2350	—	36,8	+0,6	—3,8	—8,6	>320
Х. Чойр	22/X— 8/IV	169	—17,8	—20	—2088	—2291	—	36,8	+0,1	—3,4	—	—
Сайн-Шанд	29/X—26/III	149	—18,7	—20	—1867	—1969	1	36,0	—1,8	—4,7	—6,3	237
Замын-Удэ	29/X—26/III	149	—19,8	—20	—1970	—1999	—	36,1	+0,3	—4,8	—7,0	264
Вал Чингис-Хана	20/X— 9/IV	172	—22,6	—23	—2645	—2887	—	36,6	—2,4	—4,1	—	—
Чойбалсан	22/X— 6/IV	167	—22,0	—22	—2440	—2414	1	36,5	—2,3	—4,2	—7,9	278
Тамсаг-Булак	22/X— 7/IV	168	—23,3	—25	—2744	—2612	3	36,9	—3,1	—4,6	—	—
Байшинт	24/X—31/III	159	—24,6	—24	—2592	—2545	3	36,2	—3,2	—4,7	—	—
Эрдэнэ-Цаган	22/X— 8/IV	169	—19,9	—21	—2248	—2355	2	39,8	—2,2	—3,8	—	—

Как видно, в северных, западных и центральных районах Монголии промерзание грунтов начинается в первой и второй декадах октября, а на юге и востоке — в третьей декаде. Конец промерзания на юге страны и на наиболее низко расположенных метеостанциях севера приходится на конец марта или первую декаду апреля, в остальных районах — на вторую и даже третью декаду апреля.

Таким образом, длительность сезона промерзания грунтов на юге Монголии равна пяти месяцам, в остальных районах — шести месяцам, а на наиболее высоко расположенных метеостанциях — семи.

Период промерзания в Монголии характеризуется низкими средними месячными температурами воздуха. В январе, например, они изменяются от —14° на юге страны до —34° на северо-западе; температура поверхности земли в это время на 1—3° ниже температуры воздуха на высоте 2 *м*. Сумма отрицательных температур воздуха за период промерзания колеблется от 1500—2000° на юге до 3700° на северо-западе страны. Малая высота снежного покрова (в среднем 5—10 *см*) способствует интенсивному выхолаживанию грунтов.

Приход суммарной радиации за сезон промерзания изменяется от 30 *ккал/см*^{2} на севере до 40 *ккал/см*^{2} на юге. В горах в связи с большой прозрачностью воздуха и меньшей облачностью приход радиации повышается примерно на 5 *ккал/см*^{2} за сезон. Поглощенная радиация за сезон промерзания изменяется от 12 *ккал/см*^{2} на севере до 16 *ккал/см*^{2} на юге. Частая повторяемость безоблачного неба способствует потере тепла излучением, хотя значения его из-за низкой температуры относительно небольшие. Эффективное излучение в среднем составляет около 3 *ккал/см*^{2} в месяц. Сумма его за сезон промерзания в северных районах достигает 21 *ккал/см*^{2}, в центральных — 20 *ккал/см*^{2}, и в южных — 15 *ккал/см*^{2}.

Наиболее «холодными» в радиационном отношении за период промерзания оказываются западные, северные и восточные районы Монголии. Сумма радиационного баланса за сезон составляет здесь от —1 до —4 *ккал/см*^{2}. Наиболее «теплые» — центральные и южные районы. Радиационный баланс в сезонном итоге здесь изменяется от 0 до + 3 *ккал/см*^{2}.

Следует заметить, что переход радиационного баланса через нуль весной совершается примерно за месяц до установления положительных температур воздуха.

Как показывают расчеты, наибольшая потеря тепла грунтом зимой происходит в западных, восточных и южных районах Монголии (от —4 до —4,5 *ккал/см*^{2}), наименьшая — в северных и центральных районах (от —3 до —4 *ккал/см*^{2}). Это связано, по-видимому, с распределением снежного покрова и контрастами температур зима — лето. Так, в южных малоснежных и резкоконтинентальных районах, несмотря на более короткий период промерзания, суммарная потеря тепла грунтами наибольшая. Таким образом, зимой повсюду происходит выхолаживание грунтов. Температуры верхнего горизонта их по всем метеостанциям отрицательны. Так, средняя температура грунта на глубине 1 *м* в феврале изменяется от —7° до — 11° на севере и от — 3,5° до —6° на юге Монголии. Все это создает благоприятные условия для глубокого сезонного промерзания грунтов.

Климатические условия сезона протаивания. Сезонное протаивание грунтов на крайнем юге Монголии начинается в последней декаде марта, в других районах юга и востока страны и на наиболее низко расположенных метеостанциях северной ее части — в первой декаде апреля, на остальных метеостанциях — во второй и в начале третьей декады апреля (табл. 3). Сезонное протаивание сверху в северных, центральных и западных районах страны прекращается в первой и во второй декадах октября, на юге и востоке — в третьей декаде октября. Длительность сезона протаивания грунтов на севере Монголии составляет пять месяцев, в центральных районах — шесть и в южных — семь.

Средние температуры воздуха наиболее теплого месяца сезона протаи-

Таблица 3

Климатические характеристики сезона протаивания в Монголии

Станция	Даты начала и конца сезона протаивания	Продолжительность сезона протаивания (в днях)	Средняя температура воздуха самого теплого месяца (t °С)	Средняя температура поверхности самого теплого месяца (t °С)	Сумма температуры воздуха (t °С)	Сумма температуры поверхности (t °С)	Сумма суммарной радиации (в *ккал/см²*)	Сумма радиационного баланса (в *ккал/см²*)	Сумма теплового потока в почву (в *ккал/см²*)	Средняя температура почвы на глубине 1 *м* в самый теплый месяц (t °С)	Глубина сезонного протаивания грунта (в *см*)
Улангом	16/IV—18/X	184	18,8	24	2356	3107	78,8	29,8	4,3	—	—
Кобдо	3/IV—19/X	198	19,1	25	2455	3203	89,0	31,3	3,6	15,7	Полное
Улясутай	13/IV—12/X	181	15,4	19	1827	2436	81,3	31,8	3,6	—	—
Алтай	16/IV—10/X	176	14,0	19	1569	2230	78,1	26,8	2,5	—	—
Мурэн	11/IV—16/X	187	16,8	23	2041	2920	83,2	34,4	3,4	—	Полное
Галут	20/IV— 2/X	165	14,7	17	1392	2043	85,5	35,9	3,1	—	»
Цэцэрлэг	9/IV—20/X	193	12,9	19	1813	2461	84,5	33,0	2,6	—	—
Булган	10/IV—14/X	186	16,5	20	1881	2451	87,7	35,0	3,1	10,6	Полное
Худжирт	13/IV—11/X	180	14,8	19	1723	2348	83,9	37,6	3,2	—	—
Арбай-Хэрэ	7/IV—23/X	198	15,5	19	1955	2489	97,7	39,7	2,6	—	—
Шамар	5/IV—18/X	195	18,4	23	2258	2957	86,5	38,1	3,3	—	—
Хара	7/IV—17/X	192	19,0	24	2320	2923	83,4	33,3	3,5	—	—
Улан-Батор	13/IV—11/X	180	17,1	21	1962	2625	78,1	39,3	3,7	9,6	Полное
Керулен	13/IV—12/X	181	16,9	22	1971	2625	83,4	37,6	3,9	—	—
Дава	17/IV— 6/X	171	13,7	17	1596	2152	80,1	34,3	2,9	11,1	Полное
Маньт	15/IV—10/X	177	15,5	20	1832	2505	82,9	35,8	3,4	13,8	»
Мандал-Гоби	7/IV— 5/X	107	18,9	23	2311	2890	85,2	35,4	2,9	—	—
Далан-Дзадагад	25/III—29/X	217	21,3	25	2961	3510	99,2	38,6	4,3	18,8	Полное
Биндэр	11/IV—15/X	186	17,6	22	2091	2817	80,6	30,3	3,4	—	—
Ундэр-Хан	25/IV— 2/X	159	19,3	24	2253	2953	70,0	28,4	4,4	—	—
Ш. Чойр	8/IV—22/X	196	17,8	22	2297	2891	89,3	36,8	3,2	15,0	Полное
Х. Чойр	8/IV—22/X	196	18,6	22	2310	2745	89,3	36,2	3,1	—	—
Сайн-Шанд	26/III—29/X	216	23,1	28	3110	3810	103,6	38,6	4,9	18,9	Полное
Замын-Удэ	26/III—29/X	216	22,2	27	3027	3788	98,8	39,9	4,9	19,1	»
Вал Чингис-Хана	9/IV—20/X	193	20,9	26	2535	3100	88,7	36,8	3,8	—	—
Чойбалсан	6/IV—22/X	198	20,8	26	2559	3241	87,8	37,8	3,7	14,9	Полное
Тамсаг-Булак	7/IV—22/X	197	21,6	26	2649	3279	87,9	38,1	3,8	—	—
Байшинт	31/III—24/X	206	21,7	26	2791	3499	99,1	32,6	4,9	—	—
Эрдэнэ-Цаган	8/IV—22/X	196	19,2	24	2330	2923	95,6	41,2	3,5	—	—

вания — июля — изменяются от 24° на юге до 12° на севере; в высокогорных районах они еще ниже. Относительно умеренные температуры воздуха для широт Северной Монголии объясняются сравнительно высокими абсолютными отметками (около 1500 *м* в среднем). Сумма положительных температур воздуха за сезон протаивания составляет 1400—1500° на высокогорных метеостанциях, 1900—2200° в северных и центральных районах и 2500—3000° в южных районах.

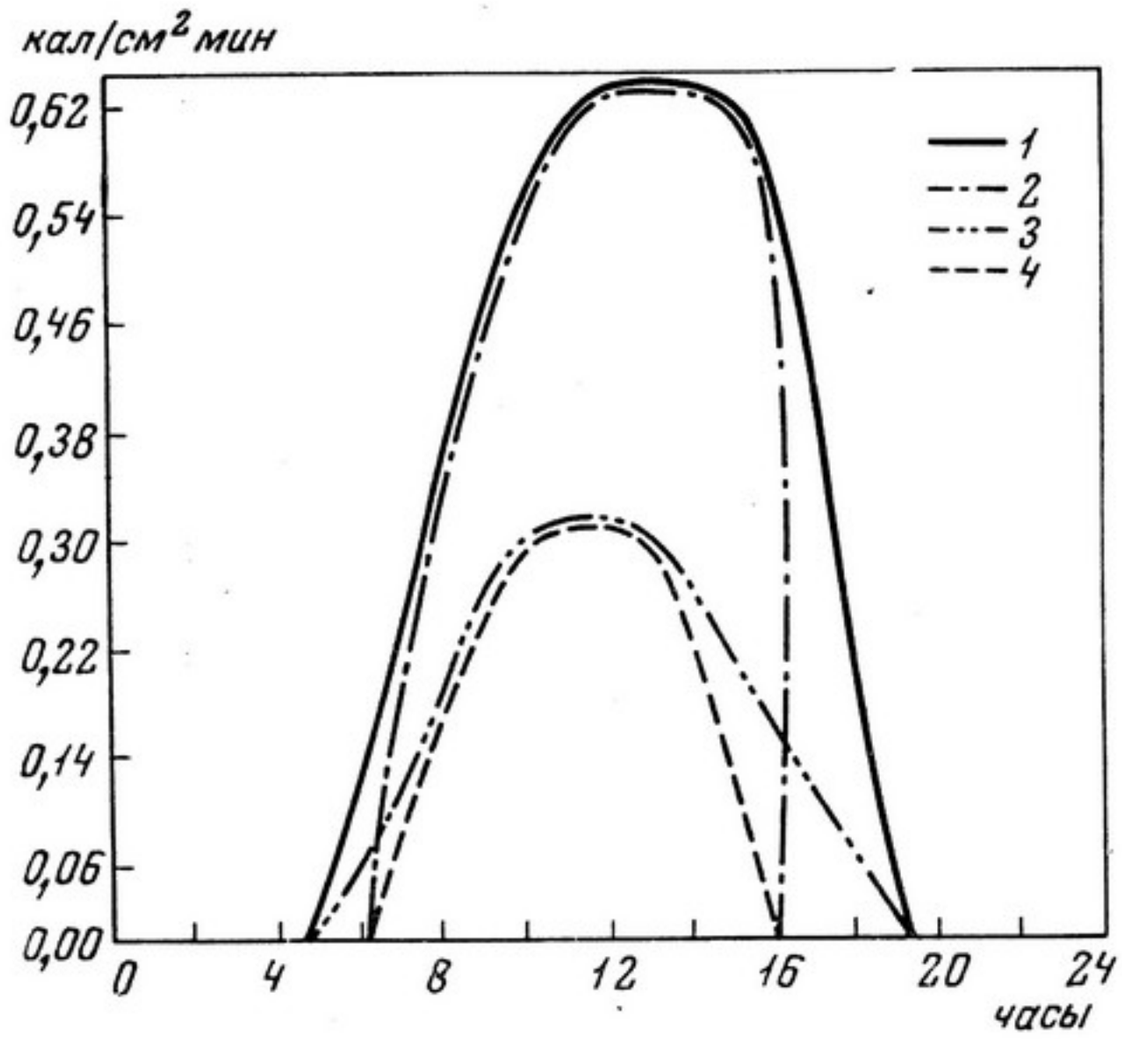


Рис. 5. Суточный ход и общая суммарная радиация в середине лета в различных природных условиях в окрестностях Улан-Батора

1 — долина (354 *кал/см² сут*); *2* — ущелье без леса (297 *кал/см² сут*); *3* — лес в долине (153 *кал/см² сут*); *4* — лес в ущелье (118 *кал/см² сут*)

Температура поверхности летом на 4—5° выше температуры воздуха на высоте 2 *м*. Сумма положительных температур на поверхности за период протаивания составляет на высокогорных метеостанциях 2000—2200°, в северных и центральных районах 2400—2900°, а на юге страны — до 3800°. За весь сезон протаивания поступает от 78 до 104 *ккал/см²* тепла суммарной радиации. Поглощенная радиация составляет 65 *ккал/см²* на севере и 80 *ккал/см²* на юге, или 78—80% суммарной радиации.

Потеря тепла эффективным излучением в теплое время года возрастает вследствие более высокой температуры поверхности и составляет примерно 3,5 *ккал/см²* в месяц, или около 18 *ккал/см²* за сезон на севере, 21 *ккал/см²*— в центральных районах и 25 *ккал/см²*— на юге.

Радиационный баланс к середине лета достигает наибольших значений. В течение всего сезона протаивания он положителен. В сумме за сезон величины его составляют 30 *ккал/см²* на севере, 35 *ккал/см²*— в центральных районах и 40 *ккал/см²*— на юге страны. За сезон в почву проникает от 3 до 3,5 *ккал/см²* тепла в западных, северных и центральных районах, от 3,5 до 4 *ккал/см²*— в восточных районах и от 4,5 до 5 *ккал/см²*— на юге Монголии.

По показаниям метеорологических станций промерзшие за зиму грунты оттаивают повсеместно. Это связано с тем, что относительно южное положение Монголии обеспечивает большой приход солнечной радиации. Однако метеорологические станции расположены в основном на равнинах или в широких долинах и впадинах. В высокогорных районах, узких ущельях и других труднодоступных местах систематических метеорологических наблюдений не проводится. Между тем именно здесь условия мезоклимата способствуют образованию многолетнемерзлых горных пород. И действительно, как показывают наши наблюдения летом 1968 г. в ущелье Дзайсингин-Ама в окрестностях Улан-Батора (Гаврилова, 1970а, 1971), в залесенном ущелье на северном склоне горы Богдо-Ула тепла солнечной радиации поступает в 2—4 раза меньше, чем в открытой долине (рис. 5). При этом тепловой поток в почву также уменьшается и составляет за сезон только около 1 *ккал/см²*, что явно недостаточно для полного

оттаивания грунтов. В результате, если к середине июля в Улан-Баторе грунты полностью оттаивают, то в ущелье Дзайсингин-Ама протаивание к этому времени достигает всего 1,70 *м*.

Таким образом, как уже говорилось, общие климатические условия Монгольской Народной Республики в летнее время, связанные с макрофакторами — приходом солнечной радиации, общей циркуляцией атмосферы — способствуют полному оттаиванию промерзших за зиму грунтов. Сохранение мерзлого состояния грунтов обеспечивается климатическими условиями, обусловленными мезофакторами (высота места над уровнем моря, экспозиция склонов и т. д.) и микрофакторами (рельеф, залесенность и т. д.).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ТЕПЛОБАЛАНСОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ МОНГОЛИИ

Полные исследования теплового баланса земной поверхности и грунтов на метеостанциях Монгольской Народной Республики не ведутся. Температура грунта измеряется только до глубины 3,20 *м*, что явно недостаточно для характеристики явления глубокого сезонного промерзания. Поэтому нами были организованы специальные теплобалансовые и геотермические наблюдения в Северной, Центральной и Южной Монголии. При метеостанциях Улан-Батор и Мурэн велись регулярные измерения температуры горных пород до глубины 10—23 *м* и теплового потока в почву. В теплое время года на этих метеостанциях, а также в уже упомянутом ущелье Дзайсингин-Ама и в окрестностях сомона Булган Южно-Гобийского аймака (недалеко от станции Далан-Дзадагад) выполнялись специальные градиентные наблюдения по определению составляющих теплового баланса (Гаврилова, 1970а, б, 1971). Здесь рассматриваются только климатические и теплобалансовые характеристики, результаты геотермических исследований изложены в главе IV.

Метеостанция Мурэн (Северная Монголия) расположена в котловине шириной 12—18 *км* на левом берегу р. Дэлгэр-Мурэн. По климатическому районированию Н. Бадарча (1971), она относится к Хангайско-Хубсугульскому среднеконтинентальному району с холодной и очень холодной зимой (рис. 6). Минимальные температуры воздуха здесь достигают —49°, а на поверхности земли —58°. Средняя амплитуда температуры на земной поверхности 49°, а абсолютная — 127°. Годовое количество осадков — 228 *мм*. Высота снежного покрова — 1—3 *см*, максимальная может достигать 16 *см*.

Климатические и теплобалансовые характеристики метеостанции Мурэн по месяцам представлены в табл. 4. Составляющие теплового баланса найдены непосредственными измерениями и расчетным путем. Затрата тепла на испарение рассчитана по температуре и влажности воздуха методом А. Р. Константинова (1963), а затрата тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой определена как остаточный член уравнения теплового балан-



Рис. 6. Климатическое районирование территории Монголии, по Н. Бадарчу, 1971 г.

А — Хангайско - Хубсугульский среднеконтинентальный район с холодной и очень холодной зимой; *Б* — Орхон-Селенгинский резкоконтинентальный район с очень холодной суровой зимой; *В* — Хэнтэйский среднеконтинентальный район с очень холодной зимой; *Г* — Восточный резкоконтинентальный район с очень холодной зимой; *Д* — Алтайский резко- и среднеконтинентальный район с очень холодной зимой; *Е* — резкоконтинентальный район Котловины Больших Озер с суровой зимой; *Ж* — Гобийский резкоконтинентальный район с холодной зимой

Таблица 4

Климатические и теплобалансовые характеристики по метеостанции Мурэн

Месяц	Климатическая характеристика									Месячные суммы составляющих теплового баланса (в *ккал/см²*)			
	Температура воздуха (в °С)	Абсолютный минимум (в °С)	Абсолютный максимум (в °С)	Скорость ветра (*в м/сек*)	Общая облачность (в баллах)	Абсолютная влажность (в мб)	Относительная влажность (в %)	Сумма осадков (*в мм*)	Высота снежного покрова (*в см*)	Радиационный баланс	Тепло испарения	Теплообмен с атмосферой	Тепловой поток в почву
I	—24,4	—47	4	1,1	3,7	0,7	71	1	3	—0,3	—0,3	0,6	—0,6
II	—20,0	—49	6	1,4	3,0	1,0	67	1	3	—1,4	—0,1	—1,0	—0,3
III	—8,8	—37	16	2,3	4,6	1,7	52	3	1	3,7	0,6	3,0	0,1
IV	1,6	—22	26	3,5	5,4	2,7	44	5	*	4,2	1,1	2,7	0,4
V	8,7	—15	30	3,4	5,7	4,6	43	14	—	6,6	2,0	3,9	0,7
VI	15,5	—3	35	2,4	5,9	8,5	50	48	—	7,2	2,7	3,5	1,0
VII	16,8	0	33	1,7	7,9	11,6	62	64	—	7,7	3,6	3,3	0,8
VIII	14,8	—5	33	1,7	5,6	10,7	64	55	—	5,8	2,8	2,7	0,3
IX	8,0	—12	30	1,7	5,0	6,3	62	25	—	3,9	0,7	3,3	—0,1
X	0,3	—21	23	1,7	4,4	3,3	59	6	—	2,0	0,2	2,1	—0,3
XI	—12,9	—42	14	2,0	4,6	1,6	64	3	1	1,0	0,1	1,5	—0,6
XII	—22,4	—48	5	1,3	4,0	0,9	72	2	2	0,1	—0,1	0,8	—0,6
Год	—1,9	—49	35	2,0	4,9	4,5	59	228	—	40,5	13,3	26,4	0,8

Примечание: знак * в табл. 4, 5 и 6 означает, что снежный покров в этот месяц встречается менее чем в 50% зим.

са. Тепловой поток в почву обобщен по тепломерным наблюдениям тепломером ЛТИХП.

Основной расходной составляющей теплового баланса на метеостанции Мурэн в годовом итоге (63%) является затрата тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой. С марта по сентябрь значения его составляют 3—4 *ккал/см²* в месяц. В зимние месяцы тепловой поток в атмосферу снижается, а во второй половине зимы направление его меняется — выхоложенная земная поверхность начинает получать тепло из атмосферы.

Затрата тепла на испарение — вторая расходная составляющая теплового баланса земной поверхности (33% за год). В середине лета она превышает затрату на турбулентный теплообмен с атмосферой. Испарение с поверхности почвы или снега идет с марта по ноябрь. В марте и мае оно достигает 10—30 *мм* и преобладает над осадками. Летом испарение достигает 45 — 60 *мм*, что несколько меньше или равно осадкам. Годовая сумма испарения (220 *мм*) почти соответствует сумме осадков (228 *м*). В самые холодные месяцы имеет место конденсация влаги, но значения ее небольшие: 2—4 *мм* в месяц.

В глубь горных пород весной и летом поступает 0,7—1 *ккал/см²* в месяц тепла, или 10—14% величины радиационного баланса. В конце лета в связи с прогреванием почвы и началом остывания земной поверхности тепловой поток в почву резко ослабевает, в холодное время года он отрицателен. Значения его — до 0,6 *ккал/см²* в месяц.

Метеостанция Улан-Батор (Центральная Монголия) также расположена в котловине шириной 6—10 *км* на правом берегу р. Толы. По климатическому районированию Н. Бадарча, Улан-Батор входит в Хэнтэйский среднеконтинентальный район с очень холодной зимой. Несмотря на более южное положение, климатические условия Улан-Батора

Таблица 5

Климатические и теплобалансовые характеристики по станции Улан-Батор

Месяц	Климатическая характеристика									Месячные суммы составляющих теплового баланса (в *ккал/см²*)			
	Температура воздуха (в °С)	Абсолютный минимум (в °С)	Абсолютный максимум (в °С)	Скорость ветра (в *м/сек*)	Общая облачность (в баллах)	Абсолютная влажность (в *мб*)	Относительная влажность (в %)	Сумма осадков (в *мм*)	Высота снежного покрова (в *см*)	Радиационный баланс	Тепло испарения	Теплообмен с атмосферой	Тепловой поток в почву
I	—27,4	—48	—4	1,0	3,4	0,6	75	2	5	—0,2	0,0	0,7	—0,9
II	—23,0	—46	4	1,4	3,5	0,8	73	2	5	1,2	—0,1	1,8	—0,5
III	—11,2	—41	18	2,3	4,5	1,8	66	2	2	3,6	0,6	2,7	0,3
IV	—0,5	—22	25	3,5	5,0	2,7	50	7	*	6,2	1,1	4,4	0,7
V	7,9	—16	31	3,9	5,4	4,6	47	17	—	7,1	2,1	3,2	1,8
VI	14,8	—5	34	3,4	5,8	8,6	56	49	—	9,1	3,0	4,2	1,9
VII	17,1	1	39	2,7	6,0	12,0	65	72	—	8,2	3,9	3,5	0,8
VIII	15,0	—4	37	2,5	5,5	10,5	65	49	—	7,8	3,6	3,9	0,3
IX	7,5	—14	30	2,5	4,9	6,2	64	27	—	4,8	0,6	4,2	0,0
X	—1,6	—30	24	2,0	4,2	3,3	65	7	*	2,1	0,1	2,3	—0,3
XI	—15,3	—43	13	1,3	4,1	1,5	72	4	2	0,5	—0,3	1,4	—0,6
XII	—25,5	—49	1	0,8	3,8	0,7	75	2	4	—0,4	0,0	0,6	—1,0
Год	—3,5	—49	39	2,3	4,7	4,4	64	240	—	50,0	14,6	32,9	2,5

См. примечание к табл. 4.

Таблица 6

Климатические и теплобалансовые характеристики по станции Далан-Дзадагад

Месяц	Климатическая характеристика									Месячные суммы составляющих теплового баланса (*ккал/см²*)			
	Температура воздуха (в °С)	Абсолютный минимум (в °С)	Абсолютный максимум (в °С)	Скорость ветра (в *м/сек*)	Общая облачность (в баллах)	Абсолютная влажность (в *мб*)	Относительная влажность (в %)	Сумма осадков (в *мм*)	Высота снежного покрова (в *см*)	Радиационный баланс	Тепло испарения	Теплообмен с атмосферой	Тепловой поток в почву
I	—15,4	—36	9	3,4	3,3	1,1	61	1	1	—1,3	0,0	—0,5	—0,8
II	—11,8	—34	13	3,8	3,8	1,3	54	2	1	—1,0	0,1	—0,7	—0,4
III	—2,9	—28	21	4,7	4,6	1,7	40	4	*	3,8	0,3	3,3	0,2
IV	6,1	—17	28	6,1	5,1	2,5	28	13	—	5,8	0,7	4,4	0,7
V	12,9	—9	32	5,9	5,4	3,8	28	20	—	7,0	0,9	5,0	1,1
VI	19,1	3	37	4,9	5,5	7,1	35	11	—	7,4	1,2	5,2	1,0
VII	21,3	4	38	4,3	5,6	10,1	42	9	—	7,2	1,7	4,8	0,7
VIII	19,7	2	36	3,9	5,3	9,3	44	10	—	5,6	1,3	4,1	0,2
IX	13,4	—16	30	4,0	3,2	6,0	38	30	—	4,8	0,9	4,3	—0,4
X	5,3	—17	26	3,8	3,4	3,2	37	8	—	3,0	0,2	3,4	—0,6
XI	—6,0	—30	19	4,1	3,6	1,8	48	5	*	0,7	0,0	1,5	—0,8
XII	—14,3	—36	8	3,4	3,4	1,3	60	2	1	—1,4	—0,1	—0,4	—0,9
Год	4,0	—36	38	4,4	4,4	4,1	43	115	—	41,6	7,2	34,4	0,0

См. примечание к табл. 4.

оказываются более континентальными (табл. 5), чем Мурэна. Средняя температура зимы здесь на 3° ниже, а лета почти на 0,5° выше. Средняя годовая температура воздуха в Улан-Баторе (—3,5°) на 1,6° ниже, чем в Мурэне, а средняя годовая температура поверхности земли ниже почти на 2°. Бóльшая континентальность г. Улан-Батор связана, очевидно, с тем, что город расположен восточнее Мурэна и в более глубокой котловине, т. е. испытывает меньшее влияние западного переноса воздушных масс.

Затрата тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой также составляет здесь значительную долю теплового баланса земной поверхности и даже несколько повышается по сравнению с северными районами (66%). С апреля по сентябрь этот поток составляет 3,5—4,5 *ккал/см²* в месяц.

Затрата тепла на испарение равна 29% годовой величины радиационного баланса. Как и на севере Монголии, в марте—мае испарение (10—35 *мм*) больше чем выпадает осадков, летом (50—60 *мм*) — меньше или равно их количеству. Годовая сумма испарения (242 *мм*) равна годовой сумме осадков (240 *мм*). В зимние месяцы также имеет место незначительная конденсация. Тепловой поток в почву весной и летом достигает 1,5 *ккал/см²* в месяц, или 15—20% от величины радиационного баланса. Во второй половине лета поток резко снижается. Потеря тепла почвой в холодное время года составляет до 1 *ккал/см²* в месяц.

Метеостанция Далан-Дзадагад (Южная Монголия) расположена на равнине. По климатическому районированию Н. Бадарча (1971), она относится к Гобийскому резкоконтинентальному району с холодной зимой. Средняя температура воздуха самого холодного месяца —15,4° (табл. 6), а на земной поверхности —29°. Минимальные температуры в воздухе опускаются до —36°, а на земной поверхности — до —50°. Средняя температура самого теплого месяца 21,3°, а на земной поверхности 25°, максимальные температуры воздуха достигают 38°, а на земной поверхности — 64°. Летние температуры относительно умеренные из-за сильных ветров. Годовая сумма осадков 115 *мм* в месяц, высота снежного покрова в декабре — феврале —1 *см*, максимальная — 10 *см*.

Затрата тепла на турбулентный теплообмен в южной Монголии исключительно велика и достигает 83% в годовом итоге. Средние значения ее —4,5—5 *ккал/см²* в месяц. Затрата тепла на испарение в Далан-Дзадагаде составляет лишь 17% от годовой суммы радиационного баланса. Средние значения испарения в апреле—сентябре — 10—20 *мм*. Весной величина испарения примерно соответствует количеству выпадающих осадков, а летом превышает их. Годовая сумма испарения соответствует количеству выпадающих осадков.

Тепловой поток в почву весной и летом составляет 0,7—1,1 *ккал/см²*, или 15% от величины радиационного баланса. Зимний поток тепла — 0,8—0,9 *ккал/см²* в месяц.

Таким образом, в тепловом режиме земной поверхности для Монголии характерно преобладание и возрастание затраты тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой по мере передвижения с севера на юг за счет снижения затрат тепла на испарение. Соотношения между тепловым потоком в почву и радиационным балансом от района к району относительно устойчивы. Геотермические показатели на рассматриваемых станциях (см. главу IV) находятся в соответствии с климатическими условиями. В местах с наиболее холодными зимами (Улан-Батор) характерны и наиболее низкотемпературные грунты. На юге Монголии с его относительно теплыми зимами характерны и наиболее высокотемпературные грунты.

Приведенные данные климатических теплобалансовых исследований, дополненные материалами других метеостанций и полевыми наблюдениями, послужили основой для расчета температуры и глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов в различных природных условиях Монголии.

Глава II

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОЩНОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

ВЫСОТНЫЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЯСА И СПОСОБ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ

Сложные природные условия Монгольской Народной Республики обусловливают мозаичное распространение многолетнемерзлых горных пород. Поэтому картирование их требует большого количества горных выработок. Но в нашем распоряжении имеются данные только по 3000 шурфов и скважин. Многолетнемерзлые породы установлены приблизительно в 200 горных выработках. Из них только несколько десятков скважин прошли всю мощность мерзлых толщ, а скважин с температурными замерами — немногим более десяти. К тому же эти выработки распределены на территории Монголии очень неравномерно, и по многим крупным районам Хангая, Хэнтэя, Монгольского Алтая и гор Прихубсугулья вообще нет никаких геокриологических сведений.

Поэтому для составления геокриологической карты Монголии в масштабе 1 : 2 500 000 прежде всего потребовалось выявление основных географических закономерностей распространения многолетнемерзлых пород, знание которых позволило бы провести геокриологические границы и в тех районах, по которым фактический материал в настоящее время отсутствует.

Чтобы справиться с поставленной задачей силами сравнительно небольшого отряда мерзлотоведов, применялся так называемый эвристический метод. Он заключается в выборочной, экономной обработке информации, в извлечении главных фактов, что приводит к открытию закономерностей кратчайшим путем (Пиотровский, 1966).

Что же следует рассматривать в качестве главных факторов при выявлении региональных закономерностей распространения многолетнемерзлых горных пород? В поисках ответа на этот вопрос прежде всего необходимо напомнить, что Монголия — горная страна. Следовательно, как и в других горных странах, геокриологические условия в ней в первую очередь определяются высотой местности над уровнем моря (Некрасов, Заболотник и др., 1967; Горбунов, 1970; Луговой, 1970). Действительно, острова многолетнемерзлых пород на территории Монголии распространяются на юг почти до 43° с. ш., т. е. до широты г. Алма-Аты. Л. А. Ячевский (1889), обнаруживший мерзлые породы около оз. Хубсугул и в бассейне р. Иги (Эгин-Гол), отнес эти районы к области развития альпийской вечной мерзлоты, противопоставив ее полярной вечной мерзлоте. Отсюда следует, что географическое распространение многолетнемерзлых пород в Монголии подчиняется законам высотной поясности, а южная граница их одновременно является границей высотной.

При картировании в масштабе 1 : 2 500 000 высотные геокриологические пояса наиболее целесообразно выделять на основе геоморфологических критериев (Суходровский, 1970а, б). Действительно, в рельефе, как в фокусе, сосредоточиваются все особенности среды, определяющие характер теплообмена почв и горных пород с атмосферой.

Для ряда горных районов Сибири выявлено существование трех геокриологических поясов, связанных с формированием инверсионного слоя тропосферы; в пределах нижнего пояса наблюдается повышение температуры горных пород с высотой (Луговой, 1970). На территорию Монголии этот вывод нельзя распространить. Здесь отсутствует более или менее единый уровень днищ котловин и долин и поэтому нет и единого инверсионного уровня и нельзя выделить пояс, в пределах которого суровость геокриологических условий уменьшалась бы с высотой. Напротив, в процессе полевых исследований выявлено, что по мере увеличения абсолютной высоты местности геокриологические условия в Монголии становятся все суровее.

Наиболее южные и низко расположенные островки многолетнемерзлых горных пород в Монголии приурочены к родниковым западинкам, которые образуются возле выходов подземных вод вследствие смыва рыхлого материала. По мере увеличения абсолютной высоты местности острова многолетнемерзлых пород появляются сначала во впадинах и долинах, а затем в верхней, наиболее крутой и затененной части склонов северной экспозиции. Еще выше многолетнемерзлые толщи распространяются сначала на шлейфы у подножия склонов северной экспозиции, а затем и на склоны южной экспозиции. Аналогичная связь многолетнемерзлых пород с рельефом известна для Южного Забайкалья и юга Восточной Сибири (Баранов, 1940; Толстихин, 1941).

Если нанести на карту нижние границы распространения многолетнемерзлых горных пород в пределах каждого из перечисленных пяти элементов рельефа, то самая нижняя из этих границ, связанная с островками многолетнемерзлых пород в родниковых западинках, определит контур области многолетнемерзлых горных пород в Монголии, а остальные четыре расчленят эту область на пять высотных геокриологических поясов — спорадического, редкоостровного, островного, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород. Каждый из этих поясов будет отличаться от других прежде всего приуроченностью многолетнемерзлых пород к определенным элементам рельефа, степенью их прерывистости и мощностью. Но так как эти особенности — лишь одно из следствий условий теплообмена почв и горных пород с внешней средой, то и остальные геокриологические характеристики в пределах этих поясов будут различными. Это полностью подтверждается дальнейшим анализом свойств сезонно- и многолетнемерзлых горных пород и связанных с ними явлений.

Следовательно, главными фактами, позволяющими раскрыть региональные закономерности распространения многолетнемерзлых горных пород в Монголии являются крайние нижние пределы распространения многолетнемерзлых горных пород в родниковых западинках, во впадинах, на склонах северной экспозиции, на шлейфах у подножия склонов северной экспозиции и на склонах южной экспозиции. Чтобы найти этот предел, необходимо исследовать фации, наиболее благоприятные для развития процессов многолетнего промерзания. Как правило, это фации, представленные суглинистыми незасоленными, но постоянно увлажненными отложениями.

Изучив фациальную структуру отложений в пределах перечисленных форм рельефа, выделив фации, наиболее благоприятные для процессов многолетнего промерзания, и установив высотный рубеж, на котором в пределах этих фаций появляются многолетнемерзлые породы, мы можем быть уверены, что засекли нижнюю границу соответствующего высотного пояса. Набор подобных данных, по возможности связанных с широтными и меридиональными профилями, раскрывает основные региональные закономерности распространения многолетнемерзлых горных пород и создает основу для интерпретации расчетных данных и составления геокриологической карты в масштабе 1 : 2 500 000.

Подобный подход к изучению распространения многолетнемерзлых горных пород потребовал соответствующей организации маршрутов и большого количества горных выработок. Поэтому попутно для ускорения работ выявлялись индикаторы многолетнемерзлых пород, по которым можно было бы судить о многолетнем промерзании горных пород без шурфования или бурения. Наиболее эффективными и надежными криоиндикаторами оказались бугры-могильники (Гравис, 1971).

ВЫСОТНЫЙ ПОЯС СПОРАДИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Нижняя граница пояса проводится по наиболее низко расположенным островкам многолетнемерзлых пород в родниковых западинках. Верхней границей пояса служит нижний предел распространения островов многолетнемерзлых пород в межгорных и предгорных впадинах. Площади, занимаемые островками многолетнемерзлых пород, не превышают нескольких сот квадратных метров. Мощности многолетнемерзлых линз не больше 10 *м* и чаще всего находятся в пределах от нескольких дециметров до 5 *м*. Островки обычно удалены друг от друга на десятки километров и, следовательно, на долю многолетнемерзлых горных пород приходится значительно меньше 1% общей площади пояса.

Нижняя граница пояса одновременно является южной границей распространения многолетнемерзлых горных пород в Монголии. При определении ее высотного положения принимались во внимание абсолютные отметки следующих наиболее низко расположенных островков многолетнемерзлых пород:

Местоположение	Абсолютные отметки (в *м*)
Хребет Гурбан-Сайхан, на перевале между Дунд-Сайхны-Нуру и Дзун-Сайхан-Ула, шурф 58/70	2200
Плато Дариганга, район оз. Цаган-Нур, шурф 45/71	1309
Район оз. Ногон-Тойром, 45 *км* к юго-востоку от железнодорожной станции Чойр	1180
Северный склон Матадской возвышенности, сухая долина, в 125 *км* на юго-юго-восток от г. Чойбалсан, шурф 51/71	950
Южный склон хребта Эрэн-Даба, долина р. Эриэн-Гол, шурф 56/71	990
Верховья р. Ульдзы, родник Мусуту	990
Впадина Торейских озер (СССР)	600

Учитывались также материалы Н. А. Маринова и Н. И. Толстихина (1950); точное местонахождение этих пунктов и их абсолютные отметки определены Д. Лувсандавагом:

Местоположение	Абсолютные отметки (в *м*)
Долина р. Керулен, 140 *км* к востоку от г. Ундэр-Хан	950
Озеро Холстэ-Нур, 20 *км* к северу от р. Керулен	818
Колодец Салхим-Нурын-Худук в бассейне р. Колийн-Гол, в 80—100 *км* к северо-западу от г. Чойбалсан	810
Колодец Генин-Худук в 25—30 *км* на восток-северо-восток от сомона Мунху-Ханый (по положению его в 1937 г.)	1080
Колодец Ухэртийн-Худук в долине р. Керулен на северо-северо-восток от г. Чойбалсан	675

Анализ приведенных цифр показывает, что в долинах (реки Ульдза, Эриэн-Гол) островки многолетнемерзлых горных пород имеют бóльшие абсолютные отметки, чем на междуречьях, и поэтому при определении положения нижней границы рассматриваемого пояса они не учитывались. Из сравнения данных по междуречьям видно, что нижняя граница пояса спорадического распространения многолетнемерзлых горных пород повышается с севера на юг. В северной части страны — на отрезке от впадины Торейских озер до плато Дариганга — это повышение в среднем составляет 130 *м* на 100 *км*, южнее — на отрезке от широты плато

Дариганга до хребта Гурбан-Сайхан — около 400 *м* на 100 *км*. Эти две цифры и были приняты в качестве ориентировочных при проведении нижней границы рассматриваемого пояса или, что то же самое, южной границы многолетнемерзлых горных пород в Монголии. Помимо этого, положение границы повсюду контролировалось имеющимися фактическими данными.

Во всех перечисленных выше пунктах разрезы представлены суглинками только в верхней части, а ниже залегает грубозернистый материал. Поэтому в местах, где мощность суглинков увеличивается,— на эффузивных покровах и в депрессиях, выполненных мезозой-кайнозойскими осадками,— граница рассматриваемого пояса понижается. Кроме того, при проведении границы из области многолетнемерзлых горных пород были исключены мелкие пустынные скалистые горные отроги, одиночные низкие хребты и возвышенности, чаще всего сложенные гранитами, а также широкие сухие каменистые шлейфы, характерные для Южного Хангая и гор Гобийского и Монгольского Алтая.

Выделенный таким образом пояс спорадического распространения многолетнемерзлых горных пород широкой дугой окаймляет с юга горные сооружения Хэнтэя, Хангая, Монгольского Алтая и их отрогов (см. рис. 8). В восточной, равнинной, части страны ширина пояса достигает 150—200 *км*, в западной, гористой, она суживается до 15—60 *км* и приобретает сложную конфигурацию. От нее к северу отходят два обширных ответвления — восточное, занимающее средневысотные горы между Хэнтэем и Хангаем, и западное, приуроченное к Котловине Больших Озер.

Внутри пояса имеется одно «окно» — это впадина Шаргаин-Гоби. При маршрутных исследованиях было установлено, что здесь отсутствуют даже мелкие островки многолетнемерзлых пород.

Южнее проведенной границы имеется 12 изолированных площадей спорадического, редкоостровного или островного распространения многолетнемерзлых пород. Наиболее восточная из них — Матадская возвышенность. Многолетнемерзлые породы были обнаружены на ее северном склоне, в 125 *км* к юго-юго-востоку от г. Чойбалсан, на дне долины пересыхающего ручья (абс. высота около 950 *м*). Две площади спорадического распространения многолетнемерзлых пород, разделенные массивом эоловых песков Молцог, известны в западной части вулканического плато Дариганга. Здесь многолетнемерзлые породы были вскрыты на высоте 1309 *м* в районе озера Цаган-Нур, а во впадине озер Хухуни-Гурбан-Нур на высоте 1355 *м* наблюдались многолетние бугры пучения, термокарстовые западины и бугры-могильники. Все остальные изолированные площади приурочены к обособленным хребтам Монгольского и Гобийского Алтая. В этом районе наиболее низко расположенный остров многолетнемерзлых горных пород был обнаружен в хребте Гурбан-Сайхан на перевальной седловине между Дзун-Сайхан-Ула и Дунд-Сайхны-Нуру на высоте 2200 *м*.

В пояс спорадического распространения многолетнемерзлых горных пород не включена восточная часть плато Дариганга и предгорья Большого Хингана, где никаких прямых или косвенных признаков многолетнемерзлых горных пород не удалось обнаружить.

Распространение островков многолетнемерзлых горных пород внутри пояса целиком зависит от распределения участков, сложенных по крайней мере сверху постоянно водонасыщенными суглинками. Такими участками являются:

а) центральные части замкнутых депрессий;
б) долины пересыхающих водотоков, берущих начало высоко в горах;
в) долины транзитных рек;
г) родниковые западинки.

В центральных частях замкнутых депрессий многолетнемерзлые породы обнаружены только на плато Дариганга, где их сохранению способствуют льдистые, плохо проводящие тепло пузыристые базальты. Обычно же

многолетнемерзлые породы в замкнутых депрессиях отсутствуют: днище их занято солончаками и солеными озерами с непостоянным уровнем, растительность развита слабо, многие участки подвергаются дефляции. Оголенная поверхность интенсивно прогревается, а засоленность отложений ограничивает льдовыделение, и на фазовые переходы при таянии льда тратится мало тепла. Поэтому промерзшие за зиму отложения быстро оттаивают.

В долинах пересыхающих водотоков спорадические островки многолетнемерзлых пород образуются в местах, где течение воды в русле прекращается, но подрусловой поток еще достаточно мощный, чтобы насытить аллювий водой и вызвать заболачивание днища долины. Типичный пример — упомянутый выше островок на северном склоне Матадской возвышенности. Очевидно, такие же островки встречаются в Западной Монголии — в Долине Озер и в Котловине Больших Озер, где иссякают реки, стекающие с Хангая и Монгольского Алтая.

В долинах крупных транзитных рек, где аллювий представлен обводненными песчано-гравийно-галечными отложениями, интенсивный поток подземных аллювиальных вод препятствует глубокому промерзанию отложений. Но изредка среди грубозернистого аллювия встречаются линзы сильно заиленных песков, супесей и суглинков, где движение подземных вод затруднено и не препятствует их многолетнему промерзанию. Такие линзы в многолетнемерзлом состоянии обнаружены на разных участках долины р. Керулен (Маринов, Толстихин, 1950).

Наиболее характерным местом расположения островков многолетнемерзлых пород являются родниковые западинки. Выполняющие их отложения круглогодично обводнены. Зимой около родников образуются наледи, а промерзание отложений сопровождается инъекционным льдообразованием. На таяние льда требуется большая затрата тепла. Много тепла идет также на испарение и транспирацию влаги густой осоково-злаковой растительностью, дернина которой, помимо того, защищает почву от прогрева. В результате совокупного влияния всех этих факторов начало сезонного оттаивания задерживается, темпы его замедляются и создаются благоприятные условия для сохранения отложений в мерзлом состоянии. Так, например, в бассейне р. Цэнхэр-Гол у родника на высоте 1490 *м* лед гидролакколитов 31 августа 1971 г. был обнаружен на глубине всего 20 *см*. Поэтому не удивительно, что многолетнемерзлые породы чаще всего тяготеют к родниковым западинам и спускаются по ним до минимальных абсолютных отметок. Так, к юго-востоку от г. Улан-Батор крайний островок многолетнемерзлых пород установлен в районе оз. Ногон-Тойром на высоте 1180 *м*. Он приурочен к днищу заболоченной долинки. Другой такой же островок в этом районе имеется вблизи сомона Цаган-Дэлгэр у родника Сайн-Суджийн на высоте 1260 *м*.

Таким образом, частота островков многолетнемерзлых пород в пределах рассматриваемого пояса в основном зависит от количества родников. Их больше в районах горного рельефа и районах, богатых осадками. Поэтому в западной части Монголии родники и приуроченные к ним островки мерзлых пород встречаются чаще, чем на более равнинном востоке. Особенно благоприятные условия для формирования линз многолетнемерзлых горных пород создаются в случае, когда область разгрузки подземных вод приурочена к высоко поднятым пустынным пьедесталам высоких хребтов, как это имеет место, например, в хребте Гурбан-Сайхан.

Увеличение количества атмосферных осадков благоприятствует более широкому распространению островков мерзлых пород, но только до определенной степени: одновременно с количеством осадков увеличивается мощность снежного покрова, что в свою очередь вызывает сокращение глубины сезонного промерзания. В связи с этим уменьшается вероятность сохранения горных пород в мерзлом состоянии. Этим можно объяснить отсутствие мерзлых горных пород в восточной части плато Дариганга и в

Прихинганье, где мощность снежного покрова, по косвенным данным и опросным сведениям, повышена.

В особых условиях формируются многолетнемерзлые горные породы под солеными озерами, которые являются своеобразными аккумуляторами холода (Дзенс-Литовский, 1938, 1964). Такие многолетнемерзлые осадки непосредственно под днищами соленых озер известны в соседних с Монголией районах Забайкалья (Втюрина, 1961; Цыганок, Еникеев, 1969). Нет оснований отрицать их развитие и под некоторыми солеными озерами крайнего северо-востока Монголии. Поэтому этот район также включен в состав пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород, хотя из-за низких абсолютных отметок многолетнемерзлые горные породы здесь в субаэральных условиях не развиваются.

Таким образом, пояс спорадического распространения многолетнемерзлых горных пород является специфическим следствием резко континентального семиаридного климата Центральной Азии. Холодная зима и малая мощность снежного покрова обеспечивают повсеместное глубокое зимнее промерзание отложений (см. следующую главу), но летнего тепла достаточно для полного оттаивания сухих пород. В мерзлом состоянии сохраняются только постоянно увлажненные отложения тяжелого гранулометрического состава. В условиях семиаридного климата они встречаются редко, в особых условиях и занимают небольшие площади, что и ограничивает распространение многолетнемерзлых пород.

В предыдущей главе были приведены данные, свидетельствующие о том, что за последнее десятилетие континентальность климата Монголии несколько уменьшилась. При полевых исследованиях неоднократно отмечались факты увеличения влажности климата за последнее время — в депрессиях, отмеченных на картах середины 40-х годов как болота или солончаки, в настоящее время появились достаточно обширные озера; многие луговые и даже степные участки превратились в болота. Эти изменения по-разному сказываются на поведении многолетнемерзлых горных пород. Меньше всего на них будут реагировать линзы многолетнемерзлых отложений, приуроченные к родниковым западинкам: ведь все основные предпосылки, обусловливающие их существование, остаются неизменными. Повышение средней годовой температуры воздуха может только сократить их размеры, но и то незначительно: как уже говорилось, относительно теплые зимы оказываются малоснежными и отсутствие отепляющего влияния снега как бы компенсирует избыточный приток тепла.

Таким образом, островки многолетнемерзлых пород в родниковых западинках, несмотря на свои незначительные размеры, являются достаточно консервативными образованиями, мало реагирующими на короткопериодные изменения климата. Даже на нижнем (южном) пределе их существования имеются многолетние бугры пучения без признаков деградации (район сомона Цаган-Дэлгэр, плато Дариганга), а южнее проведенной границы нет следов недавнего существования здесь многолетнемерзлых пород.

Наиболее динамичны геокриологические границы в долинах. Вследствие увеличения влажности климата пересыхающие водотоки становятся более мощными и места постоянного увлажнения смещаются вниз по течению. В связи с этим возможно появление новых линз многолетнемерзлых пород на более низких абсолютных отметках. В долинах транзитных рек, напротив, размеры и количество островков многолетнемерзлых пород сокращаются: увеличение водности рек препятствует промерзанию аллювия.

В пределах пояса спорадического распространения многолетнемерзлых горных пород имеются также многочисленные перелетки — «... случаи, когда почва, промерзнув в данную зиму до известной глубины, не оттаивает на этой глубине от волны тепла следующего за данной зимой лета, зимует и оттаивает лишь от волны тепла второго лета» (Сумгин, 1937, стр. 19).

Перелетки встречаются в тех же условиях, что и многолетнемерзлые линзы. Но в результате деятельности человека — при искусственном обводнении суглинистых отложений (орошение, утечка из водопроводов и канализационных труб) — могут появиться новые перелетки, а в особенно благоприятных условиях даже многолетнемерзлые линзы.

В восточной части вулканического плато Дариганга и в Прихинганье многолетнемерзлые горные породы отсутствуют из-за увеличения мощности снежного покрова. Но в малоснежные зимы в увлажненных суглинистых местах могут образоваться перелетки. То же произойдет при удалении или уплотнении снега. Поэтому данные районы объединены в пояс распространения перелетков и потенциального образования многолетнемерзлых горных пород (Баранов, 1965).

ВЫСОТНЫЙ ПОЯС РЕДКООСТРОВНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Нижняя граница пояса проводится по наиболее низко расположенным островам многолетнемерзлых пород в межгорных и внутригорных впадинах и в долинах, а верхняя — на уровне появления массивов многолетнемерзлых пород на склонах северной экспозиции. В отличие от нижележащего пояса, острова многолетнемерзлых пород здесь крупнее и нередко занимают площади до нескольких десятков квадратных километров. Мощность многолетнемерзлых толщ не превышает 50 *м* и чаще всего изменяется от 5 до 20 *м*. Расстояние между отдельными островами обычно составляет несколько десятков километров, и многолетнемерзлые породы, таким образом, занимают не более 5% территории данного высотного пояса.

Положение нижней границы рассматриваемого пояса определялось по следующим исходным данным, отражающим абсолютные отметки наиболее низко расположенных островов многолетнемерзлых пород во впадинах и долинах:

Местоположение	Абсолютные отметки (в *м*)
Сомон Бу-Цаган (Южный Хангай)	1900
Устье р. Олон-Туруни-Гол (Восточный Хангай)	1600
Урочище Гашуный-Тал, северное железнодорожной станции Маньт	1450
Район устья р. Тэнгэлгийн-Гол, 20—25 *км* к юго-западу от сомона Умнэ-Дэлгэр	1240
Впадина Боро-Худжирыйн, 10—12 *км* к северо-западу от поселка Баян-Чандмань	1160
Госхоз Бат-Сумбэр в долине р. Хары	1100
Город Шарын-Гол в одноименной впадине	900
Поселок Толгойт в долине одноименной реки	800
Госхоз Иро в долине одноименной реки	700
Долина р. Хиахтуин-Гол между городами Алтан-Булак и Сухэ-Батор	650

Анализ приведенных данных показывает, что повышение нижней границы пояса редкоостровного распространения многолетнемерзлых горных пород к югу составляет в среднем 210 *м* на 100 *км*. Эта цифра и принята в качестве ориентировочной. Положение границы контролировалось многочисленными фактическими материалами.

Пояс редкоостровного распространения многолетнемерзлых горных пород образует три разобщенные дуги, опоясывающие крупнейшие горные сооружения Монголии: Хэнтэй, Хангай и Монгольский Алтай (см. рис. 8). На западном склоне Хангая пояс местами прерывается. Развитию многолетнемерзлых пород здесь препятствует не только сухость климата Западного Хангая, находящегося в ветровой тени хребтов Алтая и Сайлюгема, но и обилие песков, нанесенных западными и северо-западными ветрами из Котловины Больших Озер.

Изолированные участки распространения редких островов многолетнемерзлых горных пород имеются в хребтах Хан-Тайшири-Ула, Гурбан-Сайхан и Аджи-Богдо.

Острова многолетнемерзлых горных пород в пределах рассматриваемого пояса встречаются:

— во впадинах, обводняемых постоянно текущими речками и ручьями и заполненными толщами, в составе которых, по крайней мере в верхней части разреза, до глубины 3—5 *м*, преобладает тонкодисперсный материал;

— в долинах постоянно текущих речек, если грубообломочный или грубозернистый аллювий в них сильно заилен;

— в верховьях постоянно текущих или пересыхающих речек, почти всегда заполненных заиленным грубообломочным аллювием;

— в долинах пересыхающих речек, заполненных грубообломочным или грубозернистым аллювием непосредственно ниже по долине от места иссякания руслового потока;

— в родниковых западинках, частично или полностью заполненных тонкодисперсным материалом.

Наиболее характерна приуроченность островов многолетнемерзлых горных пород к впадинам, обводняемым постоянно текущими речками и ручьями. Такие водотоки берут начало в высоких горах, поэтому впадины с островами многолетнемерзлых пород цепочкой окаймляют горные хребты Хэнтэя, Хангая и Монгольского Алтая. На восточном склоне Хэнтэя примером такой впадины является тектоническая депрессия, в которой расположен сомон Умнэ-Дэлгэр. Депрессия, днище которой находится на высоте 1270 *м*, обводняется речками, текущими с юго-восточных отрогов Хэнтэя,— Мурэн-Гол, Тэнгэлгийн-Гол и Барун-Бурд-Гол с их многочисленными притоками. Заполняющие ее неогеновые и четвертичные отложения — водоносные. Подземные воды питают находящийся около сомона родник Баян-Булак с дебитом 3,3 *л/сек*. Этот родник является одной из непосредственных причин заболачивания днища впадины и формирования острова многолетнемерзлых горных пород в данном месте.

В многочисленных тектонических депрессиях к северу и северо-востоку от г. Ундэр-Хан, лишенных постоянных источников обводнения, многолетнемерзлых пород нет или встречаются только их спорадические островки возле родников, несмотря на то, что многие впадины расположены выше Умнэ-Дэлгэрской. Нет крупных островов многолетнемерзлых горных пород также вдоль подножия невысокого хребта Улдзий-Сайхан-Нуру. Стекающие с него речки и ручьи слишком маловодны, нередко они иссякают, даже не достигнув подножия гор.

На юге Хэнтэя несколько островов многолетнемерзлых пород приурочено к Налайхинской впадине, которая в северной части обводняется р. Толой, а с юга — речками, берущими начало в южном горном обрамлении впадины,— реки Левый и Правый Элэсутуин-Гол, Налайхын-Гол и др. Мощность мерзлых толщ здесь достигает 50 *м*.

Цепь впадин с островами многолетнемерзлых горных пород тянется вдоль западного склона Хэнтэя. К ним относятся впадины Батсумбэрская, Боро-Худжирыйн, Шарынгольская.

Батсумбэрская впадина, расположенная на высоте 1100 *м*, заполнена меловыми и четвертичными отложениями. Через нее протекает р. Хара, с востока впадину обводняют реки Баян-Гол и Сугнэгэр-Гол, с запада — маловодная р. Хунцал-Гол. Значительная часть днища впадины заболочена.

Впадина Боро-Худжирыйн простирается с севера на юг на 7 *км* и имеет ширину до 3 *км*. Абсолютная отметка ее днища — 1160 *м*. Окружающие впадину вершины поднимаются почти до 1300 *м*. Впадина обводняется в основном р. Шараин-Гол, текущей с востока. На днище впадины имеется несколько родников, северная часть ее заболочена. Здесь выявлена характерная особенность морфологии мерзлых толщ во впади-

нах Северной Монголии: их мощность увеличивается от центра впадин к краевым частям.

Скважина, пробуренная в центре впадины Боро-Худжирыйн, 21 июля 1970 г. вскрыла мерзлые породы в интервале 1,2—6,5 *м*. Они представлены в основном песчано-гравийно-галечным материалом. Подмерзлотные воды напорные, уровень их установился на глубине 1,95 *м*. Вторая скважина была пробурена в западной части впадины в 100—150 *м* от ее коренного борта. 22 июля 1970 г. мерзлые породы, представленные в основном льдистыми суглинками, были вскрыты в интервале 2,7—18,7 *м*. Суглинки подстилались водоносными песками, которые оказались немерзлыми. Вода в скважине поднялась до 9,2 *м*.

Таким образом, в прибортовой части впадины Боро-Худжирыйн мощность многолетнемерзлых пород оказалась на 11 *м* больше, чем в центре ее. Причину этого следует искать в специфическом геологическом строении впадин: центральные части их на глубине нескольких метров сложены в основном песчано-гравийно-галечным материалом, принесенным реками и переотложенным в условиях озерного мелководья. Будучи водоносными, такие отложения промерзают медленно и неглубоко. Прибортовые части впадин обогащены суглинистым материалом, поступившим со склонов и также переотложенным на озерном мелководье. Водоносные горизонты здесь отсутствуют или залегают глубоко, поэтому суглинки промерзают быстрее и глубже водоносных песчано-гравийно-галечных отложений. Примыкая к склону, остров многолетнемерзлых пород отчасти захватывает и нижнюю часть его.

Шарынгольская впадина представляет собой широтно вытянутую депрессию размером 7 × 3 *км*. Ровное днище ее имеет отметки 900—930 *м*, окружающие вершины поднимаются до 1200—1240 *м*. По длинной оси впадины протекает р. Шарын-Гол, с севера в нее впадают ручьи Шадзагай-Гол и Булагыйн-Хундэй, с юга — безымянный ручей. Днище впадины заболочено, на нем встречаются многочисленные мелкие многолетние бугры пучения и полузаросшие термокарстовые озерки. С поверхности во впадине залегают пойменные суглинки и супеси мощностью до 3,5 *м*, их подстилают русловые песчано-гравийно-галечные отложения.

Многолетнемерзлые горные породы Шарынгольской впадины приурочены только к заболоченным участкам ровного днища. На окаймляющих впадину обширных делювиально-пролювиальных шлейфах, а также в узких долинах за пределами впадины горные породы немерзлые. В центре впадины мощность многолетнемерзлой толщи составляет только 3,5 *м*. Подстилающие ее песчано-гравийно-галечные отложения водоносны, в наиболее пониженной части депрессии скважины фонтанируют. В южной части впадины, заполненной тонкодисперсными угленосными породами среднеюрского возраста, мощность многолетнемерзлых толщ увеличивается до 17 *м* — в этом они сходны с многолетнемерзлыми толщами впадины Боро-Худжирыйн.

Для сравнения исследовалась аналогичных размеров и геологического строения, расположенная севернее впадина Цаган-Бичэчийн-Пудза. Абсолютные отметки ее днища также равны 900 *м*. Однако в отличие от Шарынгольской впадины, в нее открываются только безводные долины, болота отсутствуют и многолетнемерзлые породы шурфованием и бурением не обнаружены.

Многолетнемерзлых пород не оказалось и в другой соседней впадине, расположенной южнее Шарынгольской в верховьях р. Баян-Гол (бассейн р. Хары). Днище этой впадины также расположено на высоте 900 *м* и заболочено. Но в отличие от предыдущих впадин, здесь почти нет суглинистых отложений: депрессия заполнена только песками и галечником. Они водоносны, и подземные воды препятствуют многолетнему промерзанию отложений.

На южном склоне Хангая многолетнемерзлые породы развиты во внут-

ригорных впадинах, расположенных на абс. высоте выше 1900 *м* и обводняемых реками бассейна Байдарагин-Гол — Ульдзэйту-Гол, Олгой-Гол, Дзагийн-Гол и др. В большинстве случаев мощность многолетнемерзлых горных пород не превышает 0,3—3,3 *м*, но в бассейне р. Ульдзэйту-Гол известна мощность в 38 *м* (Лонжид, 1969).

На западе Монголии, в Котловине Больших Озер о развитии островов многолетнемерзлых горных пород в районе г. Улангом можно судить по фотографии из работы Э. М. Мурзаева (1952, стр. 329), на которой видны четкие бугры-могильники,— верный признак многолетнемерзлого субстрата. Другой остров многолетнемерзлых пород в том же районе, но уже на территории СССР, известен у подножия хребта Западный Танну-Ола, во впадине около села Хандагайты (Гудилин, Михайлов, 1969).

В предгорьях Монгольского Алтая острова многолетнемерзлых горных пород известны в Цэцэгнурской и Тонхилнурской впадинах. Цэцэгнурская впадина отделяет хребты Батрын-Хайрхан и Хаджингин-Нуру от собственно Монгольского Алтая. Депрессия вытянута с северо-запада на юго-восток. Длина ее — около 80 *км*, ширина — 25 *км*. Днище расположено на высоте около 1700 *м*, окружающие горы поднимаются до 4090 *м* (гора Цасату-Богдо-Ула). Речки и ручьи, стекающие с близлежащих хребтов, исчезают на широких пустынных делювиально-пролювиальных шлейфах, сложенных главным образом грубообломочным материалом, и вновь возрождаются в центре впадины в виде многочисленных родников (карасу). Родниковые воды заболачивают глинистое днище впадины, занятое соленым озером Цэцэг-Нур и отчленившимися от него более мелкими озерками, и тем самым способствуют образованию многолетнемерзлых горных пород в прибрежной части озер. В сентябре 1967 г. ручным бурением здесь была пройдена толща мерзлых пород в интервале 1,60—5,65 *м*, но это не максимальная их мощность, так как рядом имеются многолетние бугры пучения высотой до 5 *м*.

Тонхилнурская впадина вытянута с севера на юг. Длина ее около 25 *км*, ширина — 15 *км*, абсолютная отметка днища — 2100 *м*. Основным источником питания подземных вод во впадине является р. Дзулийн-Гол, берущая начало со склонов заснеженной горы Цасату-Богдо-Ула. Самая пониженная часть впадины заболочена, и слагающие ее тонкодисперсные озерные отложения находятся в многолетнемерзлом состоянии.

Таким образом, в северной части Монголии, где прибортовые части впадин сложены тонкодисперсным материалом, мощность многолетнемерзлых горных пород увеличивается к периферии впадин. А в Южной Монголии, где впадины окаймлены мощными шлейфами грубообломочного пролювиального материала и тонкозернистые осадки осаждаются только в озерах — конечных бассейнах стока, многолетнемерзлые породы также тяготеют к центральным частям впадин.

В долинах постоянно текущих рек острова многолетнемерзлых отложений могут образоваться только в том случае, если обычный для рек Монголии грубообломочный или грубозернистый аллювий сильно заилен. Типичным примером такой реки может служить Хунцал-Гол — левый приток р. Хара-Гол (Западный Хэнтэй). Аллювий этой речки представлен в основном суглинками, супесями и глинистым песком с гравием и галькой. В обогащении аллювия глинистым материалом решающую роль сыграли три обстоятельства: вялость эрозионных процессов и связанный с этим неглубокий врез долины, мелкодисперсный состав коренных пород нижнего палеозоя, представленных песчаниками, алевролитами, гравелитами и филлитами, а также перегрузка руслового потока в ледниковые эпохи плейстоцена солифлюкционным материалом, в составе которого всегда много пылеватых частиц.

В нижнем течении р. Хунцал-Гол днище долины шириной до 0,5 *км* сухое, покрыто зарослями чия. Признаки многолетнего промерзания ал-

лювия отсутствуют. Первые островки многолетнемерзлых пород, отмеченные многолетними буграми пучения, появляются на абс. высоте 1180 *м* против конусов выноса двух соседних периодически пересыхающих левых притоков р. Хунцал-Гол. Островки приурочены к нижней по течению периферической части конусов выноса, где отложения наиболее дисперсны и к тому же постоянно увлажнены за счет вод подруслового потока, который на периферии конусов выноса выклинивается. Такое положение островов многолетнемерзлых пород в долинах весьма характерно и наблюдалось многократно по всей территории Монголии.

В верхнем течении р. Хунцал-Гол острова многолетнемерзлых горных пород встречаются все чаще, размеры их становятся крупнее, и, наконец, в верховьях в широкой депрессии они сливаются в единый массив.

Разительный контраст с долиной р. Хунцал-Гол представляет текущая от водораздела в противоположном направлении р. Суджукту-Гол, сливающаяся с р. Хорыйн-Гол и дающая начало р. Боро-Гол. Долина р. Суджукту-Гол врезана глубже долины р. Хунцал-Гол; коренные породы в этом районе представлены нижнепалеозойскими песчаниками, аллювий — песчано-гравийно-галечный. Признаков многолетнемерзлых горных пород в долине не обнаружено, а бурением в 1970 г. было установлено отсутствие их в заболоченной депрессии на месте слияния р. Суджукту-Гол с р. Хорыйн-Гол (скв. 9/70а).

К заиленному аллювию приурочены острова многолетнемерзлых пород в долинах рек Толы и Сэльбы на территории г. Улан-Батор. И здесь один из островов многолетнемерзлых пород в районе Зеленого озера связан с нижней по течению частью периферии аллювиального конуса выноса р. Сэльбы.

Острова многолетнемерзлых пород в заиленном, а иногда даже в заторфованном сверху аллювии известны также и в других долинах западного склона Хэнтэя — в долинах рек Иро, Толгойт, Хиахтуин-Гол, а также в нижнем течении р. Дзэлтэрийн-Гол (Лувсандаваг, 1971).

Мощность многолетнемерзлых пород в долинах изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров, но несколько меньше, чем во впадинах.

В верховьях постоянно текущих речек грубообломочный аллювий практически всегда обогащен тонкодисперсным материалом: водный поток здесь еще недостаточно мощный для совершенной сортировки отложений, а в русло поступает сейчас или поступало в ледниковые эпохи много пылеватого солифлюкционного материала. Будучи постоянно увлажненным, заиленный грубообломочный аллювий представляет собой прекрасную среду для многолетнего промерзания. Поэтому острова или целые массивы многолетнемерзлых пород здесь встречаются часто.

Продольный профиль днища долин мелких речек и ручьев обычно ступенчатый: широкие участки с незначительным продольным уклоном чередуются с узкими участками, где продольные уклоны больше и эрозионная работа ручьев интенсивнее. Причиной такой ступенчатости в одних случаях являются блоковые неотектонические движения, в других — специфическая эрозионно-аккумулятивная деятельность водотоков с резкими колебаниями расходов воды. Эта особенность морфологии речных долин в их верховьях обуславливает прерывистость мерзлых толщ в долинах: они тянутся по днищу долины не сплошной лентой, а цепочкой островов, прерываясь на суженных участках.

Вниз по течению сортировка аллювия улучшается, илистый материал отделяется от грубозернистого и выносится; вместе с тем ликвидируются условия для формирования многолетнемерзлых пород.

Цепочки островов многолетнемерзлых пород, приуроченных к тальвегу ложбин и верховий речек, очень характерны для хребтов Эрэн-Даба, Южный Хэнтэй, Худжингийн-Нуру и Бутэлийн-Нуру, Восточный и Южный Хангай, Монгольский Алтай западнее 97° в. д., Хан-Тайшири,

Аджи-Богдо и Гурбан-Сайхан. На последнем многолетнемерзлые породы установлены на Дунд-Сайхны-Нуру около вершины Эрдэнэ-Цогт-Обо (2825 *м*).

В верховьях р. Дзун-Урту-Гол около курорта Чжанчублинг (Южный Хэнтэй) мощность многолетнемерзлых пород достигает 36 *м* (Берри, Нарангэрэл, 1971). В долине р. Худжирт-Гол около курорта Худжирт (Восточный Хангай) их мощность, по нашим данным, достигает 6,5 *м*.

В долинах пересыхающих речек и в родниковых западинках геолого-геоморфологические закономерности формирования многолетнемерзлых островов такие же, как в пределах нижерасположенного пояса спорадического распространения многолетнемерзлых горных пород.

Под влиянием краткопериодных изменений климата, о которых говорилось выше, некоторые острова многолетнемерзлых горных пород сокращаются в размерах, хотя масштабы этого сокращения вряд ли значительные. Н. А. Мариновым (Маринов, Попов, 1963) приведено несколько примеров глубокого залегания многолетнемерзлых пород в районе Улан-Батора (6—25 *м*) и в Бат-Сумбэрэ (8 *м*). На это явление обратил внимание также В. Л. Суходровский (устное сообщение).

Анализ имеющихся материалов показывает, что нередко такие «реликтовые» многолетнемерзлые породы представляют собой краевую часть единого массива таких пород, в центре которого слой, промерзающий зимой, еще ежегодно сливается с многолетнемерзлым субстратом. По данным Н. А. Маринова (Маринов, Попов, 1963), в долине р. Улясуту-Гол в районе Улан-Батора на одном и том же профиле одна скважина вскрыла многолетнемерзлые породы на нормальной глубине — 3,4 *м*, другая — на глубине 6 *м*; в этом случае слой зимнего промерзания уже не сливается с многолетнемерзлым субстратом. В первой скважине подошва мерзлых пород вскрыта на глубине 18 *м*, во второй — на 10 *м*, на основании чего можно судить, что «деградация» мерзлых пород идет не только сверху, но и снизу.

ВЫСОТНЫЙ ПОЯС ОСТРОВНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Нижняя граница пояса проводится вдоль нижней кромки островов многолетнемерзлых горных пород на склонах северной экспозиции, верхняя — на уровне, где многолетнемерзлые породы появляются на шлейфах у подножия склонов северной экспозиции, образуя единый массив, занимающий днище долины и весь обращенный к северу склон.

В пределах рассматриваемого пояса острова многолетнемерзлых пород встречаются чаще. На склонах северной экспозиции они появляются регулярно, будучи удаленными друг от друга всего на несколько километров. Площади, непосредственно занимаемые многолетнемерзлыми породами, не превышают 40% общей площади пояса, т. е. цифры, определенной П. А. Соловьевым для островного типа распространения многолетнемерзлых толщ в Якутской АССР.

Максимальная мощность многолетнемерзлых горных пород в пределах пояса их островного распространения известна в верховьях р. Дзэлтэрийн-Гол и достигает 50 *м* (Лувсандаваг, 1971). Однако можно предположить, что в условиях, наиболее благоприятных для многолетнего промерзания, мощность мерзлых пород может быть и больше 50 *м*, поэтому в качестве максимальной вероятной мощности мерзлых пород для данного пояса можно принять 100 *м*. Чаще всего на склонах северной экспозиции мощность многолетнемерзлых пород изменяется в пределах от 5 до 20 *м*, на днищах долин и впадин — от 20 до 50 *м*.

Нижняя граница пояса проведена на основании следующих абсолютных отметок наиболее низко расположенных островов многолетнемерзлых горных пород на склонах северной экспозиции.

Местоположение	Абсолютные отметки (в м)
Район сомона Худжирт	1700
» поселка Хархорин	1820
» перевала Цзулэнгин-Даба на кряже Бургут, по дороге Булган — Дашинчилэн	1600
Вершина Налэго-Ула севернее сомона Гун	1550
Вершина Эрдэнтуин-Обо на междуречье Орхона и Селенги	1460

Анализ приведенных цифр показывает, что нижняя граница высотного пояса островного распространения многолетнемерзлых горных пород понижается к северу, но медленнее, чем на днищах впадин и долин и при этом довольно неравномерно: на отрезке от Худжирта до горы Эрдэнтуин-Обо понижение составляет 100 *м* на 100 *км*, от Худжирта до района перевала Цзулэнгин-Даба — 71 *м* на 100 *км*, от горы Налэго-Ула до горы Эрдэнтуин-Обо — 130 *м* на 100 *км*. Из этого ряда исключением является район поселка Хархорин, где острова многолетнемерзлых горных пород на склонах северной экспозиции расположены выше, чем в более южном районе сомона Худжирт. Подобная неравномерность в понижении границы рассматриваемого пояса обусловлена локальными причинами.

Существенные различия имеются в абсолютных отметках наиболее низко расположенных островов многолетнемерзлых горных пород на западных и восточных склонах хребтов. Лучше всего это выявлено на примере Хэнтэя:

Местоположение	Абсолютные отметки (в м)	
	на склонах северной экспозиции	на склонах южной экспозиции
Западный склон Хэнтэя		
Вершина Налэго-Ула севернее сомона Гун	1550	1800
Район перевала Цаган-Даба восточнее поселка Баян-Чандмань	1360	1520
Бассейн р. Сугнэгэр-Гол восточнее станции Бат-Сумбэр	1260	1460
Восточный склон Хэнтэя		
Хребет Барун-Бархуин-Даба к западу от сомона Мунгун-Мориту	1460	1800
Хребет Барха-Даба к западу от сомона Хэнтэй	1400	1740

Из этих данных видно, что на западе Хэнтэя по мере приближения к хребту граница многолетнемерзлых пород на склонах понижается, а на востоке, наоборот, повышается. Такое явление объясняется изменениями влажности горных пород на склонах, зависящей от количества атмосферных осадков. На Хэнтэе влага приносится в основном господствующими здесь северо-восточными ветрами. Поэтому наветренный западный склон хребта получает больше осадков, влажность отложений по мере приближения к хребту увеличивается, граница многолетнемерзлых пород на склонах понижается, площади их развития расширяются. Восточный склон Хэнтэя находится в ветровой тени и на нем выпадает меньше атмосферных осадков, поэтому влажность отложений здесь также уменьшается, нижняя граница распространения многолетнемерзлых пород на склонах поднимается и занимаемые ими площади сокращаются. По мере удаления от хребта на восток экранирующее влияние гор убывает, влажность склонов опять увеличивается и граница многолетнемерзлых пород вновь понижается, хотя и расположена выше, чем на западе.

Теперь становится понятным высокое положение нижней границы многолетнемерзлых горных пород на склонах северной экспозиции в районе пос. Хархорин. Здесь исследования были проведены на правом берегу р. Орхон в изолированной горной группе, находящейся в ветровой тени основных горных сооружений Хангая.

К сожалению, осталось неизученным положение островов многолетнемерзлых пород на склонах Западного Хангая и Монгольского Алтая. О нем можно судить только по косвенным данным — по распространению лиственничного леса на склонах. Еще в 1968 г. В. Л. Суходровский обратил внимание на то, что в условиях сухого климата залесенность склонов в известной мере свидетельствует о развитии многолетнемерзлых горных пород. Позже было установлено, что распространение леса и многолетнемерзлых горных пород на склонах приблизительно совпадает в интервале высот 1300—1700 *м*, т. е. на высоте пояса островного распространения многолетнемерзлых горных пород. При этом острова многолетнемерзлых пород всегда занимают меньшие площади по сравнению с массивами леса.

Основываясь на этом, распространение леса наряду с приведенными выше цифровыми данными о расположении островов многолетнемерзлых горных пород на склонах было использовано в качестве ориентира при проведении нижней границы высотного пояса островного распространения многолетнемерзлых горных пород.

По топографическим картам масштаба 1 : 100 000 были установлены следующие изменения в положении нижней границы островов леса на склонах северной экспозиции на западе и востоке Хангая (для сравнения выбирались прямые склоны средней крутизны, на которых нижняя кромка леса не достигала днища долин).

Местоположение	Абсолютные отметки (в *м*)
Западный Хангай	
Район к югу от оз. Хара-Нур (восточного)	2130—2440
» к югу от оз. Хан-Нур	2100—2340
Левобережье верхнего течения р. Идэр	2010
Восточный Хангай	
Бассейн р. Хунэй-Гол	1520—1690
Междуречье Хануй-Гол и Хунэй-Гол, хребет Бугутуин-Нуру	1730—1830

Перечисленные районы расположены примерно на одной широте (48°10′ с. ш.) с районами, исследованными на Хэнтэе, поэтому данные сравнимы. Из них видно, что на Хангае граница леса находится в целом выше, чем на Хэнтэе. На западном склоне Хангая она значительно выше, чем на восточном, и в этом отношении Хангай прямо противоположен Хэнтэю. Но так же, как на Хэнтэе, нижняя граница леса на западных склонах понижается по мере приближения к хребту, а на восточных — по мере удаления от него. Так как между нижними границами леса и островов многолетнемерзлых горных пород имеются прямые корелятивные соотношения, то закономерности, выявленные по отношению к нижней границе леса, можно перенести и на нижнюю границу островов многолетнемерзлых пород, учитывая только, что до абс. высоты 1700 *м* граница мерзлых пород проходит несколько выше границы леса, а в горах с абс. отметками больше 1700 *м*, наоборот,— ниже ее.

Положение нижней границы леса на склонах легко объяснимо, если учесть, что Хангай находится в ветровой тени Монгольского Алтая и Алтая, а также горных хребтов Западного Саяна. Эти горы перехватывают влагу, приносимую западными воздушными течениями. На наветренных склонах Алтая и хребтов Западного Саяна количество атмосферных осадков возрастает до 800 *мм* и более в год (Климатический атлас СССР, 1960). Восточные же склоны Монгольского Алтая оказываются сухими, а по Котловине Больших Озер пустынные ландшафты проникают на север до 50°30′ с. ш. (Мурзаев, 1952).

Влияние ветровой тени высоких гор Алтая и Саян ощутимо еще восточнее Котловины Больших Озер, на западном склоне Хангая. Перед Хэнтэйским хребтом нет мощного горного заслона, низкий Хамар-Дабан

существенно не влияет на перенос влаги северо-западными ветрами, поэтому западный склон Хэнтэя богат атмосферными осадками.

Пояс островного распространения многолетнемерзлых горных пород также окаймляет основные горные сооружения Монголии, но он прерывается чаще, чем нижележащие пояса (см. рис. 8). Причин таких перерывов две.

Во-первых, глубокое вклинивание тектонических депрессий в горы. Днища таких депрессий сухие, заняты степями, в их пределах встречаются только редкие острова многолетнемерзлых пород. Северные склоны примыкающих к депрессиям высоких гор заняты сплошным массивом многолетнемерзлых пород, что заставляет относить их уже к следующему, вышележащему поясу. Таковы депрессии по долине р. Керулен на Хэнтэе и по долинам рек Хануй-Гол и Хойт-Тамир-Гол на Хангае.

Во-вторых, из-за повышенной влажности наветренных склонов хребтов, где многолетнемерзлые массивы на склонах северной экспозиции спускаются очень низко (до днищ долин), такие горные гряды также приходится относить к вышележащему поясу. Подобное явление характерно для правобережья р. Хары в ее верхнем течении (Западный Хэнтэй).

Наибольшей ширины пояс островного распространения многолетнемерзлых горных пород достигает на южном склоне Хэнтэя, в бассейнах рек Толы и Тэрэлчжи, а также на Западном Хангае, где он местами расширяется до 160—180 *км*. Причина тому — усиление аридности климата. Влаги не достает для увлажнения склонов северной экспозиции целиком, поэтому острова многолетнемерзлых пород приурочиваются только к наиболее крутым и затененным скатам и отсутствуют на сухих подножных шлейфах. Пояс островного распространения многолетнемерзлых пород как бы замещает вышерасположенный пояс их прерывистого распространения.

Наиболее узок рассматриваемый пояс на Монгольском Алтае, где ширина его обычно не превышает 10—40 *км*. Это объясняется орографическими причинами — развитием узких, высоких, крутосклонных хребтов. Только в бассейне р. Булаган-Гол (Урунгу), где количество атмосферных осадков увеличивается (Мурзаев, 1952), этот пояс несколько расширяется.

Имеется много изолированных участков островного распространения многолетнемерзлых пород. Они приурочены к обособленным высокоподнятым массивам Хэнтэя, Хангая и Монгольского Алтая, к наиболее высоким горным грядам междуречий Толы—Орхона и Орхона—Селенги, а также к хребтам Хан-Хухэй, Тохтохин-Шили-Нуру, Тургэн-Ула, Хайрхан-Ула и др.

Следует отметить специфические геокриологические условия Северо-Западного Хэнтэя. Здесь наблюдается максимальное для Монголии расхождение в высотах нижней границы леса и островов многолетнемерзлых пород на склонах северной экспозиции. Сосновые боры в низовьях р. Орхон встречаются на высоте около 600 *м*, а нижняя граница многолетнемерзлых пород на склонах проходит на высоте 1200—1400 *м*. Такая «аномалия» объясняется увеличением мощности снежного покрова, которая по литературным и опросным данным на Хэнтэе достигает 1 *м*. На окраинах хребта увеличение влажности способствует развитию тайги, но высокий снежный покров препятствует формированию многолетнемерзлых пород и только с высоты 1200—1400 *м* снег уже не может предотвратить глубокое промерзание горных пород.

Распространение островов многолетнемерзлых горных пород в пределах рассматриваемого пояса сложное. Эти породы встречаются в долинах и в тектонических депрессиях — здесь их формирование определяется наличием воды и тонкодисперсных разностей рыхлых отложений.

На склонах северной экспозиции образование многолетнемерзлых пород зависит от специфического гидротермического режима, в известной

мере свойственного в данных климатических условиях каждому затененному склону. Поэтому на склонах острова́ многолетнемерзлых пород встречаются чаще и регулярнее, чем в долинах и во впадинах. Чем влажнее климат, тем крупнее острова многолетнемерзлых пород на склонах, если только многолетнему промерзанию не препятствует снежный покров.

ВЫСОТНЫЙ ПОЯС ПРЕРЫВИСТОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Нижняя граница пояса проводится на уровне появления многолетнемерзлых горных пород на шлейфах у подножия склонов северной экспозиции. В пределах этого пояса многолетнемерзлые породы в долинах, во впадинах и на примыкающих к ним склонах северной экспозиции сливаются в единый массив.

Площади, непосредственно занимаемые многолетнемерзлыми горными породами, составляют 40—80% территории рассматриваемого пояса. Но для образования крупных массивов таких пород климат должен быть достаточно влажным. В аридных условиях многолетнемерзлые породы развиты по площади мозаично, и пояс прерывистого распространения многолетнемерзлых горных пород как бы заменяется поясом островного их распространения, который в высокогорье сразу же переходит в пояс их сплошного распространения. Так как в целом климат Монголии достаточно аридный, то пояс распространения прерывистых многолетнемерзлых пород здесь слабо развит. Он выделен только на восточном и западном склонах Хэнтэя, в Восточном Прихубсугулье и на Монгольском Алтае (см. рис. 8).

ВЫСОТНЫЙ ПОЯС СПЛОШНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Рассматриваемый пояс занимает высокогорную часть Хэнтэя, гор Прихубсугулья, Хангая и Монгольского Алтая (см. рис. 8). Нижняя граница его проводится на уровне появления многолетнемерзлых горных пород на склонах южной экспозиции. Максимальная, точно известная мощность многолетнемерзлых пород во впадинах достигает 140 *м*. Она была установлена в 1968 г. в районе сомона Цаган-Ула на высоте 1850 *м*, но ее нельзя считать предельной даже для впадин. Очевидно, максимальных мощностей многолетнемерзлых пород следует ожидать на Монгольском Алтае, отдельные вершины которого превышают 4000 *м* и несут на своих склонах ледники, а на выровненных поверхностях — фирновые купола и снежники.

Данных о положении нижней границы рассматриваемого пояса немного, часть их уже приводилась выше. Кроме того, высотное положение многолетнемерзлых пород на склонах южной экспозиции известно в хребте Гурбан-Сайхан (2700 *м*), в районе сомонов Уянга (2100 *м*) и Худжирт (1750 *м*).

Судя по имеющимся данным, нижняя граница многолетнемерзлых горных пород на склонах южной экспозиции ведет себя так же, как на склонах северной экспозиции — значительно понижается на наветренных склонах хребтов от 1800 *м* на вершине Налэго-Ула до 1460 *м* в бассейне р. Сугнэгэр-Гол (Западный Хэнтэй) и повышается на склонах, находящихся в ветровой тени,— на 1800 *м* на хребте Барун-Бархуин-Даба и 1740 *м* на расположенном восточнее Барха-Даба (Восточный Хэнтэй).

Особенно резкие скачки наблюдаются при пересечении границей крупных горных систем. Так, при переходе через Восточный Хангай на коротком отрезке от сомона Худжирт до сомона Уянга подъем границы многолетнемерзлых горных пород на склонах южной экспозиции составляет

Таблица 7

Площади распространения многолетнемерзлых горных пород в Монгольской Народной Республике

Высотный пояс распространения многолетнемерзлых горных пород	Площадь (в км²)	В процентах от общей площади МНР (1565 тыс. км²)	В процентах от площади, занимаемой в МНР многолетнемерзлыми породами
сплошного	147 110	9,4	14,9
прерывистого	28 170	1,8	2,9
островного	159 630	10,2	16,2
редкоостровного	190 930	12,2	19,4
спорадического	460 110	29,4	46,6
Итого:	985 950	63,0	100,0

686 *м* на 100 *км*. На отрезке между сомоном Уянга и хребтом Гурбан-Сайхан подъем равен 171 *м* на 100 *км*, а между широтами сомона Худжирт и Бат-Сумбэра — 176 *м* на 100 *км*. Амплитуда колебания нижней границы многолетнемерзлых пород на склонах южной экспозиции несколько больше, чем на склонах северной: по мере приближения с запада к Хэнтэю граница многолетнемерзлых пород на склонах южной экспозиции понижается на 340 *м*, на склонах северной экспозиции — только на 290 *м*.

В пределах данного пояса многолетнемерзлые породы занимают более 80 % территории. Талики совершенно не исследованы. Можно предполжить, что сквозные талики приурочены к крупным тектоническим разломам, вдоль которых наблюдаются восходящие источники подземных вод, к руслам крупных рек (Тэс, Идэр, Чулуту и др.), к крупным озерам (Сангин-Далай-Нур, Тунэмэл-Нур, Тэрхин-Цаган-Нур и др). На крутых скалистых склонах южной экспозиции, очевидно, имеются инсоляционные талики. При исследовании многолетнемерзлых пород методом ВЭЗ в 1968 г. А. М. Поповым было установлено, что под мелкими ручьями сколько-нибудь значительных таликов не имеется.

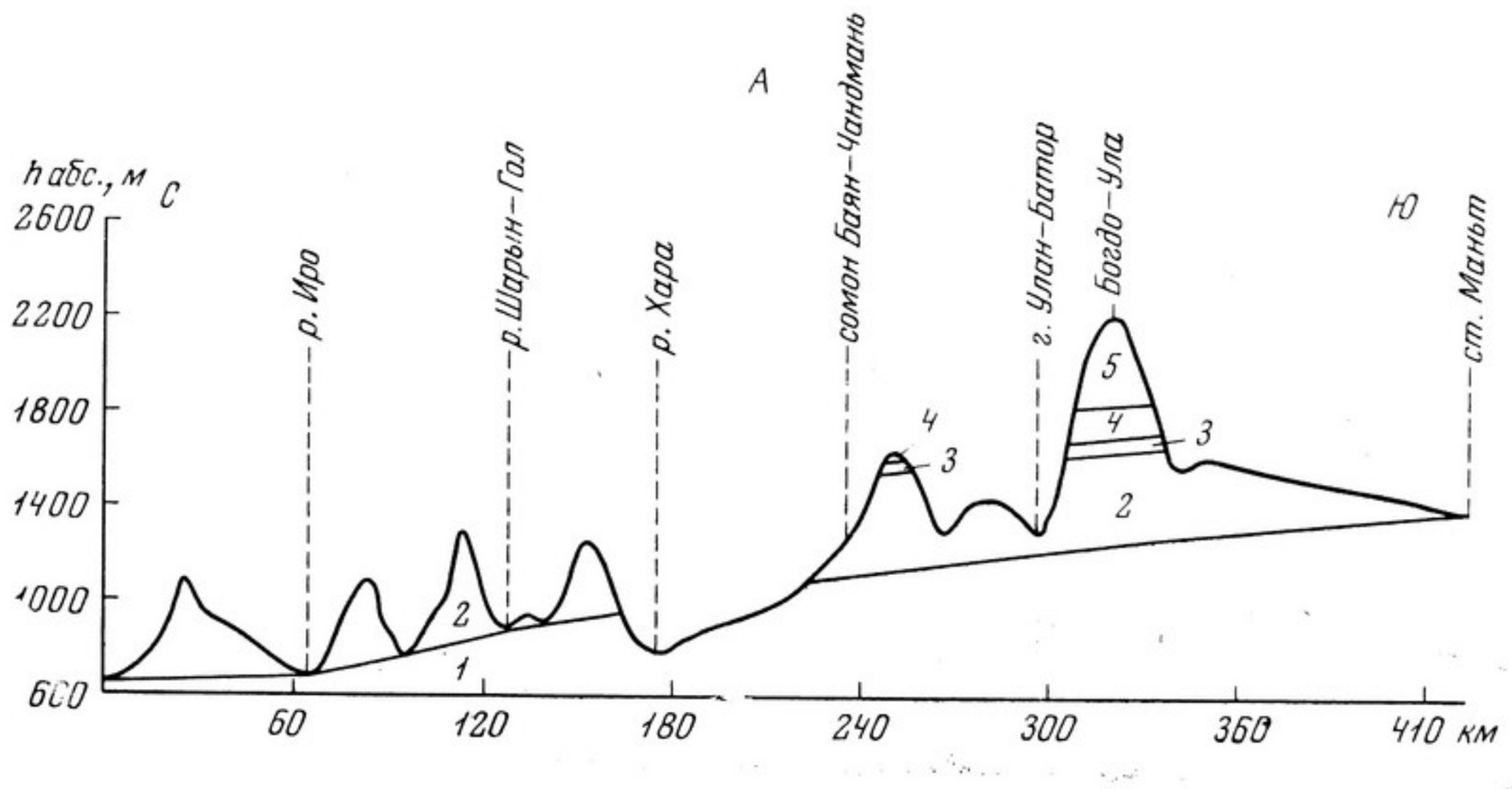
* * *

Данные о площадях, занимаемых многолетнемерзлыми горными породами в Монгольской Народной Республике, сведены в табл. 7.

Границы всех геокриологических высотных поясов понижаются к северу, но неравномерно, причем каждая граница ведет себя индивидуально (рис. 7). Весьма существенны различия в высотах геокриологических поясов между западными и восточными склонами горных хребтов.

Все высотные пояса имеют более или менее отчетливую дугообразную форму в соответствии с общим орографическим устройством поверхности Монголии (рис. 8). Южная граница многолетнемерзлых горных пород широкой дугой окаймляет все основные горные сооружения страны. Пояса редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых пород образуют дуги, охватывающие отдельно каждую из трех крупнейших горных систем Монголии: Хэнтэй, Хангай и Монгольский Алтай. Пояс прерывистого распространения многолетнемерзлых горных пород, хотя и развит фрагментарно, но имеет ту же тенденцию. Наконец, пояс сплошного распространения многолетнемерзлых пород также изогнут дугообразно, что особенно хорошо видно на Хэнтэе.

Так выявляется глубочайшая причинная связь между современным распространением многолетнемерзлых горных пород и историей геологи-



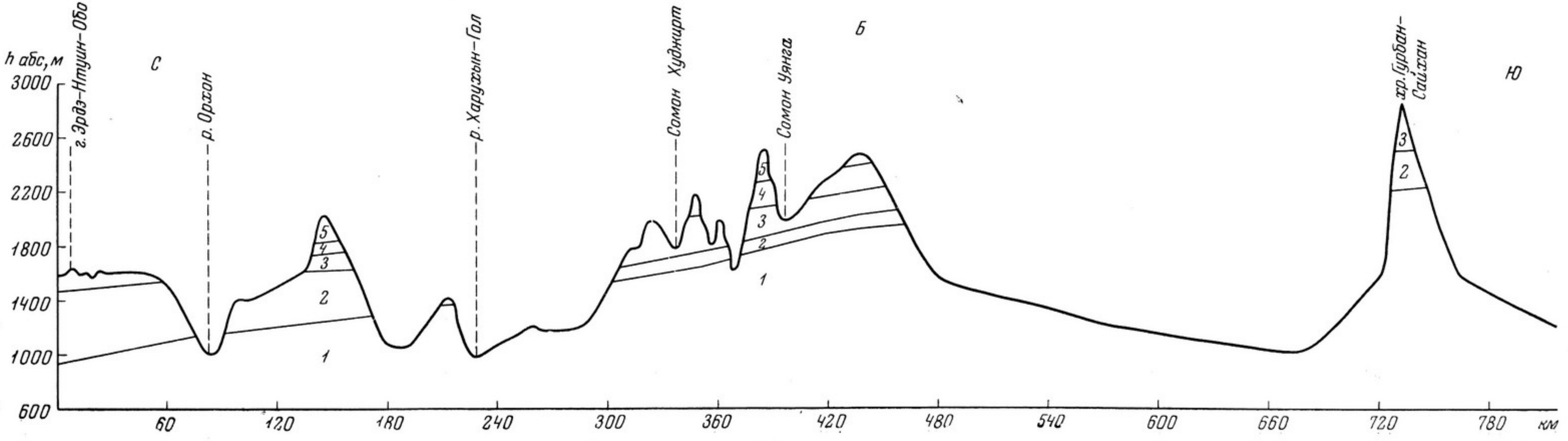


Рис. 7. Положение высотных геокриологических поясов в различных частях Монголии (*А* — по линии Сухэ-Батор — ст. Маньт; *Б* — по линии гора Эрдэнтуин-Обо – хр. Гурбан-Сайхан)

Пояса сезонномерзлых горных пород (*1*), редкоостровного (*2*), островного (*3*), прерывистого (*4*) и сплошного (*5*) распространения многолетнемерзлых горных пород

ческого развития страны. Все складчатые структуры на территории Монголии образуют дуги, окаймляющие южный выступ Сибирской платформы. Неотектонические движения, создавшие современный рельеф, отчасти развивались унаследованно на древнем складчатом основании, и главные орографические элементы сохранили дугообразную ориентировку. А так как в условиях Монголии распространение многолетнемерзлых пород определяется в основном рельефом, то высотные геокриологические пояса также оказались дугообразными.

Малое количество атмосферных осадков в условиях сурового, резко континентального климата, с одной стороны, способствует широкому распространению многолетнемерзлых пород, поскольку с ним связана незначительная мощность снежного покрова, и почва промерзает очень глубоко. С другой стороны, сухость почвы благоприятствует ее быстрому оттаиванию, и горные породы сохраняются в мерзлом состоянии только в местах их постоянного увлажнения. Это главным образом отрицательные формы рельефа, в которых концентрируется сток с окружающих участков. Но слишком интенсивное течение рек или сильный гидродинамический напор вод препятствуют глубокому промерзанию отложений. Поэтому оптимальные условия промерзания создаются в постоянно увлажненных суглинистых отложениях, которые менее обводнены по сравнению с песчано-гравийно-галечными накоплениями. Все это ведет к значительной прерывистости многолетнемерзлых толщ на фоне их широкого распространения (по самым оптимальным подсчетам многолетнемерзлые горные породы занимают не более 15% территории Монголии).

С высотой количество осадков увеличивается, а среднегодовые температуры воздуха понижаются, поэтому прерывистость многолетнемерзлых горных пород по мере подъема в горы понижается. В долинах и во впадинах острова многолетнемерзлых пород встречаются чаще. Кроме того, многолетнемерзлые породы начинают формироваться также на склонах, обращенных к северу, а следовательно, больше затененных и лучше увлажненных. На склонах, в отличие от отрицательных форм рельефа, острова многолетнемерзлых пород встречаются регулярно.

Однако, если увеличение количества осадков ведет к значительному росту мощности снежного покрова, то формирование многолетнемерзлых пород значительно тормозится. Это установлено для Северо-Западного Хэнтэя, восточной части плато Дариганга и Прихинганья, но, вероятно, наблюдается и в других местах. В высокогорье суровость климата увеличивается настолько, что снег уже не создает преграды для развития многолетнемерзлых пород и даже, наоборот, способствует их сохранению летом.

Таким образом, в специфических природных условиях Монголии намечаются два типа очагов зарождения многолетнемерзлых горных пород: низовой, охватывающий отрицательные формы рельефа, и верховой, связанный с теневыми склонами. В пределах пояса прерывистого распространения многолетнемерзлых горных пород эти оба очага сливаются воедино.

Низовой тип очагов зарождения многолетнемерзлых горных пород характерен для засушливого климата, верховой — для климата более влажного. Южные склоны крупных горных систем Монголии — Хэнтэя и Хангая — сильно иссушены. Для них характерны в основном низовые очаги зарождения многолетнемерзлых пород. Поэтому на юге Хэнтэя и Хангая структура высотной поясности упрощается. Исчезает пояс прерывистого распространения многолетнемерзлых горных пород, он как бы замещается поясом их островного распространения, значительно расширяются пояса редкоостровного и спорадического распространения многолетнемерзлых пород.

Глава III

СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ГРУНТОВ

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ НА ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ГРУНТОВ

Процессы промерзания и протаивания грунтов — основные в развитии мерзлых пород, распространение которых зависит от общего теплового состояния Земли и его изменений, определяемых ее общим тепловым балансом. Как уже говорилось в главе I, радиационный баланс на территории Монгольской Народной Республики составляет 40—50 *ккал/см²* в год. В теплый сезон года часть этого тепла, за вычетом затрат на испарение и на турбулентный теплообмен подстилающей поверхности с атмосферой, идет на прогревание грунтов и протаивание мерзлых пород.

Поскольку составляющие внешнего теплообмена существенно изменяются в зависимости от широты, высоты и местоположения участка, соответственно изменяются и глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов. Для общей оценки этих изменений целесообразно рассчитать глубины сезонного протаивания и промерзания грунтов с одинаковыми теплофизическими характеристиками, изменяя при расчетах в зависимости от местоположения участка температуры поверхности с учетом составляющих внешнего теплообмена и периода протаивания (промерзания) грунтов. Для того чтобы при расчетах подобрать теплофизические характеристики, наиболее близкие к реальным, на основе материалов полевых исследований была проведена оценка наиболее вероятных диапазонов изменения влажности и всех прочих характеристик грунтов.

С 1967 по 1971 г. на территории Монголии нами было проведено более 740 определений влажности, 250 — объемного веса и 70 — теплопроводности грунтов в талом и мерзлом состоянии. Воспользовавшись методами математической статистики (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959) для обработки фактических данных, мы получили наиболее вероятные диапазоны изменения влажности (w), теплопроводности (λ) и объемного веса (γ) для сезоннопротаивающих и сезоннопромерзающих грунтов Монголии (табл. 8).

Таблица 8

Наиболее вероятные теплофизические характеристики грунтов Монголии

Грунт	Основные характеристики грунтов	Сезонноталый слой	Сезонномерзлый слой
Песок	w, %	3—15	3—15
	λ, *ккал/м·час·град*	0,9—1	0,9—1,3
	γ, *кг/м³*	1700—1850	1700—2100
Суглинок	w, %	10—25	10—25
	λ, *ккал/м·час·град*	0,8—1	0,8—1,25
	γ, *кг/м³*	1700—1800	2100—1900

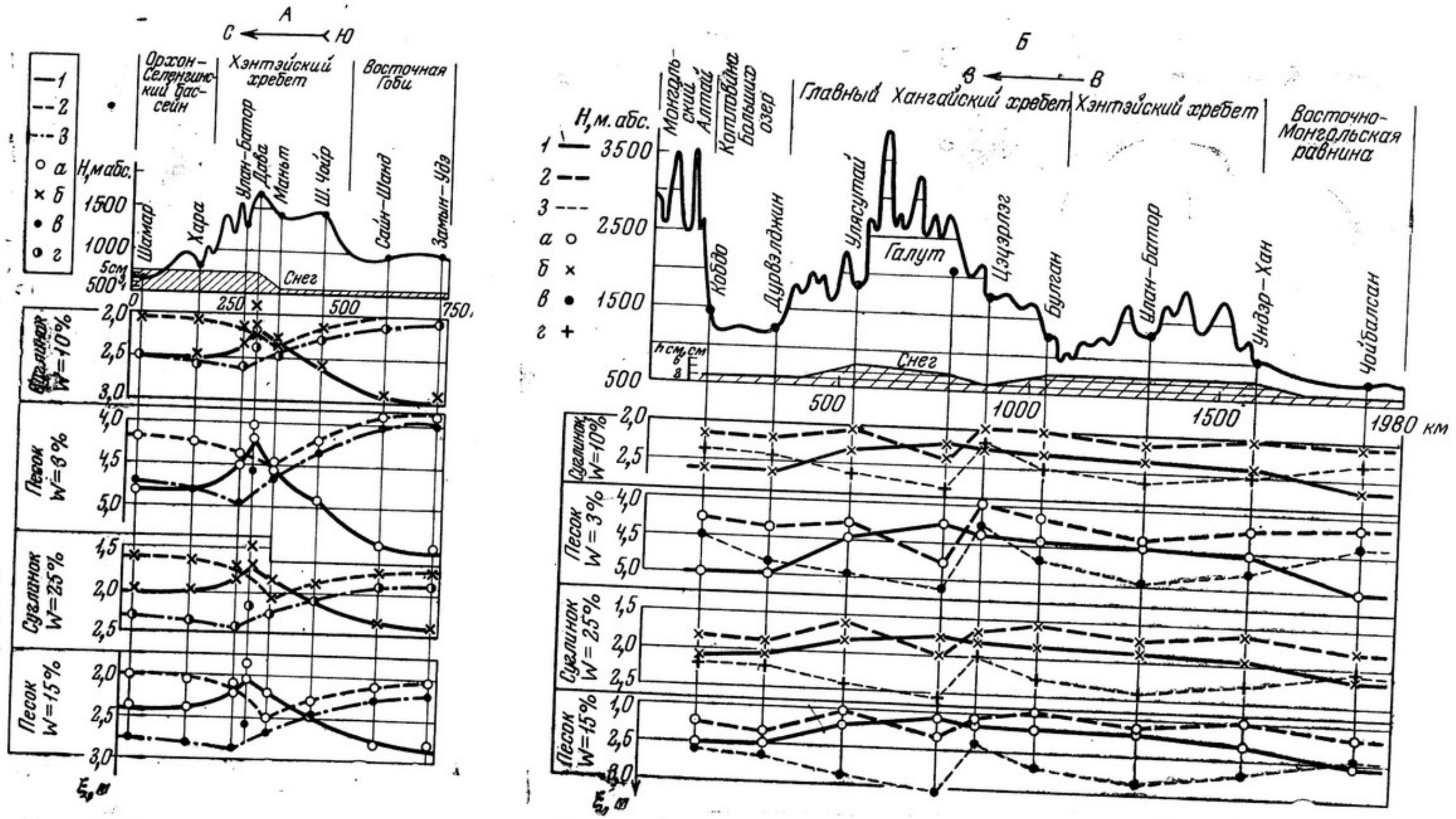


Рис. 9. **Изменение глубин сезонного протаивания (1) и промерзания (2) песков (*а*) и суглинков (*б*) на естественных участках, а также сезонного промерзания песков (*в*) и суглинков (*г*) при отсутствии снежного покрова (3)**

А — с севера на юг по меридиану г. Улан-Батор; *Б* — с запада на восток на широте г. Улан-Батор

Использование этих параметров позволяет по любой из существующих формул получить наиболее вероятные максимальные и минимальные глубины сезонного протаивания и промерзания песков и суглинков для ряда пунктов Монголии. Для их расчета мы воспользовались формулой В. Т. Балобаева (1966), которая, наряду с теплофизическими параметрами, характеризующими теплообмен в деятельном слое горных пород, учитывает и такие важнейшие компоненты, как радиационный баланс, затраты тепла на испарение и коэффициент турбулентного обмена. Кроме того, эта формула — одна из самых точных. Как показали расчеты Н. И. Вотяковой (1972), формула В. Т. Балобаева дает минимальную погрешность по отношению к классическому решению Стефана (Лыков, 1967) и является одной из наиболее экономичных по затратам времени на расчет.

Проведенные расчеты позволили проследить изменения глубин сезонного протаивания и промерзания песков и суглинков в Монголии как с севера на юг, так и с запада на восток (рис. 9). Все метеостанции, данные которых использовались в расчетах, за исключением метеостанции перевала Дава, расположены в днищах котловин. Поскольку летом нет инверсий температуры воздуха, то глубины сезонного протаивания грунтов в котловинах и на водоразделах закономерно согласуются. В зимнее время инверсии температуры воздуха приводят к увеличению сезонного промерзания грунтов в котловинах на 0,3—0,5 *м* по сравнению с водораздельными участками.

В связи с тем, что Монголия — горная страна, при продвижении с севера на юг глубины сезонного протаивания и промерзания грунтов (ξ) изменяются под действием двух разнонаправленных региональных факторов: широты (l, в километрах от условного начального пункта) и абсолютной высоты (H, *м*) местности.

$$\xi = \xi(l, H). \tag{1}$$

Для ограниченных участков можно в первом приближении считать широтный ($\partial\xi/\partial l$) и высотный ($\partial\xi/\partial H$) градиенты постоянными. Тогда, интегрируя полный дифференциал

$$d\xi = \frac{\partial\xi}{\partial l}\,dl + \frac{\partial\xi}{\partial H}\,dH, \tag{2}$$

получим

$$\xi = \frac{\partial\xi}{\partial l}\,l + \frac{\partial\xi}{\partial H}\,H + c. \tag{3}$$

Имея для выбранной зоны не менее трех точек (l_i, H_i), где известна глубина протаивания или промерзания (ξ_i), можно с помощью метода наименьших квадратов найти широтный и высотный градиенты и постоянную c. Таким способом, например, для слабоувлажненных ($w = 3\%$) песков были получены следующие их значения на участке профилей (см. рис. 9):

Шамар—Дава

$$\xi = 114\cdot10^{-5}l - 92{,}3\cdot10^{-5}H + 5{,}39, \tag{4}$$

Дава—Шинэ-Чойр

$$\xi = 292\cdot10^{-5}l - 95{,}2\cdot10^{-5}H + 5{,}80 \tag{5}$$

и Шинэ-Чойр—Замын-Удэ

$$\xi = 9{,}75\cdot10^{-5}l - 124\cdot10^{-5}H + 6{,}67. \tag{6}$$

Зависимость (4) показывает, что на участке Шамар — Дава глубина сезонного протаивания песков при продвижении к югу увеличивается на 0,11 *м* на 100 *км* а при подъеме уменьшается на 0,09 *м* на 100 *м*. Поскольку этот участок простирается лишь на 272 *км*, а перепад высот составляет более 1000 *м*, то влияние высотного градиента более значительно, и глубина

сезонного протаивания на метеостанции Дава на 0,6 *м* меньше, чем в сомоне Шамар. Следует отметить, что глубина сезонного промерзания грунтов, как правило, меньше возможной глубины сезонного протаивания (см. рис. 9), поэтому в большинстве случаев рассматривается потенциальное (Кудрявцев, 1963) сезонное протаивание грунтов.

Участок профиля Дава — Шинэ-Чойр является переходным от Северной Монголии к Южной. Здесь составляющие внешнего теплообмена и влажность грунтов претерпевают существенные изменения, что приводит к резкому возрастанию широтного градиента, который достигает 0,29 *м* на 100 *км*. Южнее, на отрезке Шинэ-Чойр — Замын-Удэ, в условиях пустынных степей составляющие внешнего теплообмена по широте меняются мало (отчасти это обусловлено высокими скоростями ветра —4—5 *м/сек*), а влажность грунтов повсюду низкая. Широтный градиент здесь крайне мал и не превышает 0,01 *м* на 100 *км*. Высотные градиенты южнее метеостанции Дава такие же, как на севере — 0,09—0,12 *м* на 100 *м* превышения.

Аналогичные зависимости были получены и для влажных песков, а также для суглинков.

Следует отметить, что значения широтного градиента ($d\xi/dl$) для песков Монголии, влажность которых равна 3%, неплохо согласуются с таковыми по Сибири. Например, из карты изолиний глубин сезонного протаивания песчаных грунтов с влажностью 5% на территории СССР (Пособие по проектированию..., 1969) следует, что широтный градиент изменяется от 0,27 *м* на 100 *км* на севере до 0,07 *м* на 100 *км* на юге. Для Монголии его значения составляют 0,29 *м* на 100 *км* в высокогорье и 0,01 *м* на 100 *км* на равнинных участках среднегорья.

Для сезонного промерзания грунтов раздельно выяснить влияние широтного и высотного градиентов не удается, так как промерзание зависит еще от мощности снежного покрова и от формирования зимних инверсионных температур в котловинах и долинах. Для оценки всех этих факторов нужно решать систему из пяти уравнений с пятью неизвестными, но для этого не хватает необходимого количества исходных данных на каждом участке. Можно лишь отметить, что при продвижении с севера на юг глубина сезонного промерзания грунтов сначала увеличивается на 0,3—0,5 *м* в связи с повышением абсолютных отметок местности, а затем уменьшается на 0,4—0,6 *м*. В результате глубины сезонного промерзания грунтов вдоль профиля Шамар — Замын-Удэ на севере и юге Монголии одинаковы или отличаются очень незначительно (см. рис. 9).

Сопоставление возможных глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов на различных участках наглядно показывает места, где возможно образование многолетнемерзлых пород. В частности, на плоских повышенных участках, абсолютные отметки которых ниже 1700 *м*, нет условий для образования многолетнемерзлых пород, так как глубины сезонного протаивания различных грунтов на 0,2—0,3 *м* больше глубин сезонного промерзания.

В котловинах в относительно сухих песчаных ($w = 3\%$) и суглинистых ($w = 10\%$) грунтах образование многолетнемерзлых пород возможно на абсолютных отметках выше 1350 *м* на северном отрезке профиля и 1500 *м* в южных отрогах Хэнтэя, на участке от г. Улан-Батор до станции Маньт. В увлажненных песках ($w = 15\%$) и суглинках ($w = 25\%$) границы возможного образования многолетнемерзлых пород опускаются соответственно до 1300 и 1400 *м* и продвигаются к югу на 60 *км* от станции Маньт.

Большое влияние на глубину сезонного промерзания и на формирование многолетнемерзлых пород оказывает снежный покров. Хотя мощность его в Монголии редко превышает 5 *см*, тем не менее он значительно сокращает глубину сезонного промерзания грунтов. Расчеты показывают, что в северной части Монголии уничтожение снежного покрова мощностью 5—6 *см*

может привести к увеличению глубины сезонного промерзания на 0,4—0,6 *м* в сухих и на 0,6—0,8 *м* во влажных грунтах. Этого достаточно для того, чтобы во всех грунтах, за исключением сухих песков, начали образовываться перелетки или многолетнемерзлые породы (рис. 9, кривые 2 и 3).

В южной части Монголии, где мощность снежного покрова составляет 1—2 *см*, глубина сезонного промерзания при его отсутствии может увеличиться лишь на 0,1—0,2 *м*. Если при этом учесть, что по данным метеостанции Шинэ-Чойр за 17 лет (1950—1956 гг.) глубина сезонного промерзания может измениться на ± 11% по сравнению со средней многолетней, то окажется, что в наиболее холодные зимы на бесснежных участках перелетки или маломощные многолетнемерзлые породы могут образовываться даже до 50 *км* южнее Шинэ-Чойр. И действительно, увлажненные песчано-супесчаные грунты около озера Ногон-Тойром, в 45 *км* южнее Шинэ-Чойр, на 27 июля 1971 г. были мерзлыми в интервале 1,8—2,5 *м* и глубже. К концу сезона, по расчетам, они могут оттаять только до 2,3 *м*.

Глубины сезонного протаивания и промерзания грунтов формируются в разных условиях не только на севере и юге, но и на западе и востоке Монголии. Это наглядно демонстрируется глубинами сезонного протаивания и промерзания песков и суглинков, рассчитанными по девяти пунктам, расположенным на широте г. Улан-Батор (рис. 9). К сожалению, по этому профилю чрезвычайно трудно рассчитать широтный и высотный градиенты — сопоставляемые пункты находятся довольно далеко друг от друга (до 250—300 *км*) и, следовательно, градиенты нельзя считать постоянными, так как они будут зависеть от высоты и местоположения участка.

Обращает на себя внимание и тот факт, что глубины сезонного протаивания и промерзания одинаковы на востоке в районе г. Чойбалсан (759 *м*) и на крайнем западе страны, в Котловине Больших Озер (1200—1500 *м*). Это объясняется следующим. В более низкорасположенной Восточно-Монгольской равнине радиационный баланс в среднем за период протаивания составляет 78 *ккал/м² час*, в то время как в г. Кобдо он равен 66 *ккал/м². час*. Однако в более засушливой Котловине Больших Озер затраты тепла на испарение почти в два раза меньше, чем в Восточно-Монгольской равнине (соответственно 14 и 29 *ккал/м² · час*), и поэтому радиационный баланс, за вычетом испарения, а соответственно и глубины сезонного протаивания в обоих местах практически одинаковы. Аналогичная картина отмечается для засушливых западных и более влажных восточных склонов Хангая. На западе Хангая в более высокорасположенном т. Улясутай, где затраты тепла на испарение меньше, глубины сезонного протаивания примерно такие же как в нижележащих городах Цэцэрлэг и Булган на востоке этого хребта. В общем, в Котловине Больших Озер и в прилегающих к ней восточных склонах Монгольского Алтая и западных отрогах Хангая грунты прогреваются, а следовательно и протаивают, так же, как и расположенные на 500—700 *м* ниже участки восточных склонов Хангая, южных отрогов Хэнтэйского хребта и Восточно-Монгольской равнины.

Глубины сезонного промерзания грунтов по всему профилю изменяются незначительно, за исключением наиболее высоко расположенной станции Галут (2160 *м*) и в основном нивелируются снежным покровом, мощность которого в горах, как правило, больше, чем на равнинах.

Сопоставление глубин сезонного протаивания и промерзания грунтов показывает, что во всех котловинах Хангая на широте г. Улан-Батор, расположенных выше 2000 *м* над уровнем моря, обязательно должны быть многолетнемерзлые породы. При удалении снежного покрова новообразование многолетнемерзлых пород в относительно сухих песках ($w=3\%$) и суглинках ($w=10\%$) возможно только в пределах хребтов Монгольского Алтая, Хангая и Хэнтэя. В увлажненных же грунтах оно будет происходить повсеместно, за исключением района г. Чойбалсан, где в наиболее суровые зимы на участках, очищенных от снега, по-видимому, возможно появление перелетков.

Положение участка в рельефе оказывает сложное влияние на изменение глубин сезонного промерзания и протаивания. Важнейшими являются такие факторы, как экспозиция и крутизна склонов — от них зависит угол падения солнечных лучей и соответственно количество поглощаемой радиации. Поскольку зимой поступление лучистой энергии очень мало, то северные и южные склоны охлаждаются почти одинаково, а различное нагревание склонов в летнее время сказывается только на глубинах сезонного протаивания грунтов. Летом радиационный баланс склонов отличается от горизонтальных поверхностей в первую очередь различиями в приходе прямой солнечной радиации и в величинах эффективного излучения. Все остальные составляющие баланса отличаются незначительно (Кондратьев, 1956). Количество тепла прямой солнечной радиации (Q), поступающее на какую-либо поверхность, прямо пропорционально синусу угла наклона солнечных лучей (φ) к данной поверхности (Руководство гидрометеорологическим станциям..., 1957):

$$Q = Q_{\text{п}} \cdot \sin \varphi, \qquad (7)$$

где $Q_{\text{п}}$ — количество тепла, поступающее на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам.

На севере Монголии (51° с. ш.) в июне — июле угол наклона солнечных лучей к горизонту в полдень равен 62°, а на юге (43° с. ш.) — 70°, кроме того, различна и долгота дня. Поэтому влияние склонов на распределение тепла прямой солнечной радиации на севере и юге неодинаково. Разница между средними температурами поверхности грунтов на склонах южной экспозиции и горизонтальными участками увеличивается при возрастании крутизны до 28° на севере и до 20° на юге, так как в обоих случаях поверхность в полдень будет перпендикулярна солнечным лучам. Поступление тепла прямой солнечной радиации на склоны северной экспозиции уменьшается с ростом крутизны склонов и прекращается вообще при крутизне склонов свыше 62° на севере и 70° на юге Монголии (табл. 9). Следовательно, такие склоны будут прогреваться только за счет тепла рассеянной радиации, поступление которой на горизонтальную поверхность и на склоны, по расчетам Б. А. Айзенштата (Айзенштат, Зуев, 1952), почти одинаково.

Большая разница в величинах тепла прямой солнечной радиации, поступающей на крутые склоны южной и северной экспозиции, тем не менее не скажется столь значительно на изменении глубин сезонного протаивания грунтов. Дело в том, что тепловое излучение более нагретых южных склонов существенно превышает таковое на северных. Например, по данным М. К. Гавриловой (см. главу I), в июле 1968 г. потеря тепла излучением в ущелье Дзайсингин-Ама оказалась в семь раз меньше, чем в близрасположенной долине р. Толы. Поэтому различное изменение тепла прямой радиации и эффективного излучения на склонах взаимно компенсируют друг друга, но поскольку первая величина примерно в 1,5 раза больше второй (Достовалов, Кудрявцев, 1967), то в итоге радиационный баланс на южных склонах всегда на какую-то величину больше, чем на северных.

В результате суммарного влияния всех факторов получается, что глубины сезонного протаивания (промерзания) грунтов на северных и южных склонах редко отличаются больше, чем на 10—20%. Тем не менее, в условиях Монголии даже незначительные постоянные изменения условий теплообмена в сторону охлаждения могут привести к образованию островов многолетнемерзлых пород, которые часто встречаются на северных склонах гор и возвышенностей даже тогда, когда их нет на всех других элементах рельефа.

Влияние растительного покрова на сезонное промерзание и протаивание грунтов проявляется, в основном, через изменение теплообмена между породами и атмосферой. В летнее время растительный покров, в частности лес, обычно охлаждает грунты, так как задерживает прямую и рассеян-

Таблица 9

Соотношения количества тепла прямой солнечной радиации, поступающего на склоны ($Q_{ск}$) и на горизонтальные участки ($Q_г$), на севере и юге Монголии

Местоположение	Экспозиция	Угол наклона склона (в градусах)	Угол наклона солнечных лучей к поверхности, φ (в градусах)	sin φ	$\frac{Q_{ск}}{Q_г}$
Север, 51° с. ш.	южная	28	90	1,00	1,13
		20	82	0,99	1,12
		10	72	0,95	1,08
	горизонтальная поверхность	0	62	0,88	1,00
	северная	10	52	0,79	0,90
		20	42	0,67	0,76
		30	32	0,53	0,60
		40	22	0,37	0,42
		50	12	0,21	0,24
		62	0	0	0
Юг, 43° с. ш.	южная	20	90	1,00	1,07
		10	80	0,98	1,04
	горизонтальная поверхность	0	70	0,94	1,00
	северная	10	60	0,87	0,93
		20	50	0,77	0,82
		30	40	0,64	0,68
		40	30	0,50	0,53
		50	20	0,34	0,36
		60	10	0,17	0,18
		70	0	0	0

ную солнечную радиацию. В то же самое время в лесу *гораздо меньше* потери тепла на испарение и на турбулентный теплообмен подстилающей поверхности с атмосферой. В зимнее время, наоборот, растительный покров уменьшает теплопотери грунтов главным образом через снежный покров, плотность которого в лесу практически всегда меньше, чем на открытых участках. С другой стороны, часть снега задерживается на кронах деревьев.

Сочетание всех рассмотренных факторов, в частности, определяется продолжительностью холодного и теплого периодов года. В северной и высокогорной частях Монголии, где развиты леса, период промерзания примерно равен периоду протаивания или отличается от него незначительно. В этом случае нельзя однозначно ответить на вопрос, отепляет ли растительность грунты или нет. Для Дальнего Востока установлено (Достовалов, Кудрявцев, 1967), что при мощности снега до 20 *см* уничтожение леса приводит к охлаждению грунтов, а при больших мощностях снега — к их утеплению. В Монголии мощность снега значительно меньше 20 *см*, однако лес расположен большей частью на северных склонах гор, где развиты многолетнемерзлые породы, оттаивающие при уничтожении леса. Данный факт в какой-то мере свидетельствует об охлаждающем влиянии леса на склонах.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНЫХ ГЛУБИН И ХОДА СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ГРУНТОВ

В связи с тем, что процессы промерзания и протаивания грунтов на участках распространения многолетнемерзлых пород и там, где они отсутствуют, происходят различно, необходимо четко различать сезоннопротаивающий и сезоннопромерзающий слои (Основные понятия..., 1956; Кудрявцев, 1959б; Попов, 1967). При характеристике их динамики в целях удобства изложения материала мы будем применять в дальнейшем для сезоннопротаивающего слоя термины сезонное протаивание и замерзание, а для сезоннопромерзающего слоя — сезонное промерзание и оттаивание. В тех случаях, когда характеристика сезоннопромерзающего и сезоннопротаивающего слоев будет даваться в целом, мы будем говорить, как и общепринято, о сезонном промерзании и протаивании грунтов.

Определение хода и максимальной глубины сезонного промерзания и оттаивания грунтов на площадках метеостанций по данным измерения температуры почвы. В полевых условиях проводятся обычно только разовые измерения глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов. Однако в научном и практическом отношении важно знать годовой ход сезонного протаивания и замерзания (промерзания и оттаивания) грунтов и максимальные мощности сезоннопротаивающего или сезоннопромерзающего слоев. Их можно вычислить, используя данные измерения температуры почв на метеорологических станциях. На метеостанциях Монголии температура почвы измеряется на глубинах от 0,2 до 3,2 *м*. Такие материалы имеются по 14 метеостанциям (табл. 10). Предполагая, что промерзание или оттаивание горных пород происходит при 0°, по этим данным можно получить годовой ход промерзания-оттаивания, который служит в качестве эталона для привязки данных разовых определений глубин сезонного промерзания и оттаивания грунтов. Но проблема осложняется тем, что в Монголии грунты часто промерзают глубже 3,2 *м* (см. табл. 2). Возникает задача определения хода промерзания грунтов глубже 3,2 *м* и максимальной глубины, которой оно достигает. Решение ее возможно с помощью экстраполяции температурных замеров, но это требует от исследователя больших навыков работы и может привести к большим ошибкам субъективного характера. Чтобы избежать этого, можно воспользоваться расчетным методом, предложенным нами ранее для сезоннопротаивающих грунтов (Заболотник, 1966а; Некрасов и др., 1967). Суть метода заключается в следующем. Глубина сезонного промерзания (протаивания) грунтов по формуле Стефана выражается соотношением:

$$\xi = \alpha \sqrt{t\tau}, \tag{8}$$

где α — коэффициент, учитывающий свойства среды, t — средняя отрицательная (положительная) температура поверхности за время τ. Если предположить, что слой сезонного промерзания (протаивания) однороден по составу и теплофизическим характеристикам, то, очевидно, что отношение глубины сезонного промерзания (протаивания) на какой-либо момент времени (ξ) к максимальной ($\xi_м$) будет определяться отношением количества градусо-часов за это время к максимальному:

$$\frac{\xi}{\xi_м} = \sqrt{\frac{t\tau}{t_м\tau_м}}. \tag{9}$$

По соотношению (9) легко рассчитать темп сезонного промерзания грунтов, использовав средние месячные температуры поверхности и приняв за начало и конец сезонного промерзания даты перехода средних суточных температур поверхности через 0°.

Таблица 10

Среднегодовые температуры воздуха ($t_в$), поверхности($t_п$), поверхности грунта ($t_{п.г.}$) и максимальные мощности сезоннопромерзающего слоя для ряда метеостанций Монголии

Пункт	Год	Абсолютная отметка (в *м*)	Состав грунтов	$t_в$, °С	$t_п$, °С	$t_{п.г.}$, °С	ξ_{max}, (в *м*)
Дава	Средняя многолетняя	1674	Супесь	—2,4	—1	0	4,8
Мурэн	1968	1281	»	—1,0	0	0,5	4,2
Улан-Батор	Средняя многолетняя	1267	»	—3,5	—2	0,8	3,9
Маньт	То же	1415	Щебенистая супесь, глубже 60 *см* — песок	—2,7	0	1,5	3,6
Булган	» »	1210	Суглинок, глубже 40 *см* — щебенистый песок	—1,9	—1	1,5	3,3
Барун-Хара	1969	807	Супесь	—1,8	0	2,1	3,2
Шинэ-Чойр	Средняя многолетняя	1425	»	0,4	1	2,6	3,5
Чойбалсан	То же	759	Щебенистая супесь, глубже 40 *см* — суглинок	0,4	2	3,3	3,0
Ундэр-Хан	1968	1029	Суглинок	—1,0	1	3,3	2,5
Кобдо	Средняя многолетняя	1395	Щебенистый песок	—0,3	2	3,6	2,8
Сайн-Шанд	То же	915	Супесь	3,4	5	5,7	2,1
Замын-Удэ	» »	962	Песок	2,9	5	6,0	2,7
Далан-Дзадагад	» »	1469	»	4,0	5	7,8	1,7
Тосон-Цэнгэл	1965			—6,7	—	0,5 *	4,8
	1966	1724	Песок с гравием и галькой	—6,1	—	1,3 *	4,4
	1967			—8,5	—	1,3 *	4,2

* Температура на подошве слоя сезонного промерзания.

Приведем пример подобных расчетов для метеостанции Дава, расположенной примерно в 50 *км* к юго-востоку от г. Улан-Батор (табл. 11). Нанеся расчетные точки на график (рис. 10), получаем, что глубина 3,2 *м*, которую фронт промерзания на метеостанции Даве достигает 7 января, составляет 67% от максимальной мощности сезоннопромерзающего слоя. В дальнейшем по пропорциям можно определить глубину сезонного промерзания на любой момент времени, в том числе и максимальную глубину, которая в Даве составляет 4,8 *м*. Поскольку средняя годовая температура грунта близка к нулю, можно предположить, что мощность сезоннопромерзающего слоя в Даве близка к максимальной для территории Монголии. Это подтверждается нашими исследованиями и многочисленными литературными данными.

Сравнение глубин сезонного промерзания грунтов по метеостанции Дава, определенных по интерполяции и экстраполяции температурных замеров на различных глубинах ($\xi_п$) и расчетных ($\xi_{п.р.}$), показывает, что наибольшее отклонение вторых от первых, достигающее 25%, наблюдалось через 1,5 месяца после начала промерзания. В дальнейшем эти отклонения уменьшаются и, начиная с декабря, не превышают 4—5%, что вполне удовлетворительно для такого рода расчетов. Для начальной стадии промерзания, когда отклонения велики, расчеты можно не производить, поскольку фронт промерзания еще находится внутри интервала, в котором измеряются температуры грунта.

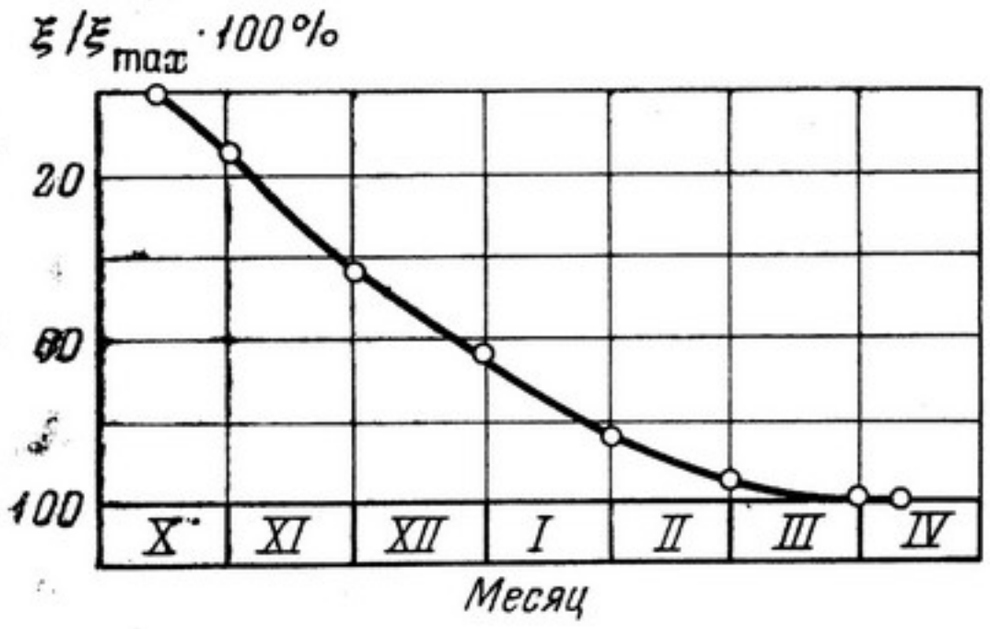


Рис. 10. Темп сезонного промерзания грунтов в Даве

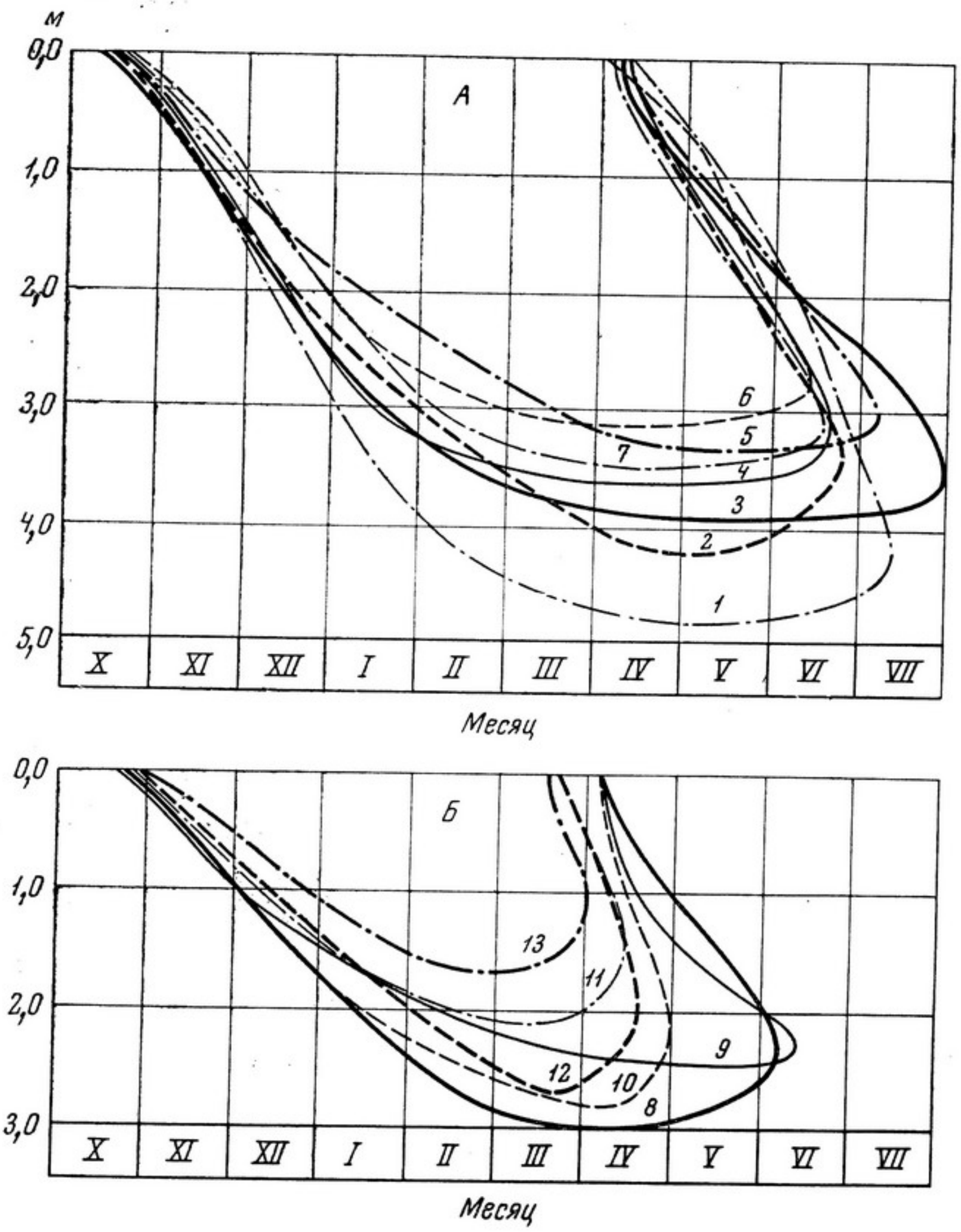


Рис. 11. Средний многолетний ход сезонного промерзания и оттаивания грунтов в пределах высотных поясов

А — спорадического (*4* — Маньт, *6* — Барун-Хара, *7* — Шинэ-Чойр), редкоостровного (*1* — Дава, *3* — Улан-Батор, *5* — Булган), островного (*2* — Мурэн) и распространения многолетнемерзлых пород — *Б* — сезонномерзлых горных пород (*8* — Чойбалсан, *11* — Сайн-Шанд, *12* — Замын-Удэ, *13* — Далан-Дзадагад) и спорадического распространения многолетнемерзлых пород (*9* — Ундэр-Хан, *10* — Кобдо)

Для получения хода оттаивания слоя (рис. 11) расчетный метод пока не разработан, поскольку заранее неизвестно, когда произойдет полное оттаивание промерзшего за зиму слоя. Иными словами, неизвестно то количество градусо-часов, которое необходимо для оттаивания грунтов. Поэтому для этих целей использовался только графический способ получения глубин сезонного оттаивания грунтов путем интерполяции и экстраполя-

Таблица 11

Фактическая ($\xi_п$) и расчетная ($\xi_{п.р.}$) глубина и темп ($\xi/\xi_{max}\cdot 100\%$) сезонного промерзания на метеостанции Дава (за 1956—1965 гг.)

Дата	Сумма отрицательных градусо-часов ($\Sigma t\tau$) за месяц	$\Sigma t\tau$ с начала промерзания до указанной даты	$\frac{\Sigma t\tau}{\Sigma t_м \tau_м}\cdot 100\%$	$\sqrt{\frac{\Sigma t\tau}{\Sigma t_м \tau_м}}\cdot 100\%$	$\xi_п$ (в *м*)	$\xi_{пр}$ (в *м*)
14.X	0	0	0	0	0,0	0,0
31.X	52	52	2,10	14,5	0,55	0,7
30.XI	390	442	17,85	42,2	1,60	2,0
31.XII	527	969	39,2	62,6	2,9	3,0
7.I	—	—	—	67,0*	3,2	3,2
31.I	713	1682	68,1	82,5	3,9	3,9
28.II	504	2186	88,4	94,0	4,4	4,5
31.III	279	2465	99,6	99,8	4,7	4,8
10.IV	11	2476	100	100	4,8	4,8

* Определено по графику.

ции среднесуточных температур грунта на различных глубинах и увязки хода сезонного оттаивания грунтов с сезонным промерзанием для получения единой кривой.

Аналогичным способом были определены также глубины и ход сезонного промерзания и оттаивания грунтов и по остальным метеостанциям (рис. 11).

Особый интерес представляют данные измерения температуры почвы на одной и той же метеостанции за ряд лет, поскольку они позволяют оценить, насколько могут изменяться глубины сезонного промерзания грунтов от года к году. Это можно показать на примере станции Тосон-Цэнгэл Дзабханского аймака, расположенной на абс. высоте 1724 *м*, на аллювиальной террасе р. Идэрийн-Гол, сложенной песками с гравием и галькой. Полученные результаты свидетельствуют о том, что мощность сезоннопромерзающего слоя в Тосон-Цэнгэле за период с октября 1964 г. по апрель 1968 г. изменялась от 4,2 до 4,9 *м* (рис. 12). Средняя годовая температура воздуха составляла в 1964 г. минус 7,3°, в 1965 г.— минус 6,7°, в 1966 г.— минус 6,1° и в 1967 г.— минус 8,5°, т. е. амплитуда колебаний ее достигала 2,4°. Ввиду того что лишь в отдельных случаях можно ожидать больших колебаний средних годовых температур воздуха, то на этом основании можно полагать, что указанные пределы колебаний мощности сезоннопромерзающего слоя близки к оптимальным. Следовательно, для площадки метеостанции в Тосон-Цэнгэле мощность сезоннопромерзающего слоя, в среднем, можно принять равной $4{,}5 \pm 0{,}3$ *м*, где отклонения от средней величины не превышают $\pm 7\%$.

Хотя мощность сезоннопромерзающего слоя находится в прямой зависимости от количества холода, поступившего в грунт (8), это правило не всегда соблюдается из-за воздействия других факторов. Например, наиболее теплой была зима 1965/66 г. (табл. 12).

Если глубину сезонного промерзания зимой 1965/66 г. принять за 1, то зимой 1964/65 г., 1966/67 г. и 1967/68 г. она должна увеличиться соответственно в 1,06; 1,09; 1,10 раза. Эта закономерность примерно соблюдается, за исключением зимы 1966/67 г., когда вместо ожидаемого возрастания мощности сезоннопромерзающего слоя до 4,79 *м* последняя, наоборот, уменьшилась до 4,20 *м*. Ввиду того что мощность снега все эти годы была примерно одинаковой (8—10 *см*), это можно объяснить только за счет влияния грунтовых вод, которые могут свободно перемещаться в песчано-

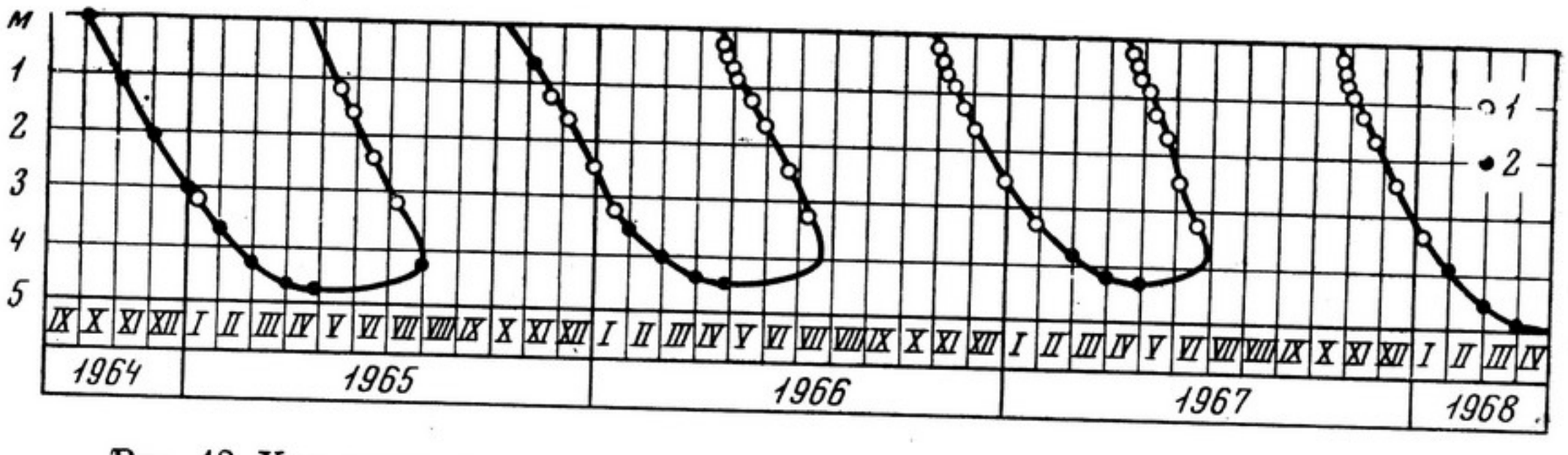


Рис. 12. Ход сезонного промерзания и оттаивания грунтов с 1964 по 1968 г. в Тосон-Цэнгэле

1 — фактические данные; *2* — расчетные данные

гравийно-галечных отложениях, слагающих террасу, и которые являются основной причиной отсутствия многолетнемерзлых пород на площадке метеостанции.

Приближенный метод определения хода и глубины сезонного оттаивания и замерзания грунтов по разовому замеру. Наши исследования в Северном Забайкалье (Заболотник, 1966а, б; Некрасов и др., 1967) подтвердили закономерность, установленную В. Ф. Тумелем: темп сезонного промерзания или протаивания различных по составу грунтов в одном районе примерно одинаков. Исследования также показали, что его можно вычислить по формуле (9), используя данные измерения температуры поверхности (воздуха) на метеорологических станциях. Это положение основано на допущении, что время сезонного промерзания и протаивания грунтов однозначно определено периодом существования отрицательных или положительных температур поверхности, а грунты в каждом конкретном месте однородны по литологическому составу, влажности и тепловым свойствам. Ошибка в определении глубины сезонного протаивания (промерзания) грунтов по разовому замеру в таком случае обычно не превышает 8—10%.

Гораздо сложнее рассчитать ход сезонного оттаивания или замерзания грунтов. Эти процессы завершаются гораздо раньше конца теплого или холодного сезонов года, причем в различные сроки даже в одном и том же районе. Например, в г. Дархан сезоннопромерзающий слой на южных склонах полностью оттаивает к концу мая. Относительно сухие и ровные участки, сложенные песчано-супесчаными грунтами, оттаивают к середине июня. На северных склонах и на увлажненных участках днищ долин и котловин, сложенных супесями и суглинками, оттаивание грунтов затягивается до конца июля. Аналогичное явление отмечено также во многих других районах Монголии.

Следовательно, знание сроков сезонного оттаивания (замерзания)

Таблица 12

Изменение фактических (ξ) и расчетных ($\xi_р$) мощностей сезоннопромерзающего слоя с 1964 по 1968 г. на метеостанции Тосон-Цэнгэл

Период	ξ (в *м*)	Сумма отрицательных температур градусо-месяцев ($\Sigma t\tau$),	$\sqrt{\frac{\Sigma t\tau}{\Sigma t\tau_{1965/66\ г.}}}$	$\xi_р = \xi_{1965/66\ г.} \times \sqrt{\frac{\Sigma t\tau}{\Sigma t\tau_{1965/66г.}}}$
1964—1965	4,78	133,6	1,06	4,66
1965—1966	4,39	119,2	1,00	4,39
1966—1967	4,20	142,0	1,09	4,79
1967—1968	4,90	145,0	1,10	4,83

грунтов на площадке метеостанции еще недостаточо для характеристики этого явления на других участках, особенно в горных районах. Однако многочисленные наблюдения, проведенные в Центральной Якутии, в Северном Забайкалье и в Монголии, показали, что между ходом сезонного оттаивания (замерзания) грунтов на площадке метеостанции и на сопредельных участках существует прямая связь: при замедлении или ускорении темпа оттаивания (замерзания) грунтов на площадке метеостанции то же самое отмечается и на любых других участках района.

Это можно показать и теоретически. Если обозначить глубины сезонного оттаивания (замерзания), температуру и время на площадке метеостанции индексом (1), на любом другом участке индексом (2), то отношения глубин (ξ_1 и ξ_2) на какие-либо моменты времени (τ_1 и τ_2) к максимальным на этих площадках будут иметь вид (см. формулы 8 и 9):

$$\frac{\xi_1}{\xi_{1м}} = \sqrt{\frac{t_1\tau_1}{t_{1м}\tau_{1м}}} \quad \text{и} \quad \frac{\xi_2}{\xi_{2м}} = \sqrt{\frac{t_2\tau_2}{t_{2м}\tau_{2м}}}. \tag{10}$$

В те моменты времени, когда $\frac{\xi_1}{\xi_{1м}} = \frac{\xi_2}{\xi_{2м}} = B$, где $0 \leqslant B \leqslant 100\%$, будет соблюдаться и равенство правых частей уравнений (10), которое можно выразить в виде .

$$\frac{t_1\tau_1}{t_{1м}\tau_{1м}} = \frac{t_2\tau_2}{t_{2м}\tau_{2м}}. \tag{11}$$

Соотношение (11) можно было бы использовать для расчета полного времени оттаивания (замерзания) грунтов ($\tau_{2м}$) на каком-либо из «аномальных» участков района (склоны, заболоченные днища долин и т. д.), если там известна сумма градусо-часов ($t_2\tau_2$) и имеются данные по ходу сезонного оттаивания (замерзания) грунтов на площадке ближайшей метеостанции. Однако температура поверхности (воздуха), за редким исключением, измеряется только на площадках метеостанций, расположенных, как правило, на относительно сухих и ровных участках. На других же элементах рельефа наблюдения не ведутся. Это вынудило искать возможности для каких-либо допущений.

Стационарными наблюдениями за температурой воздуха и грунтов, проведенными нами с 1966 по 1968 г. в Центральной Якутии на трех площадках с различными покровами, отстоящих не более чем на 200 *м* друг от друга, было установлено, что в моменты времени, когда

$$\frac{\xi_1}{\xi_{1м}} = \frac{\xi_2}{\xi_{2м}} = B,$$

примерно соблюдается соотношение:

$$\frac{t_1}{t_{1м}} = \frac{t_2}{t_{2м}}, \tag{12}$$

где t_1 и t_2 — средние температуры воздуха от начала замерзания до указанного момента на каждой из площадок, а $t_{1м}$ и $t_{2м}$ — средние температуры воздуха за весь период замерзания сезоннопротаивающего слоя. Средние отклонения составляют 4—6, иногда — 8—10%.

При допущении (12) из соотношения (11) следует, что

$$\frac{\tau_1}{\tau_{1м}} = \frac{\tau_2}{\tau_{2м}}. \tag{13}$$

Соотношение (13) уже позволяет рассчитать глубины и ход оттаивания сезонномерзлого (замерзания сезоннталого) слоя на любом участке исследуемого района по известным значениям на площадке метеостанции. Для этого необходимо лишь одноразовое измерение глубины оттаивания (замерзания) грунтов (ξ_2) и одновременно его полной мощности ($\xi_{2м}$).

Получив отношение $\frac{\xi_2}{\xi_{2м}}$, определяем для площадки метеостанции тот момент (τ_1), когда отношение глубины оттаивания (замерзания) к максимальной будет аналогичным. Приняв за начало оттаивания (замерзания) на искомом участке дату начала этого процесса на площадке метеорологической станции, получим время оттаивания (замерзания) слоя до данного момента (τ_2), а затем из соотношения (13) определяем время полного оттаивания сезонномерзлого (замерзания сезонноталого) слоя ($\tau_{2м}$). После этого выбирается ряд моментов времени, когда, например, B = 10, 20, 30...100%. Поскольку для каждого из этих моментов на площадке метеостанции известно τ_1 и $\tau_{1м}$, а на искомом участке уже определено $\tau_{2м}$, то по соотношению (13) можно определить и соответствующие τ_2. Затем по максимальной глубине сезонного промерзания (протаивания) грунта определяются глубины сезонного оттаивания (замерзания) на указанные моменты времени.

Ввиду того что в Монголии существенную роль играет оттаивание сезонномерзлого слоя за счет притока тепла снизу, изменяющееся от 9 до 32% (Заболотник, 1969), то его нельзя не учитывать при проведении изложенных выше расчетов. Поскольку процент оттаивания грунтов снизу даже на площадках метеостанций удается определить лишь весьма приближенно, то на исследуемом участке его можно принять аналогичным.

Вышеизложенные причины позволяют сказать, что глубина сезонного оттаивания или промерзания грунта, определенная при проходке горных выработок летом, не является максимальной. Поэтому, получив отношение глубины оттаивания к глубине промерзания на исследуемом участке, по графику хода сезонного промерзания и оттаивания грунтов для площадки метеостанции (см. рис. 11) находим момент времени, когда отношение этих глубин будет аналогичным. Поскольку на площадке метеостанции известно, сколько процентов от максимальной глубины сезонного промерзания оттаяло к этому моменту, то по этой величине можно определить и максимальную глубину промерзания на искомом участке. В остальном расчеты проводятся аналогично, как и при отсутствии оттаивания снизу.

Указанный способ расчета был применен для определения хода оттаивания сезонномерзлого слоя по разовому замеру в г. Дархан и на месторождении Эрдэнтуин-Обо. Здесь было установлено, что сезонномерзлый слой полностью оттаивает на южных склонах на 10—20 дней раньше, чем на площадках метеостанций. На северных же склонах и на увлажненных днищах долин и котловин, наоборот, полное оттаивание в г. Дархан происходит на 30—45, а в Эрдэнтуин-Обо на 50—70 дней позднее.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ГРУНТОВ

Характеристика сезонного промерзания и оттаивания грунтов по данным 14 метеостанций дает общее представление как о характере промерзания и оттаивания грунтов, так и частично о диапазоне изменения мощности сезоннопромерзающего слоя на территории Монголии. К сожалению, подобной характеристики нельзя получить для сезоннопротаивающего слоя, так как в пределах распространения многолетнемерзлых пород нет ни одной метеостанции, где бы велись годовые измерения температуры грунтов, а температура воздуха измеряется лишь на нескольких метеостанциях. Поэтому глубины сезонного протаивания грунтов можно рассчитать лишь для немногих пунктов.

Для того чтобы получить более или менее полные представления о всех возможных изменениях глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов в сложных природных условиях Монголии, необходимы непосредственные их измерения в различных районах республики. В настоящее

время мы располагаем материалами примерно 1000 определений глубин сезонного промерзания и около 300 протаивания, проведенных экспедициями ПНИИИСа Госстроя СССР, геокриологическим отрядом Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, экспедициями Института географии и мерзлотоведения АН МНР и Управлением водного хозяйства МНР. Эти данные, с учетом сведений по метеорологическим станциям, позволяют достаточно обоснованно охарактеризовать сезонное промерзание и протаивание грунтов для каждого из геокриологических высотных поясов.

В пределах высотного пояса распространения сезонномерзлых пород установленные глубины сезонного промерзания грунтов изменяются от 1,7 до 4 *м*. Хотя данные фактических измерений по-существу полностью охватывают возможный диапазон изменения глубин сезонного промерзания грунтов в пределах данного высотного пояса, они не дают четкого представления о глубинах промерзания для каждой литологической разновидности грунтов. Это связано с тем, что в природных условиях очень редко встречаются «чистые» суглинки, супеси и и пески. Как правило, суглинки бывают щебенистые, а пески переслаиваются с супесями и суглинками. В дальнейшем для краткости мы такие грунты будем называть соответственно суглинистыми и песчаными. Данные непосредственных наблюдений показывают, что в пределах рассматриваемого высотного пояса суглинистые грунты промерзают до глубины 1,7—2,4 *м*, а песчаные — до 2,5—4 *м*. Многолетнемерзлые породы в пределах пояса не образуются. Это хорошо иллюстрируется расчетными данными (см. рис. 9, Сайн-Шанд, Замын-Удэ, г. Чойбалсан), которые показывают, что наиболее вероятные глубины сезонного промерзания в суглинках составляют 1,7—2,1 *м*, а в песках — 2—4,2 *м*. Потенциальная глубина сезонного протаивания в этих же грунтах соответственно достигает 2,1—3 и 2,5—5,5 *м*, т. е. в суглинках она на 0,4—0,9 *м*, а в песках на 0,5—1,3 *м* больше действительных глубин сезонного промерзания. Даже удаление снежного покрова, мощность которого, в основном, равна 1—2 *см*, не может увеличить глубины сезонного промерзания настолько, чтобы они превысили возможные глубины протаивания. Лишь в районе г. Чойбалсан, как уже говорилось, в отдельные суровые зимы при уничтожении снежного покрова, по-видимому, возможно образование маломощных перелетков.

Сроки сезонного промерзания и протаивания грунтов в пределах данного высотного пояса различны. Промерзание грунтов начинается везде почти в одни и те же сроки (22—28 октября), но в южных районах оно заканчивается уже в конце февраля, а в северных — почти на месяц позже. Оттаивание сезонномерзлого слоя в южных районах начинается 16—21 марта и завершается, в основном, в первой половине апреля. А в районе г. Чойбалсан грунты оттаивают с начала апреля до начала июня (см. рис. 11, *8*, *11*, *12*, *13*).

В пределах высотного пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород последние занимают не более 1% территории. Установленная глубина сезонного промерзания грунтов изменяется от 1,4 до 4,5 *м*. Меньше всего (1,4—1,9 *м*) промерзают суглинки и пески на высоких поймах рек, днищах котловин и около родников, где глубокому промерзанию их, помимо значительного увлажнения, препятствуют потоки грунтовых вод. В относительно сухих местах глубина сезонного промерзания возрастает до 2,3—3,3 *м* в суглинистых и до 3—4,5 *м* в песчаных грунтах. Расчеты, произведенные по метеостанциям Хара, Шамар, Маньт, Шинэ-Чойр, Ундэр-Хан, Дурвэлджин и Кобдо показывают, что установленные диапазоны изменения глубин сезонного промерзания грунтов близки к предельным (см. рис. 9). Согласно расчету, глубина сезонного промерзания суглинков составляет 1,6—2,4 *м*, а в песках достигает 2—4,5 *м*.

Более детально изменение мощности сезоннопромерзающего слоя, а также хода сезонного промерзания и оттаивания грунтов на различных участках можно проследить на примере данных, полученных в г. Дархан. Этот город — один из крупнейших, быстро развивающихся промышленных центров Монголии. Он расположен в 190 *км* к северу от г. Улан-Батор. Многолетнемерзлые породы в районе города отсутствуют. Ввиду очень малого срока работ (19.VI 1970 г.— 2.VII 1970 г.) там были проведены только разовые измерения глубин сезонного промерзания и оттаивания грунтов. Для получения годового хода промерзания и оттаивания можно воспользоваться данными метеостанции Барун-Хара, расположенной примерно в 60 *км* южнее г. Дархан. На ней проводятся измерения

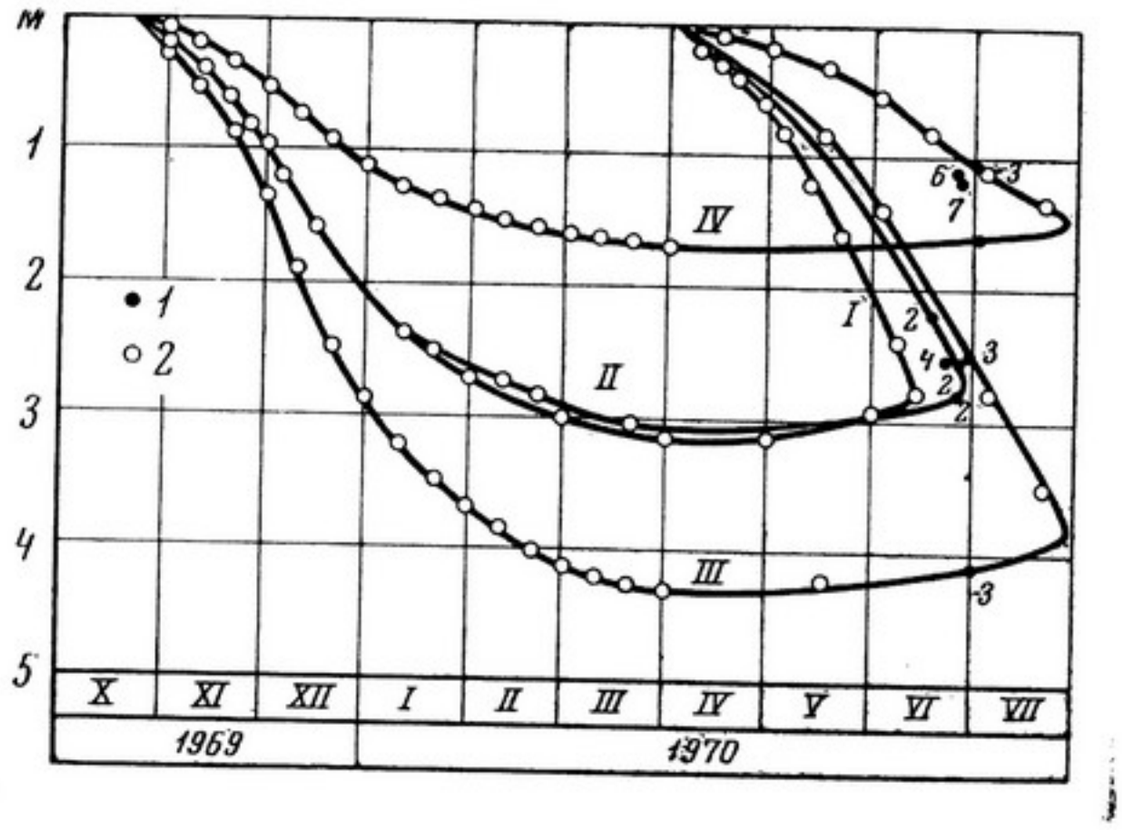


Рис. 13. Ход сезонного промерзания и оттаивания грунтов на площадке метеостанции в Барун-Хара (*I*) и в г. Дархан: в ложбине на южном склоне (*II*), на склоне северной экспозиции (*III*) и на высокой пойме р. Хары (*IV*)

1 — данные фактических замеров и номер выработки; *2* — расчетные точки

температуры грунта на глубинах от 0,2 до 2,4 *м*. По этим данным построен график хода сезонного промерзания и оттаивания грунтов (рис. 13), по которому был вычислен темп сезонного промерзания и протаивания грунтов (рис. 14).

Полученные графики использовались для расчета хода сезонного промерзания и оттаивания на различных элементах рельефа в г. Дархан. В основу таких расчетов были положены данные, непосредственно полученные при проходке шурфов и скважин.

В узкой ложбине, врезанной на 6—7 *м* в склон юго-западной экспозиции, с 19 по 26 июня 1970 г. сезонномерзлый слой был вскрыт в интервале 2,2—2,8 *м* (см. рис. 13, *II*). Исходя из того, что оттаивание грунтов в г. Дархан начинается в начале апреля и в течение недели, пока велись наблюдения, грунты сверху оттаивали по 5—6 *см* в сутки (плюс на некоторую величину снизу), легко установить, что оставшийся мерзлый слой мощностью 23 *см* оттает к 29 июня, что произойдет на глубине 2,75 *м*. Принимая оттаивание снизу, как и в Барун-Хара, равным 12%, можно считать, что зимой 1969/70 г. в ложбине грунты промерзали до глубины 3,2 *м*. Знание максимальной глубины и темпа сезонного промерзания дает возможность определить глубину промерзания на любой день (см. рис. 13, *II*).

Ход сезонного оттаивания был рассчитан по предложенному выше способу. Оказалось, что в ложбине песчаные грунты, влажность которых в талом слое изменяется от 4 до 10% и достигает 22% в сезонномерзлом, оттаивают на 15 дней позже, чем на площадке метеостанции. На открытом же участке того же склона, где влажность аналогичных грунтов составляет всего 2—7%, оттаивание сезонномерзлого слоя происходит примерно на 15 дней раньше. В пылеватых песчано-супесчаных грунтах на открытом участке склона промерзание и оттаивание происходит так же, как в ложбине в песчаных грунтах (см. рис. 13, *II, 4*). Максимальная глубина сезонного промерзания грунтов в районе г. Дархан (4,3 *м*) была установлена на склоне северо-восточной экспозиции в супесчано-песчаных пылеватых грунтах, влажность которых равнялась 5—10%. Здесь оттаивание мерзлых пород завершается лишь в конце июля (см. рис. 13, *III*).

Минимальная глубина сезонного промерзания наблюдалась на высокой пойме р. Хары, где суглинисто-супесчаные и суглинисто-песчаные грунты с влажностью 16—25% промерзают до глубины 1,7 *м*. Благодаря значительному увлажнению такие грунты оттаивают в 2—2,5 раза медленнее, чем на сухих участках. Поэтому полное оттаивание сезоннопромерзающего слоя даже при такой небольшой его мощности завершается лишь к концу июля (см. рис. 13, *IV*).

Таким образом, для района г. Дархан было выявлено, что, во-первых, сезонное промерзание грунтов начинается в третьей декаде октября, а заканчивается в конце марта; во-вторых, оттаивание сезонномерзлого слоя начинается в начале апреля, а завершается на сухих склонах южной

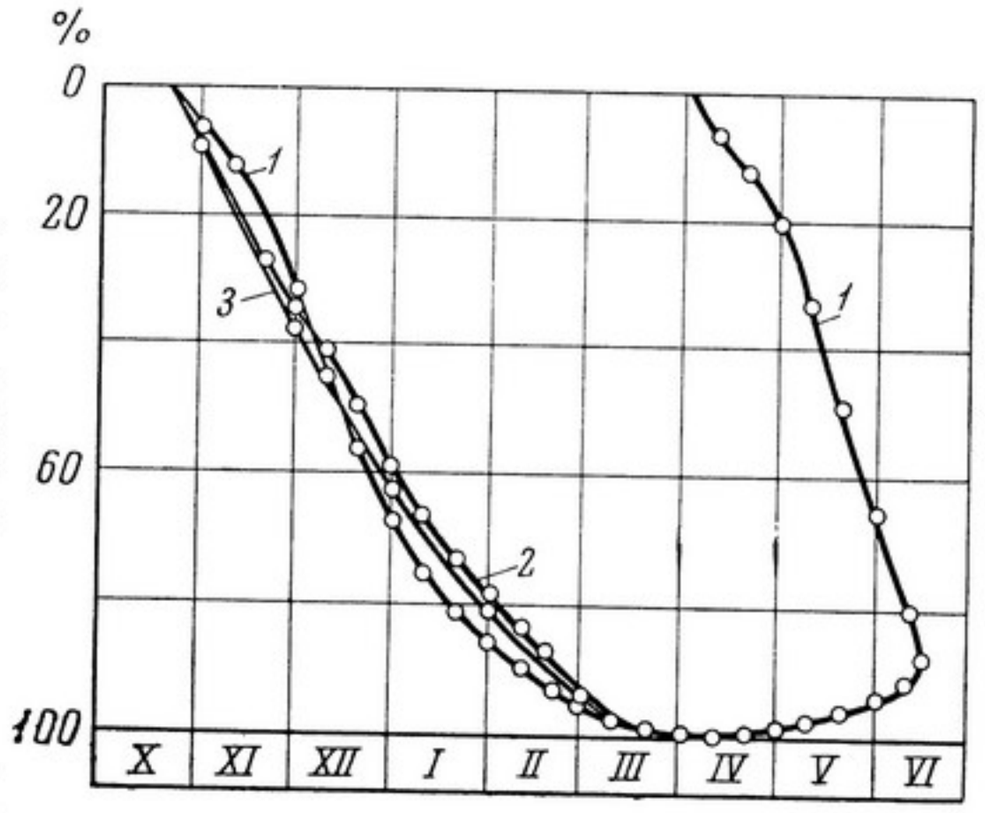


Рис. 14. Темп сезонного промерзания – оттаивания грунтов зимой 1969/70 г. в Барун-Хара (фактический – *1*, расчетный – *2*) и средний многолетний расчетный темп сезонного промерзания по станциям Хара и Шамар (*3*)

экспозиции в конце мая — начале июня, на сухих ровных участках с супесчано-песчаными грунтами — в середине июня, в ложбинах и верхних частях склонов с аналогичными грунтами — к концу июня, а на супесчано-песчаных склонах северной и восточной экспозиции и на супесчано-суглинистых пойменных участках — в конце июля и, в-третьих, в среднем для всех участков можно принять, что сверху оттаивает около 88% сезоннопромерзающего слоя, а за счет притока тепла снизу — около 12%. Те же закономерности прослеживаются по метеостанциям Маньт, Шинэ-Чойр и Ундэр-Хан (см. рис. 11), и в первом приближении их можно распространить на все участки, расположенные восточнее г. Арбай-Хэрэ (103° в. д.). На западе Монголии, в Котловине Больших Озер (см. рис. 11, станция Кобдо), при таких же сроках сезонного промерзания оттаивание песчаных грунтов завершается уже в конце апреля. Подобными же сроками промерзания и оттаивания грунтов характеризуется, по-видимому, и Долина Озер.

В пределах островков многолетнемерзлых пород установленные глубины сезонного протаивания грунтов изменяются от 0,9 до 2,8 *м*. Наименьшие глубины сезонного протаивания (0,9—1,5 *м*) отмечены в грунтах, имеющих мощный (0,2—0,3 *м*) гумусовый горизонт и плотную дернину.

Расчеты, проведенные по данным перечисленных выше метеостанций, показывают, что при наиболее вероятных значениях влажности и теплофизических характеристик (см. табл. 8) потенциальная глубина сезонного протаивания в суглинках будет изменяться от 1,9 до 2,7 *м*, а в песках — от 2,2 до 5 *м*. Она на 0,2—0,5 *м* больше действительных глубин сезонного промерзания, поэтому в пределах данного высотного пояса, в основном, нет условий для образования многолетнемерзлых пород. Однако в переувлажненных гумусированных грунтах с плотной дерниной глубины сезонного протаивания резко сокращаются, в то время как глубины сезонного промерзания остаются в указанных пределах. Это и приводит к образованию здесь островков многолетнемерзлых пород. В увлажненных песках и суглинках уничтожение снежного покрова, мощность которого, в основном, составляет 2—5 *см*, приведет к началу образования перелетков,

а при систематическом уничтожении снега — и многолетнемерзлых пород, в то время как в сухих грунтах этого не произойдет.

В пределах высотного пояса редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород, занимающих не более 5% территории, установлено, что глубина сезонного промерзания грунтов изменяется от 1,1 до 4,5 *м*.

Как и в пределах нижележащего высотного пояса, здесь наименьшие глубины сезонного промерзания (1,1—1,9 *м*) отмечаются на поймах и низких террасах рек. Столь малые значения их обусловлены потоками грунтовых вод в гравийно-галечных пойменных отложениях крупных рек, а в северо-западных отрогах Хэнтэя еще и возрастанием мощности снежного покрова. Особенно заметно влияние снега на глубины сезонного промерзания проявляется в верховьях р. Иро, где по словам местных жителей, его мощность достигает 40—60 *см*.

На относительно сухих участках и в малоснежных районах глубина сезонного промерзания в суглинистых грунтах в зависимости от количества крупнообломочного материала изменяется от 1,8 до 4 *м*, а в песчаных, от 2,1 до 4,5 *м*. Расчеты, проведенные по данным метеорологических станций Улясутай, Галут, Цэцэрлэг, Булган, Улан-Батор и Дава, расположенных в пределах характеризуемого высотного пояса, показывают, что в «чистых» суглинках и песках в зависимости от их увлажнения глубины сезонного промерзания изменяются соответственно от 1,6 до 2,4 *м* и от 1,9 до 4,8 *м* (см. рис. 9).

В пределах островов многолетнемерзлых пород глубины сезонного протаивания грунтов изменяются от 0,6 до 4,8 *м*. В таких местах увлажненные суглинки протаивают лишь до глубины 0,6—1,9 *м*. На делювиально-пролювиальных шлейфах в составе грунтов начинают преобладать песчаные и крупнообломочные фракции и глубина сезонного протаивания их увеличивается до 2,4—3,7 *м*, а в населенных пунктах достигает 4—4,8 *м*.

Расчеты, проведенные по вышеперечисленным населенным пунктам, показывают, что вероятнее всего глубины сезонного протаивания в суглинках будут изменяться от 1,7 до 2,4 *м*, а в песках от 1,9 до 4,8 *м*. Сравнение расчетных глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов в пределах описываемого высотного пояса показывает, что диапазоны их изменения практически одинаковы. Это значит, что природные условия здесь таковы, что даже небольшие изменения каких-либо факторов в ту или иную сторону могут привести либо к образованию на отдельных участках многолетнемерзлых пород, либо, наоборот, к их полному протаиванию. Поэтому, в частности, на заболоченных днищах долин и котловин, где температуры грунтов всегда ниже, практически повсеместно встречаются острова многолетнемерзлых пород, в то время как их нет на сухих участках. Кроме того, как показали работы на Шараингольском угольном месторождении, осушение участков приводит к значительному сокращению площади распространения островов многолетнемерзлых пород, а в дальнейшем, возможно, приведет и к их полному протаиванию.

В большинстве котловин мощность снега изменяется от 2 до 6 *см*. Как следует из расчетов, его уничтожение приведет почти повсеместно к образованию многолетнемерзлых пород. Лишь в районе г. Цэцэрлэг, где мощность снега в среднем составляет 2 *см*, уничтожение его на песчаных грунтах может и не привести к образованию многолетнемерзлых пород (см. рис. 9). Ход сезонного промерзания и оттаивания грунтов известен лишь по станциям Дава, Улан-Батор и Булган (см. рис. 11). Эти данные могут быть использованы для характеристики динамики промерзания — оттаивания супесчаных грунтов на относительно сухих участках котловин. Ход сезонного промерзания и оттаивания на других участках, а также сезонного протаивания в пределах островов многолетнемерзлых пород может быть определен по данным непосредственных измерений по предложенным выше расчетным методам.

В пределах высотного пояса островного распространения многолетнемерзлых пород глубины сезонного промерзания грунтов установлены лишь на месторождении Эрдэнтуин-Обо, в г. Мурэн и по трассе автодороги Мурхэн — Эгыйнгольская угольная шахта, где они изменяются от 2,1 до 3,9 *м*. Острова многолетнемерзлых пород, наоборот, обследованы в различных частях Монголии, где глубины сезонного протаивания грунтов изменяются от 0,6 до 3,1 *м*. Более или менее подробно закономерности сезонного промерзания и протаивания грунтов на различных участках изучены на месторождении Эрдэнтуин-Обо с 30 июля по 4 августа 1970 г.

Для восстановления полного хода сезонного промерзания и оттаивания грунтов на месторождении были использованы данные по метеостанции

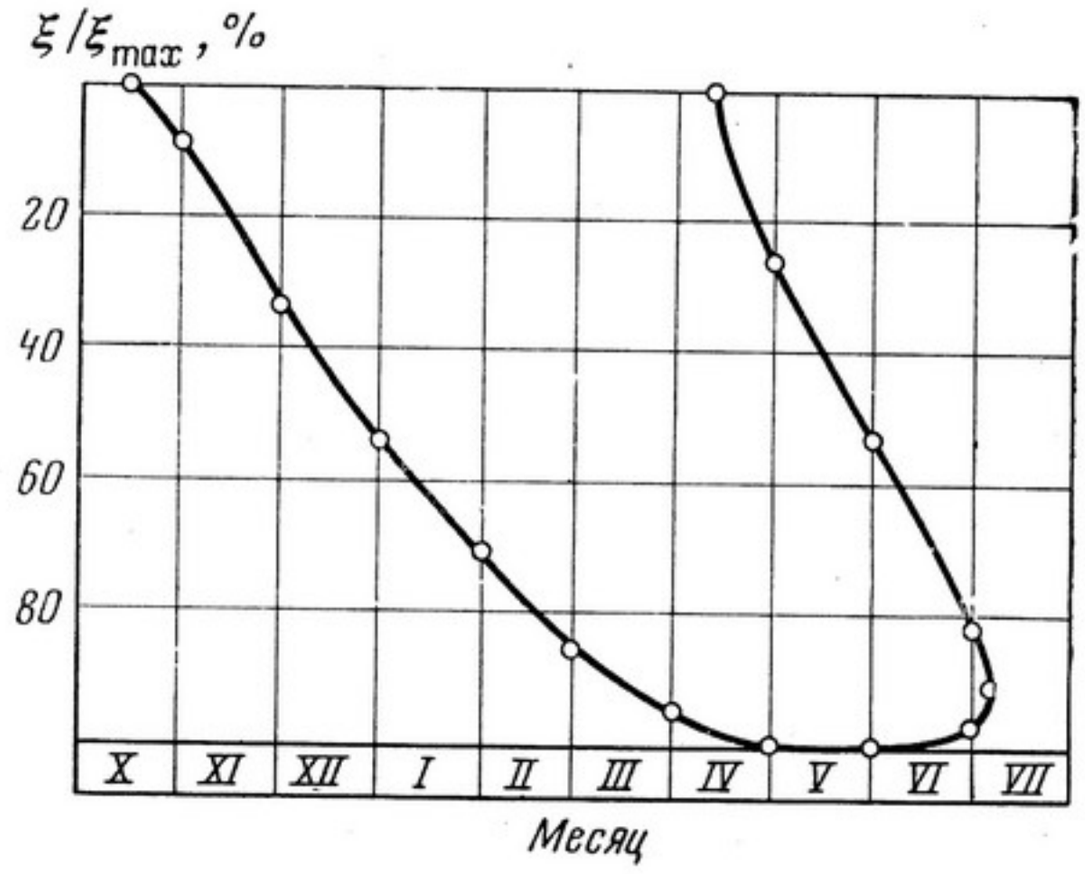


Рис. 15. Темп сезонного промерзания и оттаивания грунтов в г. Булган

в г. Булган, расположенной примерно в 60 *км* юго-западнее Эрдэнтуин-Обо (рис. 15 и 16, *I*). Наименьшие глубины сезонного промерзания установлены на днище котловины и на надпойменной террасе ручья Эрдэнтын-Гол, где влажность грунтов достигает 25—48%, а теплопроводность их в талом состоянии составляет всего 0,7—0,9 *ккал/м · час · град*. Благодаря большой теплоемкости, грунты на таких участках оттаивают очень медленно. Поэтому оттаивание сезонномерзлого слоя мощностью 2,3 *м* заканчивается только в первой половине сентября (рис. 16, *II, III*).

На пологих безлесных склонах сезоннопромерзающий слой представлен пылеватыми супесями и суглинками, подстилающимися разнозернистыми песками со щебнем гранодиоритов. Влажность грунтов в оттаявшем слое изменялась от 9 до 27%, а в сезонномерзлом достигала 42%. Теплопроводность этих грунтов в талом состоянии изменялась от 0,95 до 0,99 *ккал/м · час · град*. По расчетным данным, максимальная глубина сезонного промерзания грунтов на таких участках может достигнуть 3,5—3,7 *м*, а оттаивание их произойдет к 20—26 августа (рис. 16, *IV, V*).

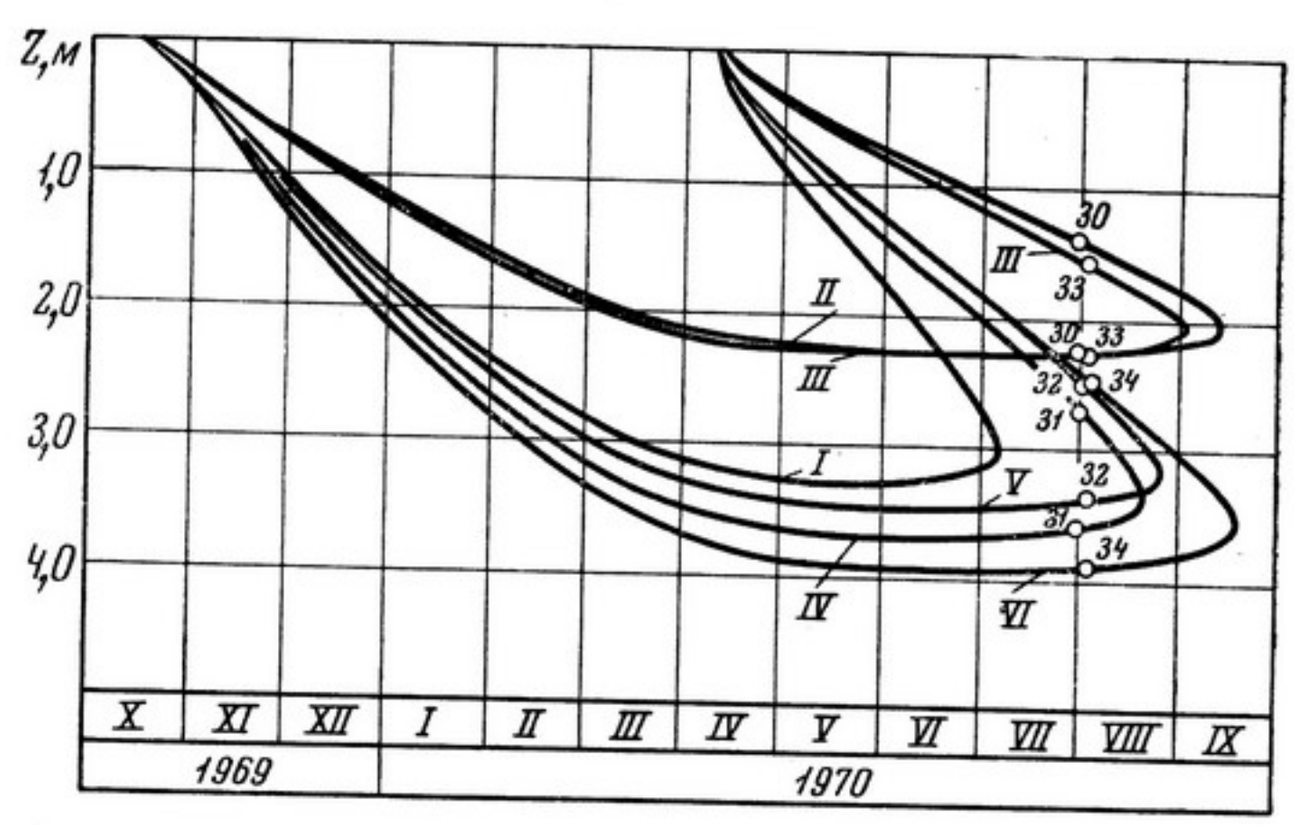


Рис. 16. Ход сезонного промерзания и оттаивания грунтов в г. Булган (*I*) и в районе горы Эрдэнтуин-Обо: на днище котловины (*II*), на надпойменной террасе ручья Эрдэнтын-Гол (*III*), на склоне (4°) юго-юго-восточной экспозиции (*IV*), на шлейфе (4°) северной экспозиции (*V*) и на крутом (14°) северном склоне (*VI*)

(по данным фактических замеров; арабские цифры — номер выработки)

В нижней части крутого (14°) залесенного склона горы Эрдэнтуин-Обо рыхлые отложения имеют мощность, лишь немного превышающую 4 *м*. Они представлены щебнем и дресвой гранодиоритов, покрытых суглинисто-супесчаными пылеватыми отложениями мощностью 1,3 *м*. Влажность верхнего суглинисто-супесчаного слоя изменяется от 14 до 34%, в талом щебенисто-дресвяном грунте она равна 7—9%, а в мерзлом возрастает до 26%. На этом участке склона отмечена максимальная для месторождения мощность сезоннопромерзающего слоя — 3,9 *м*; полное оттаивание его завершается только к середине сентября (рис. 16, *VI*).

Многолетнемерзлые породы на месторождении занимают лишь небольшой участок в верхней части северного залесенного склона горы Эрдэнтуин-Обо (см. рис. 26). Глубины сезонного протаивания грунтов здесь были определены при измерении температуры в четырех скважинах и при проходке шурфа 35. Они изменялись от 1,55 до 4,20 *м*. Было установлено, что глубины сезонного протаивания грунтов, определенные в скважинах, в 2—2,5 раза больше, чем в шурфе 35. Эта разница, по-видимому, обусловлена нарушением естественных условий в местах расположения скважин.

Для определения максимальных глубин сезонного протаивания грунтов по разовому замеру можно воспользоватся графиком (рис. 17), который можно рассчитать по температурам воздуха (Заболотник, 1966а), используя данные метеорологической станции в г. Булган. Расчеты показывают, что максимальная мощность сезоннопротаивающего слоя на ненарушенном участке не превышает 1,9 *м*, а в местах расположения скважин достигает 3,7—5,3 *м* (рис. 18).

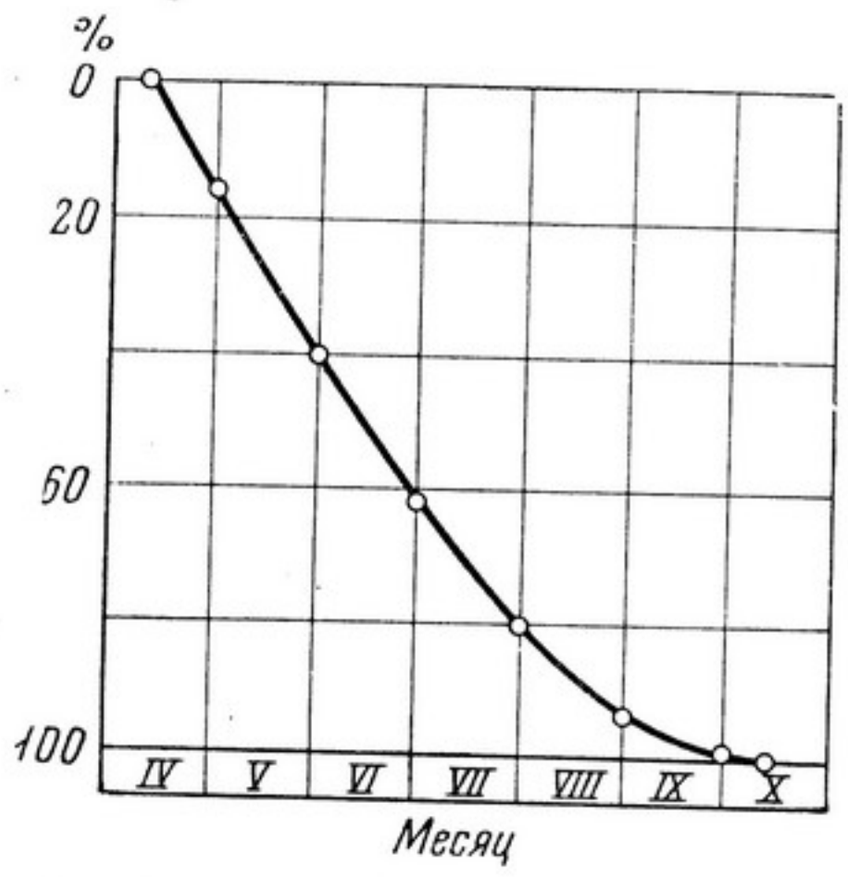


Рис. 17. Расчетный темп сезонного протаивания грунтов в Булгане

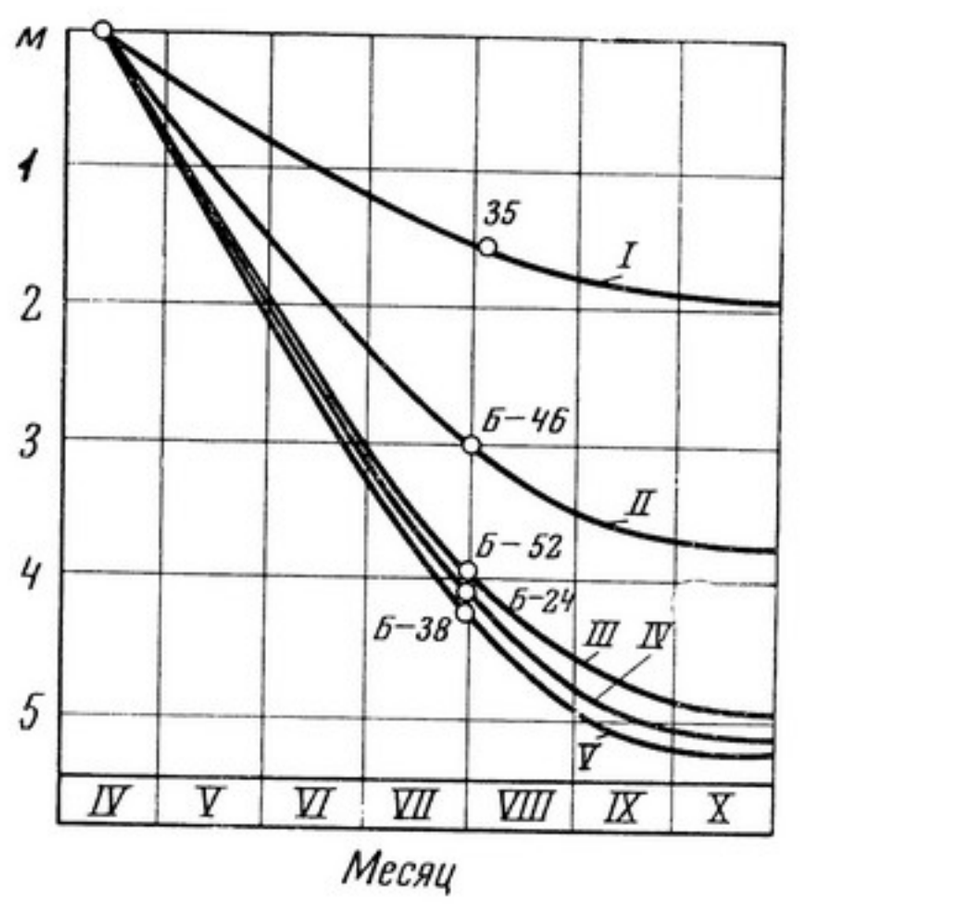


Рис. 18. Ход сезонного протаивания грунтов на северном склоне горы Эрдэнтуин-Обо, по данным фактических замеров выработок

Установленные глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов, по-видимому, не отражают полного диапазона их изменения в пределах высотного пояса островного распространения многолетнемерзлых пород, поскольку они получены по сравнительно небольшому числу выработок. По расчету, глубины сезонного промерзания в суглинках изменяются от 2 до 2,3 *м*, в песках от 2,4 до 4,4 *м*, а глубины сезонного протаивания составляют соответственно 1,7—2,5 *м* и 2—4,7 *м*. Как следует из расчетов, в увлажненных грунтах глубины сезонного промерзания на 0,3—0,4 *м* больше глубин протаивания. Следовательно, в таких грунтах условия благоприятны для образования многолетнемерзлых пород. В сухих грунтах, наоборот, возможные глубины сезонного протаивания на 0,2—0,3 *м* больше глубин промерзания и там, как правило, многолетнемерзлых пород нет.

В пределах высотных поясов прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород глубина сезонного промерзания не была установлена ни в одной из выработок. Это и понятно, так как высотный пояс прерывистого распространения занимает всего 1,8% территории Монголии, а в пределах высотного пояса сплошного распространения многолетнемерзлых пород таликов мало, да и приурочены они, в основном, к руслам крупных рек и к крупным озерам.

Глубины сезонного протаивания грунтов, установленные в Хангай-Хэнтэйской горной области, изменяются от 0,5 до 4,2 *м*. На заболоченных северных склонах и днищах котловин довольно часто распространен моховой покров с торфянистым горизонтом. Естественно, что на таких участках отмечены минимальные для всей Монголии глубины сезонного протаивания, составляющие 0,5—1,2 *м*. В озерных суглинках глубины сезонного протаивания обычно не превышают 1,5—2 *м*, а в валунно-галечных отложениях достигают 4,2 *м*.

В пределах рассматриваемых поясов метеорологическая станция имеется лишь в г. Хатгал. Поэтому возможные изменения глубин сезонного промерзания и протаивания в суглинках и песках можно рассчитать только для этого района. В среднем расчетные глубины сезонного промерзания при мощности снежного покрова, равной 2 *см*, в суглинках изменяются от 2 до 2,3 *м*, в песках — от 2,4 до 4,6 *м*, а глубины сезонного протаивания соответственно составляют 1,6—2 и 1,9—4 *м*. Следовательно, в любых условиях потенциальные глубины сезонного промерзания на 0,3—0,4 *м* в суглинках и на 0,4—0,5 *м* в песках больше глубин сезонного протаивания, что и приводит к повсеместному образованию многолетнемерзлых пород.

Кроме того, следует иметь в виду, что в г. Хатгал абсолютные отметки местности изменяются около 1650—1700 *м*. В большинстве же случаев в пределах рассматриваемых высотных поясов отметки местности превышают 2000 *м* и там, конечно, среднегодовые температуры воздуха будут ниже. Но в высокогорье возрастает мощность снежного покрова, предохраняющего грунты от охлаждения. К сожалению, в горах нет ни одной метеостанции, поэтому количественно оценить влияние этих факторов не удается. По аналогии с Северным Забайкальем (Некрасов и др., 1967) можно предположить, что в высокогорье грунты охлаждаются сильнее и там следует ожидать минимальных глубин сезонного протаивания грунтов.

* * *

Изложенные региональные особенности сезонного промерзания и протаивания грунтов отражены на карте, составленной на основе методики В. А. Кудрявцева (1959 б, в; Кудрявцев и др., 1961; Методика комплексной..., 1970). На карте показаны типы сезонного промерзания и сезонного протаивания грунтов, в основу выделения которых положены генезис, состав и мощность рыхлых четвертичных отложений, их влажность, средняя годовая температура на подошве сезоннопромерзающего (протаивающего) слоя и годовая амплитуда колебаний средних месячных температур на поверхности почвы (рис. 19).

НОРМАТИВНЫЕ И РАСЧЕТНЫЕ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ГРУНТОВ И ГЛУБИНЫ ЗАЛОЖЕНИЯ ФУНДАМЕНТОВ НА СЕЗОННО- И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

Характеристика глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов в естественных условиях еще не дает представления о глубинах заложения фундаментов зданий и сооружений. Для этого необходимо знать нормативную и расчетную глубины сезонного промерзания и сезонного протаивания грунтов.

Под нормативной глубиной сезонного промерзания грунта понимается такая прогнозная минимальная глубина промерзания, «...при которой будут отсутствовать процессы пучения и выпучивания фундаментов сооружений и которая будет формироваться:

а) при данных климатических условиях района строительства в наиболее суровую зиму;

б) в естественных грунтах с учетом планировки, подсыпки, срезки при влажности грунта, равной порогу пучения;

в) под оголенной поверхностью или под газонами, искусственными покрытиями, в условиях затенения или на обогреваемой солнцем стороне, а также с учетом других условий, предусмотренных проектом данного сооружения» (Кудрявцев, 1971, стр. 36).

В области глубокого сезонного промерзания грунтов, к которой относится территория Монголии, глубина заложения фундаментов зданий с малым тепловыделением определяется глубиной промерзания, формирующейся при влажности пород, равной влажности порога пучения ($w_{пп}$). В. А. Кудрявцев (1971) предложил эту влажность определять по формуле:

$$w_{пп} = (w_п \cdot 0{,}9 - w_н) \cdot k + w_н, \qquad (14)$$

где $w_п$ — полная влагоемкость грунта, $w_н$ — количество незамерзшей воды; k — коэффициент, в условиях континентального и резко континентального климата равный 0,6.

Ввиду того что во время полевых работ полная влагоемкость и количество незамерзшей воды не определялись, приближенная их оценка может быть проведена по литературным источникам. Считается установленным (Сергеев, 1959; Вотяков, 1961), что полная влагоемкость грунтов составляет в среднем в песках около 25%, в супесях — 30%, в суглинках — 40% и в глинах — 60%. Содержание незамерзшей воды в типичных грунтах при их промерзании, по данным З. А. Нерсесовой (Общее мерзлотоведение, 1974), достигает в песках 1%, в супесях — 5%, в суглинках — 9% и в глинах — 13%. Подставляя эти значения полной влагоемкости и количества незамерзшей воды в уравнение (14), получим, что влажность порога пучения в пылеватых песках изменяется от 13 до 17%, в супесях равна 18%, в суглинках — 25% и в глинах — 38%.

Условия формирования температурного режима горных пород рассмотрены в следующей главе, а предельные изменения температур для каждой разновидности рыхлых четвертичных отложений в конкретных условиях местоположения отображены на карте сезонного промерзания и протаивания грунтов (рис. 19).

Анализ данных многолетних наблюдений за температурой воздуха по 49 метеостанциям показал, что физические амплитуды годовых колебаний средних месячных температур воздуха в Монголии изменяются в пределах $\pm 4°$ по сравнению со средней многолетней, а максимальные их значения достигают 23—29°. Расчет по методике В. А. Кудрявцева (Методика комплексной..., 1970) по данным 12 метеостанций показал, что за счет радиационной поправки амплитуда на оголенной от снега и растительности поверхности будет на 3—5° выше. Следовательно, предельные значения амплитуды годовых колебаний температуры на оголенной поверхности в Монголии составляют 28—33°.

Знание теплофизических характеристик грунтов, предельных значений амплитуд годовых колебаний температуры и средних годовых температур грунтов позволяет по номограммам, составленным В. А. Кудрявцевым и В. Г. Меламедом по формуле В. А. Кудрявцева (Методика комплексной..., 1970), определить нормативные глубины промерзания различных грунтов в Монголии, которые можно рекомендовать в качестве минимальных глубин заложения фундаментов зданий с малым тепловыделением (с неотапливаемым техническим подпольем).

Таблица 13

Нормативные глубины промерзания грунтов в Монголии

Генезис отложений	Состав	Максимальная физическая амплитуда на оголенной поверхности грунта (в °С)	Средняя годовая температура поверхности грунтов в самый холодный год (в °С)	Влажность порога пучения заполнителя (в %)	Нормативная глубина промерзания (в *м*)
Элювиальные	Щебенисто-дресвяный грунт с супесчано-суглинистым заполнителем	28 29	0 2	15—25	2,4—2,9 2,2—2,5
	Щебенисто-дресвяный грунт с песчаным или суглинисто-супесчаным заполнителем	32	0	15—20	2,7—3,0
	Супеси и суглинки со щебнем, иногда с галькой	30	2	18—25	2,2—2,4
	Суглинки, супеси и пески	30	2	15—25	2,2—2,6
Склоновые	Щебенисто-дресвяный грунт с песчаным и суглинисто-супесчаным заполнителем	33 33	0 3	15—20	2,7—3,0 2,4—2,6
Пролювиальные	Щебенисто-дресвяный грунт с песчаным и супесчаным заполнителем	33 32	0 3	13—18	2,7—3,1 2,4—2,7
Аллювиальные и аллювиально-пролювиальные	Переслаивающиеся пылеватые пески, супеси и суглинки с включениями гальки и гравия	33 32	0 2	15—25	2,6—3,0 2,3—2,6
Озерно-пролювиальные	Суглинки и супеси, переслаивающиеся с песками и галечниками, с примесью щебня	32 32	0 3	13—25	2,6—3,1 2,2—2,6
Озерные	Пылеватые суглинки, супеси и пески, редко с галькой и щебнем	33	0	15—25	2,6—3,0
Эоловые	Пески перевеянные	33 32 32	0 2 5	13—17	2,8—3,1 2,5—2,7 2,2—2,4

Расчеты показали, что фундаменты таких зданий можно закладывать на глубину от 2,2 до 3,1 *м* (табл. 13), несмотря на то, что глубина сезонного промерзания грунтов в Монголии достигает 4,5—5 *м*. Это объясняется тем, что в подавляющем числе случаев грунты в республике представлены непучинистыми относительно сухими обломочными и крупноскелетными грунтами с незначительным количеством тонкодисперсного заполнителя. В тех же случаях, когда сезоннопромерзающий слой представлен тонкодисперсными грунтами, пучение их будет происходить только при больших значениях влажности и, следовательно, такие грунты всегда будут промерзать на меньшую глубину, чем указано в табл. 13.

Нормативные глубины сезонного протаивания грунтов принимаются равными «...наибольшей из ежегодных максимальных глубин сезонного оттаивания грунта по данным наблюдений (за срок не менее 10 лет) за фактическим оттаиванием грунтов на осушенной площадке без растительного и торфяного покрова, очищаемой весной от снега. При отсутствии данных многолетних наблюдений нормативную глубину сезонного оттаивания грунта $H_T{}^H$ разрешается определять путем теплотехнического расчета» (СНиП II — Б. 6—66, стр. 11). Расчет следует проводить для условий, соответствующих вышеизложенной формулировке, т. е. для наиболее теплого года при минимальной влажности грунтов с оголенной поверхностью.

Таблица 14

Нормативные глубины протаивания грунтов и минимальные глубины заложения фундаментов на многолетнемерзлых породах в Монголии

Генезис отложений	Состав	Максимальная физическая амплитуда на оголенной поверхности грунта (в °С)	Средняя годовая температура поверхности грунта в самый теплый год (в °С)	Минимальная влажность грунта (в %)	Нормативная глубина протаивания (в *м*)	Минимальная глубина заложения столбчатых (первая цифра) и свайных фундаментов при сохранении грунтов основания в мерзлом состоянии (в *м*)		
						внутренних стен	наружных стен с отмостками	
							без асфальтовых покрытий	с асфальтовыми и прочими покрытиями
Элювиальные	Щебенисто-дресвяный грунт с супесчано-суглинистым заполнителем	27	—2	2,5	4,2	4,4—5,4	5,2—6,2	6,0—7,0
			0		4,9	4,9—5,9	5,9—6,9	6,9—7,9
Склоновые	Щебенисто-дресвяный грунт с супесчано-суглинистым заполнителем	33	—2	10	4,0	4,2—5,2	5,0—6,0	5,8—6,8
			0		4,6	4,7—5,7	5,6—6,6	6,5—7,5
Аллювиальные и аллювиально-пролювиальные	Переслаивающиеся пылеватые пески, супеси и суглинки с включениями гальки и гравия	33	—2	15	3,9	4,1—5,1	4,9—5,9	5,7—6,7
			0	10	4,9	4,9—5,9	5,9—6,9	6,9—7,9
Озерные	Пылеватые суглинки и супеси	33	—2	25	2,5	3,0—4,0	3,5—4,5	0 4,0—5,
	Пылеватые суглинки, супеси и пески		—1	15	3,0	3,4—4,4	4,0—5,0	4,6—5,6
			0	10	3,5	3,8—4,8	4,5—5,5	5,2—6,2

Оценка средних годовых температур грунтов в наиболее теплые годы и амплитуд годовых колебаний температуры на оголенной поверхности произведена аналогичным путем как для сезоннопромерзающих грунтов. Эти параметры, а также минимальные пределы влажности и соответствующие им теплофизические характеристики грунтов позволили по номограммам В. А. Кудрявцева и В. Г. Меламеда (Методика комплексной..., 1970) установить, что нормативные глубины сезонного протаивания изменяются от 2,5—3 *м* в озерных пылеватых суглинках и супесях до 4,6—4,9 *м* в элювиальных, склоновых, аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях (табл. 14). Сравнение нормативных глубин протаивания грунтов с таковыми в естественных условиях показывает, что первые на 0,5—1,5 *м* больше.

Здания и сооружения обычно оказывают существенное влияние на глубину промерзания — протаивания грунтов. Для его учета определяются расчетные глубины сезонного промерзания ($H_м$) и сезонного протаивания ($H_т$) грунтов, в зависимости от которых назначаются глубины заложения фундаментов.

$$H_м = m_t \cdot H^н_м \tag{15}$$

$$\text{и} \quad H_т = m_t H^н_т, \tag{16}$$

где $H^н_м$ и $H^н_т$ — нормативные глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов, m_t — коэффициент теплового влияния зданий.

При определении расчетной глубины сезонного промерзания грунта под регулярно отапливаемыми зданиями с температурой воздуха в помещении не ниже 10° коэффициент m_t, согласно данным табл. 5 и главы СНиП II—Б. 1—62, в зависимости от конструкции полов принимается равным 0,7—0,9. Следовательно, минимальная глубина заложения фундаментов под такими зданиями сократится до 1,5—2,2 *м*. Исключение составляют скальные, крупнообломочные, песчаные и другие виды грунтов, предусмотренные в § 1, 2 и 5 табл. 6 главы СНиП II — Б. 1—62, глубина заложения фундаментов в которых не зависит от глубины промерзания.

При определении расчетной глубины сезонного протаивания грунтов для зданий с холодными подпольями m_t принимается равным от 0,8 до 1,2 (§ 4, 2 главы СНиП II — Б. 6—66). У наружных стен с отмостками без покрытий $m_1=1$, $H_т=H^н_т$. Там же, но с отмостками, имеющими асфальтовые и тому подобные покрытия, $m_t=1,2$, а $H_т$ возрастает до 3—6 *м*. У внутренних стен m_t принимается равным 0,8 и $H_т$ уменьшается до 2—4 *м*. Следовательно, минимальные глубины заложения столбчатых и других типов фундаментов, равные $H_т + 1$ *м* (СНиП II — Б. 6—66, табл. 2), на многолетнемерзлых породах в Монголии будут изменяться от 3 до 6,9 *м*, а свайных фундаментов, равных $H_т + 2$ *м* (табл. 2, так же) — от 4 до 7,9 *м* (см. табл. 14).

Таким образом, впервые для всей территории Монголии установлены научно-обоснованные нормативные глубины промерзания и протаивания грунтов, позволяющие правильно выбирать глубины заложения фундаментов для различных участков. Это дает возможность наиболее рационально использовать производственные силы страны, длительное время безаварийно эксплуатировать различные здания и сооружения и тем самым сэкономить большие государственные средства.

Глава IV

ТЕМПЕРАТУРА ГОРНЫХ ПОРОД

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД НА ПОВЕРХНОСТИ, В СЕЗОННОПРОМЕРЗАЮЩЕМ (ПРОТАИВАЮЩЕМ) СЛОЕ И В СЛОЕ ГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

Практически единственным источником данных, позволяющих оценить условия формирования температуры на поверхности грунтов, являются наблюдения метеорологических станций, сеть которых на территории Монголии расположена крайне неравномерно. Основная часть метеостанций расположена в пределах высотных поясов редкоостровного и спорадического распространения многолетнемерзлых пород и пояса сезонномерзлых пород, т. е. там, где многолетнемерзлые породы занимают немногим более 1% территории (табл. 15). Поэтому только для них можно получить довольно близкие к оптимальным диапазоны изменения температур воздуха, поверхности и поверхности грунтов.

Таблица 15

Диапазоны изменения средних годовых температур воздуха ($t_в$), поверхности($t_п$) и поверхности грунтов ($t_{п.г.}$) в пределах различных высотных поясов

Высотный пояс распространения пород		Количество метеостанций	Абсолютные отметки станций (в *м*)	$t_в$. °С	$t_п$. °С	$t_{п.г.}$ °С	Число определений $t_{п.г.}$	$t_{п.г.}$ для интервала $t_в$., по данным рис. 28
сезонномерзлых		13	600—1500	—0,7—+4,0	+2 — +5	3,3—7,8	4	+1,6—+8,0
многолетнемерзлых пород	спорадического	16	600—1850	—3,8—+0,9	—2 — +2	1,5—3,6	5	—1,4—+5,0
	редкоостровного	17	900—2100	—5,3—+0,1	—4 — +1	0,0—1,5	3	—2,8—+4,2
	островного	3	1250—2150	—6,8—-1,9	—	0,5	1	—4,2—+2,4
	прерывистого	Нет	—	—	—	—	0	—5 —+1
	сплошного	1	1680	—4,2	—	—	0	<0

По-видимому, также близки к действительным диапазоны изменения температур воздуха и в пределах высотного пояса островного распространения многолетнемерзлых пород (табл. 15), так как расположенные в его пределах метеостанции Тосон-Цэнгэл, Мурэн и Биндэр находятся вблизи границ этого пояса с соседними. Проследить изменения температуры воздуха в пределах высотных поясов прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород по одной лишь метеостанции в Хатгале невозможно. Для примерной оценки их воспользуемся картой средней годовой температуры воздуха в Монголии (см. рис. 2, в), из которой следует, что в пределах этих высотных поясов возможны изменения средних годовых температур воздуха от —2° до —4° и ниже.

Во избежание путаницы отметим, что температура поверхности почвы, измеряемая на метеостанциях (в дальнейшем мы будем называть ее температурой поверхности), по существу является температурой поверхности почвы только летом, а зимой — это температура поверхности снежного покрова, мощность и плотность которого не всегда известны. Поэтому температуру на поверхности почвы под растительным и снежным покровами мы будем называть температурой поверхности грунта. Ее, в частности, можно получить путем экстраполяции средних годовых температур на глубинах 0,2; 0,4; 0,8; 1,6; 2,4 и 3,2 *м*.

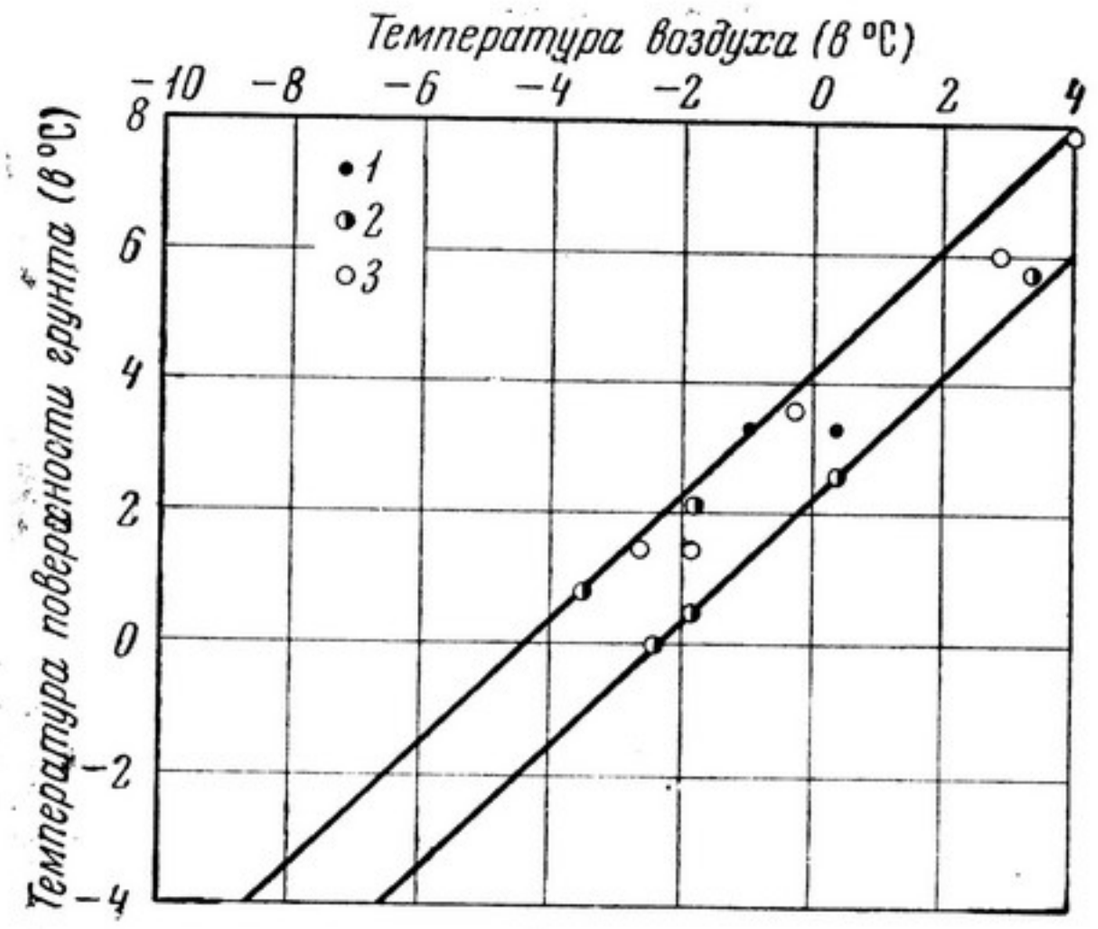


Рис. 20. Связь между средними годовыми температурами воздуха и поверхности грунта

1 — суглинок; *2* — супесь; *3* — песок. Прямые линии ограничивают диапазон изменения температуры поверхности грунта при определенной температуре воздуха

Диапазон изменения температуры поверхности грунта, которая по существу определяет возможность существования многолетнемерзлых пород, по данным метеостанций можно охарактеризовать лишь частично, так как число пунктов с известной температурой грунтов достигает только 13. Более близкие к истинным интервалы изменения средней годовой температуры поверхности грунтов для установленных диапазонов изменения средней годовой температуры воздуха в пределах каждого высотного пояса можно получить из графика связи между этими величинами (рис. 20). Такие интервалы (см. табл. 15) уже реально отражают существующие условия на поверхности грунтов для каждого высотного пояса. Например, становится совершенно очевидным, что для начала образования многолетнемерзлых пород в пределах пояса сезонномерзлых пород необходимо, чтобы средняя годовая температура поверхности грунтов понизилась более чем на 1,6°.

В пределах поясов спорадического и редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород в среднем температура поверхности грунтов положительная, но встречаются участки, где она отрицательна и соответственно там в первую очередь и отмечаются острова многолетнемерзлых пород. Для высотных поясов островного, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород температура поверхности грунта в среднем становится отрицательной, причем для двух последних поясов ее диапазоны даны лишь условно, ввиду примерной оценки температур воздуха.

Кроме оценки температуры поверхности грунта для различных высотных поясов, зависимость (рис. 20) показывает,что при одной и той же температуре воздуха температура поверхности песчаных грунтов, как правило, на 1—2° выше супесчано-суглинистых. Это лишний раз подтверждает приводимые в главах II и III факты наличия островов многолетнемерзлых пород в супесчано-суглинистых грунтах, в то время как в песчаных они отсутствуют.

Наиболее полное представление о температурах грунтов в пределах сезоннопромерзающего (протаивающего) слоя можно получить по данным метеорологических станций, где ведутся круглогодичные измерения.

Таблица 16

Минимальные (t_{min}), средние годовые ($t_{г.}$) и максимальные (t_{max}) температуры и амплитуды (A) на глубинах 1—4 *м* в пределах различных высотных поясов

Высотный пояс распространения пород		t_{min}	$t_{г.}$	t_{max}	A
		1 *м*			
сезонномерзлых		От —8 до —4	От 3,3 до 7,7	От 15,0 до 19,5	От 11 до 13
многолетнемерзлых пород	спорадического	» —11,0 » —6	» 1,5 » 4	» 13,7 » 16,0	» 10,5 » 12,5
	редкоостровного	» — 10,3 » —7	» 0,4 » 1,5	» 9,1 » 11,2	» 8,6 » 10,3
	островного	» — 15,0 » —12	» —0,2» 2,3	» 11,5 » 15,0	» 12,0 » 14,5

Таблица 16 (продолжение)

Высотный пояс распространения пород		t_{min}	$t_{г.}$	t_{max}	A
		2 *м*			
сезонномерзлых		От —2,6 до +0,8	От 3,4 до 8,0	От 10,5 до 15,2	От 5,5 до 8,7
многолетнемерзлых пород	спорадического	» —6,6 » —0,5	» 1,6 » 4,4	» 9,2 » 11,7	» 5,0 » 8,0
	редкоостровного	» —6,9 » —2,5	» 0,1 » 1,6	» 5,4 » 7,0	» 4,8 » 7,0
	островного	» —8,5 » —6,5	» 0,3 » 2,3	» 7,6 » 10,3	» 7,6 » 8,5

Таблица 16 (продолжение)

Высотный пояс распространения пород		t_{min}	$t_{г.}$	t_{max}	A
		3 *м*			
сезонномерзлых		От 0,0 до +3	От 3,4 до 8,0	От 7,8 до 13,2	От 4 до 6,2
многолетнемерзлых пород	спорадического	» —1,8 » +0,4	» 1,6 » 4,6	» 6,0 » 9,6	» 3,5 » 5,0
	редкоостровного	» —4,2 » —0,4	» 0,2 » 1,6	» 3,2 » 4,8	» 2,5 » 4,4
	островного	» —4,7 » —2,8	» 0,4 » 2,3	» 4,6 » 6,9	» 4,6 » 5,2

Таблица 16 (окончание)

Высотный пояс распространения пород		t_{min}	$t_{г.}$	t_{max}	A
		4 *м*			
сезонномерзлых		От +1,8 до +4,6	От 3,4 до 8,0	От 6,0 до 11,8	От 2,3 до 4,8
многолетнемерзлых пород	спорадического	» +0,5 » +1,6	» 1,6 » 4,6	» 4,0 » 8,5	» 1,7 » 3,4
	редкоостровного	» —1,7 » +0,7	» 0,2 » 1,6	» 1,5 » 3,1	» 0,8 » 1,7
	островного	» —1,6 » —0,3	» 0,4 » 2,3	» 2,8 » 5,6	» 2,2 » 3,0

Примечание. В пределах прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород температуры не измерялись.

В настоящее время мы располагаем средними многолетними данными температуры сезоннопромерзающих грунтов до глубины 3,2 *м* по десяти и годичными по четырем станциям. Измерения температуры сезоннопротаивающих и многолетнемерзлых грунтов на метеостанциях Монголии не производятся.

Эти данные позволяют приближенно оценить возможные диапазоны изменения средних годовых, минимальных и максимальных температур, а также амплитуды их колебаний в пределах различных высотных поясов на глубинах от 1 до 4 *м*, т. е. на глубинах, на которые производится заглубление фундаментов зданий и сооружений, а также установка опор линий электропередач и прокладка коммуникаций (табл. 16).

Кроме площадок метеостанций, данные о возможных предельных изменениях температуры грунтов на глубинах от 1 до 4 *м* были получены для г. Дархан и для месторождения Эрдэнтуин-Обо, где проведены измерения соответственно в восьми и в 19 скважинах.

Город Дархан расположен в пределах высотного пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород, но последние в его окрестностях отсутствуют, а для их образования необходимо, чтобы температура грунтов понизилась не менее чем на 4° (табл. 17).

Таблица 17

Средние годовые ($t_{г.}$), минимальные (t_{min}), максимальные (t_{max}) температуры и амплитуды (A) годовых колебаний температуры грунтов на глубине 1—4 *м* в г. Дархан

Глубина (в *м*)	t_{min}	$t_{г.}$	t_{max}	A
1	—7,5	4,1—4,3	15,5	11,5
2	—4,0	4,1—4,3	12,5	8,2
3	—1,0	4,2—4,3	9,0	5,0
4	—0,5	4,2—4,3	5,5	3,0

Температуры грунтов в г. Дархан вполне соответствуют диапазонам их изменения в пределах высотного пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород, полученным по данным метеостанций. Только на северных склонах возвышенностей в г. Дархан отрицательные температуры проникают глубже обычного — до 4—4,5 *м* и могут достигать —0,5°.

Для месторождения Эрдэнтуин-Обо, расположенного в пределах высотного пояса островного распространения многолетнемерзлых пород, отмечены следующие диапазоны изменения температур грунтов (табл. 18).

Данные интервалы изменения температуры грунтов на месторождении Эрдэнтуин-Обо также близки к таковым в пределах соответствующего высотного пояса. В области распространения остальных высотных поясов достаточного количества исходных данных для подобной оценки не имеется.

Годовые данные наблюдений за температурой грунтов на метеостанциях представляют большой интерес и в том отношении, что они позволяют, хотя и весьма приближенно, оценить глубины распространения годовых колебаний температуры (ГКТ). Это можно сделать, воспользовавшись законом затухания амплитуды температур с глубиной, имеющим следующий вид:

$$A_z = A_0 \cdot e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{kT}}}, \qquad (17)$$

Таблица 18

Осредненные минимальные (t_{min}), средние годовые ($t_{г.}$) и максимальные (t_{max}) температуры и амплитуды (A) на месторождении Эрдэнтуин-Обо

Глубина (в *м*)	t_{min}	$t_{г.}$	t_{max}	A
1	—9,6	1,4	12,3	11,0
2	—7,3	1,4	10,0	8,6
3	—3,6	1,4	6,4	5,0
4	0,0	1,4	2,9	1,5

где A_z — амплитуда температур на глубине z; A_0 — амплитуда температур на поверхности; k — коэффициент температуропроводности среды; T — период колебания, равный 1 году (в часах).

Согласно этому закону, глубина распространения ГКТ в горных породах определяется коэффициентом температуропроводности и амплитудой колебания температуры на поверхности. Однако, как показали данные многих исследователей в ряде районов СССР, в том числе и данные автора по р. Вилюй, расчет по формуле (17) не всегда приводит к желаемым результатам. В. А. Кудрявцев (1961) объяснил это влиянием фазовых переходов воды, происходящих в сезоннопромерзающем (протаивающем) слое. Поэтому он предложил глубину распространения ГКТ вычислять от подошвы сезоннопромерзающего (протаивающего) слоя. Тогда глубина распространения ГКТ от поверхности грунта (z_0), будет выражаться соотношением:

$$z_0 = z_{п.} + \sqrt{\frac{kT}{\pi}} \cdot \ln \frac{t_{г.}}{0{,}1}, \qquad (18)$$

где $t_{г.}$ — средняя годовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания): $z_п$ — глубина сезонного промерзания или протаивания грунта.

Для того чтобы воспользоваться соотношением (18), необходимо знать коэффициент температуропроводности грунта (k). Годовые измерения температуры грунтов до глубины 3,2 *м*, как правило, непригодны для этого, так как коэффициент температуропроводности грунтов в пределах сезоннопромерзающего слоя (k_1 в табл. 19) под влиянием фазовых переходов воды при промерзании — протаивании уменьшается в 2—3 раза, а вычисленные по нему глубины распространения ГКТ (z_1 там же) будут в 1,3—1,8 раза меньше наблюдаемых в действительности. Поскольку непосредственных определений коэффициента температуропроводности грунтов ниже подошвы сезоннопромерзающего слоя нет, то для оценки наиболее вероятных максимальных величин z_0 можно воспользоваться опубликованными значениями температуропроводности для талых песчанистых и глинистых горных пород (Иванов, 1969). Согласно указанным зависимостям, температуропроводность в талых песчанистых горных породах не превышает 0,0040 $м^2/час$, а в талых глинистых — 0,0023 $м^2/час$. Воспользовавшись этими значениями температуропроводности по соотношению (18), находим, что глубина распространения ГКТ в Монголии по 14 метеостанциям, расположенным в пределах высотных поясов сезонномерзлых и спорадического, редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых пород, изменяется от 4,8 до 17 *м* (табл. 19).

Для определения глубины распространения ГКТ в Монголии использованы также данные круглогодичных измерений температуры грунтов до глубины 23 и 10 *м* в городах Улан-Батор и Мурэн (см. главу I) и однора-

Таблица 19

Расчетные глубины распространения ГКТ (z_0) на площадках ряда метеорологических станций Монголии

Станция	Год	$t_г$, °С	$z_п$, (в м)	$k_1 \cdot 10^2$ (в $м^2$/час)	z_1 (в м)	$k_2 \cdot 10^2$, (в $м^2$/час)	z_2 (в м)	$z_0 = z_п + z_2$ (в м)	Состав грунта
Барун-Хара	1969	2,1	3,2	0,14	5,9	0,40	9,8	13,0	Супесь
Улан-Батор	Средняя многолетняя	0,6	3,9	0,15	3,7	0,40	6,1	10,0	»
Дава	То же	0,0	4,8	0,25	0,0	0,40	0,0	4,8	»
Маньт	»	1,6	3,6	0,14	5,5	0,40	9,3	12,9	Супесь, щебень
Шинэ-Чойр	»	3,1	3,5	0,22	8,5	0,40	11,5	15,0	» »
Сайн-Шанд	»	6,2	2,1	0,30	11,9	0,40	13,8	15,9	» »
Замын-Удэ	»	7,1	2,7	0,32	12,7	0,40	14,3	17,0	Песок
Далан-Дзадагад	»	8,0	1,7	0,25	11,6	0,40	14,7	16,4	»
Кобдо	»	4,6	2,8	0,32	11,4	0,40	12,7	15,5	Песок галечник
Тосон-Цэнгэл	1965	0,5	4,8	0,16	3,3	0,40	5,3	10,1	Песок с гравием и галькой
	1966	1,3	4,4	0,23	6,6	0,40	8,6	13,0	
	1967	1,3	4,2	0,20	6,0	0,40	8,5	12,7	
Мурэн	1968	2,3	4,2	0,19	7,2	0,40	10,4	14,6	Супесь
Булган	Средняя многолетняя	1,6	3,3	0,12	5,1	0,40	9,3	12,6	Песок, щебень
Ундэр-Хан	1968	3,2	2,4	0,28	9,7	0,28	9,7	12,1	Суглинок
Чойбалсан	Средняя многолетняя	3,4	3,0	0,13	6,7	0,23	8,9	11,9	Глина

зовые наблюдения за температурой горных пород в 45 скважинах глубиной от 25 до 180 *м*.

Измерения в г. Улан-Батор показали, что в 1968 г. по данным М. К. Гавриловой ГКТ затухали в интервале 11—16 *м*. Точнее глубину распространения ГКТ в 1968 г. в г. Улан-Батор можно определить по соотношению (17), которое позволяет по известным амплитудам ГКТ на различных глубинах установить коэффициент температуропроводности грунтов. Последний в интервале 6—11 *м* в среднем равен 0,0040 $м^2/час$. Принимая его таким же и в интервале 11—16 *м*, получаем, что в 1968 г. в г. Улан-Батор глубина распространения ГКТ составляла 12,4 *м*.

В 1969 г. амплитуды ГКТ на тех же самых глубинах в г. Улан-Батор были на 0,2—0,5° выше, чем в 1968 г. Если учесть, что коэффициент температуропроводности глубже 6 *м* в течение ряда лет остается практически неизменным, то по формуле (17) можно получить, что в 1969 г. в г. Улан-Батор ГКТ достигали глубины 13,5 *м*.

Стационарные наблюдения в г. Мурэн велись только до глубины 10 *м*. Для непосредственного определения глубины распространения ГКТ этот интервал глубин недостаточен, так как амплитуда ГКТ на глубине 10 *м* составляла 0,5°. Из уравнения (17) можно определить, что в интервале 5—10 *м*, т. е. ниже слоя сезонного промерзания, коэффициент температуропроводности, как и в г. Улан-Батор, равен 0,0040 $м^2/час$. Считая, что и в нижележащих слоях коэффициент температуропроводности такой же, по известным амплитудам находим, что ГКТ в 1969 г. в г. Мурэн достигали глубины 15,1 *м*.

Как показал В. А. Кудрявцев (1959а), глубину распространения ГКТ приближенно можно определить по единовременному измерению температуры грунтов в скважинах. В различных районах Монголии с положительной средней годовой температурой грунтов такие измерения были проведены в 35 глубоких скважинах. В дополнение к данным стационарных

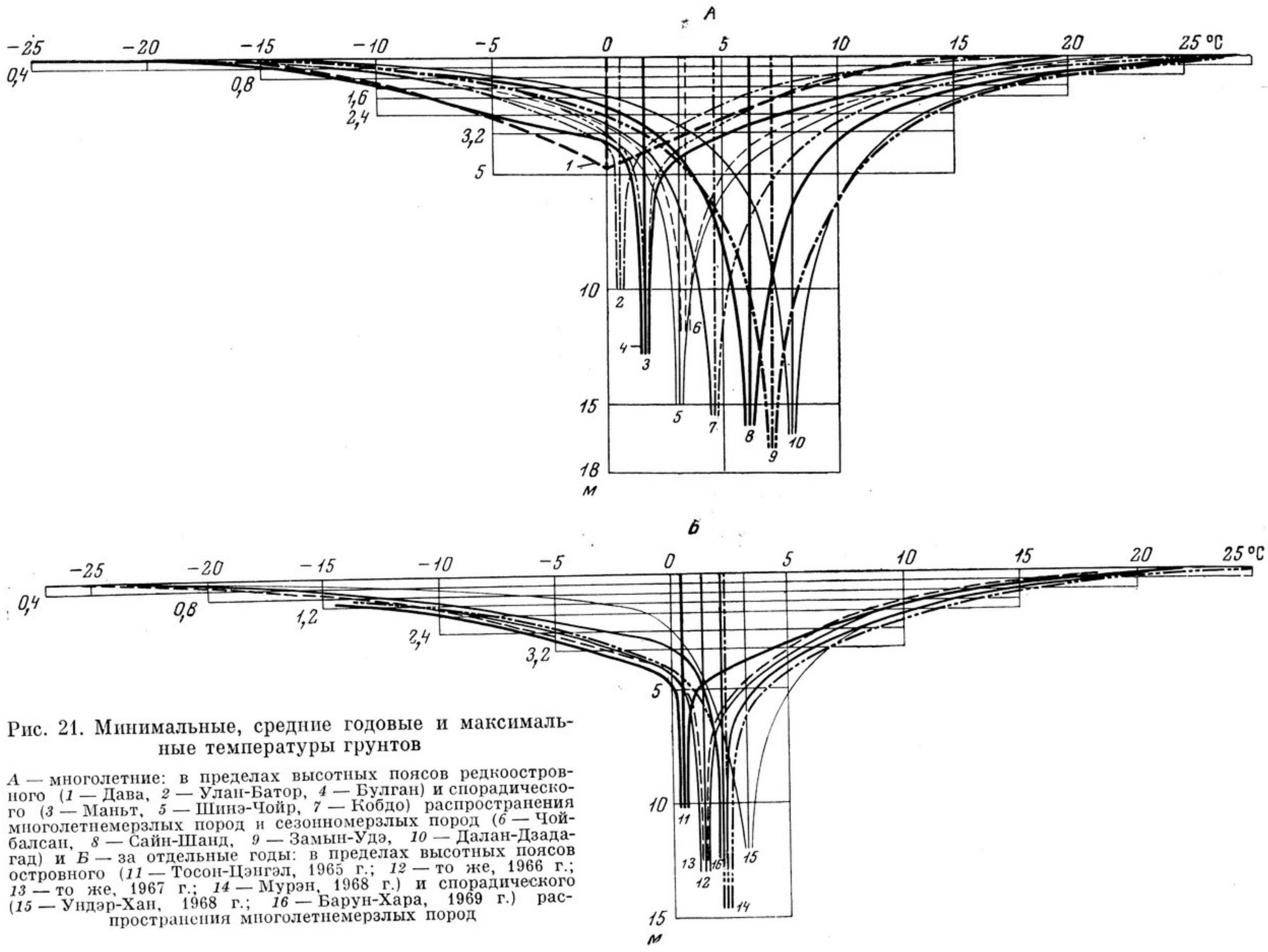


Рис. 21. Минимальные, средние годовые и максимальные температуры грунтов

А — многолетние: в пределах высотных поясов редкоостровного (*1* — Дава, *2* — Улан-Батор, *4* — Булган) и спорадического (*3* — Маньт, *5* — Шинэ-Чойр, *7* — Кобдо) распространения многолетнемерзлых пород и сезонномерзлых пород (*6* — Чойбалсан, *8* — Сайн-Шанд, *9* — Замын-Удэ, *10* — Далан-Дзадагад) и *Б* — за отдельные годы: в пределах высотных поясов островного (*11* — Тосон-Цэнгэл, 1965 г.; *12* — то же, 1966 г.; *13* — то же, 1967 г.; *14* — Мурэн, 1968 г.) и спорадического (*15* — Ундэр-Хан, 1968 г.; *16* — Барун-Хара, 1969 г.) распространения многолетнемерзлых пород

площадок они позволили установить, что ГКТ проникают до глубины 7—19 *м*.

В пределах распространения многолетнемерзлых пород в Монголии нет ни одной площадки, где бы велись круглогодичные измерения их температуры. Единовременные измерения были проведены в десяти скважинах, расположенных в Хангай-Хэнтэйской горной области; они показали, что глубина распространения ГКТ изменяется в пределах 7—14 *м*.

Анализ фактического материала и расчетных данных показывает, что бóльшие глубины распространения ГКТ наблюдаются там, где средние годовые температуры грунтов наиболее отличаются от нуля, а также в песчано-супесчаных грунтах, температуропроводность которых, как правило, выше по сравнению с суглинистыми грунтами. Например, при продвижении с севера на юг по меридиану г. Улан-Батор от северных границ республики до метеостанции Дава в связи с неуклонным повышением местности средние годовые температуры грунтов на подошве сезоннопромерзающего слоя понижаются от 2,1 до 0° (см. табл. 19). В этом же направлении глубина распространения ГКТ уменьшается от 13,0 до 4,8 м. При дальнейшем продвижении с севера на юг средние годовые температуры грунтов возрастают до 7,1°, а глубины распространения ГКТ соответственно достигают 17 *м*.

При продвижении с запада на восток по широте г. Улан-Батор в связи с резкими изменениями абсолютных отметок местности средние годовые температуры колеблются в пределах ±5°. Здесь по семи пунктам установлено, что при изменении средней годовой температуры грунтов от 0,6 до 4,6° глубина распространения ГКТ изменяется от 10 до 15,5 *м*.

Глубина распространения ГКТ находится в прямой зависимости от амплитуды температурных колебаний на поверхности грунта, существенно изменяющейся от года к году, и не является постоянной величиной для данного пункта. Оценка по метеостанциям Улан-Батор, Мурэн и Тосон-Цэнгэл, где были установлены глубины распространения ГКТ с 1965 по 1969 г., показала, что в течение 2—3 лет они могут изменяться на ±10—15%, а в отдельные годы даже на 25—35% по сравнению со средней многолетней.

Возможные диапазоны изменения температур в слое годовых колебаний в пределах ряда высотных поясов, рассчитанные по данным метеостанций, показаны на рис. 21.

Расчеты и непосредственные измерения температур грунтов в скважинах показали, что в интервале 5—20 *м* температуры грунтов в пределах пояса распространения сезонномерзлых пород изменяются от 2 до 11°, в пределах высотного пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород — от 1 до 7,5°, редкоостровного и островного — от 0 до 2,5°, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород — от −1 до −3,5° (см. рис. 22, 23).

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ГОРНЫХ ПОРОД НИЖЕ СЛОЯ ГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

В литературе сведений о температурах горных пород глубже 20 *м* очень мало (Лонжид, 1969). Поэтому данный раздел составлен только по данным измерений температуры в глубоких скважинах, проведенных в 1967 г. Ю. Г. Шасткевичем, а с 1968 по 1971 г.— автором (Заболотник, Шасткевич, 1969).

В пределах высотного пояса распространения сезонномерзлых пород проведено лишь одно измерение температуры на участке Цаган-Сабурга, расположенном примерно в 200 *км* к юго-западу от г. Сайн-Шанд. Участок представляет собой каменистую равнину, среди которой встречаются невысокие возвышенности. На одной из таких возвы-

шенностей в сиенитах, теплопроводность которых равна 1,8—1,9 *ккал/м·час·град*, температура на глубине 20 *м* была равна 9,3°. С глубиной температура пород повышается со средним градиентом, равным 0,025 *град/м*, и на глубине 180 *м* достигает почти 13° (рис. 22). Поток внутриземного тепла на данном участке с учетом топографической поправки составляет 0,05 *ккал/м²·час* (Шасткевич, 1971).

В пределах пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород температуры измерены на шести участках. В Восточной Монголии температура пород определена в урочище Шарбогыйн-Тала, представляющем собой слабо всхолмленную степь и расположенном в 300 *км* к востоку от г. Улан-Батор. В начале октября 1968 г. температура пород на глубине 20 *м* на разных участках равнялась 2,3—2,8°. Подземные воды залегали на глубинах 26—45 *м*. Градиент температуры, установленный в интервале от 15 до 25—45 *м* (рис. 23), изменяется от 0,043 до 0,067 *град/м*.

На участке Их-Хайрхан, расположенном на стыке Хангайского и Хэнтэйского горных районов примерно в 120 *км* к юго-западу от г. Улан-Батор в слабовсхолмленной местности, температура пород равнялась 3,3—3,7°. Лишь в скв. 72, расположенной на крутом северном склоне, в верхнем 80-метровом слое отмечены более низкие температуры (см. рис. 22). Геотермический градиент по всем скважинам колеблется в пределах от 0,022 до 0,032 *град/м*, а тепловой поток составляет 0,05—0,07 *ккал/м²·час* (Шасткевич, 1971).

На месторождении Цаган-Даба, расположенном в 75 *км* к северо-западу от г. Улан-Батор, температура гранитов на глубине 20 *м* в 1970 г. изменялась от 3,4 до 4,5°, а глубина распространения ГКТ, по-видимому, не превышает 20 *м* (рис. 24). Глубже 20 *м* почти все кривые либо безградиентны, либо имеют отрицательный градиент. Это явление объясняется, во-первых, влиянием подземных вод, уровень которых находится на глубине 31—41 *м*, а во-вторых, очень малым временем выстойки скважин, которое изменяется от 18 до 53 дней (табл. 20). Последнее подтверждается, в частности, тем, что в скважинах 1 и 2, время выстойки которых наибольшее, зафиксированы самые низкие температуры.

Только по скв. 2, выстойка которой достигала 53 дней, в интервале 20—30 *м* определен градиент температуры, равный 0,035 *град/м*.

В г. Дархан температура песчано-супесчаных пород на южных склонах на глубине 20 *м* достигает 4,6°.

В южных отрогах Главного Хангайского хребта около сомона Улдзийт на пролювиальном конусе выноса, поверхность которого слабо наклонена к югу, температура пород на глубине 20 *м* достигала 3,5°. Градиент температуры в интервале 19—41 *м* составлял всего 0,007 *град/м*, что связано, вероятно, с большим прогреванием южных склонов относительно соседних участков (см. рис. 23).

На северо-западе Монголии в предгорьях хребта Хан-Хухэй на равнине, слабо наклоненной к северо-востоку, температура пород на глубине 20 *м* в 1968 г. составляла 2,5°. До глубины 75 *м* температура пород повышается при градиенте, равном 0,012 *град/м*.

Таким образом, в пределах высотного пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород температура на глубине 20 *м* изменяется от 2,0 до 4,6°. На участках родников, где встречаются маломощные многолетнемерзлые породы, можно предположить, что температуры на глубине 20 *м* будут не ниже + 1°, так как на локально охлажденных участках отмечается в первую очередь резкое возрастание градиента в слое годовых колебаний температуры. Например, на склонах северной экспозиции отмечено возрастание градиента температуры до 0,050—0,070 *град/м* (см. рис. 22, скв. 72). На южных склонах, наоборот, градиенты уменьшаются до 0,007—0,012 *град/м*. На глубине 80—100 *м* на различных участках градиенты выравниваются и составляют 0,022—0,032 *град/м*.

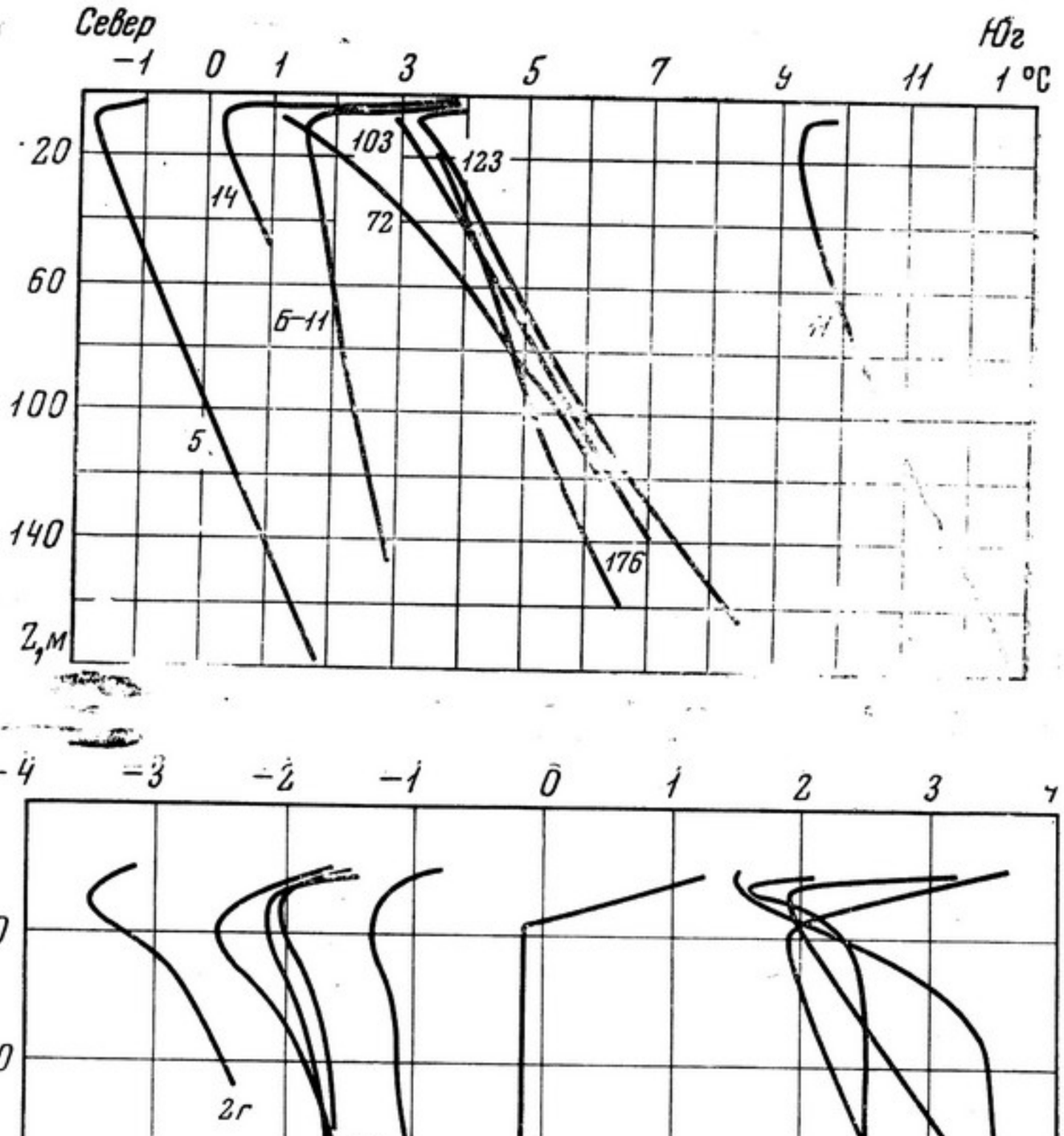


Рис. 22

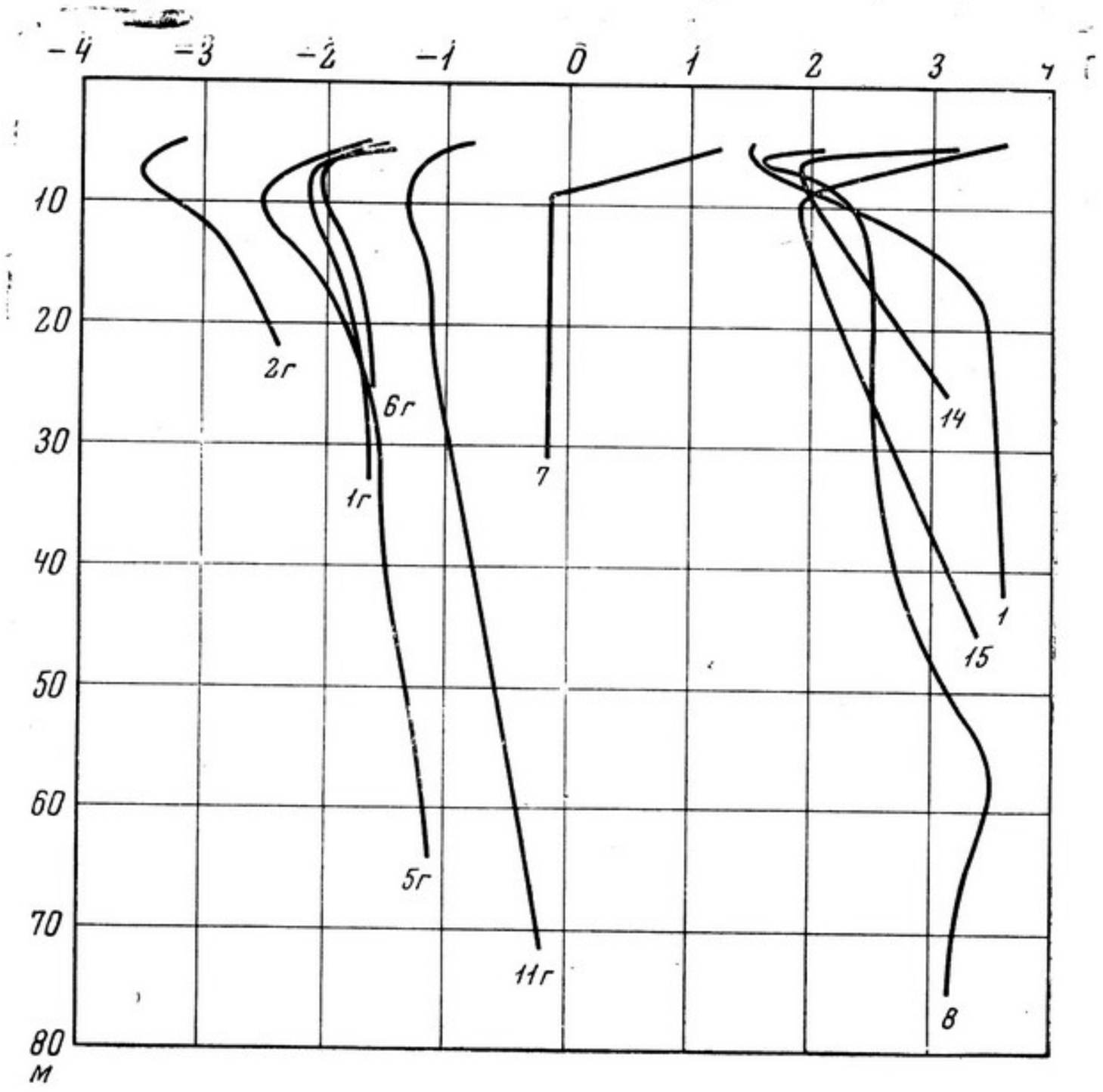


Рис. 23

Рис. 22. Температура горных пород на участках Ардаг (5), Эрдэн (*Б-11*, *14*), Их-Хайрхан (*72*, *103*, *123*, *176*) и Цаган-Сабурга (*11*), по С. И. Заболотнику и Ю. Г. Шасткевичу (1969)

Цифры и буквы у кривых — номера скважин

Рис. 23. Температура горных пород на участках Шарбогыйн-Тал (*14*, *15*), Хан-Хухэй (*7*, *8*), Шаргын-Гол ($1_г$, $2_г$, $5_г$, $6_г$), Тэс ($11_г$) и Улдзийт (*1*), по С. И. Заболотнику и Ю. Г. Шасткевичу (1969)

Цифры и буквы у кривых — номера скважин

Рис. 24. Температура грунтов на месторождении Цаган-Даба

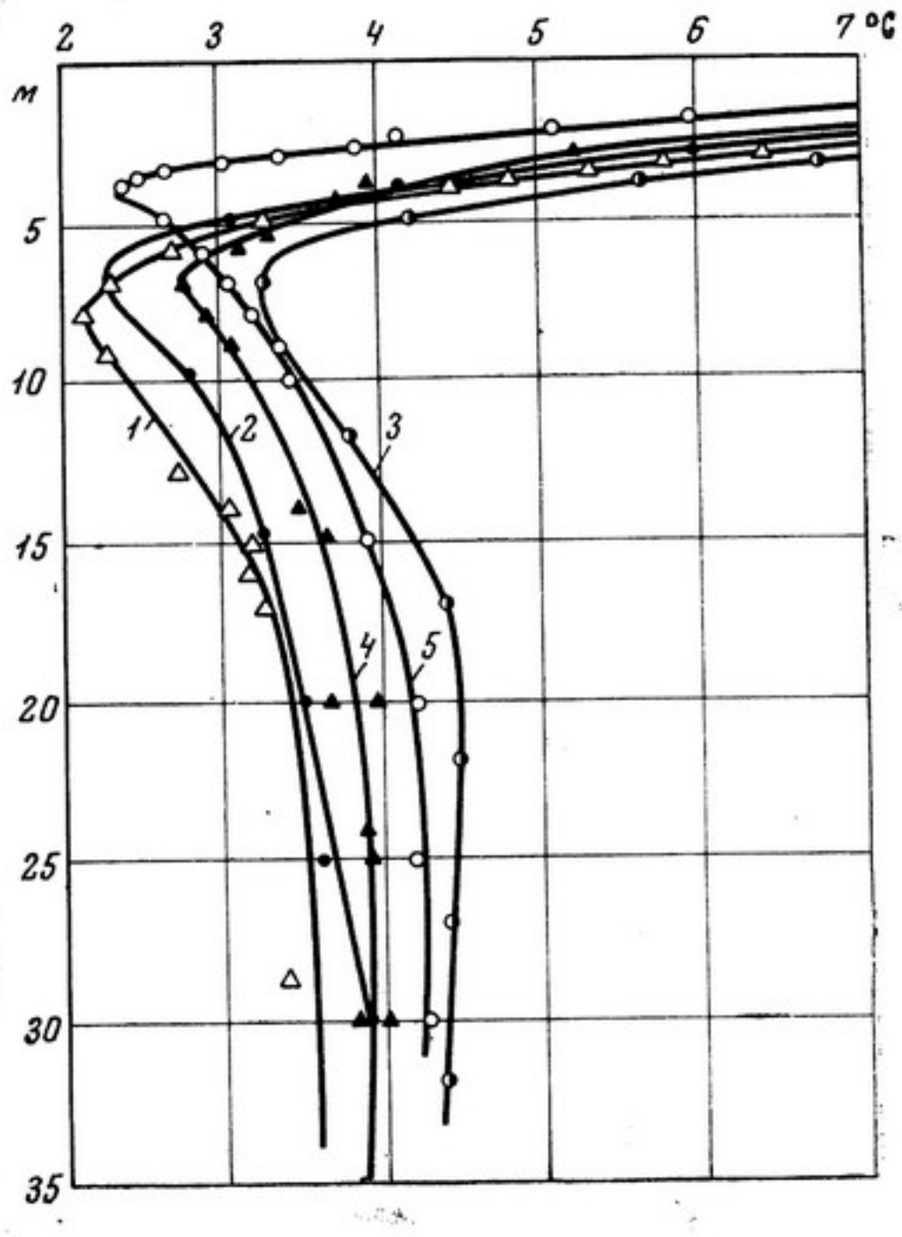


Рис. 24.

Таблица 20

Характеристика местоположения, уровня залегания подземных вод и времени выстойки скважин на месторождении Цаган-Даба

Скв., №	Абс. отметка устья скважины (в *м*)	Глубина скважины (в *м*)	Дата проходки скважины 1970 г.	Уровень подземных вод на 24.VII 1970 г.	Крутизна склона (в градусах) и его экспозиция	Время выстойки скважин, (в днях)
1	1480	160	20.V—11.VI	34,0	7—8, ЗЮЗ	43
2	1467	60	15.V—1.VI	30,8	10, ЮЗ	53
3	1458	75	7—18.VI	32,7	10, ЗЮЗ	36
4	1484	84	20.VI—6.VII	40,6	15—16, ЮЮЗ	18
5	1472	70	21.VI—2.VII	31,0	8—10, Ю	22

В пределах высотного пояса редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород температурный режим можно охарактеризовать лишь на примере Шарынгольского буроугольного месторождения. Оно находится в западных отрогах Хэнтэйского хребта в одноименной котловине на абсолютных отметках 900—920 *м*, примерно в 40 *км* к востоку от г. Дархан. На дне впадины на заболоченных участках высокой поймы р. Шарын-Гол в интервале 1,2—4,9 *м*, были встречены острова многолетнемерзлых пород, средняя годовая температура которых равна минус 0,3—0,7°. На осушенном участке высокой поймы, где по данным геологов В. И. Ширинского, А. И. Кузнецова и В. В. Пономарева мощность мерзлых пород в 1963 г. составляла 5—10 *м*, к 1970 г. они полностью оттаяли, а волна потепления достигла глубины 14 *м* (рис. 25, скв. 46).

Анализ средних годовых температур грунтов показывает, что они тесно связаны с глубиной залегания угольного пласта, в котором, по-видимому, происходят процессы окисления, повышающие температуру пласта и вмещающих его пород. Например, наиболее высокие температуры отмечены в скв. 15, где угольные пласты залегают примерно с глубины 26 *м*, а наиболее низкие — в скв. 48 и 12, где кровля пластов находится на глубине около 55 *м* (рис. 25). Процессами окисления углей, вероятно, можно

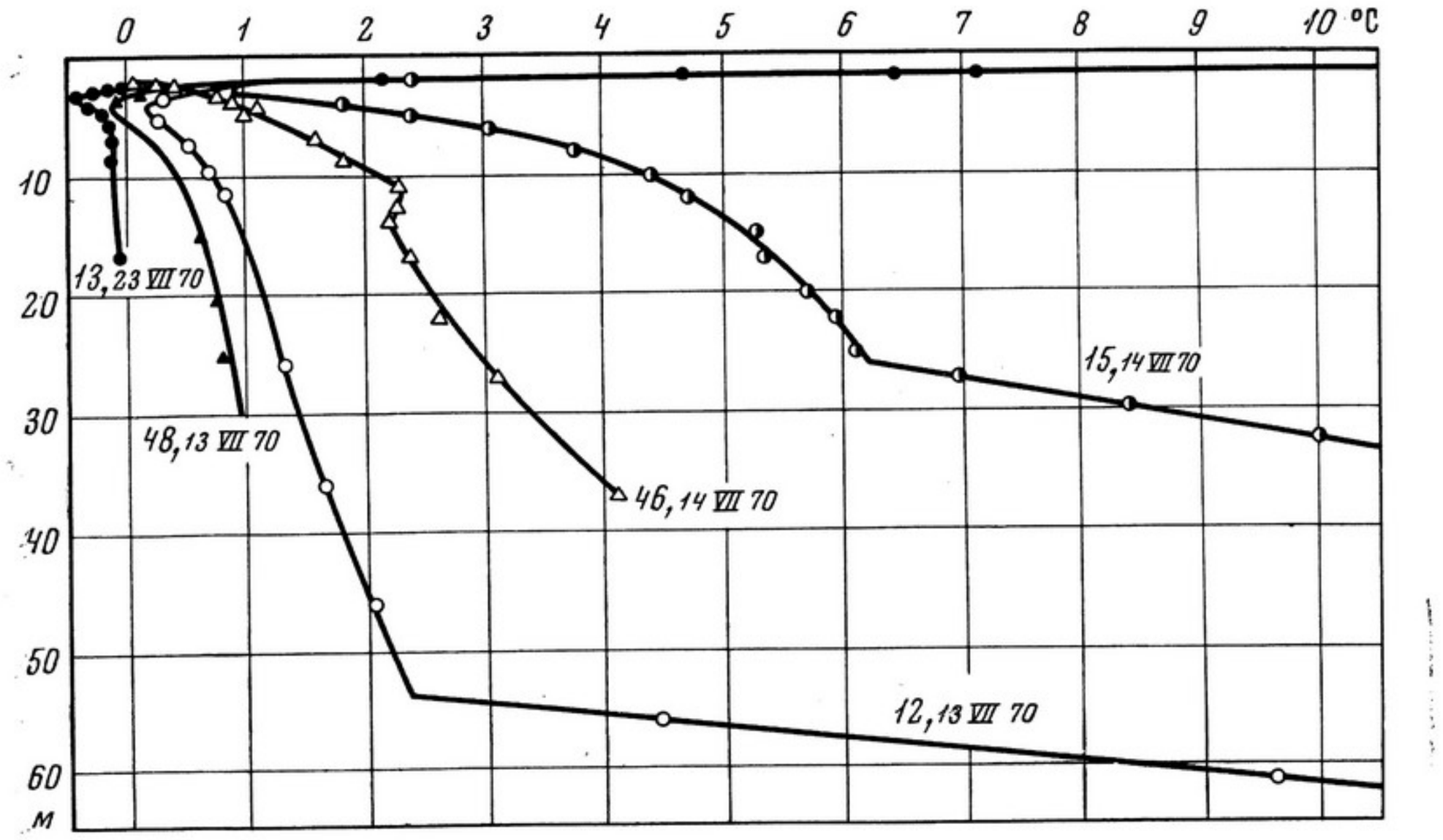


Рис. 25. Температура горных пород на Шарынгольском месторождении и во впадине Боро-Худжирыйн

Указаны номер скважины и дата замера температуры

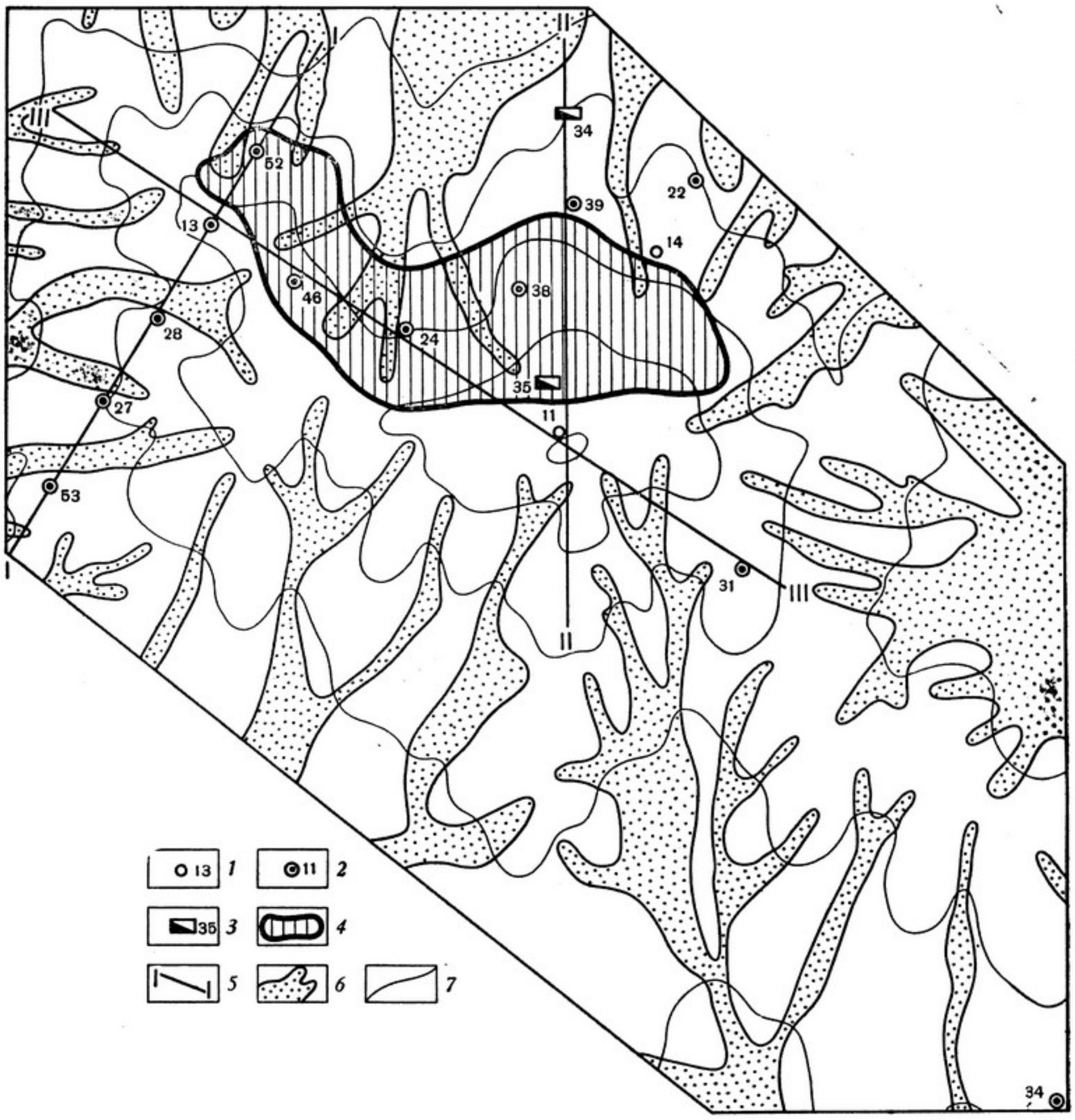


Рис. 26. Схема расположения скважин на северном участке района горы Эрдэнтуин-Обо

1 — скважины, в которых измерена температура в 1967 г., и их номер; *2* — то же, в 1970 г.; *3* — шурфы и их номера; *4* — участок распространения многолетнемерзлых пород; *5* — линии профиля; *6* — ложбины и полосы стока; *7* — горизонтали, проведенные через 50 *м*

объяснить и большие градиенты температуры в этих породах, достигающие 0,6—1,0 *град/м* (рис. 25, скв. 12 и 15). В местах, где угольные пласты залегают глубоко, в верхних слоях градиенты температуры ничем не отличаются от обычно наблюдаемых в горных породах и составляют 0,020—0,036 *град/м*.

На основе изложенного можно предположить, что на сухих участках днища долины и на склонах температура пород на глубине 20 *м* для района в целом вряд ли выйдет за пределы 0,5—3°. Ввиду того что в других районах рассматриваемого высотного пояса температура на глубине 10 *м* изменяется в том же диапазоне, что и на Шарынгольском месторождении, можно предположить, что и на глубине 20 *м* изменения температуры от участка к участку будут аналогичными. Следовательно, можно считать, что в целом для высотного пояса редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород температура на глубине 20 *м* изменяется на участках распространения многолетнемерзлых островов от —0,5 до +0,5°, на остальной территории — от 0,5 до 3°, а на локально отепленных участках возрастает до 6°.

В пределах высотного пояса островного распространения многолетнемерзлых пород температурный режим горных пород наиболее детально изучен в районе месторождения

Эрдэнтуин-Обо, где в 1967 и в 1970 гг. проведены измерения температуры в 19 глубоких скважинах.

Район подразделяется на три участка: северный (гора Эрдэнтуин-Обо), центральный и юго-восточный. Многолетнемерзлые породы на центральном и юго-восточном степных участках полностью отсутствуют. Они занимают только небольшой участок (150—250 *м* × 700 *м*) в верхней залесенной части северного склона горы Эрдэнтуин-Обо (рис. 26), где их мощность изменяется от 0,6 до 8,4 *м* (рис. 27). Учитывая, что нарушение естественных условий в месте расположения скважин приводит к резкому увеличению глубины сезонного протаивания (см. главу III), можно предполагать, что мощность многолетнемерзлой толщи на ненарушенных участках может достигать 10—12 *м*.

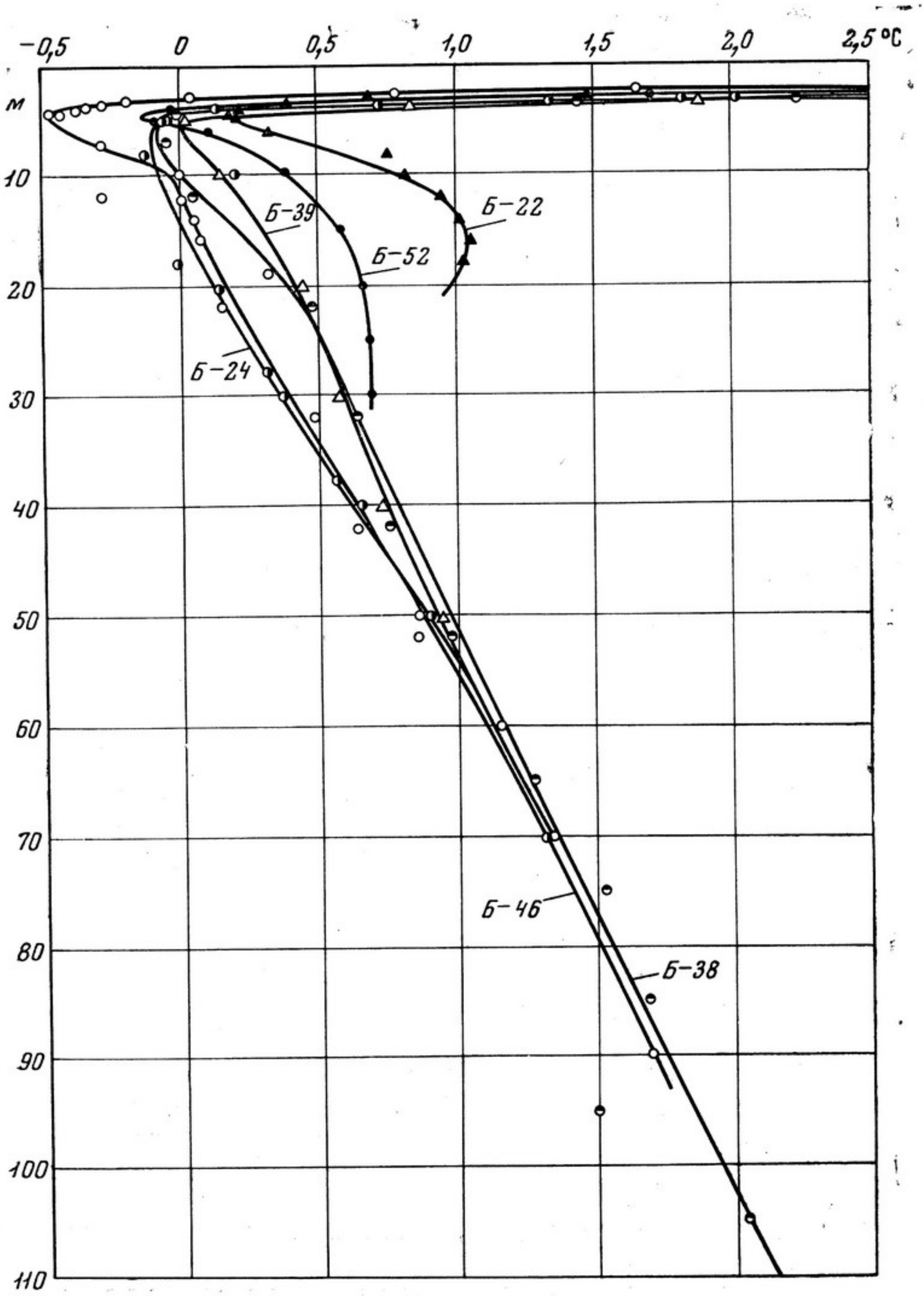


Рис. 27. Температура горных пород на северном склоне горы Эрдэнтуин-Обо (30 июля — 1 августа 1970 г.)

Цифры на кривых — номера скважин

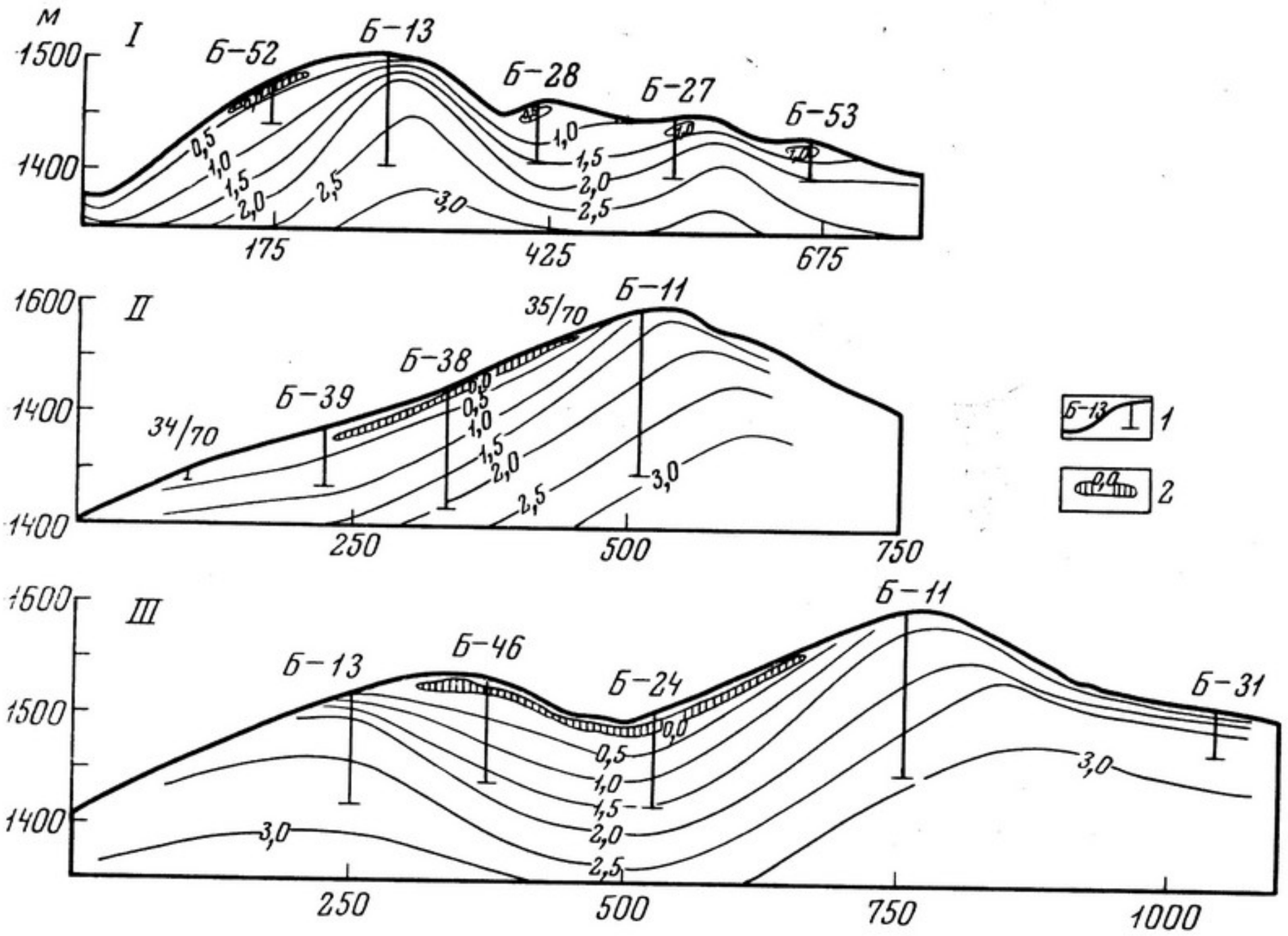


Рис. 28. Геотермические разрезы по линиям *I—I*, *II—II*, *III—III* (см. рис. 26)

1 — скважина и ее номер; *2* — многолетнемерзлые породы

Для характеристики распределения температур горных пород на северном участке, сложенном главным образом гранодиоритами, изредка прорываемыми интрузиями гранодиорит-порфиров, было построено три геотермических разреза (рис. 28), в разных направлениях пересекающих участок с многолетнемерзлыми породами.

Профиль по линии *I—I* (рис. 28) сечет северо-западные отроги горы Эрдэнтуин-Обо, захватывая край участка многолетнемерзлых пород, где их мощность составляет всего 0,5—1 *м*. Температура горных пород на глубине 20 *м* на западных склонах на 0,6—1° выше, чем на восточных (рис. 27 и 29).

Значительное влияние на температуру горных пород оказывают ложбины, борта которых, обращенные на север, почти на 1° холоднее южных. Глубокие ложбины оказались более охлажденными, нежели мелкие. Это очень хорошо иллюстрируется замерами температуры по скв. Б-28, Б-27 и Б-53 (рис. 28 и 29).

В результате воздействия ряда факторов наблюдается довольно сложная конфигурация изотерм. Соблюдается лишь общая закономерность, когда под склонами северной ориентации, как правило, изотермы погружаются значительно круче, чем под южными. Под вершинами изотермы имеют куполообразную форму, причем пики куполов смещены в сторону южных склонов (см. рис. 28).

Профиль по линии *II—II* проходит через вершину горы Эрдэнтуин-Обо и пересекает участок с многолетнемерзлыми породами в наиболее широком месте (см. рис. 26). Мощность многолетнемерзлых пород здесь составляет 6—7 *м*, а температура их 30 июля была —0,1° (рис. 27, 28, *II*). Ввиду того что северный склон не имеет резких перегибов, а крутизна его постепенно изменяется от 25 до 15°, изотермы имеют вид почти параллельных дуг, которые погружаются под наиболее крутой частью склона и довольно плавно приближаются к поверхности в верхней и нижней его частях. На южной части склона в этом месте нет ни одной скважины, однако по графику (рис. 28, *II—II*) можно примерно определить, что температура пород здесь на 1,5—2° выше.

Профиль по линии *III—III* пересекает ложбину, открытую только на север (см. рис. 26). Естественно, что здесь мощность многолетнемерзлых пород наибольшая для участка и достигает 7—10 *м* (рис. 27, 28, *III—III*). Так же как и на других участках северного склона горы, под ложбиной изотермы погружаются.

На западных и восточных склонах температура пород в слое годовых колебаний температур значительно выше, чем в ложбине. Например, на отметке 1500 *м* абс. высоты на глубине 20 *м* температура горных пород на западном склоне была выше 2°, в ложбине изменялась около нуля, а на восточном склоне составляла примерно 2,5°.

Геотермические разрезы на рис. 28 ясно показывают существенное влияние рельефа на температурное поле горных пород. Это влияние сказывается до глубины более 150—200 *м* (табл. 21). Поэтому для получения геотермического градиента, который можно использовать для оценки потока внутриземного тепла, необходимы скважины глубиной не менее 300—500 *м*.

Таблица 21

Геотермические градиенты и ступень в районе месторождения Эрдэнтуин-Обо

Скв., №	Абсолютная отметка устья скважины (в *м*)	Интервал глубин, по которому рассчитаны градиент и ступень (в *м*)	Геотермический градиент (в *град*/100 *м*)	Геотермическая ступень (в *м*/*град*)	Экспозиция и угол наклона склона (в градусах)
Б-46	1530	30—90	2,2	45,8	СВ, ~14
Б-24	1500	20—70	2,3	42,7	С, 15—25
Б-38	1530	25—105	1,9	51,6	СЗ, 9—12
Б-39	1485	20—50	1,7	60,0	С, 14—16
Б-13	1505	33—100	0,75	134,0	СЗ, 17—18
Б-28	1465	8—53	2,5	40,5	СЗ, 10—11
Б-27	1450	33—53	1,6	62,5	СЗ, 15
Б-11	1600	20—150	1,2	83,3	Вершина

Измерения температуры, проведенные на северном участке района нами в 1970 г. и Ю. Г. Шасткевичем в 1967 г. (Заболотник, Шасткевич, 1969), показывают, что на относительно холодных участках наблюдается уменьшение геотермической ступени и соответственно возрастание градиента. На более теплых участках (под куполами вершин и на южных склонах), наоборот, изотермы расходятся и градиент уменьшается.

Центральный и юго-восточный участки района представляют собой отдельные небольшие горные гряды, возвышающиеся на 100—150 *м* над окружающей равниной. Центральный участок непосредственно с юго-востока примыкает к северному, а юго-восточный находится примерно в 5 *км* от него. Оба участка находятся примерно на 200 *м* ниже горы Эрдэнтуин-Обо. Как уже отмечалось выше, многолетнемерзлые породы здесь отсутствуют, а температура пород 29 июля — 4 августа 1970 г. была не ниже 0,7° (рис. 30).

Таким образом, анализ данных термометрических измерений, проведенных в районе Эрдэнтуин-Обо, показывает, что в пределах островов многолетнемерзлых пород и прилегающих к ним участков северных склонов, температура горных пород на глубине 20 *м* изменяется от 0 до 1°, на склонах западной, северной и восточной экспозиций — от 1 до 3°, а на южных склонах и на сухих днищах котловин — от 3 до 5°. Поскольку анализ температурного режима пород произведен по достаточно большому числу скважин, установленные диапазоны изменения температур в первом при-

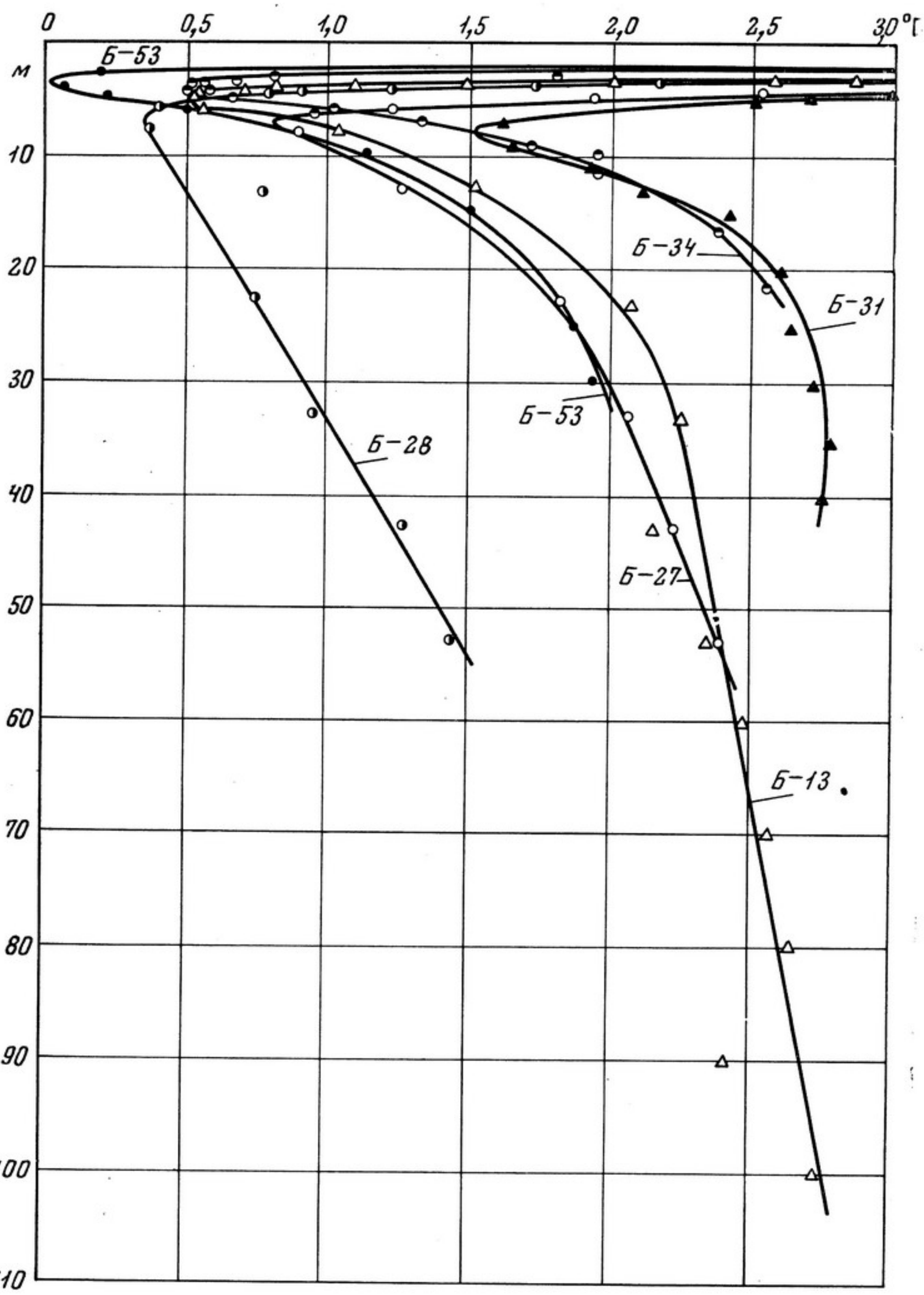


Рис. 29. Температура горных пород на западном, южном и восточном склонах горы Эрдэнтуин-Обо (30 июля – 1 августа 1970 г.)

ближении можно считать характерными для всего пояса островного распространения многолетнемерзлых пород.

В пределах высотного пояса сплошного распространения многолетнемерзлых пород температуры измерены лишь в Прихубсугулье и в северной части Хангайского горного района.

В Прихубсугульском районе температура горных пород была определена на участке Ардаг, который находится в лесных предгорьях на восточном склоне хребта Улан-Тайгын-Нуру, протянувшегося вдоль западного берега озера Хубсугул. Здесь, скв. 5, расположенной в 5 *км* от берега озера на слабо наклоненной поверхности, возвышающейся над уровнем озера почти на 300 *м*, были вскрыты дислоцированные кембрийские глинистые сланцы, температура которых на глубине 20 *м* достигала —1,5°, а геотермический градиент по всему интервалу измерения был практически неизменным и составлял 0,021 *град/м* (см. рис. 22). Получив эти

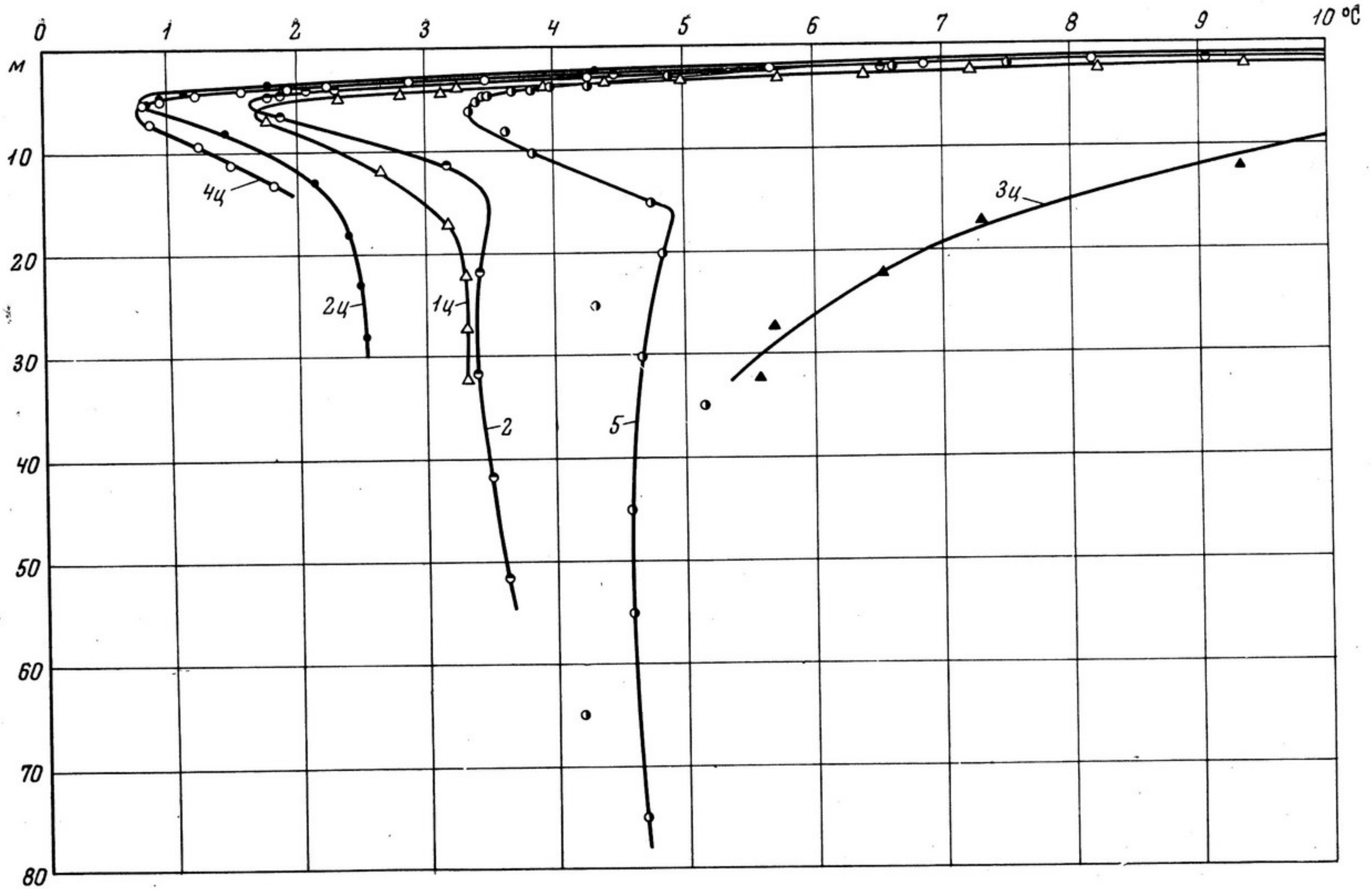


Рис. 30. Температура горных пород на центральном и юго-восточном участках района горы Эрдэнтуин-Обо (29 июля – 4 августа 1970 г.)

данные, Ю. Г. Шасткевич (1971) вычислил, что с учетом топографической поправки, составляющей 8—10%, поток внутриземного тепла равен 0,05 *ккал/м² · час*. Мощность многолетнемерзлых пород на участке Ардаг, согласно термограмме, достигает 95 *м*.

В верховьях р. Тэс (урочище Хуримтуин-Тал, 1790 *м* абс. высоты) в октябре 1968 г. температура на глубине 20 *м* составляла —1,1°. На глубине 70 *м* она возрастала до —0,2° с градиентом, равным 0,019 *град/м*, согласно которому мощность многолетнемерзлых пород можно оценить около 80 *м* (см. рис. 23, скв. 11 г).

В Шаргынгольской впадине на Озерном плоскогорье (1860—1890 *м* абс. высоты) рядом скважин были вскрыты четвертичные озерные отложения, представленные суглинисто-песчаными и гравийно-галечными отложениями (см. рис. 38). Температура горных пород по скважинам 1г, 5г и 6г, заложенным на сухих участках, на глубине 20 *м* в сентябре 1968 г. изменялась от —1,6 до —1,8°. На слегка заболоченном участке, расположенном примерно в 500 *м* от скв. 1г, температура пород на той же глубине была заметно ниже и достигала —2,5° (см. рис. 23). Ни одна из скважин многолетнемерзлых пород полностью не прошла. В самой глубокой скв. 5г температура на глубине 65 *м* составляла —1,1°, а градиент температуры был равен 0,014 *град/м*. Согласно этому градиенту, мощность многолетнемерзлых пород можно оценить равной около 140 *м*.

Таким образом, установлено, что температура многолетнемерзлых пород в пределах высотного пояса сплошного их распространения изменяется от —0,1 до —3°. Поскольку все термометрические измерения проведены на участках, абсолютные отметки которых не превышают 2000 *м*, а в горах Монгольского Алтая, Хангая и Прихубсугулья они часто превышают 3000 *м* и даже достигают 4000 *м*, есть все основания предполагать, что температуры многолетнемерзлых пород там могут достигать —5° и более низких значений.

Глава V

КРИОМОРФОГЕНЕЗ

Под криоморфогенезом мы понимаем рельефообразование, обусловленное совокупностью процессов формирования, последующего видоизменения, а также таяния мерзлых пород и льда. Отдельные процессы криоморфогенеза принято называть криогенными. К ним относятся пучение, морозобойное трещинообразование, термокарст и т. д. Но криоморфогенез нередко накладывается на склоновые, флювиальные и береговые процессы, придавая им специфические криогенные черты. В таких случаях лучше всего говорить о смешанных процессах. Примерами их могут служить солифлюкция, термоэрозия и термоабразия, которые по непонятным причинам обычно ставят в один ряд с чисто криогенными процессами. Та роль, которую играет криоморфогенез во всей системе рельефообразования Монголии, рассматривается в настоящей главе.

Формирование рельефа Монголии происходит в условиях достаточно холодного континентального климата, широкого распространения многолетнемерзлых или глубоко промерзающих сезонномерзлых горных пород. На примере Монголии можно судить о зональной специфике рельефообразования у южной границы распространения многолетнемерзлых горных пород. В этом заключено общетеоретическое значение рассматриваемых исследований, что, кстати говоря, помогает решать вопросы палеогеографии и прогноза развития многолетнемерзлых толщ.

Особо следует сказать о методическом значении таких исследований. Отдельные криогенные образования служат индикаторами многолетнемерзлых горных пород, что очень важно учитывать при составлении геокриологической карты. Применение индикационного метода в геокриологических исследованиях Монголии приобретает особое значение в связи с тем, что многолетнемерзлые толщи чаще всего залегают здесь на значительной глубине от поверхности, т. е. труднодоступны для непосредственного обозрения. Познание рельефообразующих процессов важно и в практическом отношении, когда речь идет о хозяйственном освоении территории и строительстве.

К числу криогенных геоморфологических процессов относятся криогенное выветривание, морозобойное трещинообразование, морозная сортировка грунтов, пучение, наледеобразование, термокарст. Не меньшим распространением пользуются и смешанные — криогенные склоновые — процессы.

МОРОЗНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Морозное, или криогенное, выветривание — это разновидность физического выветривания различных горных пород под действием многократного замерзания в их трещинах и порах воды. Данному процессу способствует раскрытие ранее сомкнутых тектонических и литогенетических трещин, обусловленное разрядкой внутренних напряжений породы близ поверхности вследствие денудации.

Морозное, как и физическое, выветривание в целом, в зависимости от преобладания в составе продуктов разрушения камней (от глыб до мелкой щебенки), хряща (дресвы), песка или пыли подразделяется на четыре соответствующие разновидности: фрактолитизацию, сапролитизацию, псаммитизацию и пелитизацию (Симонов, 1972). Такое подразделение процесса вполне оправдано в связи с изучением рельефообразования, поскольку от размеров продуктов выветривания зависит характер их последующего перемещения. Особенно важно камнеобразование, называемое нами грубым раздроблением пород, противопоставить одновременно протекающему тонкому их раздроблению, объединяющему три другие разновидности выветривания (Суходровский, 1967).

Характер продуктов тонкого раздробления в любых климатических условиях весьма существенно зависит от состава коренных пород. При разрушении гранитов, кварцитов и песчаников образуется главным образом дресва и песок; при разрушении алевролитов, сланцев и базальтов — супеси и суглинки и т. д. Но это не означает, что дресва и песок уже больше не претерпевают дробления. Они продолжают медленно измельчаться до пылеватых фракций, чему на увлажненных участках способствуют процессы промерзания-протаивания (Мазуров, 1959).

Морозное выветривание пород в отличие от другой разновидности их разрушения — температурного выветривания (разрушения пород под действием теплового расширения и сжатия их компонентов) протекает гораздо интенсивнее, о чем можно судить по результатам экспериментов над сухими и погруженными в воду образцами элювия, которые подвергались одинаковому попеременному охлаждению и нагреванию с перепадом температуры через 0° (Суходровский, 1962; Суходровский, Новиков, 1969; Войлошников, 1970). Доказано, что образование и таяние льда, участвующее в тонком раздроблении пород, способствует ускорению процесса примерно на два порядка величин.

А. Г. Черняховский (1968) иначе оценивает подобные эксперименты, считая, что тонкие продукты выветривания образуются в результате расклинивающего действия абсорбированных в микротрещинах водных пленок. Результатом морозного выветривания, по его мнению, могут быть лишь грубые обломки. Но такое категоричное утверждение нам кажется преждевременным, поскольку оно не подкреплено специальными экспериментами, в том числе такими, которые исключают процессы льдообразования. Не оспаривая возможности расклинивания микротрещин пород водными пленками, мы пока не можем дать хотя бы качественную оценку этого процесса. Не ясно также, что обусловливает этот процесс: или чисто температурные колебания или же явления образования и таяния льда. Подобные вопросы ждут еще своего разрешения.

Весьма примечательно, что морозному выветриванию в основном подвержены те коренные горные породы, которые, находясь в сфере сезонного промерзания-протаивания, прикрыты рыхлым чехлом. Интенсивность протекающих здесь процессов значительнее, чем в пределах обнаженных скальных уступов, отличающихся относительной сухостью. Одним из результатов морозного выветривания является образование курумов на склонах и плоских вершинах гор.

Морозное и температурное физическое выветривание, тесно взаимодействуя, обычно протекает с преобладанием одного из них. На увлажненных участках, где в трещинах и порах горных пород вода многократно замерзает, колебания температуры по сравнению с сухими участками уменьшаются, и температурное выветривание поэтому имеет подчиненное значение. Интенсивное образование грубых обломков обычно сочетается с их быстрым сносом криогенными склоновыми процессами, чему опять-таки способствует увлажненность участков.

Тонкое раздробление пород в пределах увлажненных участков как бы не успевает за грубым раздроблением. Поверхностный слой образующихся

обломков еще не претерпел достаточно глубокого воздействия химических и биохимических процессов и отличается относительной прочностью. Другое дело, если на увлажненные участки склонов попадают уже давно отделившиеся от коренного основания обломки с вышележащих частей склонов. Их поверхностный слой уже переработан химическими и биохимическими процессами, что обусловливает интенсивное тонкое раздробление обломков. Наиболее крупные из них подвержены также грубому раздроблению.

Увлажненные участки склонов, таким образом, являются ареной как грубого, так и тонкого раздробления. Первое в основном распространяется на местные коренные породы, а второе на грубые обломки, поступающие с вышележащих частей склонов. Исходя из этого можно считать, что в условиях сурового климата, характерного для Монголии, увлажненные части склонов отличаются наибольшей активностью процессов криогенного выветривания. Горные породы относительно сухих участков склонов подвержены в основном температурному выветриванию, которое проявляется как правило в тонком раздроблении. Интенсивность этого процесса меньше по сравнению с морозным выветриванием, поэтому соответствующие участки отличаются относительной стабильностью.

Относительно скорости выветривания различных магматических, метаморфических и плотных осадочных горных пород можно отметить, что обычно величина снижения или отступания соответствующих уступов измеряется долями миллиметра в год (Иверонова, 1953; Суходровский, 1967; Rapp, 1960). Ю. Б. Тржцинский и М. Д. Будз (1967) приводят сведения о скорости выветривания горных пород для Прибайкалья, измеряемые долями сантиметра и несколькими сантиметрами в год. Но настораживают существенные расхождения приведенных ими цифр с данными по другим районам сурового климата. Кроме того, в работе ничего не сказано о методе выполненных наблюдений и даже о том, для каких геоморфологических условий характерны приведенные сведения. Все это ставит под сомнение их достоверность. Поэтому приходится констатировать, что вопрос о скорости выветривания горных пород в условиях континентального климата Центральной Азии изучен пока недостаточно.

Важно отметить, что морозное, как и температурное, выветривание участвует в подготовке материала к сносу и поэтому лишь условно может считаться геоморфологическим процессом. Но роль его в рельефообразовании Монголии поистине огромна (Мурзаев, 1952; Жигж, 1970; Richter a. o., 1963). С развитием морозного выветривания связано формирование широко распространенных в высокогорном поясе нагорных террас, педиментов, каров и цирков, а также останцов выветривания.

МОРОЗОБОЙНОЕ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ

Образование морозобойных трещин — результат уменьшения объема поверхностных грунтов под действием преимущественно зимнего охлаждения (Достовалов, 1961). Образуемые при этом трещины представляют собой сетеобразную систему полигонов, ограниченных четырьмя или пятью-шестью в основном прямолинейными отрезками трещин. Поперечник полигонов обычно колеблется от нескольких до 20—30 *м*. Они встречаются на суглинистых, супесчаных и торфянистых поверхностях речных и озерных террас, пологих частей склонов. Образование морозобойных трещин протекает зимой по мере наступания холодов. Летом они как правило смыкаются, хотя в редких случаях (обычно в торфяниках) могут оставаться зияющими.

Ширина морозобойных трещин достигает нескольких сантиметров в суглинках и 10—20 *см* в торфяниках, а глубина нигде не превышает 2—3 *м* (Лонжид, 1969). Это означает, что главной ареной трещинообразования в Монголии является сезоннопротаивающий слой. Не случайно поэтому, что здесь современные повторно-жильные льды не образуются.

В результате многократного растрескивания грунтов в одних и тех же местах формируются трещинные макрополигоны с земляными жилами. Подобные образования наблюдаются, например, на одной из озерных террас Дархатской котловины. В период наблюдения (29 августа) мы обнаружили здесь полигонально расположенные полосы-ложбинки глубиной 5—10 *м* и шириной 15—30 *см* при поперечнике полигонов 15—30 *м*.

В стенках заложенного поперек ложбинки шурфа была отчетливо видна земляная жила, имеющая форму клина с раздвоенным нижним концом. Ширина его у поверхности 30 *см*, а глубина около 1 *м*, хотя одна из трещинок доходит до глубины 1,5 *м*, где обнаружен мерзлый грунт. Вмещающей породой служит очень плотный неясно слоистый белесовато-серый суглинок, верхний его горизонт, имеющий своей кровлей дернину (5 *см*), гумуссирован. Земляная жила представлена наиболее темной почвой, содержащей много корней и прочих растительных остатков. В пределах жилы отчетливо прослеживаются относительно темные и несколько извилистые вертикальные полосы шириной до 2—3 *см*. Это следы недавнего растрескивания грунта, о чем говорит большая рыхлость заполняющего их материала. Мерзлые отложения на глубине свыше 1,5 *м* представлены слоистыми озерными суглинками с сетчатой и решетчатой криогенной текстурой.

Подобные же полигональные формы рельефа были встречены нами на пойме р. Толы в 40 *км* вверх по течению от г. Улан-Батор. Они имеют те же размеры, что и полигоны Дархатской котловины, причем в середине июня можно было наблюдать зияющие трещины на дне ограничивающих полигоны ложбинок, ширина которых не превышала 1 *см*.

Несколько необычной формы полигоны с поперечником 20—50 *м* довелось наблюдать на Озерном плоскогорье в верховьях р. Шаргын-Гол. Участок сложен супесчаным материалом, прикрытым дерниной и травой. Едва выраженные здесь полигональные ложбины осложнены воронкообразными впадинками глубиной 0,5—0,6 *м* при ширине 2—5 *м*. Нет сомнения, что последние есть результат суффозионного вымывания мелкозема сначала вниз по трещинам, а затем по уклону поверхности многолетнемерзлых пород. Такой вывод напрашивается уже потому, что в пределах ложбин, расположенных вдоль наибольшего уклона поверхности, воронки выражены лучше.

Пролетая над северным Хангаем, мы смогли убедиться в достаточно широком развитии трещинных полигонов на днищах долин и склоновых шлейфах. Слабая их выраженность свидетельствует о гораздо менее интенсивном трещинообразовании в Монголии по сравнению с Северной Азией.

Описанные полигоны иногда бывают разбиты более мелкой сетью трещин на микрополигоны с поперечником от 0,5 до 1,5 *м*. Подобные образования, выраженные системой мелких ложбинок, явились как бы составными частями отдельных макрополигонов охарактеризованного уже участка Дархатской котловины. Они могут формироваться и независимо от крупных полигонов. Такие формы рельефа пользуются широким распространением на периодически увлажняющихся пространствах сухих степей, особенно на равнинах Восточной Монголии, на дне межгорных котловин и речных поймах целого ряда других районов. Микрополигональные трещины шириной до 5 *см* при глубине 0,5—0,7 *м*, составляющие полигональные ячейки с поперечником 0,3—0,5 *м*, мы наблюдали на крайнем западе страны в районе сомона Цаган-Нур. Они были приурочены к участкам без растительности, сложенным илистым материалом.

Генезис микрополигональных трещин обычно принято связывать с высыханием поверхностного слоя грунтов (Попов, 1959; Романовский,

1961; Мелентьев, 1968). Вместе с тем имеются сведения о формировании трещинных микрополигонов во время промерзания (Карпов, 1961; Втюрина, 1962; Гравис, 1962; Куницкий, 1972). Мы не сомневаемся в достоверности тех и других сообщений, хотя на первый взгляд они противоречивы. Все однажды возникшие микрополигональные трещины обязательно должны расширяться и углубляться в результате как усыхания, так и охлаждения грунтов. Что касается первопричины их возникновения, то логичнее их считать результатом усыхания грунтов, о чем свидетельствует следующее.

Степень распространения и величина раскрытия микрополигональных трещин в сухие периоды теплого времени несравненно больше, чем зимой. Но мы допускаем и такой вариант, когда возникшие летом трещины усыхания полностью смыкаются в результате осеннего увлажнения грунтов, а затем снова раскрываются уже во время мороза, действие которого прежде всего сказывается на самых уязвимых местах поверхности. Вполне возможно, что именно такие случаи были зафиксированы исследователями, ставшими на точку зрения морозобойного генезиса рассматриваемых трещин.

Роль трещинных образований как индикаторов многолетнемерзлых горных пород неодинакова. Макрополигоны с земляными жилами формируются не только при наличии многолетнемерзлого субстрата, но и в условиях глубокого сезонного промерзания. Мы наблюдаем их в поясах островного, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Микрополигональные трещинные образования встречаются практически всюду, где развиты периодически увлажняющиеся, а затем подсыхающие мелкоземистые грунты.

МОРОЗНАЯ СОРТИРОВКА

Морозная сортировка грунтов возможна лишь на тех поверхностях, в сложении которых участвует смешанный материал, состоящий из грубых обломков (от глыб до щебня) и дресвы с мелкоземом (песок, супесь, суглинок). Такие покровные грунты, широко развитые в денудационном поясе гор, подвергаются многократному промерзанию-протаиванию, что при достаточной увлажненности как раз и служит причиной их сортировки.

Самый распространенный процесс морозной сортировки — в ы м о р а ж и в а н и е (выпучивание) на поверхность наиболее грубых обломков горных пород. Названный процесс происходит в периоды промерзания поверхностного слоя отложений, который, распучиваясь, приподнимает смерзшиеся с ним крупные обломки, как бы вытягивая их из нижележащего, пока еще талого горизонта. Под этими обломками образуются пустоты, в которые попадает какое-то количество мелкозема иногда вместе с водой. Замерзание последней способствует еще большему выпучиванию обломков. Во время очередного таяния грунтов происходит их осадка, но ранее приподнятые обломки по понятным причинам уже не возвращаются на прежнее место.

Так вымораживаются отделившиеся от коренного ложа грубые обломки пород. Концентрации их в поверхностном слое способствует вынос из этого слоя с водой тонких продуктов выветривания внутрь обломочного чехла до водоупора и далее по уклону последнего. Названные процессы больше всего характерны для гольцового пояса гор.

Примечательно, что грубые обломки, имеющие плоскую форму, в процессе вымораживания становятся иногда на ребро, напоминая надгробные памятники. Их легко обнаружить на плоских поверхностях гольцов, где мелкозема особенно мало, а движение грубообломочного материала вниз по склону крайне медленно. По-видимому, главную роль в

поднятии одной из сторон плоских глыб играют процессы льдообразования, приводящие к смещению глыб относительно друг друга.

На склонах ниже гольцов, где растут леса, поверхностный слой грунтов, скрепленный корнями деревьев и дерниной, представляет собой своеобразную грубоскелетную почву. Но такой почвенный слой подстилается глыбовым или щебнистым горизонтом с множеством пустот — склоновым перлювием. И только в низах сезоннопротаивающего слоя снова появляется щебнистый мелкозем. Такое строение покровных отложений свидетельствует о быстром просачивании атмосферной воды сквозь щебнистую почву и о внутригрунтовом (подповерхностном) смыве мелкозема вниз по уклону водоупора, сложенного коренными или многолетнемерзлыми породами.

Но сортировка смешанных грунтов происходит не только по вертикали. Чаще всего движение грубых обломков имеет горизонтальную составляющую, что выражается в формировании каменных полигонов (многоугольников), широко распространенных на площадках нагорных террас и шлейфах, обращенных к днищам троговых долин. К необходимым условиям их развития относится незначительная крутизна склонов, не более 3—4°. Каждый полигон имеет слегка выпуклую форму и ограничен ложбинообразными бордюрами, которые как бы устланы глыбами (рис. 31). Принято считать, что их образование предопределено морозобойным трещинообразованием. Но в условиях широкого распространения грубообломочного материала этот процесс проявляется своеобразно. Его можно представить как расширение зазоров между глыбами, устилающими ложбины. Вполне допустимо, что сами ложбины образовались на месте бывших трещин, которые, в свою очередь, образовались в результате растрескивания когда-то сплошного почвенного покрова.

Мелкообломочный материал, участвующий в сложении внутренних частей (ядер) каменных многоугольников, в холодные периоды испытывает пучение, сопровождающееся вымораживанием глыб и крупных камней, которое только в центре ядер происходит строго по вертикали. Во всех остальных точках ядер обломки вымораживаются перпендикулярно к покатой их поверхности и благодаря этому несколько смещаются в сторону бордюров. После того, как камни оказываются на поверхности, они сползают к периферии полигонов, что опять-таки связано с выпуклой их формой. Так происходит концентрация грубообломочного материала в пределах ложбинообразных бордюров многоугольников. Стекающие по уклону этих бордюров поверхностные и подповерхностные водотоки выносят с собой мелкозем, что тоже способствует сосредоточению здесь грубых обломков.

На склонах крутизной 5—7°, отличающихся уже заметным развитием криогенных склоновых процессов, каменные многоугольники приобретают вытянутую вниз по уклону форму. Поверхности с еще большими уклонами (7—15°) очень часто несут на себе каменные полосы (сказывается еще большая интенсивность склоновых процессов). Материал на склонах с каменными полосами, видимо, перемещается настолько быстро, что не успевают сформироваться поперечные падению склона ложбины. И, напротив, движение обломков, заполняющих наклонные ложбины, в сочетании с внутригрунтовым стоком в их пределах не только не препятствует их формированию, а наоборот, делает их еще более ярко выраженными.

На отдельных участках каменных россыпей нередко можно наблюдать пятна-медальоны — из дресвы, песка или супеси, поперечник этих форм рельефа — 1—2 *м*. Их образование можно объяснить как результат пучения и выдавливания на поверхность увлажненной массы мелкозема во время промерзания. Некоторые исследователи считают, что развитию пятен способствует более интенсивное морозное выветри-



Рис. 31. Каменные многоугольники на поверхности нагорной террасы хр. Тургэн-Ула

вание в их пределах, так как мелкозем лучше сохраняет в себе влагу по сравнению с грубообломочным материалом. Но обе точки зрения не противоречат друг другу. Вероятнее всего, упомянутые процессы протекают одновременно.

Все отмеченные нами формы сортировки материала пользуются большим распространением только на гольцах и в верхних частях гор лесного пояса, где господствует суровый климат. Для зоны денудации низкогорий, за пределами распространения многолетнемерзлых горных пород, массовое их развитие не характерно. если не считать редких пятен-медальонов, встречающихся в поясе островного распространения многолетнемерзлых пород.

ПУЧЕНИЕ

Пучение есть деформация дневной поверхности земли вследствие увеличения объема грунтов при их промерзании, обычно сопровождающемся образованием инъекционных или сегрегационных льдов. Этот процесс может быть площадным и локальным. В первом случае вспучиваются те или иные участки поверхности без образования специфических форм рельефа, т. е. без заметных на глаз морфологических изменений поверхности. Такого рода пучение можно подразделить на равномерное и неравномерное, что имеет определенное значение для решения инженерно-геологических вопросов. Локальное, или дифференциальное, пучение, являющееся по сути дела предельно неравномерным, выражается в формировании бугров пучения, что может происходить на фоне площадного пучения.

Сезонное промерзание рыхлых покровных отложений всегда приводит к некоторому площадному вспучиванию поверхности, которое в последующем сменяется осадкой грунтов. Этот сложный колебательный процесс есть одно из проявлений гидротермических движений, обусловленных теплообменом атмосферы с литосферой и передачей тепла в грунтах, вызывающими в них перераспределение влаги и изменение ее

фазового состояния (Русанов, 1961). Величина сезонного вспучивания поверхности, зависящая от состава грунтов и от степени их увлажнения, сильно отличается от места к месту. Об этом можно судить на основании данных по Нижнему Приангарью, где величина сезонного пучения колеблется от 10 до 400 *мм* (Войлошников, 1969).

Минимальная величина пучения в Монголии, видимо, тоже измеряется десятками миллиметров в год, о чем можно судить по данным стационарных наблюдений в 1963—1964 гг., выполненных сотрудниками Института географии и мерзлотоведения АН МНР по методике, разработанной В. Ф. Жуковым (Лонжид, 1969). Местом наблюдения был участок супесчано-галечникового конуса выноса р. Сэльба в северо-восточной части г. Улан-Батор (территория Института географии и мерзлотоведения АН МНР), где глубина промерзания достигает 2—3 *м*. Наибольшая величина пучения поверхности, отличающейся разреженным травяным покровом, составила 16 *мм* за один сезон, а на площадке, покрытой слоем изоляции, она оказалась в 1,5—2 раза меньше. Удельная сила выпучивания равна 19,5 *кг/см*^{2}. На сильно увлажненных, порой заболоченных участках Монголии величина сезонного пучения, видимо, измеряется сотнями миллиметров в год.

Когда сезонное пучение поверхности протекает более или менее равномерно, оно не приносит никакого ущерба тем или иным сооружениям. Но если имеются различия в условиях увлажнения, вызванные, например, строительством и последующей эксплуатацией сооружений, возможны нежелательные последствия. Так, например, новое здание больницы в Тугрэг-сомоне (Гоби-Алтайский аймак) было деформировано лишь потому, что его фундамент образовал преграду на пути стоковых вод. Это благоприятствовало избыточному увлажнению грунтов, а значит и наибольшему пучению со стороны верхней части склона. Прекратить вредное влияние этого процесса возможно лишь путем устройства дренажной системы и соблюдения правильной эксплуатации здания.

Многолетнее площадное пучение происходит в результате аградации вечной мерзлоты на пространствах, сложенных рыхлыми отложениями. Наиболее вероятной причиной тому — общее похолодание климата. Площадное вспучивание пространств с озерными отложениями может быть следствием промерзания подозерных таликов, вызванного в свою очередь высыханием или дренированием водоемов. К участкам, испытавшим многолетнее площадное пучение, мы относим равнинные поверхности озерных террас, сложенных льдонасыщенными отложениями. Они встречаются, например, на дне Дархатской котловины. Но в большинстве случаев промерзание таликов приводит к образованию бугров пучения.

Бугры пучения обычно подразделяют на многолетние и сезонные. Под первыми принято понимать бугры, возникающие в течение длительного времени, исчисляемого годами и существующие десятки и сотни лет, под вторыми — бугры, возникающие и существующие как правило в течение года (Баранов, 1940). Многолетними правильнее считать многолетнемерзлые бугры пучения, которые образуются как результат глубокого промерзания отложений. Вполне естественно, что они сохраняются как формы рельефа в течение многих лет. К сезонным мы относим бугры пучения, обусловленные однократным или даже многократным сезонным промерзанием. Период их развития тоже может быть очень длительным или, наоборот, коротким, не более одного-двух лет.

Многолетние бугры пучения очень часто называют булгунняхами, а те из них, ядро которых представляет линзу льда,— гидролакколитами. Якутское понятие «булгуннях» обычно применяется к буграм пучения, образующимся при многолетнем промерзании подозерных таликов. В Монголии многолетние бугры пучения часто образуются при промерзании озерных отложений, когда на окружающих участках горные породы немерзлые. При этом формируется целая система бугров

пучения. Такие системы можно наблюдать в межгорных котловинах на отметках, превышающих 800—1000 *м*. Относительная высота отдельных бугров колеблется от нескольких до 20—25 *м*, а ширина их основания может достигать 100—150 *м*. Степень их выраженности бывает различной, но чаще можно наблюдать пологосклонные и асимметричные формы. И только склоны, подрезанные эрозией или термоабразией, бывают крутыми или даже обрывистыми. Ядра бугров пучения представлены либо сплошным льдом, либо льдистым минеральным грунтом.

На происхождение льдов, участвующих в сложении бугров пучения, есть два взгляда. Согласно одной точке зрения (Сумгин и др., 1940), льды бугров пучения имеют инъекционное происхождение, заключающееся в следующем. В результате постепенного промерзания замкнутой системы происходит выжимание воды, возможно с грунтом, в наиболее слабое место системы, что приводит к образованию бугра и последующему промораживанию ее ядра. Именно так принято объяснять образование булгунняхов Якутии.

Представляется весьма интересной и другая точка зрения на образование бугров пучения (Соловьев, 1952; Попов, 1953а), согласно которой эти формы могут быть следствием не только инъекционного льдообразования, но и локального промерзания озерных отложений сверху. Этот процесс сопровождается миграцией грунтовой воды к фронту промерзания под буграми, что как раз и обусловливает их рост. Таким образом, бугры пучения как бы «всасывают» в себя воду, превращающуюся в сегрегационный лед. Такая точка зрения находит все больше приверженцев.

Для объяснения генезиса бугров пучения Монголии наиболее приемлема инъекционная гипотеза, но несколько иная чем та, которая построена на материалах по районам сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Массовое развитие этих форм рельефа на дне межгорных котловин заставляет связывать их генезис не с гидростатическим, а с гидродинамическим напором вод. Этот вывод вполне согласуется с особенностями тектонического строения и географического расположения Монголии. Здесь ничто не препятствует грунтовому стоку в сторону котловин, он возможен даже в высокогорье, если под руслами впадающих в котловины рек имеются талики. Проникновение этих вод в суглинистые и супесчаные озерные отложения, видимо, происходило по нижнему контакту мерзлой толщи, которая наращивалась сверху. Более подробно об этом говорится в главе VI.

Многолетние бугры пучения Монголии можно считать одним из достоверных индикаторов многолетнемерзлых толщ. Они широко развиты в Дархатской, Тонхил-Нурской, Цэцэг-Нурской, Хутук-Нурской, Боро-Худжирыйской, Налайхинской и ряда других межгорных впадин.

К многолетним буграм пучения относятся, как уже говорилось, и гидролакколиты, формирующиеся на месте источников подмерзлотных грунтовых вод. Обычно неглубоко залегающий водоносный горизонт представлен гравийно-галечными или песчаными аллювиальными, пролювиальными или склоновыми отложениями или же трещиноватыми коренными породами. Подобные формы рельефа чаще всего образуются на днищах долин, в том числе у подножий склонов, на конусах выноса постоянных или пересыхающих летом рек и ручьев. На примере Забайкалья подмечено, что наиболее благоприятные условия их формирования имеются в районах развития трещиноватых осадочных мезозойских и третичных пород (Мудров, 1965). Гидролакколиты такого типа бывают одиночными, а иногда составляют небольшие группы. Они очень часто осложнены термокарстовыми воронками, образовавшимися в результате полного или частичного вытаивания линз инъекционного льда.

Один из интересных многолетних гидролакколитов встречен нами на пойме реки к западу от озера Тэрхин-Цаган-Нур. В его пределах можно было наблюдать обширную термокарстовую воронку, а на месте послед-

ней снова возник гидролакколит меньшего размера, на вершине которого также имелась термокарстовая воронка. Гидролакколиты с одной воронкой встречены в долинах рек Чулуту, Идэр, Шарын-Гол и в других местах. Нет сомнения, что многолетние гидролакколиты относятся к индикаторам многолетнемерзлых толщ.

Сезонные бугры пучения подразделяются на сезонные гидролакколиты, бугры-могильники и туфуры.

Сезонные гидролакколиты образуются в результате замерзания напорных грунтовых вод в слое сезонного промерзания-протаивания. Они обычно приурочены к наледным полянам области многолетне- и сезонномерзлых пород. Эти формы рельефа чаще всего бывают округлыми, овальными, иногда сильно вытянутыми и несимметричными. Их высота — от нескольких десятков сантиметров до 1—2 *м*, а поперечник достигает нескольких десятков метров. Под слоем почвы мощностью 0,3—0,7 *м* залегает линза льда, обычно видимая через секущие поверхность трещины напора.

Формирование сезонных гидролакколитов происходит в начале зимы, а летом они разрушаются, что в области распространения многолетнемерзлых пород может протекать очень медленно — до нескольких лет. В результате их разрушения практически всегда образуются небольшие воронки, что подметила Е. А. Втюрина (1962) в Восточном Забайкалье. Сезонные гидролакколиты или воронки мы зафиксировали на Хангае в верховьях рек Шаргын-Гол и Идэр, где распространены многолетнемерзлые породы. О развитии этих форм рельефа в области глубокого сезонного промерзания свидетельствуют наблюдения Г. Ф. Грависа (устное сообщение) в котловине озера Бэгэр-Нур и в долине р. Керулен возле г. Чойбалсан. Поэтому сезонные гидролакколиты нельзя относить к индикаторам многолетнемерзлых толщ.

Бугры-могильники представляют собой щитовидные пологосклонные формы рельефа высотой 0,1—0,7 *м* и диаметром 2—5 *м*. Они разделены межбугровыми ложбинами, которые на стыках друг с другом образуют воронкообразные западинки. Их поверхность обычно покрыта травой, а под дерновым слоем залегают галечно-гравийные и песчано-суглинистые отложения, несущие следы криотурбаций. Развитие этих форм рельефа обусловлено динамикой сезоннопротаивающего слоя на протяжении многих лет. В процессе ежегодно повторяющегося промерзания сильно увлажненных горизонтов этого слоя происходит выжимание слагающих их отложений в сторону с наименьшей прочностью кровли. В местах внедрения грунтовых масс мощность отдельных прослоек увеличивается, а их кровля приподнимается в результате пучения.

На основании анализа литературного материала и исследований на территории Монголии Г. Ф. Гравис (1971) поддерживает идею о пучинном происхождении бугров-могильников, изложенную в свое время С. Л. Кушевым (1939). Главным следствием пучения Г. Ф. Гравис считает циркуляцию увлажненных грунтовых масс, которую подразделяет на четыре последовательные стадии. На первых стадиях этого сложного процесса происходят плавные изгибы поверхностного слоя под действием восходящих движений грунта. На зрелых стадиях грунтовые массы прорываются кверху на стыке бугров с ограничивающими их понижениями. Грунты понижений испытывают компенсационные нисходящие движения на всех стадиях. Здесь образуются инволюции типа «шампиньон» и мешковидные, которые даже в ископаемом состоянии могут служить индикаторами многолетнего промерзания отложений в прошлом.

Бугры-могильники мы смогли встретить во впадине озера Тэрхин-Цаган-Нур, в долинах рек Мурэн и Дабатуин-Гол (Хангай), в районе сомона Цаган-Нур на западе страны и в некоторых других местах на отметках свыше 900—1500 *м*. Наряду с многолетними буграми пучения их

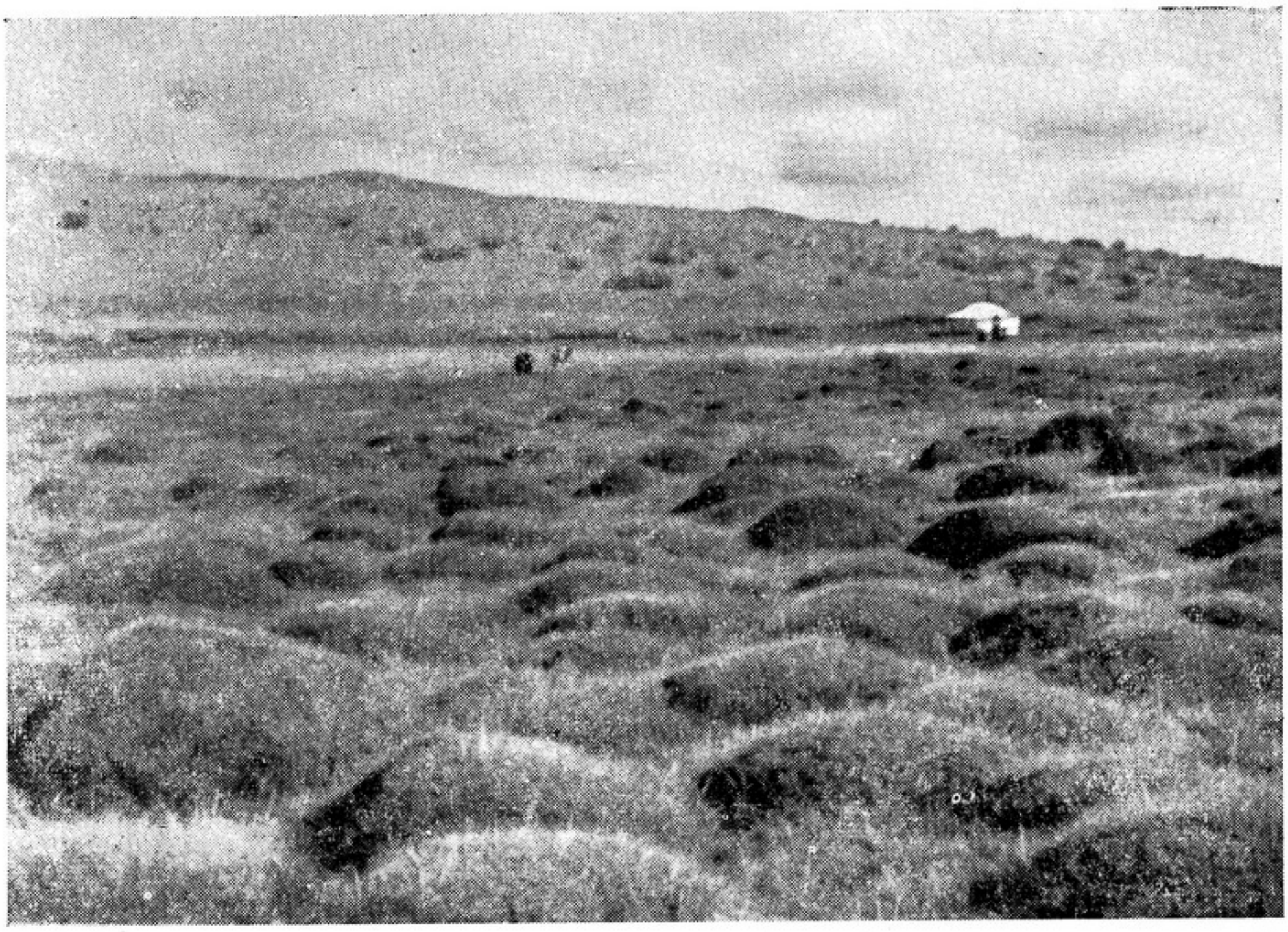


Рис. 32. Туфуры в верховьях речной долины к востоку от оз. Ачиту-Нур

можно считать индикаторами многолетнемерзлых пород. Нижний высотный предел распространения этих форм — пояс спорадического распространения многолетнемерзлых пород.

Туфуры — это мелкие бугорки пучения с дерновым покровом и песчано-суглинистым ядром. Они всюду пользуются очень широким развитием, особенно в лиственничных лесах Сибири. На территории Монголии — они непременные спутники увлажненных участков со сплошным травяным покровом на речных поймах и подножиях склонов вблизи родников. Бугорки имеют округлую, иногда слегка вытянутую форму с крутыми, а нередко отвесными склонами. Обычная их высота 10—15 *см*, а диаметр 0,5—1,5 *м* (рис. 32).

Описания шурфов, заложенных на бугристых участках, показывают, что дернина залегает параллельно поверхности бугров, а нижележащий увлажненный песчано-глинистый горизонт обычно несет следы криотурбаций, свидетельствующих о больших его подвижках в периоды промерзания. Каждому бугорку соответствуют неправильные по форме линзы или утолщения слоев наиболее песчанистого грунта, а иногда клинья инъекций из нижележащих горизонтов. По Г. Ф. Гравису (1971), небольшие туфуры есть следствие волнообразных изгибов поверхностных отложений. Образование больших бугорков он связывает, кроме того, с внедрением нижележащих песчаных грунтов в вышележащие. Такое объяснение генезиса туфуров нам представляется правдоподобным. Но требуется уточнение, почему в большинстве случаев туфуры располагаются в тесной близости друг от друга, не отличаясь разнообразием.

По нашему предположению рассмотренные бугорки образовались на месте микрополигонов, т. е. между трещинами усыхания, о чем можно судить на основании следующих данных. Во-первых, встречаются иногда переходные формы от чисто трещинных полигонов к туфурам в виде едва выраженных бугорков, между которыми прослеживаются слабо заметные трещинки. Последние не разрывают слоя дернины, но непосредственно ниже ее они расширяются, а затем снова сужаются. Во-вторых, под канавками между компактно расположенными бугорками обнару-

живаются земляные жилки глубиной до 0,5 *м* обычно клиновидной формы, сложенные рыхлой почвой с растительными остатками. Наиболее вероятной причиной их образования является летнее растрескивание, поскольку размеры заключенных между жилами туфуров примерно те же, что и размеры полигонов трещин усыхания. Возможность подсыхания грунтов в течение лета даже на заболоченных участках вряд ли может вызывать сомнение.

Образование трещин в конце лета не может не быть причиной последующего промерзания грунтов не только сверху, но и сбоку — со стороны этих трещин. В конце-концов, происходит промерзание замкнутых внутриполигональных систем. Полигоны в результате этого должны испытывать пучение и превращаться в бугорки. Конечно, не только трещинообразование предопределяет формирование туфуров. Иначе мы не встречали бы таких же образований, расположенных разрознено друг от друга, что, видимо, обусловлено какими-то случайными причинами.

Туфуры можно встретить почти повсюду на задернованных увлажненных участках, где есть условия не только для многолетнего, но и глубокого сезонного промерзания. Поэтому их нельзя считать индикаторами многолетнемерзлых толщ. Все поймы рек как правило изобилуют этими формами рельефа, нередки они и у подножий склонов вблизи родников.

Целесообразно также указать на два случая обнаружения туфуров на поверхности многолетних бугров пучения, встреченных в истоках р. Олон-Туруни-Гол (Восточный Хангай) и в 12 *км* к юго-востоку от г. Гоби-Алтай. Данные туфуры, конечно, более древние, чем бугры пучения, поскольку их образование нельзя себе представить в условиях недостаточного увлажнения, характерного для поверхностного горизонта положительных форм рельефа.

НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЕ

Наледеобразование — весьма характерное явление для Монголии, особенно для северных и высокогорных районов. Сущность рассматриваемого процесса очень сходна с образованием гидролакколитов, которые не случайно часто называют подземными наледями. Разница только в том, что образованию наледного льда предшествует излияние воды, а не внедрение ее в рыхлые отложения. Поэтому наледеобразование не приводит к существенным изменениям рельефа, если не считать явлений, препятствующих развитию растительности и почвенного покрова. Зато ежегодное таяние наледей является причиной образования множества водотоков, участвующих в формировании наледных полян. Если этот процесс протекает на днищах долин, то соответствующие участки со временем расширяются.

В соответствии с различиями сроков существования наледей можно говорить о сезонных (однолетних) и многолетних наледях. Формирование последних возможно лишь в поясе сплошного распространения многолетнемерзлых пород на абс. отметках свыше 2500—3000 *м*. По своему происхождению наледи можно подразделить на речные, родниковые, грунтовые и смешанные.

Речные наледи чаще всего приурочены к руслам небольших, преимущественно высокогорных рек. Характер этих наледей зависит от их питания, осуществляемого либо речными поверхностными водами, либо подрусловыми подземными водами, в соответствии с чем можно говорить о двух разновидностях речных наледей (Мудров, 1962). Первые образуются в периоды полного промерзания водотоков на перекатах, что приводит к излиянию речной воды на поверхность льда и низкой поймы. Это может происходить многократно, и в результате образуются сравнительно ровные покровы наледного льда мощностью не более 0,7 *м*.

Речные наледи, питающиеся подрусловыми подземными водами, можно встретить лишь на дне долин, имеющих подрусловые талики. Их формирование начинается примерно месяцем позже по сравнению с ранее охарактеризованными речными наледями, но этот процесс протекает с неослабевающей интенсивностью до начала периода таяния. Мощность наледей, наблюдаемых в узких речных долинах иногда достигает нескольких метров. В подобных случаях их основанием может быть не только пойма, но и надпойменная терраса. Поверхность наледей не всегда бывает ровной: в местах излияния воды образуются пологосклонные бугры.

Наиболее крупные речные наледи встречаются на Хангае. Так, например, поверхность наледей, образующихся на дне долины р. Эгин-Гол, иногда бывает близкой к уровню настила мостов, равному 3,5 *м*, а их площадь может достигать 30—40 тыс. *км*^{2} (Лонжид, 1969). Мощность наледи, которую наблюдал С. Жамсран (1966) в долине р. Идэр, составляла 1,2—1,5 *м*.

Родниковые наледи — наледи, образующиеся на месте постоянно действующих источников, которые в высокогорье обычно связаны с подмерзлотными грунтовыми водами. Возникают такие наледи с наступлением устойчивых отрицательных температур воздуха, а степень сохранности льда зависит от продолжительности холодного периода. Родниковая наледь обычно представляет собой обширное уплощенное тело с одним постоянным выходом воды, являющимся, как правило, истоком реки или ручья. Родники пояса сплошного распространения многолетнемерзлых пород гораздо чаще встречаются у подножий склонов южной экспозиции, где менее благоприятны условия для развития многолетнемерзлых пород. Родниковые наледи мощностью до 2,5 *м* зафиксированы в верховьях р. Толы, в горах Прихубсугулья и в ряде районов Хангая и Хэнтэя (Лонжид, 1969). Родниковая наледь источника Оршан (окрестности г. Улан-Батор) достигает длины 1700 *м* и ширины 300 *м* при мощности льда 1,5 *м* (Жамсран, 1963).

Грунтовые наледи образуются обычно как результат излияния на поверхность надмерзлотной грунтовой воды на участках ее подпора, обусловленного наиболее быстрым промерзанием водоносного горизонта. Подобные явления возможны и за пределами распространения многолетнемерзлых пород, когда под сезоннопромерзающими рыхлыми отложениями залегают водонепроницаемые коренные породы. Такого рода наледи не могут быть мощными, а их развитие продолжается лишь до тех пор, пока не закончится сезонное промерзание водоносного горизонта. Примечательно, что по мере увеличения глубины промерзания выходы воды перемещаются вверх по склону. Тело образующейся на склонах наледи бывает взбугренным в верхней части и плоским в нижней. Их формирование часто сопровождается образованием гидролакколитов, смятиями и разрывами во льду и в подстилающих отложениях.

Более подробные сведения о склоновых наледях содержатся в работах монгольских исследователей (Лонжид, 1964, 1969; Жамсран, 1966).

Смешанные наледи образуются при участии различных по происхождению вод. Среди них преобладают наледи, питающиеся водами рек и родников одновременно. Возможны и иные генетические сочетания, но они встречаются сравнительно редко.

О типе наледеобразования можно судить по морфологии и характеру динамики наледных тел, что важно для изучения как подземных вод, так и геокриологических условий того или иного района. Особо следует остановиться на искусственно вызываемых наледях, которые чаще всего бывают грунтовыми. Они образуются как результат нарушения естественного режима теплообмена между атмосферой и поверхностным грунтом.

Н. Лонжид (1969) был свидетелем образования целого ряда наледей, явившихся следствием выхода на поверхность грунтовой воды под юр-

тами. В его работе имеются следующие сведения. 15 января 1960 г. из-под одной из юрт в г. Баянхонгор внезапно хлынула вода, которая в течение недели разлилась и замерзла на участке длиной 300 *м* при ширине 20—30 *м*. Мощность образовавшегося льда — 0,2—0,3 *м*. Причина возникновения этой наледи — образование у юрты снежного сугроба высотой 1,2 *м*, который способствовал замедленному промерзанию почвы, а значит и прорыву ее водой, испытывающей гидростатическое и гидродинамическое давление. Годом раньше в этом же селении были разрушены полы и печи средней школы, где затем образовался лед мощностью до 1 *м*. Аналогичные явления были отмечены в селениях Нумрэг на северо-западе Хангая и Биндурья на востоке Хэнтэя.

Рассмотренные явления наледеобразования время от времени еще приносят материальный ущерб народному хозяйству, хотя их причины, выражающиеся в отепляющем влиянии зданий на водонасыщенные грунты, давно уже известны. Можно без особых материальных затрат избежать этих явлений, если соблюдать хотя бы минимум элементарных правил. Одно из них заключается в том, чтобы избегать относительно увлажненных участков при выборе площадок для жилья. В противном случае необходимы предпостроечные дренажные работы. Важно также соблюдать определенный режим эксплуатации строений, который исключал бы излишнее увлажнение или утепление грунтов. И, наконец, очень часто бывает целесообразным комплексное решение вопроса.

Наледи не являются индикаторами многолетнемерзлых пород, сезонные наледи можно встретить даже в поясе спорадического их распространения. Развитие многолетнемерзлых наледей, обусловленное самыми суровыми климатическими условиями, как правило, приурочено к поясу сплошной вечной мерзлоты, но не всегда их легко отличить от сезонных наледей.

ТЕРМОКАРСТ

Термокарст — процесс локального протаивания мерзлых льдонасыщенных грунтов, в результате которого образуются замкнутые просадочные или провальные формы рельефа. Этот противоположный локальному пучению процесс может сочетаться с развитием склоновых процессов, суффозией, абразией и т. п. Но все сопутствующие термокарсту процессы остаются подчиненными, поскольку их развитие является лишь одним из следствий возникновения термокарстовых форм рельефа.

По отношению к процессам, обусловленным площадным таянием сезонно- и многолетнемерзлых пород, правильнее применять уже утвердившиеся инженерно-геологические понятия «осадка» и «просадка». Последняя, сопровождающаяся нарушением сплошности грунтов, измеряется наибольшими величинами. Если в итоге просадки грунтов не образуется локальных просадочных, вернее термокарстовых, форм рельефа, то по аналогии с площадным пучением лучше говорить о площадной просадке. Последняя тоже может быть равномерной и неравномерной.

Развитие термокарста принято связывать с общими и местными причинами. Большинство исследователей считают, что главная из общих причин заключена в потеплении климата. Такая точка зрения не вызывает возражений, когда потепление сопровождается деградацией многолетнемерзлых пород, льдонасыщенность которых непостоянная от места к месту. Там, где льда было больше, образуются термокарстовые формы рельефа, что происходит на фоне площадной просадки. Подобный процесс как раз и имел место в расположенных к югу от Хэнтэя депрессиях с высотными отметками 1200—1400 *м*, когда здесь исчезали острова многолетнемерзлых пород. Развитие в пределах этих депрессий реликтовых термокарстовых западин глубиной до 2—3 *м* подтверждается наблюдениями южнее г. Улан-Батор (см. главу VII.).

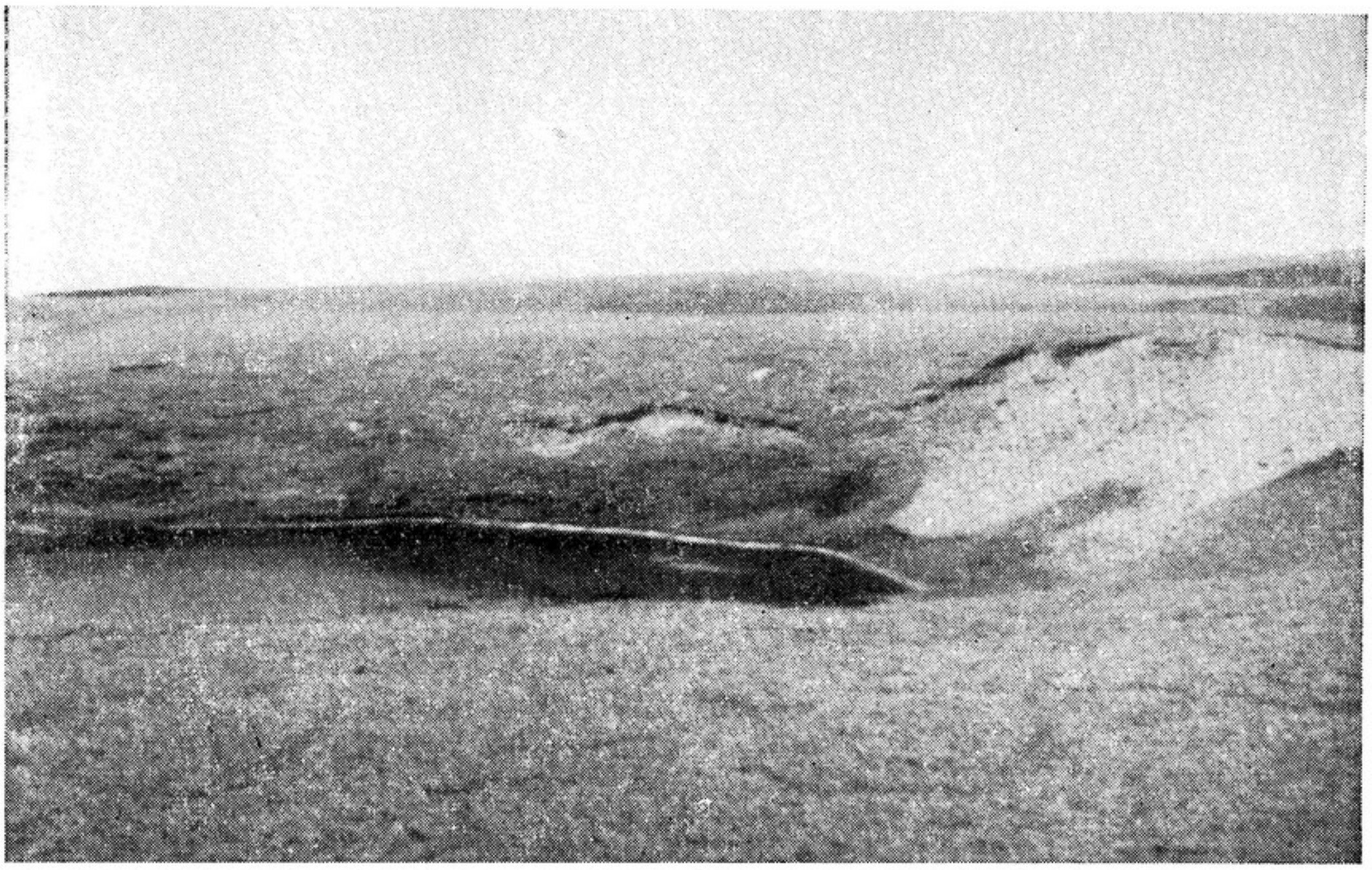


Рис. 33. Термокарстовое озерко и холмисто-западинный пучинный рельеф (на заднем плане) в долине р. Асхатуин-Гол (Озерное плоскогорье)

Происходившая в период потепления климата в голоцене деградация островов многолетнемерзлых пород на равнинах Монголии сопровождалась явлениями термокарста. Но в местах, где многолетнемерзлые породы сохранялись, термокарст не достигал сколько-нибудь значительного развития, если не было условий для скопления поверх льдонасыщенной толщи достаточного количества воды. А последняя, как известно, может скапливаться лишь в различных по генезису понижениях. Такие понижения нередки на нерасчлененных аккумулятивных равнинах, где как раз и встречаются термокарстовые формы рельефа. На участках с сильно льдистыми отложениями, но расчлененных эрозией, термокарст маловероятен.

Таким образом, Монголия, климат которой отличается суровостью, в целом характеризуется неблагоприятными общими условиями для развития термокарста. Никак не способствует развитию этого процесса и широко распространенный здесь горный рельеф. Исключение составляют сложенные льдистыми отложениями равнинные участки межгорных впадин и днищ широких долин, общая площадь которых ограниченна. Современные термокарстовые озера встречаются уже в пределах редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород.

В зависимости от роли термокарста в развитии озер мы выделяем собственно термокарстовые, термокарстово-флювиальные и подпрудно-тектонические озера с термокарстовой обработкой берегов.

Термокарстовые озера или западины могут быть результатом местного изменения теплового режима грунтов, чаще всего вызванного деятельностью человека. Началом развития процесса является увеличение мощности сезоннопротаивающего слоя, вслед за чем происходит некоторая просадка верхнего горизонта многолетнемерзлых пород. Образующаяся при таянии льдов вода довольно быстро испаряется, поэтому дальнейшее развитие термокарста происходит лишь при поступлении во вновь образовавшиеся понижения изрядного количества воды извне. А это возможно лишь при достаточной площади водосбора вновь образовавшейся западины, если, конечно, еще не закончилось таяние подземных льдов.

Другая разновидность термокарстовых форм рельефа тесно связана с

процессом пучения. Образование бугров пучения влечет за собой растягивание поверхностного слоя отложений и его растрескивание, что обычно сопровождается и некоторым денудационным сносом с них материала. В итоге содержащиеся в буграх льды испытывают активное таяние, приводящее к образованию термокарстовых воронок- «кратеров». Самые большие из встреченных нами в Монголии бугров обязательно характеризуются такими термокарстовыми западинами.

Неравномерное от места к месту пучение может быть косвенной причиной термокарста, когда в образующихся между буграми пучения западинах скапливается вода. Благодаря этому происходит отепление льдосодержащих пород, слагающих ложе западин, т. е. начинает развиваться термокарст. Западинки со временем расширяются под действием термокарста, что приводит к разрушению бугров пучения. Происходит вполне закономерный процесс, когда пучение неизбежно сменяется термокарстом (рис. 33).

Термокарстово-флювиальные озера представляют собой обработанные термокарстом различные пойменные озера, в том числе старицы и заполненные водой межгривные ложбины. Особенно показательно изменение термокарстом стариц, имеющих ленточную форму. В последующем происходит расширение отдельных частей стариц вплоть до приобретения ими причудливой конфигурации. Подобные озера мы наблюдали иногда вблизи рек, блуждающих по Дархатской котловине. На плоских днищах наиболее крупных рек высокогорного пояса они встречаются редко из-за малой льдистости аллювиальных отложений.

Подпрудно-тектонические озера с термокарстовой обработкой — наиболее крупные озера межгорных котловин с многолетнемерзлыми горными породами. Их образование неразрывно связано с тектоническим происхождением самих котловин, а размеры и конфигурация акваторий прежде всего есть функция осадконакопления, проявляющегося в формировании системы спускающихся к озерам шлейфов. Те из шлейфов, которые обращены к вытекающим из озер водотокам, можно рассматривать как подпруды на пути стока из котловины.

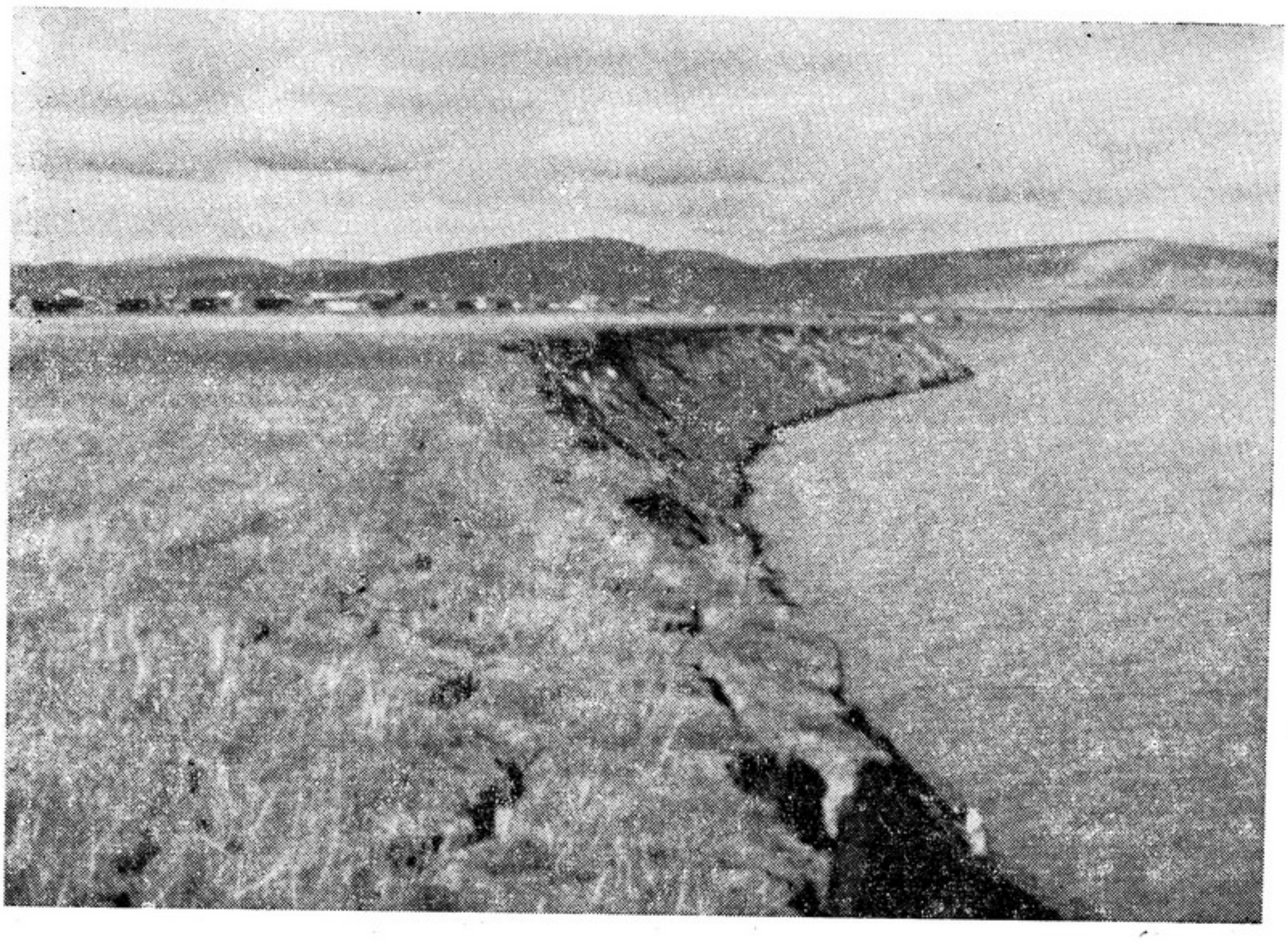


Рис. 34. Термоабразионный берег оз. Дод-Нур, разрушающийся в результате вытаивания подземного льда

Неодинаковая интенсивность осадконакопления со стороны различных берегов водоемов и перераспределение озерных осадков, вызванное деятельностью волн и течений, являются причиной наращивания аккумулятивных берегов. Это сопровождается промерзанием и неравномерным вспучиванием озерных осадков в пределах мелководий, что приводит к формированию описанного выше холмисто-западинного рельефа. Соответствующие аккумулятивные берега озер довольно интенсивно наступают.

Наступание отмелых аккумулятивных берегов сочетается с разрушением и отступанием крутых термоабразионных берегов, сложенных льдистыми отложениями. Поэтому не случайно такие берега изобилуют продольными и поперечными трещинами и сползающими в воду блоками и глыбами (рис. 34). Можно предполагать, что скорость разрушения термоабразионных берегов в Монголии соизмерима со скоростью этого же процесса в Центральной Якутии, не превышающей в среднем 1—2 *м* в год. Отступание термоабразионных берегов озер сопровождается осадкой примыкающего к ним дна, о чем можно судить по сравнительно быстрому росту глубин по мере удаления от обрывов.

Аккумулятивные и термоабразионные берега в одних и тех же озерах свидетельствуют о медленной миграции водоемов (Суходровский, 1960). Направление этой миграции со временем меняется, что объясняется различиями льдистости отложений, неравномерными тектоническими движениями с различных сторон впадин на протяжении периода существования вечной мерзлоты, а отчасти непостоянством ветров.

Интенсивность термокарстовой обработки озерных водоемов протекает тем активнее, чем выше уровень воды. И, наоборот, стоит снизиться ее уровню, как рассматриваемый процесс затухает. Подобные изменения прежде всего характерны для бессточных озер. Водоемы, имеющие сток, не подвержены резким колебаниям интенсивности процесса, поскольку их уровень мало изменяется. Итак, подпрудно-тектонические озера с термокарстовой обработкой отличаются наибольшей динамичностью. Причиной тому не только тектоника, но и криогенные рельефообразующие процессы, проявляющиеся в пучении и термокарсте. К числу рассматриваемых озер относятся озера Дод-Нур в Прихубсугулье, Цэцэг-Нур, Тонхил-Нур, Хутук-Нур в Монгольском Алтае и целый ряд других водоемов.

Мы видим, что естественное развитие термокарста, участвующего в формировании как собственно-термокарстовых форм рельефа, так и в увеличении озер иного генезиса, возможно лишь на таких участках, где подземные льды сочетаются с геоморфологическими условиями для скопления достаточного количества поверхностной воды. Вмешательство человека может не только ускорить или замедлить уже развитый процесс, но и вызвать его развитие там, где он никогда не протекал ранее. В подобных случаях на участках с льдистыми отложениями, но без условий для скопления воды, могут возникнуть лишь эмбриональные формы термокарстового рельефа.

КРИОГЕННЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Рассматриваемые в этом разделе процессы связаны с периодическим промерзанием-протаиванием грунтов в условиях достаточного увлажнения, которому благоприятствует водонепроницаемый субстрат из многолетнемерзлых или сезонномерзлых пород. Но даже в области сплошного развития многолетнемерзлых пород увлажненность склонов непостоянна и тем значительнее, чем меньше их крутизна. Поэтому и криогенные склоновые процессы наиболее развиты не на самых крутых, а на относительно пологих склонах с углами падения не свыше 15—20°. К ним мы относим криогенную десерпцию, солифлюкцию и криогенное оползание.

К р и о г е н н а я д е с е р п ц и я (сседание) представляет собой движение вниз по склонам увлажненного, но несвязного грубообломочного мате-

риала, испытывающего попеременное промерзание-протаивание. В этом заключено отличие процесса от просто десерпции, обусловленной чисто температурным изменением объема практически сухого, сыпучего обломочного материала.

Сущность криогенной десерпции заключается в следующем. В результате промерзания и связанного с ним пучения грунты оказываются приподнятыми примерно по нормали к дневной поверхности. Это поднятие обусловлено периодическим замерзанием воды, содержащейся в промежутках между обломками. В результате образуется базальный лед-цемент, который разобщает эти обломки (Билибин, 1955; Чигир, 1965; Ивановский и др., 1967). Последующее таяние льда влечет за собой опускание обломков (осадку) уже не на прежнее место, а с некоторым смещением вниз по уклону. Величина такого смещения грунтов за один цикл промерзания-протаивания зависит от количества присутствующей воды и от механического состава. Согласно экспериментальным наблюдениям (Чигир, 1965), грубые обломки смещаются вниз по склону на гораздо большую величину, чем это характерно для грунтов с мелкоземистым заполнителем. К одной из разновидностей рассматриваемого процесса относится движение грунтов под действием стебелькового льда, описанного многими исследователями.

Криогенная десерпция грунтов характерна для наиболее высоких хребтов, если они сложены интрузивными породами типа гранитов, при выветривании которых образуются главным образом глыбы, щебень и дресва. Самые благоприятные условия для развития криогенной десерпции создаются на почти плоских усеченных вершинах хребтов и расположенных ниже площадках нагорных террас. Малая их крутизна, равная 1—10°, как раз и способствует скоплению в сезоннопротаивающем слое значительного количества воды, что является одним из главных условий процесса.

О подвижности материала на упомянутых участках можно говорить на основании наших наблюдений на нагорных террасах Монгольского Алтая, где установлены явные признаки движения даже самых крупных глыб с поперечником до 4 *м*. На их гранях, примыкающих к заполненным водой микропонижениям, хорошо заметны следы прежнего уровня воды в виде прямых линий, ниже которых отсутствуют следы лишайников. Примечательно, что эти линии, как правило, не параллельны современному уровню воды в микропонижениях. Следовательно, глыбы тоже подвержены выпучиванию. Но поскольку этот процесс протекает на склонах, то он обязательно должен иметь и горизонтальную составляющую.

На нагорных террасах Прихубсугулья нам довелось наблюдать также стебельковые льды, в результате образования которых были приподняты обломки с поперечником до 3 *см*. Таяние стебельков заканчивалось сползанием обломков в среднем на 1 *см* по склону крутизной около 10°. Но с такой скоростью может перемещаться лишь щебень самого верхнего слоя. Наиболее характерная скорость криогенной десерпции всего сезоннопротаивающего слоя колеблется от долей миллиметра до нескольких миллиметров в год.

Примечательно, что криогенная десерпция обычно сочетается с подповерхностным делювиальным процессом, благодаря которому мелкоземистые продукты выветривания смываются с поверхности грубых обломков и выносятся с водой к подошве сезоннопротаивающего слоя. Далее грунтовые водотоки переносят их по поверхности мерзлых или скальных пород. Этот процесс очень характерен для широко развитых в высокогорьях каменных россыпей и курумов, в нижнем слое которых обычно есть и мелкозем.

Криогенная десерпция — один из основных процессов, участвующих в образовании плоских вершин гор и расположенных ниже нагорных террас. На происхождение этих форм рельефа, поверхности которых почти сплошь заняты курумами, еще нет единой точки зрения. В специальной работе, посвященной затронутому вопросу (Суходровский, 1971), отстаивается вывод о наибольшей активности не крутых, а относительно пологих склонов с уг-

лами падения 10—15°. Последние сильно увлажнены благодаря продолжительному таянию снежников, формирующихся в их тыловых частях. Коренные породы, залегающие под маломощным грубообломочным покровом пологих частей склонов, подвержены морозному выветриванию. Продукты этого выветривания, выпучиваясь, оказываются в поверхностном слое, который участвует в более активной криогенной десерпции. Последняя до некоторой степени сочетается с подповерхностным смывом мелкозема и солифлюкцией нижнего горизонта сезоннопротаивающего слоя, где частично аккумулируется мелкозем.

Под действием упомянутых процессов площадки нагорных террас выполаживаются, благодаря чему крутизна вышележащих относительно сухих участков (уступов террас) увеличивается. Интенсивность преимущественно десерпционного, а иногда и гравитационного процессов, протекающих на уступах, возрастает и приходит в динамическое равновесие с криогенными процессами на площадках террас. В дальнейшем медленное снижение этих площадок будет сопровождаться отступанием уступов. Какой из названных процессов активнее, сказать пока трудно.

Непосредственно ниже гольцового пояса курумы уже не имеют сплошного распространения. Очень часто они тяготеют к линиям разломов и зонам повышенной трещиноватости, где происходит разгрузка трещинных вод (Глазовский и др., 1963). По мере дальнейшего уменьшения высотных отметок все большее распространение получают участки с почвенно-дерновым покровом. Атмосферные воды, лишь частично просачивающиеся через этот покров, сосредотачиваются в едва выраженных здесь ложбинах, которые зачастую вмещают в себя спускающиеся вниз по склонам полосообразные курумы — каменные потоки. Последние являются путями уже подповерхностного стока и обусловленного им вымывания мелкозема, или суффозии. Грубообломочный, а в нижних горизонтах смешанный материал каменных потоков участвует в движении, скорость которого по всей видимости измеряется сантиметрами в год. Главный тип движения каменных потоков — криогенная десерпция, хотя в периоды интенсивного стока не исключено скачкообразное сползание и перекатывание погруженных в воду обломков, если склоны имеют достаточную для этого крутизну. Стекающие в промежутках между грубыми обломками воды собираются затем в поверхностные водотоки, ложем которых служат днища эрозионных врезов.

Там, где грубообломочный материал почти сплошь прикрыт почвой и дерниной, фильтрация воды и связанная с ней суффозия концентрируются на локальных участках и приводят к формированию каменных воронок или котлов, где как бы берут начало подповерхностные водотоки. На пути этих водотоков образуются располагающиеся линиями пустоты и полости в подпочвенном грубообломочном материале. Последний участвует в криогенной десерпции, благодаря которой происходит пассивное перемещение и дерново-почвенного покрова.

С о л и ф л ю к ц и я, или медленная солифлюкция,— сложный процесс вязко-текучего движения связных грунтовых масс, имеющих мерзлый субстрат и испытывающих периодическое промерзание-протаивание. В отличие от аналогичного течения грунтов за пределами распространения мерзлых пород, рассматриваемый процесс часто называют криосолифлюкцией, что не может вызвать возражений.

Наиболее активное развитие процесса отмечается на тех склонах, в сложении которых участвуют суглинистые и супесчаные отложения, подстилаемые многолетнемерзлыми породами. В периоды таяния солифлюкция возможна и за пределами распространения многолетнемерзлых пород, если склоны характеризуются достаточным увлажнением. О скорости процесса на поверхности можно судить по данным полустационарных наблюдений в двух пунктах, выполненных В. Лувсандагвом в течение 1967—1971 гг. Эти наблюдения сводились к ежегодному определению расстояний от глубоко врытых в грунт металлических реперов до сторожков-колышков, погружен-

Таблица 22

Результаты наблюдения за солифлюкцией на Хангае стационарным методом в 1967—1971 гг.

Адрес пункта наблюдения	Характеристика рельефа	Среднегодовая скорость солифлюкции (в *см*)
В 2 *км* к югу от оз. Тэрхин-Цаган-Нур (в Тарят-сомоне) на Хангае	Северный склон крутизной 6—7°; солифлюкционная терраса, сложенная супесью, абс. высота 2100 *м*	3
Верховья р. Хануй-Гол на Хангае	Северный склон крутизной 3—4°; солифлюкционная терраса, сложенная супесью, абс. высота 1800 *м*	2,5

ных в грунт на 10—15 *см*. Судя по изменению этих расстояний за 3 и 4 года можно судить о средних скоростях солифлюкции, которые приведены в табл. 22.

Полученный результат находится в пределах тех показателей скорости процесса, которые характерны и для целого ряда районов Арктики и Сибири. Поэтому вполне уместно предположить, что на любых широтах солифлюкционные склоны развиваются примерно одинаково. Правда, в Монголии подобные склоны распространены в ограниченной степени. В генезисе большей части склонов этой страны солифлюкция имеет лишь подчиненное значение, возникая в течение кратковременных периодов таяния.

Заметим, что гораздо больше чем солифлюкция, в Монголии развит другой, не криогенный, процесс массового движения грунтов — гидрогенная десерпция (термин Г. Ф. Грависа, 1969б), или дефлюкция, которая, по С. С. Воскресенскому (1971), протекает при вязко-пластической консистенции грунта. Она может быть развита и в области распространения многолетнемерзлых пород, если степень увлажнения грунтов не достигает нижнего предела пластичности. Интенсивность процесса измеряется долями миллиметра или миллиметрами в год, что подтверждается нашими полустационарными наблюдениями на северном склоне г. Богдо-Ула. В результате установлено, что скорость процесса на щебенисто-супесчаном склоне крутизной 15° составила 2—2,5 *мм* в год, а на склоне крутизной 22° — 1 *мм* в год.

Приходится учитывать, что процессы гидрогенной десерпции и солифлюкции могут сменять друг друга во времени. Одновременно с их развитием нередко протекает и делювиальный процесс в виде плоскостного смыва или намыва. Правда, роль названного процесса, по мнению С. С. Воскресенского (1971), очень мала. В подтверждение этого вывода он приводит данные Ж. Корбеля, согласно которым даже в семиаридных районах снижение поверхности за счет смыва в среднем составляет 1 *мм* за 1000 лет. На основании стационарных наблюдений в Забайкалье Г. С. Ананьев и Е. Д. Сыроечковская (1971) также делают вывод о малой интенсивности делювиального процесса и указывают примерно на те же показатели интенсивности процесса, что и Ж. Корбель.

Солифлюкция участвует в формировании деллей, представляющих вытянутые вдоль уклона плоскодонные пониженные полосы. Их глубина в Монголии колеблется от нескольких сантиметров до 0,5—0,7 *м*, а ширина измеряется метрами или одним-двумя десятками метров. Делли чаще всего располагаются параллельно друг другу, а на выпуклых и вогнутых в плане склонах они веерообразно расходятся в первом случае и сходятся во втором. Склоны, в пределах которых развиты эти формы рельефа, имеют крутизну 10—20°, а покровные их отложения представлены щебенисто-супесчаным материалом. Многолетнемерзлые или достаточно мощные сезонномерзлые горные породы также способствуют развитию деллей.

Относительно происхождения деллей имеются различные гипотезы, в том числе эрозионная (Митт, 1959), солифлюкционная (Хомичевская, 1961) и эрозионно-термокарстовая (Катасонова, 1963). Мы же пришли к мнению, что делли имеют эрозионно-солифлюкционное происхождение (Суходровский, 1966), и эта точка зрения подтверждается результатами наблюдений в Монголии.

Бытующий в литературе взгляд на определенную роль эрозии в генезисе деллей вполне оправдан, тем более, что типичные эрозионные врезы очень часто являются нижним продолжением этих форм рельефа. Незначительная их глубина по сравнению с типичными эрозионными врезами есть результат деятельности не русловых, а плоскостных водотоков, сконцентрированных в пределах днищ деллей. Образование более глубоких деллей затруднено в связи с вязко-текучей консистенцией донных отложений. В периоды максимального увлажнения они подвержены медленному течению вниз по уклону. Специфические особенности строения деллей, таким образом, обусловлены взаимодействием концентрированной плоскостной эрозии и солифлюкции.

Делли очень широко распространены на склонах Хэнтэя и хребта Бурин-Нуру, в сложении которых участвуют как многолетне-, так и сезонно-промерзающие породы. Они не являются, следовательно, индикаторами многолетнемерзлых пород, хотя их морфологическая выраженность на участках с сезоннопромерзающими породами относительно хуже. Нижний высотный предел их широкого развития — пояс островного распространения многолетнемерзлых пород.

К собственно солифлюкционным формам рельефа, образующимся на склонах, сложенных суглинистым или супесчаным материалом с примесью грубых обломков, относятся солифлюкционные террасы (рис. 35). Они представлены солифлюкционными потоками или языками, которые нередко соединены в целые гирлянды. На склонах с такими формами рельефа солифлюкция распространяется уже не на узкие полосы, как на склонах с деллями, а на более обширные участки.

Главная причина образования солифлюкционных террас — это неравномерное распределение скоростей процесса на склонах (Каплина, 1965). Присутствующие в грунтах грубые обломки, например, перемещаются сравнительно медленно и тем самым могут служить препятствием для движущихся сверху более мелкоземистых грунтов. Происходит аккумуляция последних с образованием наплывов, что, как правило, повторяется и не один раз. Причиной последующего накопления грунтов в пределах тех же террас является довольно быстрая потеря подвижности грунтов, достигающих бровок уступов, так как условий для сохранения здесь влаги уже не имеется. Плотная дернина на поверхности не может служить существенным препятствием для солифлюкции. Дернина подвержена пассивному перемещению, в результате которого она может растягиваться или даже разрываться.

В процессе образования террас дернина изгибается в антиклинальную складку там, где накапливаются поддернинные солифлюкционные отложения. Затем эта складка опрокидывается и подобно гусеницам перемещается вниз по уклону поверхности (Втюрина, 1966). Скорость ее перемещения со временем замедляется, одновременно над ней накапливаются все новые порции заключенных в складки отложений. Этот процесс, конечно, не беспределен, поскольку с ростом уступа образующейся террасы, ее поверхность становится все более пологой, все менее благоприятной для солифлюкции.

Одиночные солифлюкционные террасы могут формироваться в условиях глубокого сезонного промерзания. Они очень часто встречаются в поясе прерывистого распространения многолетнемерзлых пород. Гирлянды солифлюкционных террас наиболее характерны уже для более высокого пояса сплошной вечной мерзлоты. К одной из разновидностей форми-

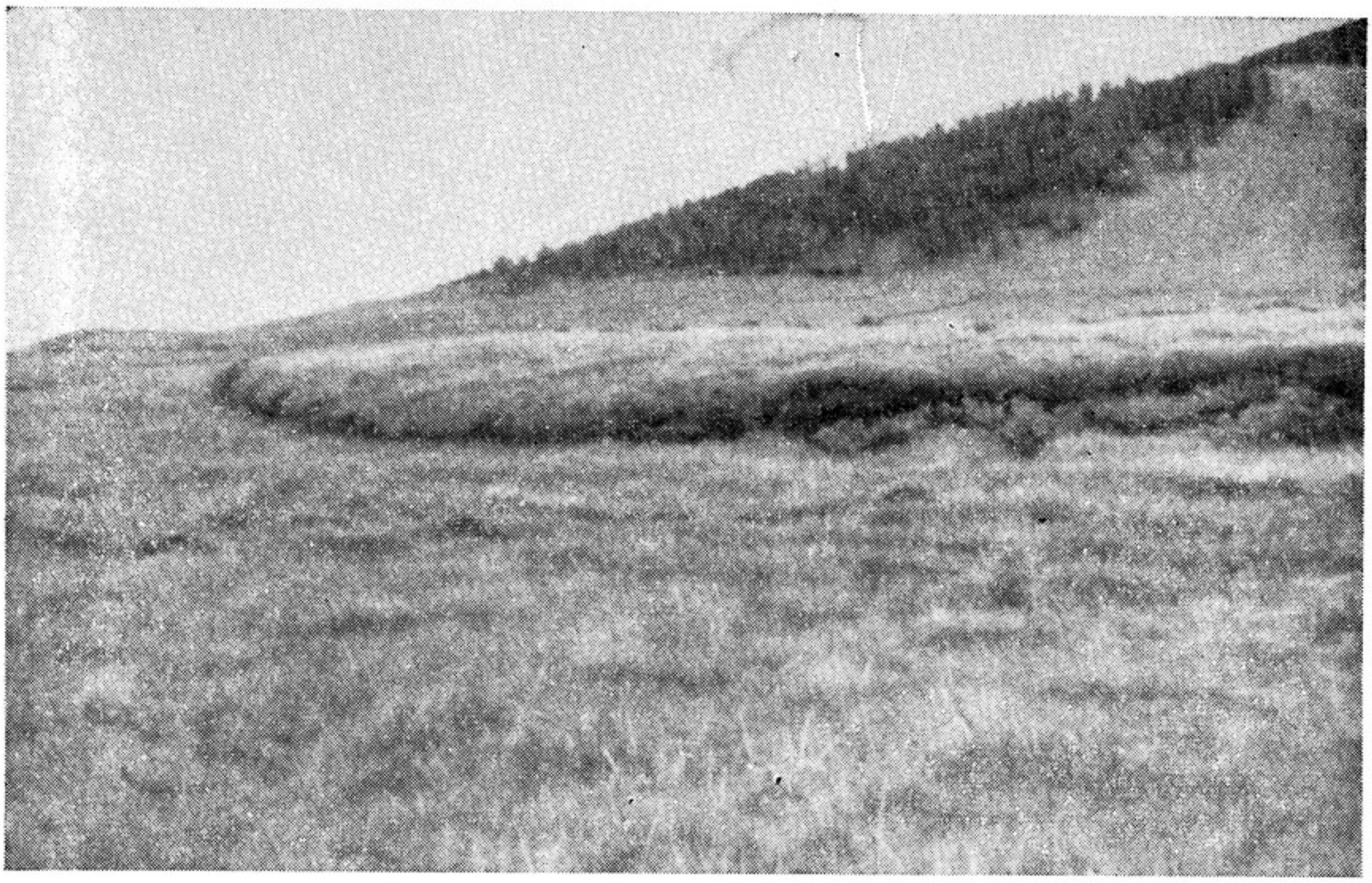


Рис. 35. Солифлюкционная терраса севернее оз. Тэрхин-Цаган-Нур в районе Хангая

рующихся на склонах криогенных образований относятся *солифлюкционные валы*. Это не что иное, как уступы солифлюкционных террас, заметно осложненные пучением. Мы их встретили в Монголии дважды.

На циркообразном северном склоне хребта Гичигинэ-Нуру крутизной 21—23° солифлюкционные валы сложены пылеватыми песком или супесью, насыщенными крупными обломками. В плане они имеют несколько изогнутую форму, выпуклость которой обращена вниз по склону. Высота валов заметно изменяется вдоль простирания, но нигде не превышает 1 *м*. На выпуклой их поверхности прослеживаются трещины напора длиной 10—15 *м* при ширине до 10 *см* и видимой глубине 0,5 *м*.

Другой участок, где были обнаружены солифлюкционные валы, находится на северном склоне невысокой горной гряды к западу от Хэнтэя, в верховьях р. Хунцал-Гол. В средней части склона отмечены типичные солифлюкционные террасы, хотя высота их уступа не превышает 0,5 *м*. Нижерасположенный шлейф, имеющий крутизну 2—3°, несет на себе едва выраженные солифлюкционные валы дугообразной формы. С верхней стороны дугообразных валов во внутренней их части расположены термокарстовые озерки диаметром 10—30 *м* и глубиной не более 1 *м*. Эти озерки, имеющие иногда обрывистые берега, располагаются на разновысотных солифлюкционных террасах с превышением одной над другой в 1,5—2 *м*. Валы в данном случае послужили подпрудами для стекающих вниз по склону вод, а это в свою очередь и послужило причиной возникновения термокарстовых форм рельефа. Солифлюкция на склонах может протекать и без образования террас или валов, если состав грунтов и степень их увлажнения практически не изменяются вдоль уклона поверхности. Признаком развития процесса в данном случае могут служить искривленные (саблевидные) стволы деревьев.

На сильно выположенных нижних частях склонов солифлюкционные террасы обычно не образуются. Такие части склонов заняты *солифлюкционными покровами*. Линия их сочленения с вышележащим более крутым участком соответствует вогнутому перелому склона, который мы рассматриваем как результат значительного выполаживания нижней части склонов.

Встречаются в Монголии и такие солифлюкционные покровы, которые ограничены уступами. Их поверхность вместе с этими уступами обычно называют педиментами, а те из них, которые наблюдаются на склонах долин,— *долинными педиментами*. На происхождение педиментов, формирующихся в условиях сурового климата, как и на генезис нагорных террас, нет еще единой точки зрения. В ряде работ советских исследователей (Тимофеев, 1962; Пиотровский, 1964; Никольская и др., 1967) отстаивается взгляд, основанный на идеях В. Пенка и Л. Кинга, согласно которым формированию педиментов предшествуют тектонические движения, дающие начало циклам эрозии. Образовавшиеся в результате эрозионного вреза уступы отступают под действием выветривания слагающих их горных пород и склоновых процессов. Склоновые отложения удаляются от подножий уступов стекающими по поверхности педиментов водами. Процесс педиментации постепенно распространяется внутрь страны, но еще задолго до его завершения (педипланации) тектоническое поднятие территории приводит к новому врезанию рек и связанному с ним формированию нижележащих педиментов. Таким представлено образование серий педиментов, благодаря которым склоны гор имеют ступенчатое строение.

Не возражая против возможности формирования педиментов путем отступания эрозионных уступов в условиях семиаридного и аридного климатов, мы не видим достаточных оснований считать теорию педиментации приемлемой для районов с многолетнемерзлыми породами. Главным фактором образования этих форм рельефа в названных условиях мы считаем морозное выветривание и солифлюкцию, способствующие выполаживанию нижних частей склонов, что, в свою очередь, и приводит к увеличению крутизны вышележащих участков (Суходровский, 1969). В этом — сходство так называемых педиментов с описанными уже нагорными террасами, в происхождении которых главная роль принадлежит не солифлюкции, а криогенной десерпции.

Заметим, что распространение теории педиментации на районы с суровым климатом повлекло за собой вполне обоснованную критику со стороны целого ряда исследователей. В одних работах (Валпетер, Карташов, 1964; Карташов, 1966) приведены данные, когда в ряде случаев за педименты принимаются террасоувалы, в других (Воскресенский, 1971; Гравис, 1972) говорится о формировании педиментообразных поверхностей склонов путем выполаживания их солифлюкцией. Особенно веские доводы против теории педиментации приведены С. С. Воскресенским (1971), проанализировавшим строение и историю развития целого ряда районов. Он же говорит о разнородности выровненных наклонных поверхностей по своему генезису. Среди них имеются не только солифлюкционные склоны, но и террасоувалы, а также выровненные высокие террасы.

Криогенное оползание — процесс течения грунта жидко-текучей консистенции, настолько быстрого, что движение ощутимо буквально на глазах. Вместе с тем, продолжительность процесса незначительна — несколько дней или даже часов. Нам довелось видеть лишь следы солифлюкционных оползаний на склонах северной экспозиции, сложенных щебенистым суглинком, супесью или пылеватым песком. Такие склоны крутизной 15—25° обычно заняты лесом или кустарником. Очевидно, весной, когда оттаивающие грунты особенно сильно увлажняются, происходит оползание скрепленного дерниной и корнями деревьев верхнего слоя грунта по разжиженному горизонту. Участки такого слоя иногда перемещаются вниз вместе с растущими на них деревьями. Но основная часть затронутого оползанием грунта перемешивается, превращаясь в плывун, напоминающий грязевую сель.

В результате криогенного оползания образуются специфические для данного процесса формы рельефа, имеющие денудационную и аккумулятивную части (рис. 36). Первые образуют ложбины или цирки шириной до нескольких десятков метров при глубине 1—1,5 *м*. Их длина, соответ-

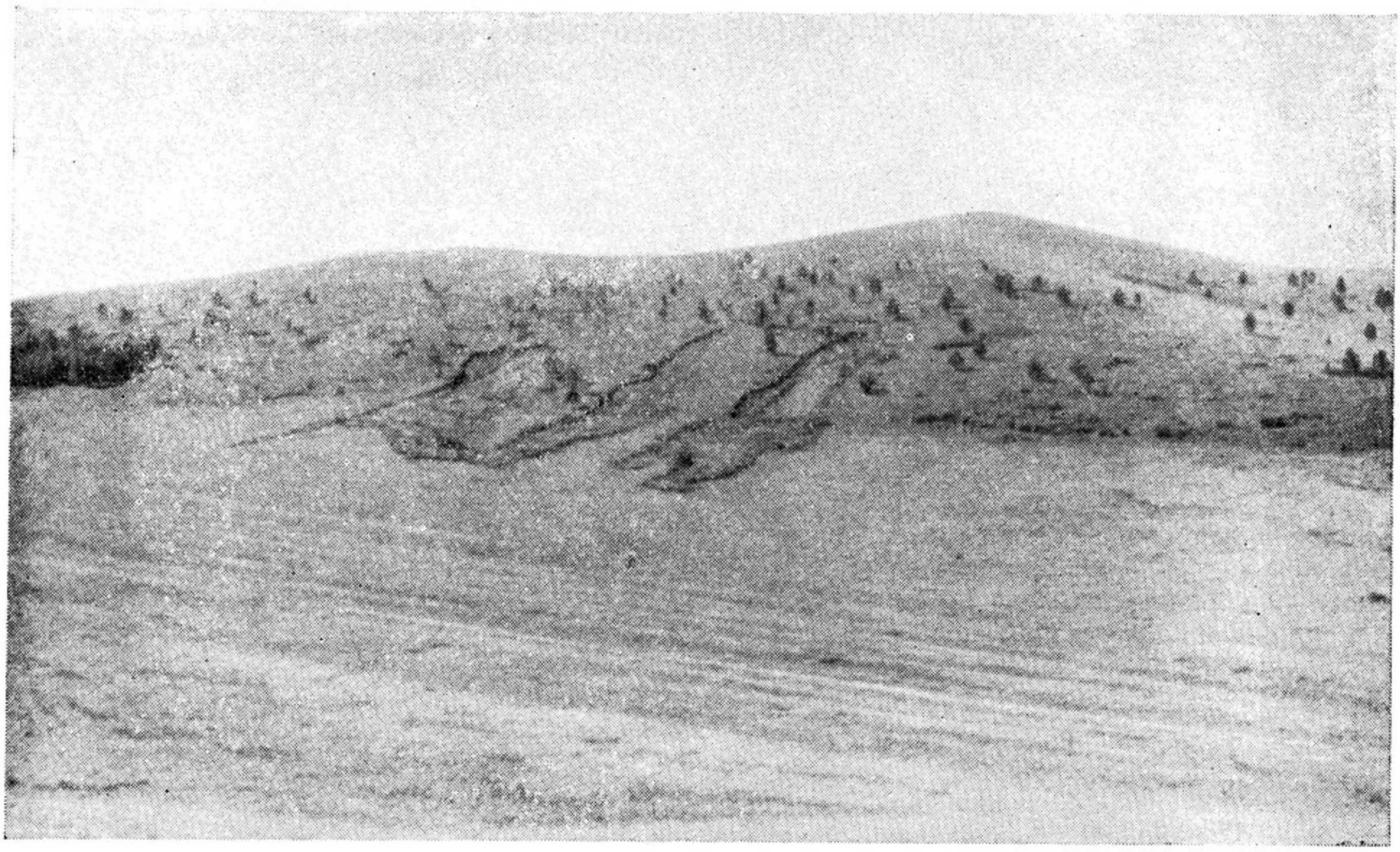


Рис. 36. Криогенные оползни в районе оз. Боро-Нур

ствующая расстоянию от места срыва грунта до аккумулятивного шлейфа или языка, достигает 150—250 *м*. Аккумулятивная часть образуется на нижней пологой части склона иногда с валом на конце высотой до 1 *м* и шириной 10—30 *м*. Криогенные оползни нами описаны в районе озера Боро-Нур (к северо-западу от г. Улан-Батор) и на Хангае — на склоне впадины озера Тэрхин-Цаган-Нур. По свидетельству местных жителей, они образовались в мае 1967 г. Примечательно, что встреченные оползни, хотя и локальные образования, но они не одиночны. На одних и тех же склонах обычно встречается по несколько однотипных, соизмеримых по своим размерам оползневых форм рельефа. Важно также отметить, что оползни в районе оз. Боро-Нур, в отличие от хангайских, образовались в условиях развития не многолетних, а сезонномерзлых пород. Поэтому можно говорить о развитии этих форм в поясах сплошного, прерывистого и островного распространения многолетнемерзлых пород.

Криогенные оползания протекают в пределах пойменных или террасовых уступов в долинах рек. Они здесь активизируются благодаря подрезанию крутых берегов, вызванному боковой эрозией. В оползании участвуют скрепленные дерниной блоки грунта, предварительно отделившиеся от основного массива поймы или террасы по трещинам. Этому процессу, обычно сопровождающемуся оплыванием, способствует оттаивание мерзлых грунтов. Именно поэтому боковая миграция рек в условиях распространения многолетнемерзлых пород, при прочих равных условиях, протекает быстро, а днища речных долин становятся относительно широкими.

Существует и другой пока еще господствующий взгляд на роль многолетнемерзлых пород в расширении речных долин. Эти породы, якобы, непосредственно препятствуют глубинной эрозии рек и тем самым способствуют их боковой эрозии. Подобное толкование нам представляется неверным уже потому, что образование таликов под водотоками обычно протекает быстрее, чем размыв донных отложений (Суходровский, 1967). Вместе с тем хорошо известно, что многолетнемерзлые породы способст-



Рис. 37. Овраг с солифлюкционными оползаниями на склонах в верховьях р. Хунцал-Гол

вуют криогенным склоновым процессам. На подмываемых реками крутых берегах эти процессы особенно интенсивны. Именно в их развитии и проявляется боковая эрозия.

Криогенные склоновые процессы характерны не только для берегов рек, но и для бортов оврагов, формирующихся на аккумулятивных поверхностях (рис. 37). Поступление значительного количества склоновых отложений на их дно замедляет глубинную эрозию, что особенно ярко выражено в области распространения многолетнемерзлых пород. Не случайно здесь даже крутопадающие овраги, как правило, широки и имеют плоское дно. Их активное разрастание в длину не может быть продолжительным. Со временем они обязательно должны стабилизироваться.

Мы видим, что криогенные склоновые процессы, являющиеся одновременно денудационными и аккумулятивными, участвуют в формировании самых различных по генезису форм рельефа. Все эти формы, в том числе и те, которые образованы лишь при частичном участии криогенных склоновых процессов (речные долины, овраги, котловины многих озер и т. д.), имеют свои специфические черты. Иначе говоря, они чем-то отличны от подобных же форм рельефа в районах отсутствия многолетнемерзлых пород. Это означает, что формы рельефа смешанного, в том числе и криогенного генезиса, тоже могут быть индикаторами развития многолетнемерзлых толщ. Выше уже говорилось, что к индикаторам многолетнемерзлых горных пород относятся такие формы рельефа смешанного происхождения, как нагорные террасы. Подобную же роль индикаторов могут выполнять и широкие плоскодонные речные долины или овраги с признаками развития криогенных процессов на склонах. Если достоверно установлено участие криогенных процессов в генезисе каких-либо форм рельефа, то весьма важно учитывать активность этих процессов, поскольку известно, что в условиях распространения многолетнемерзлых пород они протекают гораздо интенсивнее, чем за их пределами, где криогенный рельеф может носить черты реликтового характера.

Глава VI

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Основная масса подземных льдов в Монголии — сегрегационные и инъекционные. Они и определяют криогенное строение дисперсных горных пород. О подземных льдах в скальных породах сведений мало. Такие широко распространенные на севере льды, как повторно-жильные, на территории Монголии не встречены. Как уже говорилось в предыдущей главе, их формированию препятствует глубокое сезонное протаивание горных пород.

Характерная особенность многолетнемерзлых пород Монголии — высокая динамичность их во времени и в пространстве. Особенно наглядно она выявляется при изучении истории развития мерзлых пород (см. главу VIII). В течение большей части эоплейстоцена и плейстоцена климат Монголии был влажнее современного, долины и впадины были обводнены больше, чем в настоящее время. Массовое обмеление и исчезновение озер, высыхание рек началось в конце верхнего плейстоцена, в сартанское время. Оно сопровождалось многолетним промерзанием ранее накопившихся отложений сверху. Это предопределило общность процессов подземного льдообразования и криогенного строения многолетнемерзлых пород по всей ее территории, в пределах различных высотных геокриологических поясов.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД МОНГОЛИИ. ТРИ ГОРИЗОНТА ПОДЗЕМНОГО ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Наиболее полно общие закономерности криогенного строения промерзавших сверху рыхлых отложений выявляются в тектонических впадинах и в долинах. Исследования с помощью бурения позволили выявить три горизонта подземного льдообразования:

1) безнапорной миграции влаги к фронту промерзания с криогенными текстурами сегрегационного типа,

2) напорной миграции влаги к фронту промерзания с криогенными текстурами инъекционного типа,

3) ледяной цементации.

Горизонт безнапорной миграции влаги к фронту промерзания (рис. 38, *I*) залегает непосредственно ниже сезонно-талого слоя. В зависимости от глубины уровня грунтовых вод, наличия или отсутствия гидродинамического напора и других факторов мощность этого горизонта изменяется от нескольких сантиметров до 3—5 *м*.

Горизонт выделяется по присутствию в нем только сегрегационного льда, который образовался при промерзании отложений сверху в открытой системе. Закономерности сегрегационного льдовыделения детально рассматриваются П. А. Шумским (1955). Важно подчеркнуть, что при формировании шлиров сегрегационного льда, растущие кристаллы его отталкивают частицы породы, одновременно отнимая у них воду из внешней части связанной пленки. Это вызывает подтягивание слабо связанной

воды из нижележащих горизонтов — ее безнапорную миграцию к фронту промерзания.

Если горизонт безнапорной миграции влаги к фронту промерзания представлен супесчано-суглинистыми отложениями, в нем образуются извилистые, ветвящиеся линзочки льда толщиной в 1—3 *мм* и длиной до 4—5 *см*. Они ориентированы горизонтально, но при включениях, проводящих тепло лучше вмещающих их пород, линзочки вдоль этих включений изгибаются вниз, указывая тем самым направление промерзания (рис. 39).

Ледяные линзочки густо насыщают породу. Наиболее мелкие шлиры сосредоточены в верхней части горизонта, книзу их размеры несколько увеличиваются, а сами линзочки становятся более редкими. В связи с этим

Рис. 38. Криолитологический разрез четвертичных озерных отложений, заполняющих Шаргынгольскую впадину (Озерное плоскогорье)

1 — песок мелко-, средне- и крупнозернистый, гравий, галька; *2* — песок мелко- и среднезернистый с галькой; *3* — песок разнозернистый с галькой и щебнем; *4* — супесь, песок мелко-, средне- и крупнозернистый, гравий, галька; *5* — супесь с галькой; *6* — супесь и суглинок с галькой; *7* — суглинок с галькой; *8* — суглинок со щебнем; *9* — агрегаты супеси в инъекционном льду; *10* — рыхлые отложения (см. врезку); *11* — остатки растительности; *12* — линзочки сегрегационного льда; *13* — мелкие линзы инъекционного льда; *14* — инъекционный лед в крупных линзах; *15* — посткриогенные текстуры; *16* — современная верхняя граница многолетнемерзлых горных пород; *17* — предполагаемая нижняя граница многолетнемерзлых горных пород в период формирования крупной линзы инъекционного льда; *18* — граница между различными горизонтами льдообразования; *19* — граница массива (IIа), частично обезвоженного вследствие безнапорной миграции влаги к фронту промерзания; *20* — предполагаемая граница стыка песчано-гравийно-галечных и супесчано-суглинистых отложений; *21* — уровень воды во впадине в каргинское время (см. врезку); *22* — основные направления напорной миграции влаги к формирующейся линзе инъекционного льда; *23* — то же — безнапорной миграции; *24* — горизонты: безнапорной миграции влаги к фронту промерзания (I), напорной миграции влаги к фронту промерзания (II), ледяной цементации (III); *25* — номера горных выработок; *26* — скальные породы.

Слева — литологическая, справа — криолитологическая колонки.

Врезка — профиль через Шаргынгольскую впадину

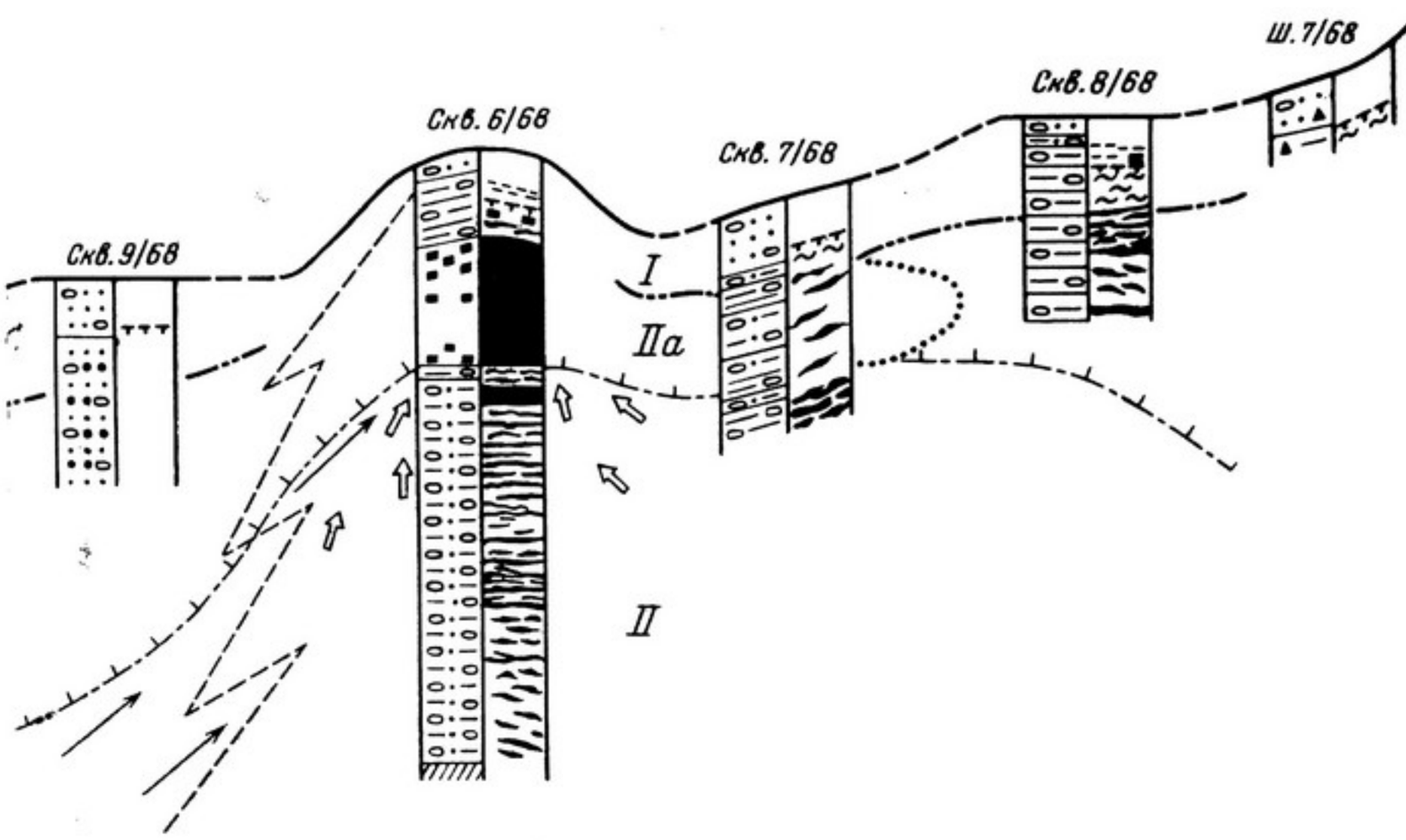


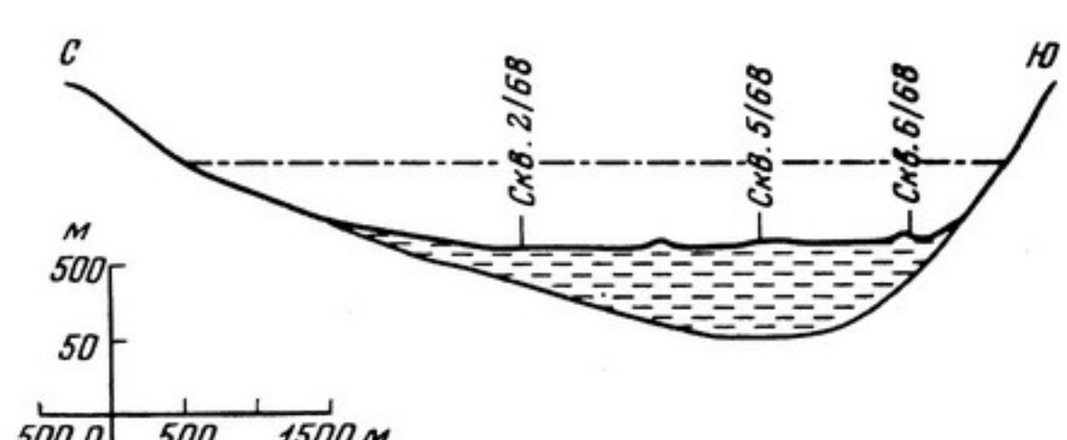
влажность пород к подошве горизонта безнапорной миграции влаги к фронту промерзания уменьшается. Согласно данным исследований в Шаргынгольской впадине на Озерном плоскогорье, в верхней части горизонта влажность отложений достигает 47%, а в нижней уменьшается до 21,8%. Уменьшение влажности с глубиной объясняется двумя обстоятельствами: иссушением отложений вследствие миграции влаги кверху, к фронту промерзания, и увеличением сопротивления, которое оказывают частицы минерального скелета раздвигающим его кристаллам льда.

Разреживающиеся книзу линзочки распределяются неравномерно. Заметны более или менее четкие сгущения их — пояски, в которых нет смерзшихся друг с другом ледяных шлиров. Такие пояски — результат сезонного изменения скорости промерзания отложений: горизонт безнапорной миграции влаги к фронту промерзания расположен еще близко к дневной поверхности и испытывает влияние сезонных колебаний температуры. Пояски формируются в периоды замедления промерзания.

В песках пленочная миграция не дает заметного эффекта, свободная вода замерзает в порах минерального скелета, а избыток ее отжимается от фронта промерзания. Влажность мерзлых пород — 10—17%, иногда даже ниже, объемный вес, по данным Н. Шарху и С. Жамсрана,— 2—2,10 $г/см^3$ (Шарху, 1970).

Так как ледяные линзочки в горизонте безнапорной миграции влаги к фронту промерзания по происхождению — сегрегационные, то образуемые ими криогенные текстуры многолетнемерзлых пород можно назвать криогенными текстурами сегрегационного типа. Они являются наложен-





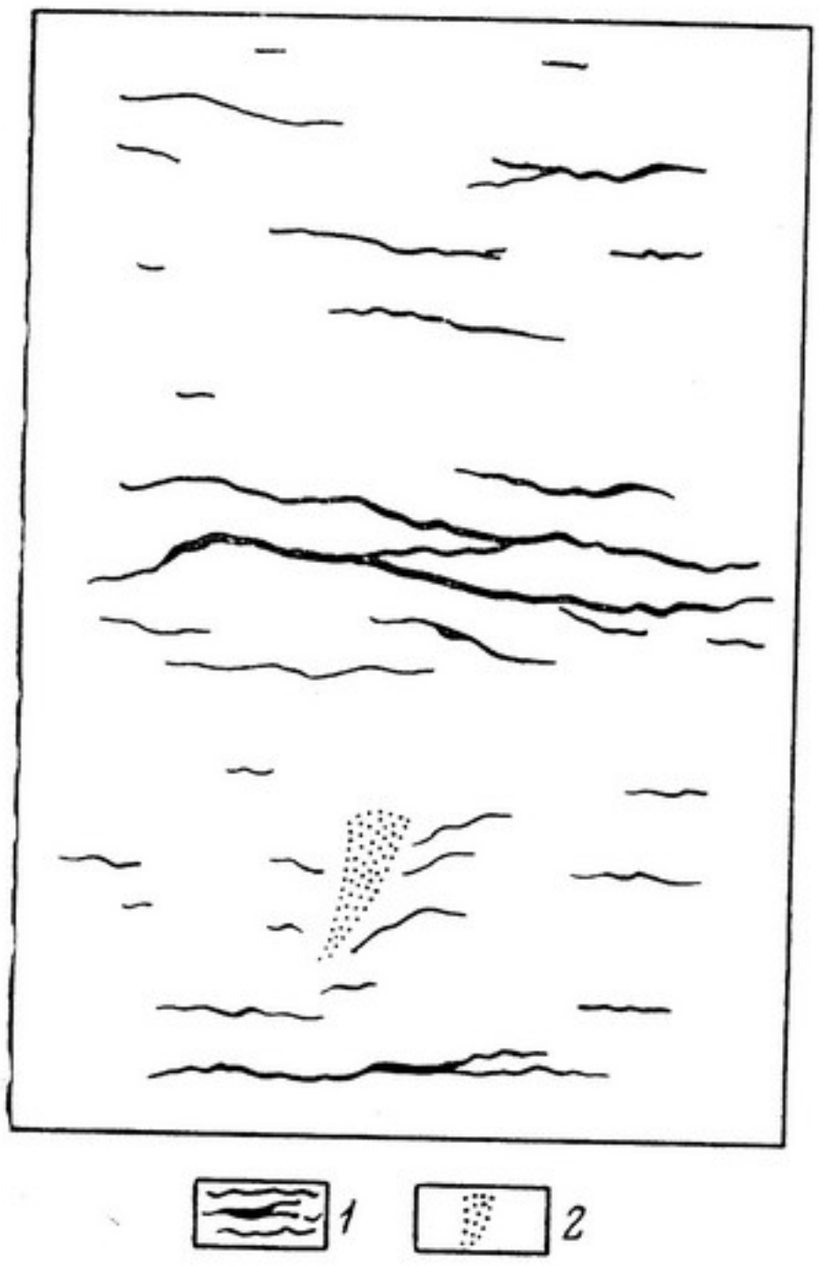


Рис. 39. Линзочки сегрегационного льда, образующие нечеткие пояски

1 — линзочки льда; *2* — песчаная жилка

ными, так как не зависят от первичной текстуры отложений.

Горизонт напорной миграции влаги к фронту промерзания (см. рис. 38, *II*) выделяется по признаку ледяных включений, образовавшихся в условиях закрытой системы. Верхняя часть этого горизонта еще испытывает воздействие сезонных колебаний температуры, которое ниже 15—20 *м* уже не сказывается. На этой глубине температурные градиенты становятся незначительными и при промерзании отложений решающее значение в процессах подземного льдообразования приобретают гидрогеологические условия, определяющие поступление влаги к фронту промерзания: состав отложений, степень их обводненности, наличие и величина напора подземных вод и др.

Многолетнемерзлые горные породы в пределах горизонта напорной миграции влаги к фронту промерзания имеют ритмично-цикличное криогенное строение. Ритмы образованы ледяными шлирами или их сериями и состоят из двух частей: начальной и конечной. Начальная (верхняя) часть каждого ритма менее льдистая, конечная (нижняя) содержит больше льда (рис. 40). Ритмы образуют цикл, охватывающий весь горизонт напорной миграции влаги к фронту промерзания. В цикле, в отличие от ритмов, различаются три части: начальная, кульминационная и конечная. Начальная часть характеризуется ритмичным нарастанием льдистости, кульминационная — льдистостью, максимальной для данного цикла, конечная — ритмичным убыванием льдистости (см. рис. 38, скв. 5/68; рис. 41). Нередко кульминационная часть цикла представлена линзами льда мощностью от нескольких дециметров до 25 *м*.

Ритмично-цикличное строение многолетнемерзлых пород пока можно объяснить только гипотетически.

Основная особенность, отличающая среду льдообразования при глубоком промерзании от поверхностных условий,— горное давление, создающее большие напряжения на контактах минеральных частиц и препятствующее раздвиганию породы растущими кристаллами льда. Поэтому с определенной глубины образование шлиров льда становится возможным только в тех местах, где по каким-либо причинам напряжения на контактах частиц ослабевают. Одним из таких «уязвимых» мест является контакт мерзлых (сцементированных льдом) и немерзлых пород, а причиной уменьшения напряжений на контактах частиц — напор подмерзлотных вод или процесс уже начавшегося льдовыделения.

Рассмотрим схему льдообразования при промерзании сверху тонкодисперсных отложений. Вода к фронту промерзания подтягивается снизу путем пленочной миграции. Промерзающая сверху толща оказывает неравномерное по площади давление на подстилающие немерзлые породы (Орлов, 1962). На более сжатых участках породы уплотняются и часть связанной воды переходит в свободное состояние и, внедряясь в трещины, пустоты или просто в менее уплотненные участки, создает вдоль фронта промерзания множество мелких изолированных инъекций. Эти инъекции ввиду незначительного геотермического градиента кристаллизуются очень медленно. На соседних с ними участках промерзание идет быстрее и контакт между талыми и мерзлыми породами становится извилистым (рис. 42, а).

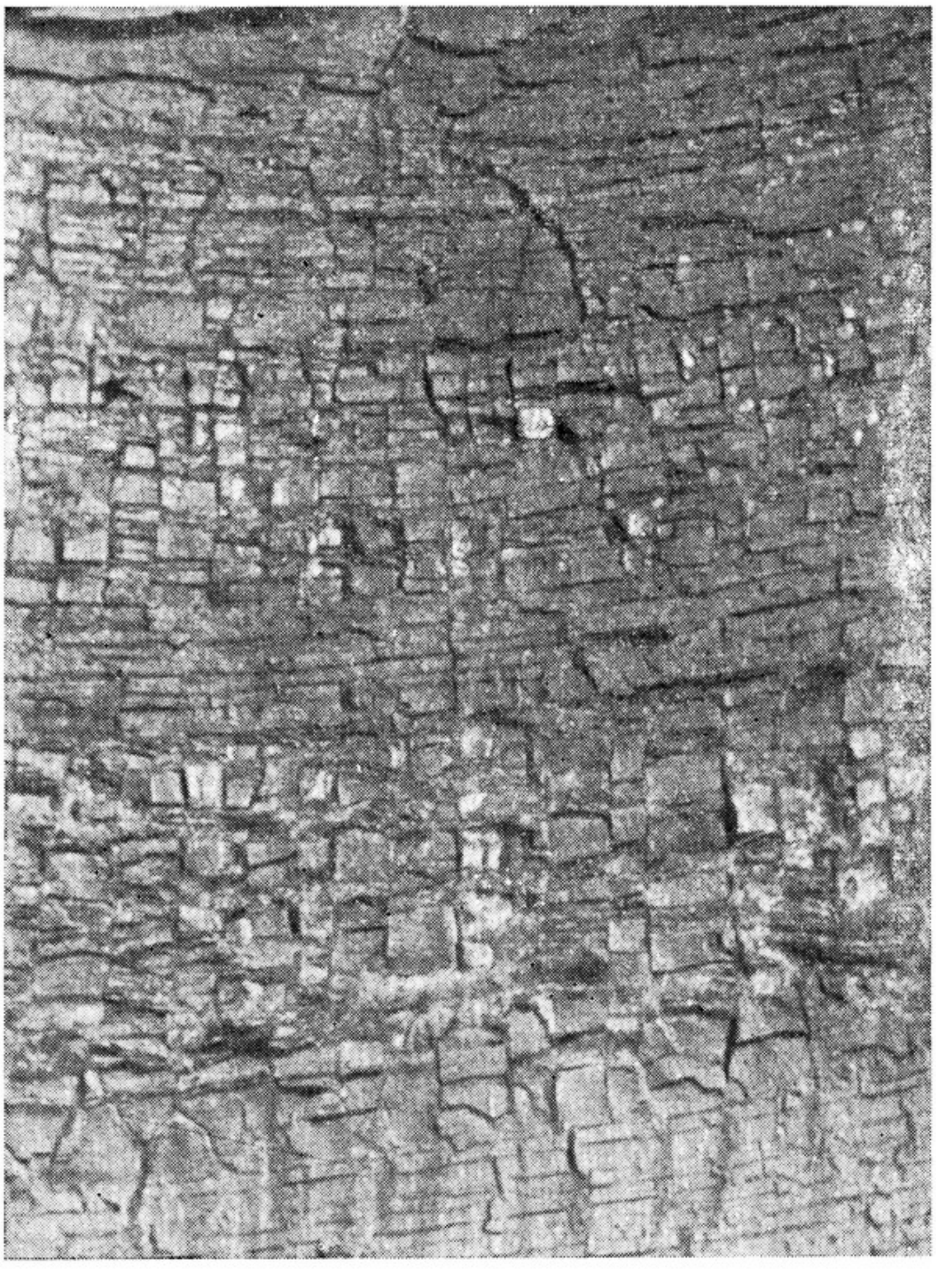


Рис. 40. Ритмичное строение эпигенетически промерзавших озерных отложений каргинского возраста (Дархатская впадина)

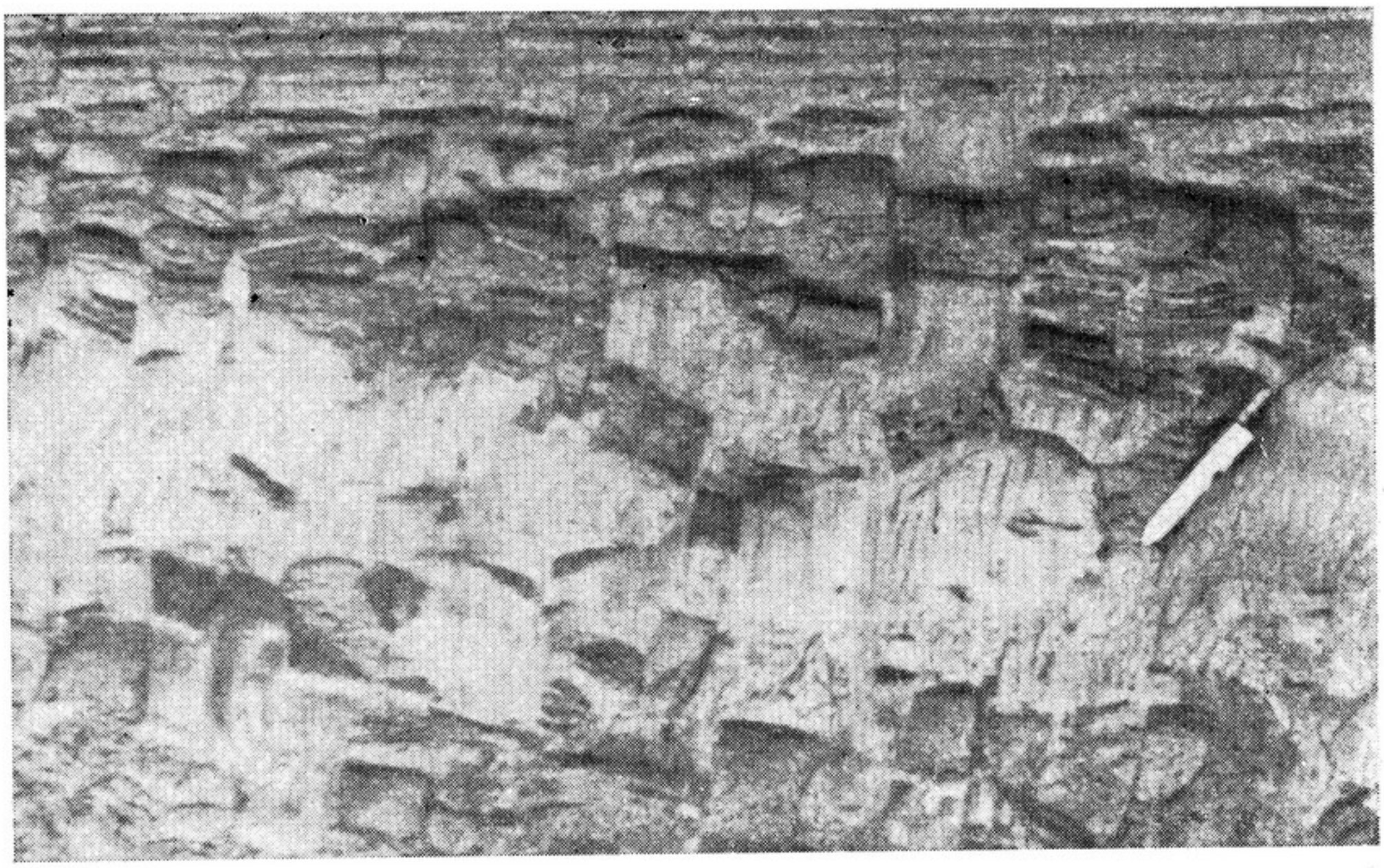


Рис. 41. Кульминационная часть цикла эпигенетически промерзавших озерных отложений (Дархатская впадина)

Линзы льда, образующиеся в результате замерзания инъекций воды, оказывают давление на еще незамерзшую воду и одновременно на мерзлую кровлю, приподнимая ее и отрывая от незамерзших пород. Поэтому, когда около растущих ледяных линз немерзлые породы сжаты, против выступов фронта промерзания напряжения на контактах частиц ослабевают, и именно здесь зарождаются новые шлиры льда (рис. 42, б).

В процессе дальнейшей кристаллизации инъекций воды напор в еще не замерзшей их части возрастает, и наступает момент, когда напорная вода в наименее прочном месте — вдоль контакта мерзлых и немерзлых пород — прорывается книзу, к шлирам напорно-сегрегационного льда и создает под ними новые инъекции (рис. 42, в).

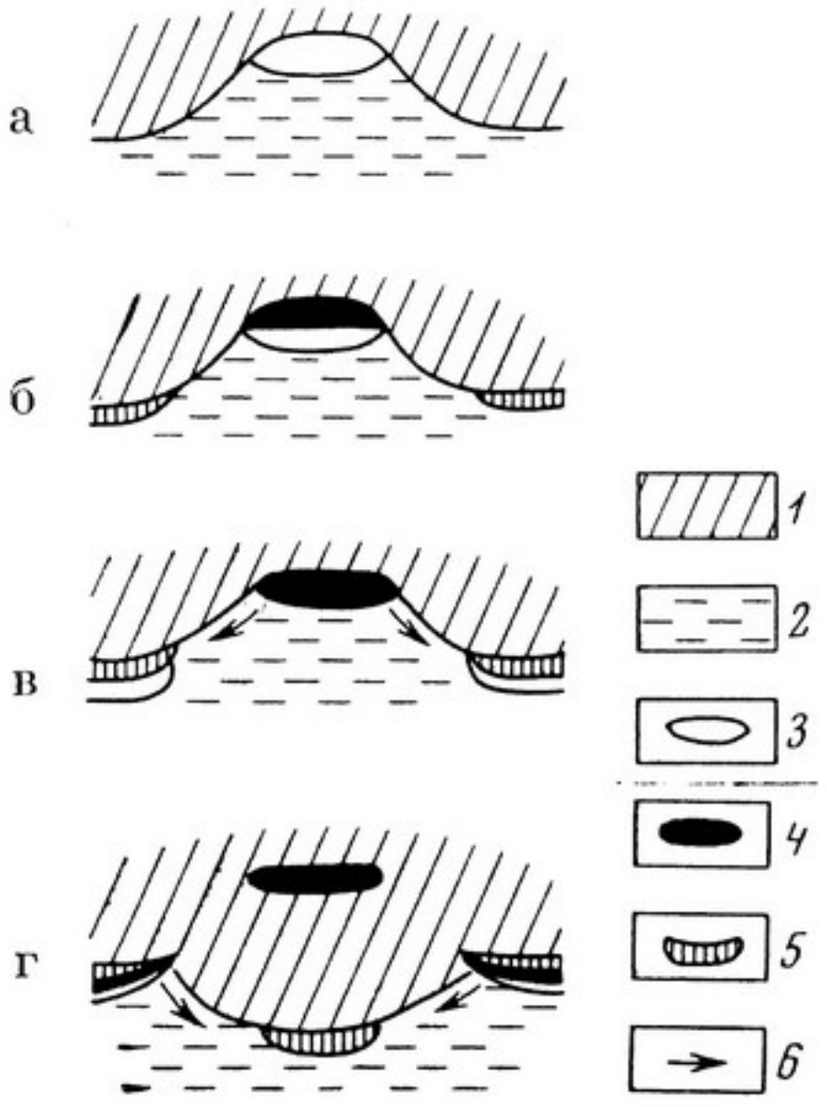


Рис. 42. Схема напорной челночной миграции воды, напорно-сегрегационного и инъекционного льдообразования при эпигенетическом промерзании тонкодисперсных пород

1 — мерзлые тонкодисперсные породы; *2* — то же, но немерзлые; *3* — инъекции воды; *4* — инъекционный лед, образовавшийся при замерзании инъекции воды; *5* — напорно-сегрегационный лед; *6* — направление напорной миграции воды

Около новых инъекций продвижение фронта промерзания замедляется, а так как соседние участки промерзают ускоренно, то через некоторое время происходит «инверсия» выступов мерзлых пород и создаются предпосылки для напорной миграции воды в обратном направлении (рис. 42, г).

Так в результате изменения напряжений вдоль фронта промерзания возникает переменного направления челночная миграция влаги. На схеме (рис. 42) упрощенно показано образование двух ледяных линз. В природе процесс протекает сложнее, постепенно и с колебаниями, и обычно формируется не один-два ледяных шлира, а целая серия их. При ускоренном перемещении фронта промерзания образуется начальная, менее льдистая часть ритмов, а при замедлении промерзания и образовании инъекций — конечная, льдистая, часть. Если с глубиной приток воды к фронту промерзания усиливается (например, по мере приближения к подстилающему тонкодисперсные породы водоносному горизонту), то каждый последующий ритм становится более льдистым. Это начальная часть цикла. По мере иссякания запасов подземных вод льдистость ритмов книзу уменьшается. Это конечная часть цикла.

Сходный механизм имеет льдообразование и в песчано-гравийно-галечных отложениях, если они обводнены. Однако напряжения на контактах грубодисперсных частиц выше, чем тонкодисперсных, поэтому в таких толщах льдовыделение начинается при более высоком напоре подземных вод, который достигается сравнительно редко, так как обычно из-за высокой фильтрационной способности пород вода имеет возможность отжиматься от фронта промерзания. Но если водоносный горизонт при переходе его в мерзлое состояние становится замкнутым, то напор воды в нем повышается, достигает критической величины, и сегрегация льда начинается даже в песке, гравии, галечнике. При этом ледяные шлиры строго приурочиваются к прослойкам и линзам породы, имеющим в данной за-

мкнутой системе наименьшую размерность, на что указывалось и ранее (Гравис, Иванов, 1972).

Сегрегацию льда, которая становится возможной только благодаря уменьшению напряжения между контактами частиц породы, целесообразно назвать напорной сегрегацией, в отличие от обычной сегрегации в безнапорных условиях.

В конечном итоге льдистость промерзавших сверху отложений зависит от запасов подземных вод. В суглинках эти запасы ограниченны. Они пополняются за счет безнапорной (пленочной) миграции влаги из более глубоких слоев. Попадая в горизонт, прилегающий к фронту промерзания, под влиянием переменчивого сжатия, оказываемого промерзающими породами на подстилающие их немерзлые отложения, пленочная вода переходит в свободное состояние и участвует в напорной челночной миграции.

Чем ниже темп перемещения фронта промерзания, тем больше воды поступает к нему путем пленочной миграции. Так как медленнее всего промерзают инъекции воды, то именно к ним должно поступить максимальное количество влаги. При этом происходит обезвоживание окружающих инъекцию отложений. Возможность такой «глубокой» миграции влаги в свое время была доказана А. И. Поповым (1953а) при исследовании бугристых торфяников Западной Сибири. В Монголии ее следы были установлены в прибортовой части Шаргынгольской впадины (см. рис. 38) в виде зоны пониженной влажности шириной в несколько десятков метров (скв. 7/68), окружающей многолетний бугор пучения с ледяным ядром (скв. 6/68).

Таким образом, при глубоком промерзании процессы напорной миграции и образования инъекций в тонкодисперсных отложениях сочетаются с процессами пленочной миграции влаги к фронту промерзания. При этом участки породы, прилегающие к формирующимся включениям льда, обезвоживаются. В них образуются короткие трещины усыхания, ориентированные вертикально или косо. В них попадает вода и, замерзая, создает вертикальные или косые шлиры льда. Вследствие этого трещины расширяются, и нижние концы их углубляются в немерзлую породу. Из трещин усыхания они превращаются в трещины криогенного расклинивания, которые проникают все глубже в породу, немного опережая фронт промерзания. Этим объясняется наблюдаемая иногда удивительная выдержанность вертикальных ледяных шлиров (см. рис. 40) и микрополигональный рисунок их в плане (рис. 43). На микрополигональную решетку ледяных шлиров по трещинам усыхания впервые обратил внимание Б. И. Втюрин (1964), наблюдавший это явление в эпигенетически промерзавших ленточных отложениях Анадырской низменности. На территории Монголии оно отмечено в ленточных отложениях Дархатской впадины (Гравис, 1969а).

Примечательно, что в Дархатской впадине уже в верхней части сизовато-серых ленточных отложений на контакте с вертикальными элементами криогенной текстуры имеется тонкая бурая пленочка окислов железа. Возраст этих осадков — верхнеплейстоценовый, а точнее — каргинский (см. главу VIII). Промерзание их началось в сартанское время после спуска древнего Дархатского озера, следовательно, времени для диагенетического преобразования осадков было мало и считать трещины диагенетическими образованиями, не связанными с промерзанием, трудно. Против возникновения их до промерзания свидетельствует и незначительная толщина пленочки окислов, одинаковая по всей глубине. Очевидно, окисление пород в стенках трещин длилось не долго как вблизи кровли осадков, так и на глубине 10—12 *м*. Это вполне возможно, если допустить образование трещин в процессе промерзания отложений. Но так как в целом запасы воды в суглинках небольшие и с глубиной их становится все меньше, то льдовыделение в таких толщах все же ограниченно. Так, в северной прибортовой части Шаргынгольской впадины темно-серые суглинки содержат единичные ледяные прослойки толщиной не более не-

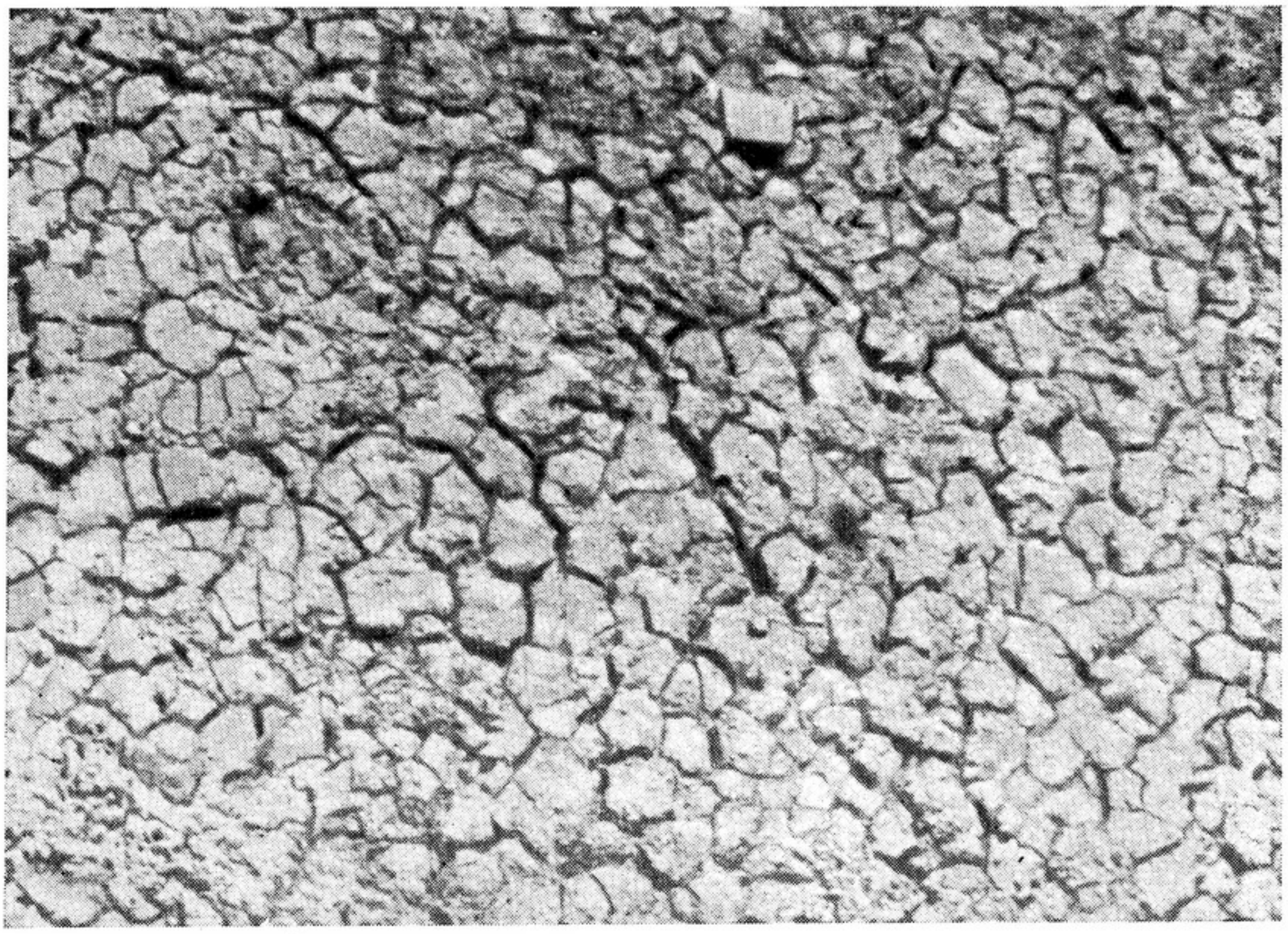


Рис. 43. Микрополигоны, трещины которых заполнены вертикальными шлирами льда. Разрез в плоскости горизонтальной прослойки льда (на поверхности отвалившегося блока мерзлой породы, см. рис. 40)

скольких сантиметров (см. рис. 38, скв. 2/68 и 4/68). Влажность пород составляет 20—40%, объемный вес колеблется от 1,75 до 2,00 *г/см*³. С глубиной влажность уменьшается до 13,1—18,7%, а объемный вес возрастает до 2,05—2,06 *г/см*³.

В песках и гравийно-галечных отложениях запасы воды гораздо выше, чем в суглинках, но пока напор воды не достиг критического значения, при котором начинается напорно-сегрегационное льдообразование, вода будет отжиматься от фронта промерзания. Такие породы в мерзлом состоянии содержат только поровый или базальный лед-цемент. Влажность их достигает 10—12%, объемный вес — 2,00—2,30 *г/см*³.

При высоком напоре подмерзлотной воды напорно-сегрегационное и инъекционное льдообразование происходит и в песчано-гравийно-галечных толщах (см. рис. 38, скв. 1/68). В рельефе таким участкам соответствуют многолетние бугры пучения. Лед залегает в виде близко расположенных прослоек и линз толщиной 0,1—4 *см*. Влажность отложений изменяется от 25—40% в верхней части горизонта напорной миграции влаги к фронту промерзания до 150—300% на глубине 7—10 *м*. В нижней части горизонта она уменьшается до 10—30%.

Но самые благоприятные условия для льдообразования имеются на стыке напорных водоносных горизонтов с суглинистыми отложениями. При этом льдовыделение происходит в суглинках, где для обеспечения напорно-сегрегационного и инъекционного льдовыделения необходимы минимальные гидравлические напряжения. Запасы воды в суглинках пополняются за счет воды, поступающей из напорного водоносного горизонта. Возможность питания пленок рыхлосвязанной воды за счет свободной воды водоносных горизонтов отмечалась Е. А. Втюриной и Б. И. Втюриным (1970). Исследования в Монголии показали реальность этого процесса (см. рис. 38, правая часть профиля). В этом случае весь путь миграции воды состоит из следующих звеньев: 1) напорная миграция свободной воды в водоносном горизонте, 2) переход свободной воды в суглинках в рыхло-

связанное состояние, 3) безнапорная (пленочная) миграция рыхлосвязанной воды в суглинках к фронту промерзания, 4) участие рыхлосвязанной воды на менее напряженных участках фронта промерзания в напорно-сегрегационном льдообразовании, 5) переход части рыхлосвязанной воды на напряженных участках фронта промерзания в свободное состояние, 6) напорная миграция свободной воды от напряженных участков фронта промерзания к менее напряженным, 7) образование инъекций вдоль шлиров напорно-сегрегационного льда или в других местах пониженной прочности пород.

На стыке суглинков с напорными водоносными горизонтами образуются наиболее крупные ледяные тела. Максимальная известная мощность их — 25 *м*. Подобные участки можно назвать узлами повышенного льдообразования. Если лед лежит близко от поверхности, то в рельефе этим участкам соответствуют многолетние бугры пучения. Напорная челночная миграция воды обусловливает ритмичное строение мерзлых толщ в пределах рассматриваемого горизонта. Кроме того, обмен напорной водой между соседними участками фронта промерзания по схеме, отображенной на рис. 42, ведет к шахматному расположению ледяных шлиров. Особенно заметно оно в ленточнослоистых отложениях, где трещины усыхания и криогенного напора упорядочивают челночную миграцию, ограничивая ее пределами расположенных между трещинами прямоугольных блоков (см. рис. 41). В неясно слоистых отложениях шахматное расположение ледяных шлиров не такое четкое (рис. 44). В них трещины усыхания и унаследующие их трещины криогенного расклинивания ориентируются наклонно и разнонаправленно, поэтому челночная напорная миграция воды менее упорядочена.

В неслоистых отложениях трещины усыхания и криогенного расклинивания образуются редко, поэтому челночная напорная миграция воды мало упорядочена и шахматное расположение ледяных шлиров угадывается с трудом. На рис. 45 оно заметно в том, что соседние, залегающие друг над другом ледяные шлиры ведут себя «антагонистически»: если один

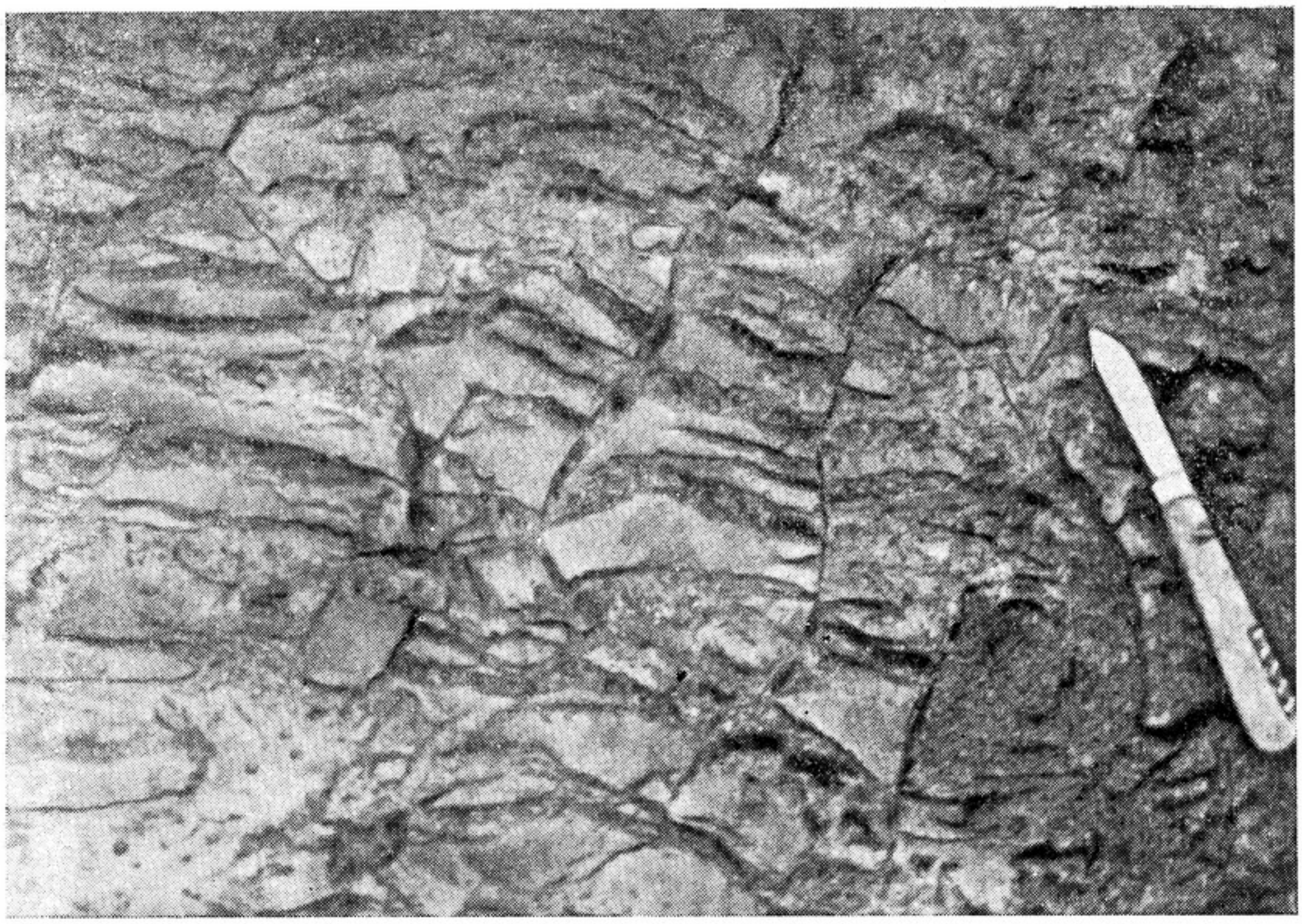


Рис. 44. Неправильная решетка ледяных шлиров в неясно слоистых озерных отложениях (Дархатская впадина)



Рис. 45. Ледяные шлиры в неслоистых озерных отложениях (Шаргынгольская впадина; зарисовка по керну)

шлир утолщается, другой становится тоньше. Очень характерны наклонные прожилки, соединяющие два соседних шлира.

Обмен напорной водой между соседними участками водоносных горизонтов обусловливает ритмичное строение мерзлых пород. Для примера рассмотрим ситуацию, возникающую при промерзании тектонической впадины, представляющей собой небольшой артезианский бассейн, приповерхностный горизонт в котором представлен суглинками мощностью до 20 *м*, а ниже залегает водоносный песчаный горизонт, обладающий гидродинамическим напором. Подобной впадиной является Дархатская впадина. Промерзание заполняющих ее отложений происходило сверху. При этом уже на глубине нескольких метров началась напорная челночная миграция воды. Источником свободной воды служила рыхлосвязанная вода, пленки которой питались водой из напорного водоносного горизонта. Непрерывное пополнение запасов рыхлосвязанной воды за счет напорной воды водоносного горизонта обеспечивало весьма интенсивное льдовыделение в промерзающих суглинках вплоть до образования в них пластовых залежей льда.

Однако вследствие льдовыделения промерзающие суглинки оказывают все большее давление на немерзлые породы, что понижает интенсивность подтягивания воды к фронту промерзания. Когда напряжения достигают водоносного горизонта, в нем начинается отток воды с напряженного участка, и льдообразование постепенно угасает. Отжимаемая вода поступает к участкам где прежде льдообразование было менее интенсивным и промерзающая толща оказывала меньшее давление на подстилающие породы. Теперь льдообразование усиливается на этих участках. Сжатие немерзлых пород растет, что вызывает отток воды в обратном направлении.

Так промерзающие сверху породы приобретают ритмичное строение. Иногда ритмичность такого рода объясняется термодинамическими факторами, связанными с изменениями климата (Жесткова, 1966). По этому поводу А. И. Попов (1967) справедливо заметил, что неравномерное распределение ледяных прослоев на относительно большой глубине не может быть связано с температурными изменениями, которые здесь очень малы. Действительно, климатически обусловленные ритмы в пределах одной котловины должны бы быть одинаковыми. Между тем в различных частях Дархатской впадины, удаленных друг от друга на несколько километров, чередование ритмов совершенно различное.

А. И. Попов (1967) считает, что изменение криогенной текстуры по глубине может быть связано с изменениями литологического состава отложений, их влажности или степени первичной диагенетической трещиноватости. Но в данном случае никаких литологических различий между слоями с разной льдистостью не обнаружено.

Несогласованность ритмов можно объяснить только неравномерным промерзанием разных частей впадины и связанной с этим челночной на-

порной миграцией воды на расстояние до нескольких километров. Очевидно, сказываются также изменения гидродинамического напора подмерзлотных вод, связанные с изменениями в режиме их питания.

Челночной напорной миграцией свободной воды объясняется также часто наблюдаемое групповое расположение многолетних бугров пучения на месте узлов повышенного льдообразования и ритмичное строение их ледяных или льдистых ядер. Рост ледяной линзы под одним бугром обусловливает высокие напряжения в скопившейся подо льдом воде, которая перемещается в участки, где сжатие пород меньше, вызывая интенсивное льдообразование, рост напряжений и дифференциальное пучение там. Затем цикл повторяется в обратном порядке.

При прочих равных условиях от величины гидравлических напряжений зависит, образуется ли у бугров льдистое или ледяное ядро. Льдистое ядро формируется при низких гидравлических напряжениях в суглинках и высоких — в песках. Льдистые суглинистые ядра характерны для небольших островов многолетнемерзлых горных пород до 1—2 *км* в поперечнике. При высоких гидравлических напряжениях в ядре бугров пучения образуются линзы чистого льда. Они, как и льдистые ядра бугров, имеют ритмичное строение.

Во льду каждый ритм состоит из относительно мощной начальной части, в которой нет минеральных примесей, и маломощной конечной части, где лед содержит ксенолиты вмещающей породы. Размеры кристаллов льда нарастают от верхней границы начальной части ритма к середине его, после чего убывают, и наиболее мелкие кристаллы свойственны льду с ксенолитами вмещающих пород. Чем мощнее начальные части ритмов, тем крупнее кристаллы в них (до 10 *см* и более). Эти закономерности выдерживаются очень строго, и исключения неизвестны.

Начало ритма соответствует образованию инъекции. Обильное поступление воды замедляет промерзание, поэтому размеры кристаллов льда увеличиваются. По мере промерзания нарастают гидравлические напряжения, приток воды замедляется и прекращается, начинается ее отток. Промерзание ускоряется. Если отжимается вся вода, промерзание захватывает и минеральный грунт, образуется лед с ксенолитами вмещающей породы.

Чем выше гидравлические напряжения и больше воды участвует в напорной челночной миграции, тем меньше возможность захвата промерзанием минерального грунта. На начальном этапе формирования ледяной линзы, когда гидравлические напряжения еще низкие, и на конечном его этапе, когда запасы воды исчерпаны и гидравлические напряжения в связи с этим падают, промерзание захватывает относительно мощные прослойки минеральной породы. Гидравлические напряжения уменьшаются также к концам ледяных линз, где выклинивается основная инъекция, и вдоль фронта промерзания возникают отдельные мелкие замкнутые системы и связанные с ними инъекции. Вот почему любое ледяное ядро многолетних бугров пучения всегда залегает в оторочке льдистых пород. Если гидравлические напряжения в данной системе вообще низки, то ледяная линза как бы замещается линзой льдистых пород.

Так, пульсация гидравлических напряжений на соседних участках фронта промерзания ведет к челночной напорной миграции воды в субгоризонтальном направлении, которая обусловливает напорно-сегрегационное и инъекционное льдообразование и ритмичное строение промерзавших сверху горных пород. В этом заключается важнейшее, принципиальное, отличие их от пород, сформировавшихся на мерзлом субстрате, неравномерная по разрезу льдистость которых в одних и тех же фациальных условиях обусловлена периодическими колебаниями климата, динамикой осадконакопления и связанными с ними пульсациями и перемещениями верхней поверхности многолетнемерзлого субстрата.

Как уже говорилось, ритмы образуют цикл, охватывающий весь слой

напорной миграции влаги к фронту промерзания. Строение цикла зависит от гидрогеологических условий промерзающих отложений. Чем выше напор подмерзлотных вод, тем более четкой является кульминационная часть цикла. Низкие гидравлические напряжения ведут к нечетким границам кульминационной части. Близкое залегание водоносных горизонтов к поверхности и быстрый рост гидравлических напряжений по мере промерзания — причина малой мощности начальной части цикла, а глубокое их залегание и медленный рост напряжений, наоборот, растягивают начальную часть цикла.

Льдообразование в горизонте напорной миграции влаги к фронту промерзания вызывает не только напряжения в еще немерзлых породах, но также влечет за собой деформации мерзлой кровли. В ней заметны разного рода блоковые микросмещения, происходящие вдоль заполненных льдом трещин усыхания или криогенного напора. Лед в трещинах испытывает пластические деформации. В горизонте безнапорной миграции влаги к фронту промерзания при этом образуются плойчатые деформации линзочек сегрегационного льда.

Горизонт ледяной цементации. Критическая величина гидравлического напора, необходимого для льдовыделения, увеличивается с глубиной. Поэтому наступает момент, когда в данной промерзающей гидрогеологической системе образование льда прекращается сначала в грубозернистых, а потом и в тонкодисперсных отложениях. Цикл завершается. Глубже следует горизонт ледяной цементации. Здесь цельность минерального скелета льдом уже не нарушается. Процесс льдовыделения становится пассивным: вода заполняет только уже готовые пустоты и замерзает там. Теперь на первый план в льдообразовании выдвигаются диагенетические трещины, возникшие еще до промерзания отложений. Все же в четвертичных отложениях Монголии трещинные льды встречаются редко. Обычно поверхность горизонта ледяной цементации залегает на глубине 30—40 *м*.

Если в промерзающей гидрогеологической системе имеются на разных глубинах два или несколько разобщенных водоносных горизонта, то при их промерзании льдовыделение может возобновиться ниже горизонта ледяной цементации. В таком случае образуются полициклические мерзлые толщи. Примеры их известны во многих разрезах эпигенетически промерзавших отложений СССР (Жесткова, 1966; Шевелева, Хомичевская, 1967). В Монголии, по устному сообщению Н. Шарху, второй льдистый горизонт в тонкозернистых песках установлен в верхней части интервала 69,6—80,2 *м* (первая надпойменная терраса р. Тэрх в 12 *км* к западу от оз. Тэрхин-Цаган-Нур).

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ЛЕДЯНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГОРИЗОНТЕ НАПОРНОЙ МИГРАЦИИ ВЛАГИ К ФРОНТУ ПРОМЕРЗАНИЯ

Из вышеизложенного следует, что в горизонте напорной миграции влаги к фронту промерзания ледяные включения образуются в результате двух процессов: напорной сегрегации и инъекции. В первом случае частицы минерального скелета раздвигаются растущими кристаллами льда, но только в местах, где прочность пород ослаблена гидравлическими напряжениями, приводящими к подъему мерзлой кровли. Во втором случае частицы минерального скелета раздвигаются напорной водой, которая затем замерзает. Оба процесса настолько тесно переплетены, что нет смысла по ним различать генезис льдов. Мы предлагаем отнести все льды, образовавшиеся в горизонте напорной миграции влаги к фронту промерзания, к инъекционным, независимо от их размеров — от мельчайших линзочек вплоть до огромных пластовых залежей. Криогенные текстуры, созданные этими льдами, можно объединить в класс криогенных текстур инъекционного типа.

ГОРИЗОНТ НАПОРНОЙ МИГРАЦИИ ВЛАГИ К ФРОНТУ ПРОМЕРЗАНИЯ КАК КРИТЕРИЙ ВЫДЕЛЕНИЯ ЭПИКРИОГЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Многолетнемерзлые породы большинством мерзлотоведов делятся на эпикриогенные, промерзавшие после накопления осадков, и синкриогенные, промерзание которых сопутствовало осадконакоплению (Попов, 1972). Из этого теоретического определения видно, что в основу двучленного подразделения многолетнемерзлых пород положены временны́е соотношения между процессами накопления осадков и их промерзанием. В то же время неизвестно, какова должна быть величина временно́го интервала, согласно которому одни многолетнемерзлые толщи относить к эпикриогенным, а другие — к синкриогенным. Практически же исследователи, разделяя эпи- и синкриогенные толщи, руководствуются различиями в криогенном строении многолетнемерзлых пород, но оно в первую очередь зависит не от временны́х соотношений между осадконакоплением и промерзанием, а от характера промерзания, т. е. происходит ли оно у верхней или у нижней границы многолетнемерзлой толщи. Таким образом, заметно явное противоречие между теоретическим определением эпи- и синкриогенных толщ и практическими приемами их опознавания.

В известной мере это противоречие пытается преодолеть Е. М. Катасонов (1972), выбравший в качестве основных критериев подразделения многолетнемерзлых толщ степень диагенеза отложений к моменту их перехода в многолетнемерзлое состояние и «влияние условий вечной мерзлоты». По схеме Е. М. Катасонова различаются три типа многолетнемерзлых толщ. Отложения сингенетического типа формируются «...в условиях вечной мерзлоты при явном воздействии многолетнемерзлых пород» (стр. 10). Они промерзают «...не испытав заметных диагенетических изменений» (там же). Отложения, которые «...формировались в условиях вечной мерзлоты, но, находясь длительное время в талом состоянии, успели... претерпеть... уплотнение, образование литогенетических трещин...» (стр. 12) отнесены к новому — парасингенетическому — типу. Наконец, к эпигенетическому типу принадлежат «...образования, сформировавшиеся и претерпевшие диагенез до возникновения в данном районе условий вечной мерзлоты» (стр. 13).

Предложенное деление нельзя признать удачным. Во-первых, процессы диагенеза связаны в основном с физико-химическими превращениями, а изменения физико-механических свойств на диагенетической стадии превращения осадков имеют подчиненное значение. Пройдя стадию диагенеза, «...основная масса только что сформированных пород — песков, алевритов, глин, мергелей и других — представляет собой достаточно рыхлые, сыпучие или пластичные, мало плотные образования» (Страхов, 1962, стр. 81). В таких породах сам процесс промерзания выступает в качестве важного фактора диагенеза осадков, что неоднократно подчеркивалось многими исследователями. С промерзанием связано и образование части трещинных криогенных текстур (Втюрин, 1964; Гасанов, 1969), и нет никаких оснований связывать их только с первичными диагенетическими трещинами. Во-вторых, весьма неопределенным является выражение «в условиях вечной мерзлоты». Оно не учитывает сложную динамику мерзлых толщ в пространстве и во времени.

Таким образом, целесообразнее сохранить уже укоренившееся двучленное деление многолетнемерзлых толщ, но за отличительный признак их считать не временны́е соотношения между накоплением осадков и их промерзанием, а способ промерзания, что устраняет отмеченное выше противоречие между теоретическим определением типов многолетнемерзлых толщ и практическими приемами их расчленения. Эпикриогенными следует считать многолетнемерзлые горные породы, образовавшиеся за счет подстилающих их немерзлых толщ при перемещении фронта много-

летнего промерзания с вертикальной составляющей, направленной вниз. При этом в большинстве случаев (но не всегда) отложения промерзают после их формирования. Синкриогенными являются многолетнемерзлые горные породы, образовавшиеся за счет перекрывающих их пород сезонноталого слоя и неглубоких таликов при перемещении фронта многолетнего промерзания с вертикальной составляющей, направленной вверх. При этом в большинстве случаев (но тоже не всегда) промерзание сопутствует накоплению осадков.

В соответствии с приведенными определениями, все многолетнемерзлые горные породы на территории Монголии являются эпикриогенными: они образовались при промерзании сверху. Синкриогенные отложения нам неизвестны. Можно предположить, что они встречаются спорадически только в верхнем ярусе гор Хэнтэя, Прихубсугулья, Хангая и Монгольского Алтая. Так как при эпикриогенезе неизбежно возникает напорно-сегрегационное и инъекционное льдообразование в условиях закрытых систем, то выделенный по этому признаку горизонт напорной миграции влаги к фронту промерзания можно считать основным критерием, позволяющим относить многолетнемерзлые породы к эпикриогенному типу.

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ КРИОГЕННЫХ ТЕКСТУР В ЭПИКРИОГЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Для эпикриогенных многолетнемерзлых отложений на территории Монголии характерны в основном четыре вида криогенных текстур.

Нечеткопоясковая, линзовидная криогенная текстура сегрегационного типа характеризует горизонт безнапорной миграции влаги к фронту промерзания. Ее образуют мелкие ледяные линзочки, которые, сгущаясь, создают нечеткие пояски (см. рис. 39). Важнейший отличительный признак нечетких поясков — отсутствие признаков смерзания элементарных ледяных линзочек (они только сближаются, но не сливаются друг с другом).

Остальные три вида криогенных текстур характерны для горизонта напорной миграции влаги к фронту промерзания. Все они принадлежат к инъекционному типу и являются унаследованными, тесно зависящими от состава и текстуры промерзающих отложений.

Ритмичнослоистая, решетчатая, криогенная текстура (см. рис. 40) образуется в ленточных озерных осадках. Ее составляют горизонтальные, наклонные или вогнутые ледяные прослойки, приуроченные к плоскостям напластования и перпендикулярные к ним ледяные шлиры, заполняющие трещины усыхания и криогенного расклинивания. Толщина прослоек льда в разрезе ритмично меняется.

Ритмичнослоистая, неправильнорешетчатая, криогенная текстура (см. рис. 44) образуется в неясно слоистых отложениях. Она состоит из горизонтальных, наклонных или вогнутых ледяных прослоек, приуроченных к плоскостям напластования и косых прожилок, заполняющих трещины усыхания и криогенного расклинивания. Как и в предыдущем случае, мощность прослоек льда в разрезе ритмично меняется. Ритмичнолинзовидная криогенная текстура (см. рис. 45) образуется в неслоистых отложениях и представлена ритмично чередующимися линзами льда различных размеров. Трещины усыхания и криогенного расклинивания для нее не характерны.

НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД МОНГОЛИИ

Эпикриогенные многолетнемерзлые отложения имеют много общего в криогенном строении, и наблюдающиеся пространственные различия обусловлены, в основном, характером промерзающих пород и гидрогеологическими условиями промерзания.

На территории Монголии можно отметить следующие типы узлов повышенного льдообразования, как правило, выделяющиеся в рельефе многолетними буграми пучения:

1) родниковые западинки — повышенное льдовыделение связано с гидродинамическим напором родниковых вод,

2) дистальные части аллювиальных конусов выноса — повышенное льдовыделение связано с гидродинамическим напором потока аллювиальных подземных вод,

3) периферические части впадин гобийского типа (по классификации Н. А. Флоренсова, 1968) в Северной Монголии, сложенные тонкодисперсными отложениями, состоящими частично или полностью из переотложенных в озере солифлюкционных отложений. Повышенное льдовыделение происходит на стыке суглинков с водоносными песчано-гравийно-галечными отложениями центральных частей впадин. Причина его — пополнение запасов рыхлосвязанной воды за счет напорной воды водоносного горизонта, о чем говорилось выше,

4) центральные части впадин гобийского типа в Северной Монголии, сложенные водоносными песчано-гравийно-галечными отложениями, иногда перекрытыми суглинистыми озерными осадками. Повышенное льдовыделение происходит на месте остаточных озерных водоемов, образующихся на последней стадии сокращения обширных озер ледникового периода. Эти части впадин промерзают в последнюю очередь, когда водоносный горизонт оказывается изолированным и его переход в мерзлое состояние вызывает высокие гидравлические напряжения и, как следствие этого, — интенсивное льдовыделение.

5) центральные части впадин гобийского типа в Южной Монголии, сложенные с поверхности суглинистыми озерными осадками и окруженные мощными грубообломочными делювиально-пролювиальными шлейфами. Как отмечалось в главе II, промерзание таких впадин начинается с центра. Причина повышенного льдовыделения — пополнение запасов рыхлосвязанной воды в суглинках за счет вод делювиально-пролювиального шлейфа, обладающих гидродинамическим напором,

6) центральные части впадин байкальского типа (по классификации Н. А. Флоренсова, 1968), сложенные сверху преимущественно суглинистыми озерными осадками и окруженные аллювиальными, пролювиальными и флювиогляциальными шлейфами.

В пределах пояса спорадического распространения многолетнемерзлых пород встречается только первый тип узлов повышенного льдовыделения. Часто глубина промерзания не превышает мощности горизонта безнапорной миграции влаги к фронту промерзания, в связи с чем сколько-нибудь крупные ледяные включения отсутствуют.

В пределах остальных высотных геокриологических поясов в принципе можно встретить все шесть типов узлов повышенного льдовыделения. В поясах редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых пород нижняя поверхность мерзлых толщ в долинах и во впадинах еще в большинстве случаев находится в пределах горизонта напорной миграции влаги к фронту промерзания. В поясах прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород можно наблюдать еще и горизонт ледяной цементации, хотя и здесь тоже имеются участки, где промерзание началось позже и «не прошло» еще горизонт напорной миграции влаги к фронту промерзания, в связи с чем льдовыделение и связанное с ним пучение поверхности продолжаются.

Часть II

ПАЛЕОГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

В настоящее время в палеогеокриологии существуют два направления. Первое направление — геотермическое. Его основоположник — М. И. Сумгин (1937), показавший, что кривые изменения температуры многолетнемерзлых горных пород отражают колебания климата. Идеи М. И. Сумгина получили дальнейшее развитие в работах В. А. Кудрявцева (1954; Основы геокриологии, 1959). Позже для проверки палеогеокриологических схем стали применяться различные расчеты и моделирование процессов промерзания и протаивания на гидроинтеграторе (Баулин, 1958; Шарбатян, 1962; Жесткова и др., 1964). Второе направление — геолого-географическое. Оно основано на изучении различных явлений, прямо или косвенно связанных с мерзлыми породами и поэтому служащих индикаторами их. Этому направлению посвящена весьма обширная литература.

Оба направления дополняют друг друга. В процессе геолого-географических исследований выявляются реальные следы криогенных процессов и создаются основы палеогеокриологических схем, реальность которых проверяется геотермическими методами.

В Монголии палеогеокриологические исследования практически еще не проводились и их необходимо начать именно с работ геолого-географического направления. В этом отношении территория страны представляет особый интерес. Ее резко континентальный засушливый климат в некоторых чертах близок к отдельным фазам климата древней перигляциальной зоны Евразии и Северной Америки. Сравнительное изучение криогенных образований Якутии, Монголии и Чехословакии показали, что на территории Чехословакии в ископаемом состоянии наблюдается тот же комплекс криогенных явлений, который в Монголии развивается в настоящее время, тогда как Якутия — центр области развития многолетнемерзлых горных пород в Евразии — отличается многими специфическими формами криогенного рельефа и чертами строения многолетнемерзлых отложений.

Территория Монголии выделяется еще одной особенностью — в связи с широким распространением островов многолетнемерзлых горных пород на ней можно непосредственно проследить переходы от современных криогенных образований к реликтовым формам. В настоящее время различные криогенные образования, геологические и геоморфологические, активно изучаются в разных странах мира, с одной стороны, в области современного развития многолетнемерзлых горных пород, с другой, в древней перигляциальной зоне. Связи между теми и другими явлениями не всегда ясны, что нередко порождает неверное палеогеокриологическое толкование различных криогенных образований.

В связи с этим мы уделили особое внимание палеокриоиндикаторам, по которым воссоздаются основные этапы развития многолетнемерзлых горных пород. В разных частях Монголии было выявлено несколько горизонтов с разного рода палеокриоиндикаторами. Чтобы сопоставить разрозненные разрезы и датировать их, мы пользовались ритмостратиграфией. Климатические ритмы выявлялись методом спорово-пыльцевого анализа и сопоставлялись с лучше изученными, а в ряде случаев и палеонтологически датированными слоями Южного Прибайкалья и Забайкалья (Равский и др., 1964; Гитерман и др., 1968; Равский, 1972) и Западной Монголии (Девяткин, 1970).

Глава VII

ПАЛЕОКРИОИНДИКАТОРЫ

Геологические и геоморфологические образования или остатки растений и животных, служащие показателем того, что в геологическом прошлом были кратковременно-, сезонно- или многолетнемерзлые горные породы и криогенные процессы, с ними связанные, называются палеокриоиндикаторами.

В зависимости от объекта индикации все палеокриоиндикаторы делятся на два типа — индикаторы древних кратковременно- и сезонномерзлых горных пород и индикаторы древних многолетнемерзлых горных пород. Актуальный интерес для нас представляют только последние.

Различаются четыре класса индикаторов древних многолетнемерзлых горных пород: геоморфологические, геологические, геокриологические и биологические. Геоморфологические индикаторы — реликтовые формы криогенного рельефа, геологические — криогенные нарушения первичного строения отложений, геокриологические — ледяные включения в мерзлых породах, биологические — ископаемые остатки растений и животных.

Геоморфологические и геологические индикаторы делятся на два рода: прямые и косвенные. Прямые индикаторы непосредственно связаны с объектом индикации — многолетнемерзлыми горными породами и не встречаются вне этой связи. Косвенные индикаторы сопряжены с объектом индикации «... одновременной, но независимой связью с каким-то третьим компонентом среды» (Викторов, Востокова, 1961, стр. 17) и, следовательно, встречаются также независимо от объекта индикации. Геокриологические индикаторы являются только прямыми, а биологические — только косвенными. Ими мы пользовались мало, и поэтому ниже они не рассматриваются.

ПРЯМЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАЛЕОКРИОИНДИКАТОРЫ

Реликтовые бугры-могильники (табл. 23) встречаются в долинах, котловинах и западинах, заполненных песчано-гравийно-галечными отложениями. Реликтовый характер их выявляется: а) по залеганию грунтовых вод значительно ниже уровня связанных с буграми-могильниками стационарных криотурбаций (прежде многолетнемерзлые горные породы служили водоупором, и верховодка залегала на уровне стационарных криотурбаций); б) по развитию туфуров на буграх-могильниках и между ними при залегании уровня грунтовых вод значительно выше основания стационарных криотурбаций, на глубине нескольких дециметров (прежде многолетнемерзлые горные породы служили водонепроницаемой кровлей грунтовых, чаще всего аллювиальных вод, и верховодка находилась на уровне основания стационарных криотурбаций); в) по данным палинологического анализа: спорово-пыльцевые спектры образцов из нисходящей ветви криотурбации (инволюции) существенно отличаются от современного спектра. Так, например, реликтовые бугры-могильники в долине р. Ульдзы у сомона Баян-Ула датируются временем сартанского оледенения.

Реликтовые многолетние бугры пучения приурочены к сухим степным долинам и ложбинам. Они отмечены по всей периферии

Таблица 23

Классификация геоморфологических палеокриоиндикаторов многолетнемерзлых горных пород (применительно к условиям МНР)

Род	Вид	Описание палеокриоиндикатора	Наиболее существенные опознавательные признаки палеокриоиндикатора	Значение палеокриоиндикатора (признаки)
Прямые	Реликтовые бугры-могильники	Группы бугров высотой 10—20 *см*, диаметром 1,5—2 *м*. Включение шампиньоно-образных инволюций в отложениях под межбугровыми понижениями	Микрорельеф осложнен более молодой генерацией туфуров. Спорово-пыльцевые спектры шампиньонообразной инволюции существенно отличаются от современного спектра	Былое более широкое распространение многолетнемерзлых горных пород. Прямая датировка затруднительна
	Реликтовые многолетние бугры пучения	Единичные плосковершинные округлые или продолговатые бугры. Высота их меньше 1—1,5 *м*, горизонтальные размеры — от 2—3 *м* до нескольких десятков. Верхние слои слагающих их отложений антиклинально изогнуты, в апикальной части нередко прерываются	Отсутствие льдистого ядра. Множество западинок и нор сурков-тарбаганов на плоской вершине	Эпигенетическое многолетнее промерзание горных пород в прошлом. Крайние пределы распространения многолетнемерзлых толщ не отражает. Прямая датировка затруднительна
	Реликтовые термокарстовые западины	Округлые, овальные, продолговатые или лопастные плоскодонные западины глубиной менее 1—3 *м* с четкими бортами, размером до нескольких сотен метров, заполненные водой или сухие	Приуроченность западин к участкам, которые по положению в рельефе и геологическому строению соответствуют узлам интенсивного подземного льдовыделения и пучения (см. главу VI)	Эпигенетическое многолетнее промерзание горных пород в прошлом. Отражает южный (нижний) предел развития высотного пояса редкоостровного распространения многолетнемерзлых горных пород. Прямая датировка возможна по нижней части озерных осадков
Косвенные	Реликтовые нагорные террасы	Пологонаклонные (менее 5—8°) площадки шириной до нескольких сот метров, приуроченные к верхним частям склонов крутизной 10—30°	Отсутствие скальных выходов и задернованность поверхности вдоль линии морозного забоя, извилистость последней	Более суровые условия климата в прошлом и в связи с этим предположительно—более широкое распространение многолетнемерзлых горных пород. Прямая датировка невозможна
	Реликтовые солифлюкционные языки на сухих склонах с неглубоко залегающим водоупором	Положительные формы рельефа на склонах, вытянутые в направлении уклона, длиной до 10—15 *м*, реже — 30—60 *м*, шириной — 5—15 *м*, высотой до 2 *м*. Уклон поверхности — до 10°, фронтального уступа — 10—25°. Сложены щебнистым супесчано-суглинистым материалом, заметна несовершенная грубая линзовидная слоистость, смятые и изогнутые прослойки гумусированной породы	Мелкие термокарстовые западинки в тыловой части языков, сухость слагающих их отложений, наличие в них карбонатного горизонта, господство полынных ассоциаций на поверхности при полном отсутствии осок. Норы сусликов и сурков-тарбаганов	Большая влажность климата в прошлом и в связи с этим предположительно — более широкое распространение многолетнемерзлых горных пород. Датируются по слагающим их отложениям

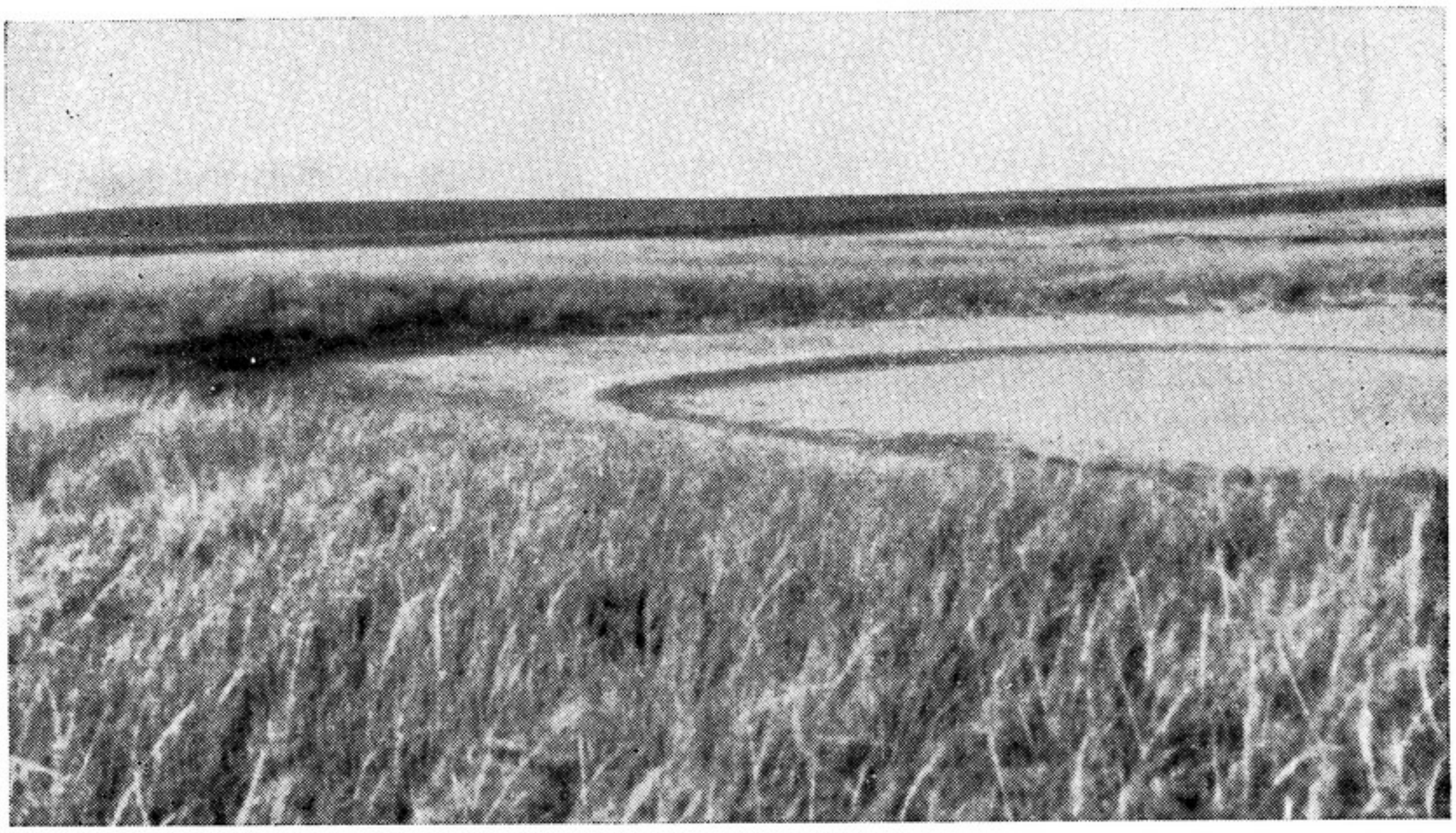


Рис. 46. Реликтовая термокарстовая западина в верховьях одной из сухих долин к северо-западу от станции Чойр

Хэнтэя, в восточной части плато Дариганга, но можно предположить их развитие и в других районах. Формирование этих образований сопровождалось инъекциями плывунов под ними, поэтому после вытаивания льда они не осели полностью. Часто реликтовые многолетние бугры пучения еще имеют многолетнемерзлый субстрат и свидетельствуют только о начавшейся деградации многолетнемерзлых пород.

Реликтовые термокарстовые западины (рис. 46) широко распространены в сухих долинах и тектонических депрессиях к югу от восточных отрогов Хангая, Хэнтэя и Среднехалхаской возвышенности. Заполняющие их озера — часть великого азиатского озерного пояса (Мурзаев, 1966; Кузнецов, 1968), который протянулся от южной оконечности Урала до предгорий Большого Хингана.

Южнее железнодорожной станции Маньт до 45° 30′ с. ш. можно проследить все переходы от современных термокарстовых форм, расположенных рядом с многолетними буграми пучения, к реликтовым западинам и от последних — к дефляционным формам рельефа. Характерна приуроченность реликтовых термокарстовых западин к участкам, которые в предыдущей главе расценивались как узлы повышенного подземного льдовыделения. В периоды похолоданий, которые в Южной Монголии были влажными (см. ниже), ныне сухие долины были обводнены. Увеличение влажности отложений способствовало их глубокому промерзанию, которое сопровождалось формированием многолетних бугров и площадей пучения. Отсутствие аккумуляции отложений в пределах этих форм рельефа или даже частичный снос рыхлого материала привели к просадке после вытаивания льда. Характерно, что на месте гигантских озер плейстоцена (Селиванов 1967) реликтовых термокарстовых западин нет — здесь отложения не промерзали.

КОСВЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАЛЕОКРИОИНДИКАТОРЫ

Нагорные террасы (см. табл. 23) в принципе «...могут возникать как в области многолетнемерзлых горных пород, так и вне ее» (Втюрина, 1966, стр. 72). Однако климатические условия, благоприятствующие формированию нагорных террас, одновременно обусловливают и многолетнее промерзание горных пород. Даже в богатых снегом приморских районах,

например, в Береговом хребте канадских Кордильер, во время экскурсии участников XXII географического конгресса нагорные террасы можно было наблюдать только в тех местах, где по данным канадских мерзлотоведов (Brown, 1968), имеются многолетнемерзлые породы. Поэтому нагорные террасы можно рассматривать как типичный косвенный индикатор многолетнемерзлых пород, а реликтовые формы их — как показатель наличия этих пород в прошлом.

Один из признаков реликтового или близкого к реликтовому состоянию нагорных террас — извилистая форма линии морозного забоя (Боч, Краснов, 1943). Извилистость возникает на последних стадиях существования активных нагорных террас, когда единый снежник в их тыловой части распадается на ряд мелких снежников, которые въедаются в вышележащий склон каждый в отдельности.

В настоящее время нижняя граница активных нагорных террас в центральном Хэнтэе находится на высоте около 2000 *м*, на Хангае — 3000 *м* (Richter et al., 1963), на Монгольском Алтае — 3400 *м*. Реликтовые нагорные террасы обнаружены к югу от Налайхинской впадины на высоте 1750—1850 *м*, на Восточном Хэнтэе, в хребте Барха-Даба — на высоте 1500—1600 *м*, в хребте Барун-Бархуин-Даба — на высоте 1700—1800 *м*.

Реликтовые солифлюкционные языки на сухих склонах с неглубоко залегающим водоупором (обычно скальными породами) — явление, распространенное в Монголии очень широко. Нижняя граница их проходит в южном горном обрамлении Налайхинской впадины на высоте 1500 *м*, в Юго-Восточном Хэнтэе — на 1400—1500 *м*, в верховьях р. Ульдзы — на высоте 1100 *м*. В перечисленных районах реликтовые солифлюкционные языки обычно расположены на 300 *м* ниже активных форм.

Для формирования солифлюкционных языков в условиях близкого залегания водоупора достаточно увеличения влажности отложений. В предгорьях Большого Хингана (вершина Хан-Чандмань) и на Восточном Хэнтэе солифлюкционные языки и террасы формируются при отсутствии многолетнемерзлого субстрата. Но в большинстве случаев увеличение влажности пород до значений, необходимых для развития солифлюкции, способствует и более широкому развитию многолетнемерзлых толщ. Так как реликтовые солифлюкционные языки являются прежде всего показателем большей влажности отложений в прошлом, то в соответствии с вышесказанным их можно рассматривать также в качестве косвенных индикаторов более широкого распространения многолетнемерзлых толщ в периоды увлажнения.

ПРЯМЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАЛЕОКРИОИНДИКАТОРЫ

Посткриогенные текстуры (табл. 24) образуются при вытаивании ледяных шлиров. Методически очень важно различать элементарные и сложные посткриогенные текстуры сегрегационного типа и посткриогенные текстуры инъекционного типа. Если первая разновидность может быть связана только с сезонным промерзанием отложений, то остальные две надежно свидетельствуют о их многолетнем промерзании.

Из двух разновидностей посткриогенных текстур, служащих показателем многолетнего промерзания отложений, чаще по всей территории Монголии встречаются текстуры инъекционного типа, связанные с эпигенетическим промерзанием отложений (рис. 47). В обнажениях хорошо выявляется отмеченная в предыдущей главе ритмичность в распределении древних ледяных включений — породы, слагающие менее льдистые части ритмов, раздроблены слабее, поэтому они — более прочные, и в отвесных стенках образуют выступающие карнизы (рис. 48).

Сложные сегрегационные посткриогенные текстуры встречаются редко в слоях мощностью не более нескольких дециметров. В обнажениях хорошо препарируются плоскости, соответствующие вытаявшим сложным прослойкам льда или льдистым пояскам (рис. 49).

Таблица 24

Классификация прямых геологических палеокриоиндикаторов многолетнемерзлых горных пород (применительно к условиям МНР)

Вид палеокриоиндикатора	Описание вида палеокриоиндикатора	Разновидность	Наиболее существенные опознавательные признаки вида или разновидности палеокриоиндикатора	Значение палеокриоиндикатора (признаки)
Посткриогенные текстуры	Плоскости пониженного сцепления частиц рыхлых пород, часто покрытые пленками гидроокислов железа, или полости, неполностью сомкнувшиеся, иногда заполненные карбонатами. Длина — от нескольких миллиметров до нескольких метров. В обнажениях препарируются трещинами усыхания	Инъекционные	Относительно длинные (от нескольких сантиметров до нескольких метров) субгоризонтальные прямолинейные и соединяющие их субвертикальные или наклонные элементы. Ритмичное чередование в разрезе сближенных (до нескольких миллиметров) и разреженных (до нескольких сантиметров) субгоризонтальных элементов. Зависимость ориентации их от слоистости отложений. Согласованность ритмов с прослойками грубозернистого материала	Эпигенетическое многолетнее промерзание горных пород. Прямая датировка невозможна
		Сложные сегрегационные	Короткие (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) субгоризонтальные извилистые, сливающиеся друг с другом элементы, на фоне которых выделяются аритмично чередующиеся длинные (до нескольких метров) субгоризонтальные элементы. Ориентация их не зависит от слоистости отложений	Сингенетическое многолетнее промерзание горных пород. Датируется по вмещающим отложениям
Стационарные сингенетические криотурбации	Полиморфные циркуляционные структуры размером до 2 *м*, сложенные породами разного состава и цвета и состоящие из центральной нисходящей ветви — инволюции и боковых восходящих ветвей — инъекций. Инъекции — нечеткие, конформные	—	Вовлечение в инволюции гумусированных пород. Шампиньонообразная форма инволюций, в которых различаются два основных элемента: ножка и обращенная книзу шляпка. Наиболее часто встречающиеся морфологические варианты: нормальный шампиньон, шампиньон с асимметричной шляпкой, шампиньон с оторванной шляпкой, шампиньон без шляпки, многоярусный шампиньон. Соответствие структур течения в инъекциях их контурам (конформность), нечеткость этих контуров	Наличие в период формирования криотурбаций многолетнемерзлого субстрата непосредственно ниже инволюции. Датируется по отложениям, слагающим инволюцию

Таблица 24 (окончание)

Вид палеокриоиндикатора	Описание вида палеокриоиндикатора	Разновидность	Наиболее существенные опознавательные признаки вида или разновидности палеокриоиндикатора	Значение палеокриоиндикатора (признаки)
Эпигенетические криотурбации	Циркуляционные структуры размером до 5 *м*, сложенные породами разного состава и цвета и состоящие из двух ветвей: нисходящей — широкой клиновидной инволюции и восходящей — широкой нечеткой дисконформной инъекции	—	Широкая клиновидная форма инволюций, сложенных негумусированными породами. Несоответствие структур течения в инъекциях их контурам (дисконформность), нечеткость этих контуров	Эпигенетическое многолетнее промерзание горных пород до глубины менее 10 *м*. Датируется по отложениям, слагающим инволюцию
Эпигенетические инъекции	Четкие конформные языкообразные и складкообразные внедрения нижележащих пород в вышележащие. Высота языкообразных инъекций — от нескольких дециметров до 1—2 *м*, складкообразных — от нескольких сантиметров до нескольких дециметров	Языкообразные	Языкообразная, ветвистая форма инъекций. Соответствие структур течения в инъекциях их контурам, четкость этих контуров	Эпигенетическое многолетнее промерзание горных пород до глубины менее 5 *м*. Прямая датировка невозможна
		Складкообразные	Мелкие (десятки сантиметров) складкообразные деформации слоев, сопровождающиеся пережимами и утолщениями их	Эпигенетическое промерзание горных пород на глубинах более 5 *м*. Прямая датировка невозможна
Псевдоморфозы по ледяным жилам	Мешкообразные или клиновидные тела высотой до 2—3 *м*, шириной в несколько дециметров, заполненные более или менее горизонтально наслоенным материалом, отличающимся по составу и цвету от вмещающих пород	Псевдоморфозы по эпигенетическим ледяным жилам	Более или менее горизонтальное, линзовидное наслоение материала, выполняющего псевдоморфозу, многочисленные угловые несогласия между линзовидными слоями. Изгибы и разрывы слоев вследствие опускания их в полость, возникшую при вытаивании льда. Более интенсивное погружение слоев у стенок, обращенных к югу или западу. Загибы слоев кверху возле боковых выступов вмещающих пород. Сколы во вмещающих породах в зоне их контакта с псевдоморфозой	Былое существование многолетнемерзлых горных пород. Датируется по возрасту отложений в верхней части псевдоморфозы
Солифлюкционные деформации в отложениях подгорных шлейфов при глубоком залегании водоупора	Смятия, мелкая складчатость, разрывы и загибы слоев и линз делювия или пролювия. Местами — неслоистый материал с обломками пород, ориентированными длинными осями вниз по склону	—	Нерегулярность смятий. Наклон складок, направленность смятий и ориентация обломков пород длинными осями вниз по склону. Приуроченность всех этих явлений к верхним частям сухих степных шлейфов	Былой многолетнемерзлый субстрат. Датируется по возрасту отложений у кровли слоя с деформациями
Щебнистый криогенный элювий на склонах	Невыветрелый щебень, содержащий меньше 20% мелкозема. Обломки пород ориентированы беспорядочно. Мощность слоя — от нескольких дециметров до 1—2 *м*	—	Беспорядочная ориентировка щебня при небольшом количестве заполнителя и солифлюкционные деформации в отложениях, образующих кровлю элювия	Былое многолетнемерзлое состояние криогенного элювия и гольцового льда в нем. Прямая датировка невозможна

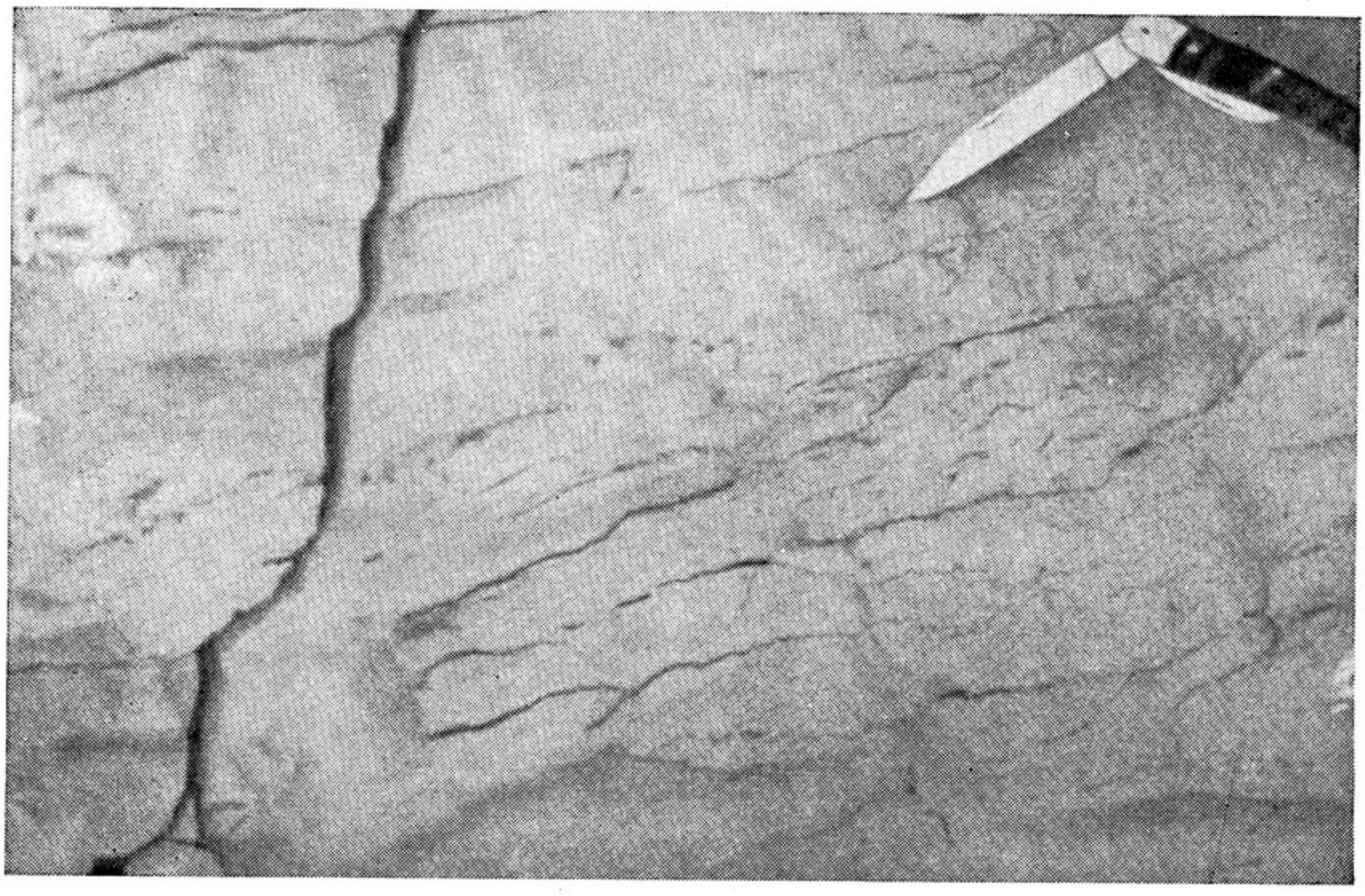


Рис. 47. Посткриогенные текстуры инъекционного типа (наклонные тонкие полости). Восточная Гоби, возвышенность Тэль-Улан-Шальча

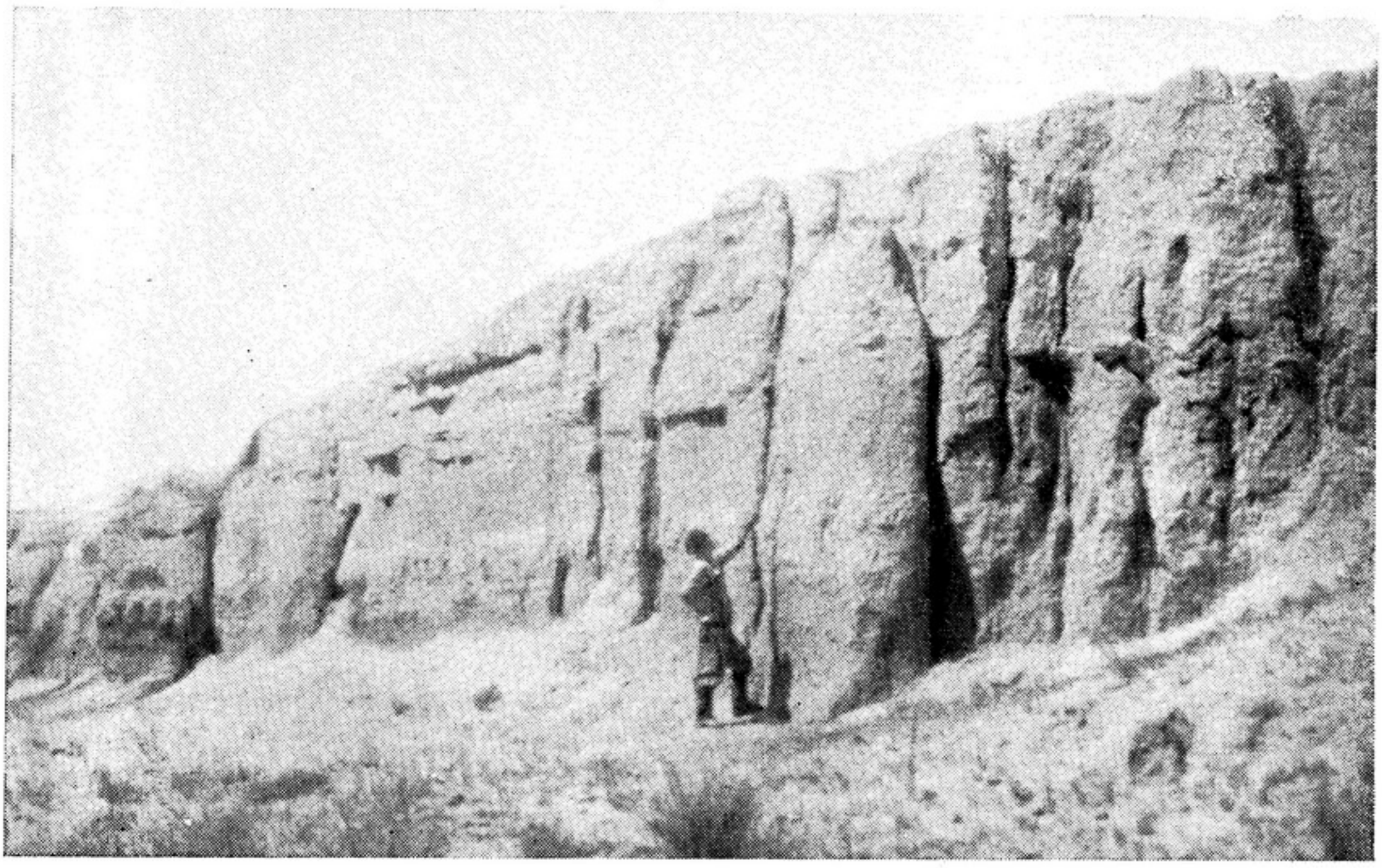


Рис. 48. Ритмичное строение (независящее от осадочной слоистости) эпигенетически промерзавших отложений. Восточная Гоби, возвышенность Тэль-Улан-Шальча

Стационарные сингенетические криотурбации образуются в процессе формирования бугров-могильников. Обязательное условие их развития — многолетнемерзлый субстрат, над которым в процессе ежегодного промерзания и оттаивания пород происходит очень медленная циркуляция грунтовых масс (Гравис, 1971).

При этом в сезонноталом слое образуются циркуляционные структуры — криотурбации,— состоящие из центральной нисходящей ветви и двух боковых восходящих ветвей. Нисходящая ветвь, сложенная гумусированными

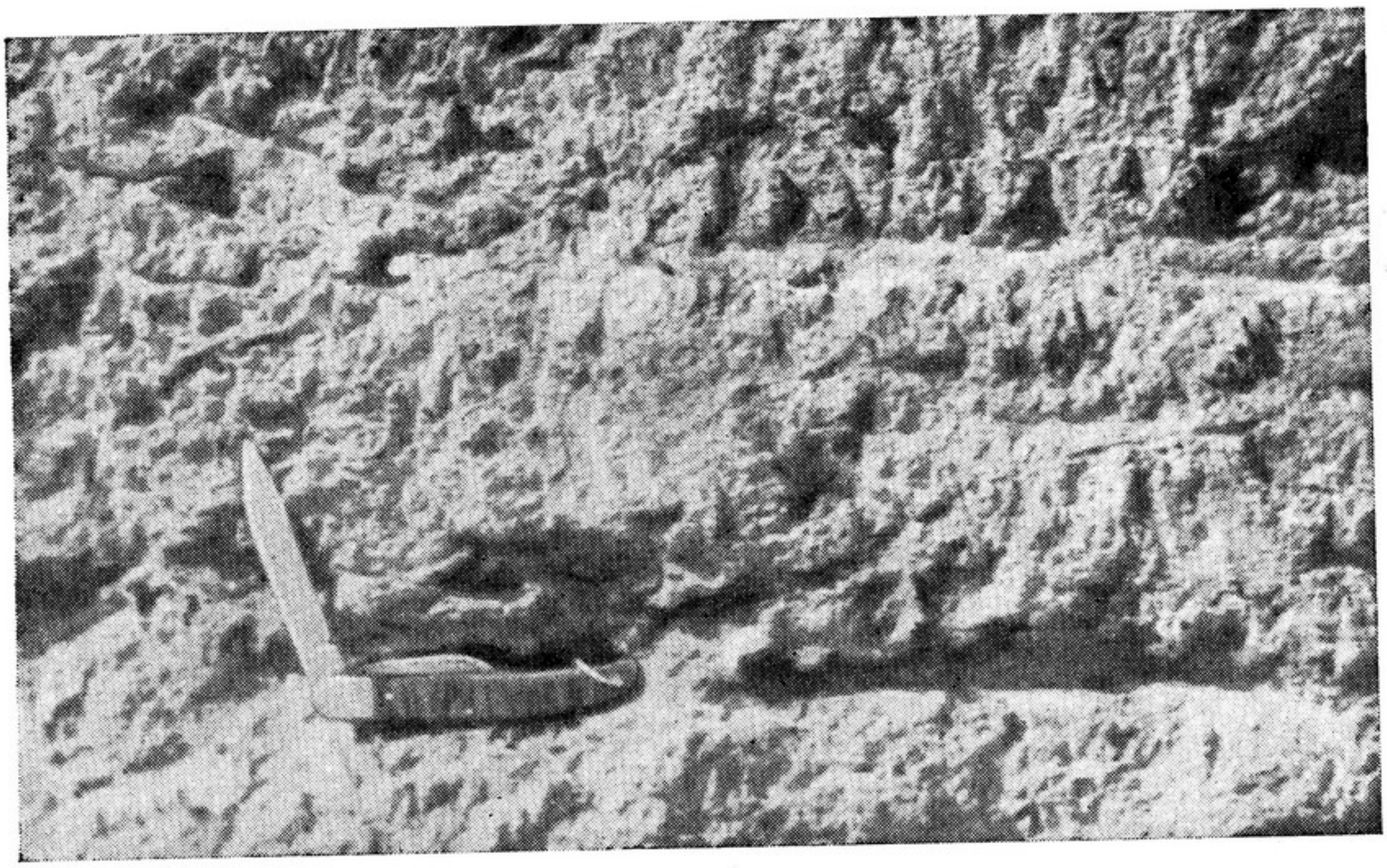


Рис. 49. Сложная сегрегационная посткриогенная текстура. Восточная Гоби, возвышенность Тэль-Улан-Шальча

породами, пассивно вовлекается в компенсационное движение, за ней следует закрепить название «инволюция». Восходящие ветви представляют собой инъекции, образующиеся вследствие гидравлического напора при промерзании сезонноталого слоя.

Канадские исследователи (Hamelin, Cook, 1967) называют инволюции рассматриваемого типа шампиньонообразными (involutions en champignon). Используя этот образный термин, в развитой инволюции (шампиньоне) можно различить ножку (нисходящая часть инволюции) и шляпку (часть инволюции, распластывающаяся над многолетнемерзлым субстратом и вовлекаемая в восходящие движения, рис. 50,а). Недоразвитая инволюция состоит только из ножки (шампиньон без шляпки; не путать с псевдоморфозами и структурами облекания!; рис. 50,б). Развитие инъекций лишь по одну сторону от инволюции создает шампиньон с асимметричной шляпкой (рис. 50,в). В случае интенсивных нисходящих движений накопление гумусированного материала в межбугровых понижениях, под которыми формируются инволюции, не успевает компенсировать его убыль, и шляпка оказывается оторванной от ножки (рис. 50, г). При понижении или повышении поверхности многолетнемерзлых горных пород возникают многоярусные шампиньоны (рис. 51).

Инъекционная часть стационарных криотурбаций конформная — структуры течения в них в общем параллельны контурам инъекций, которые имеют сложные формы и местами весьма нечеткие. Конформность — следствие интенсивных инъекционных движений, а сложная форма и нечеткость контуров — результат многократного повторения почти полностью перекрывающих друг друга инъекций.

Реликтовые стационарные криотурбации распространены очень широко. Они встречаются в долинах, в том числе и в ныне сухих, в ложбинах, котловинах, западинах, в нижних частях предгорных шлейфов и конусов выноса. В большинстве случаев они приурочены к песчаным и гравийно-галечным породам, но встречаются также в супесях и суглинках, где имеют менее четкую форму.

Эпигенетические криотурбации возникают на начальном этапе многолетнего промерзания водоносных отложений и связаны с многолетними буграми пучения. В эпигенетических криотурбациях различа-

ются две ветви: нисходящая — инволюция в виде обращенного вниз тупого клина и восходящая — инъекция, также имеющая вид тупого клина, но обращенного вверх (рис. 52).

Многочисленные мелкие инъекции в период формирования многолетних бугров пучения как бы суммируются и создают дисконформное инъекционное тело, не имеющее четких контуров. Его строение и форма сильно осложняются. Инволюция — результат компенсационного прогибания еще маломощного мерзлого слоя по периферии формирующихся бугров пучения. Оно возникает в местах дефицита минерального материала вследствие его инъекционного перемещения в подошве мерзлого слоя под бугры. На поверхности вокруг бугров при этом образуется кольцеобразная депрессия, часто служащая очагом развития термокарста.

Эпигенетические инъекции возникают при эпигенетическом промерзании водоносных отложений. При небольшой мощности мерзлого слоя (2—3 *м*) образуются многочисленные конформные языкообразные инъекции с очень четкими контурами (рис. 53, а). Слои вмещающих пород изогнуты параллельно контурам инъекций и разорваны. Очень характерны боковые ветви инъекций, приуроченные к плоскостям напластования пород. Языкообразные конформные инъекции образуются вследствие внедрения водонасыщенных пород в перекрывающий их мерзлый слой. При этом мерзлая кровля изгибается, прорывается и расслаивается.

Промерзание более глубоких горизонтов водонасыщенных отложений сопровождается складкообразными инъекциями (рис. 53, б).

Псевдоморфозы по ледяным жилам встречены только в одном месте, в районе урочища Урту-Годзогор, приблизительно в 90 *км* к юго-востоку от г. Улан-Батор на высоте 1650 *м* (см. ниже). Характерно, что они не образуют замкнутой полигональной сети, что свойственно и современным ледяным жилам на южном пределе их развития (разном для разных фациальных условий).

Солифлюкционные деформации в отложениях подгорных шлейфов при глубоком залегании водоупора свидетельствуют о существовании в период их развития многолетнемерзлого субстрата, который способствует переувлажнению верхнего горизонта отложений. При отсутствии многолетнемерзлых пород в верхней части шлейфов и конусов выноса грунтовые воды залегают глубоко (Маринов, Попов, 1963; Кузнецов, 1968), поверхностные же слои остаются сухими, и солифлюкция поэтому невозможна.

Солифлюкционные деформации рассматриваемого вида в бассейнах рек Селенги и Орхон встречаются выше 900—1000 *м*, а в Гобийском Алтае — с 2000 *м*.

Щебнистый криогенный элювий на склонах становится индикатором многолетнего промерзания только в том случае, когда в перекрывающих его маломощных отложениях наблюдаются солифлюкционные деформации. Только постоянно мерзлое состояние могло уберечь щебнистый материал от вовлечения его в солифлюкционные движения. Современный криогенный элювий в Северном Забайкалье и в Якутии содержит гольцовый лед, и, судя по беспорядочной ориентировке щебня, этот вид подземного льда в прошлом был развит и в нижнем ярусе гор Северной Монголии.

КОСВЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАЛЕОКРИОИНДИКАТОРЫ

Элементарные сегрегационные посткриогенные текстуры (табл. 25) можно встретить в любом районе Монголии. В настоящее время они формируются главным образом при сезонном промерзании и таянии влажных мелкодисперсных отложений. Наличие их

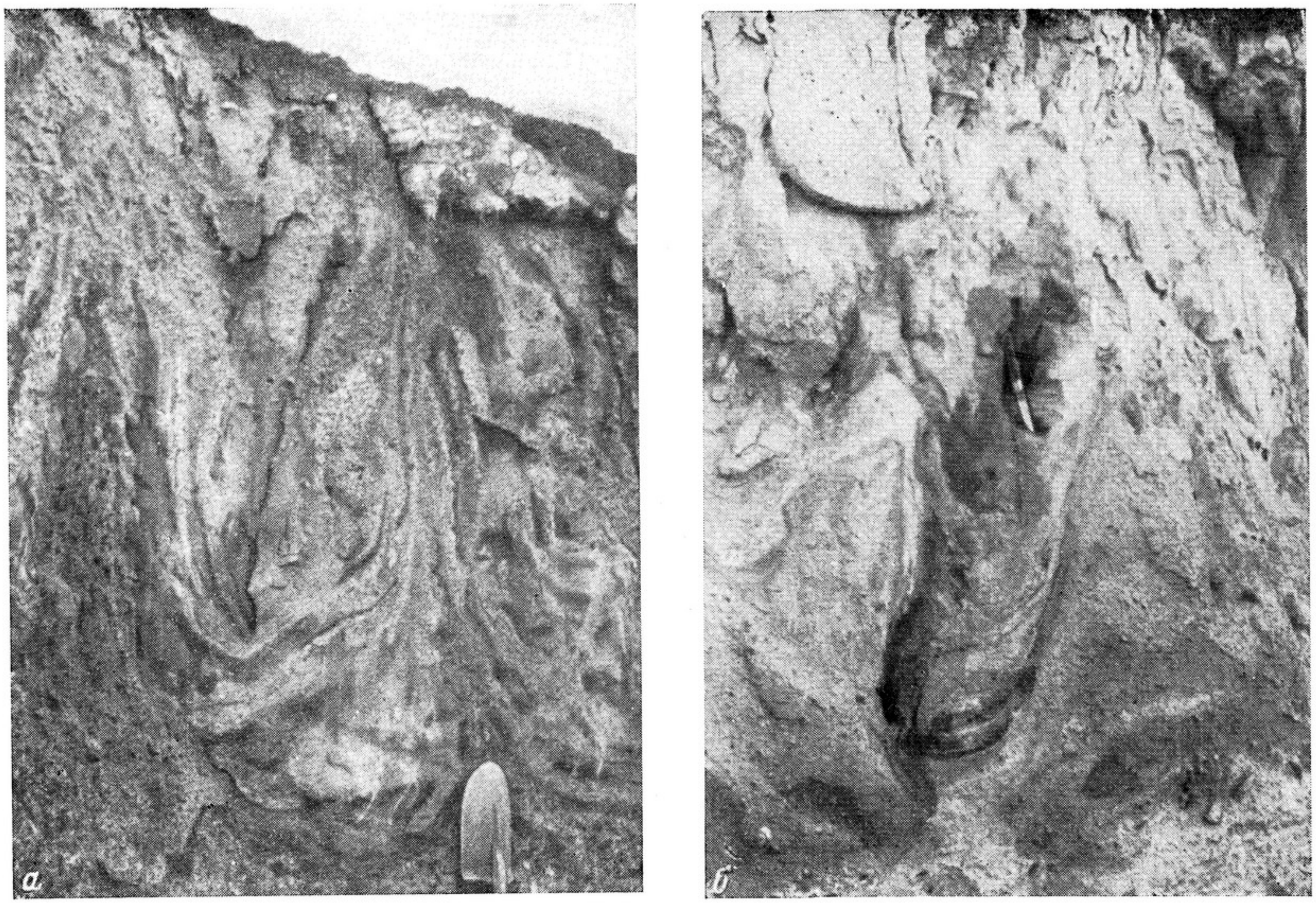
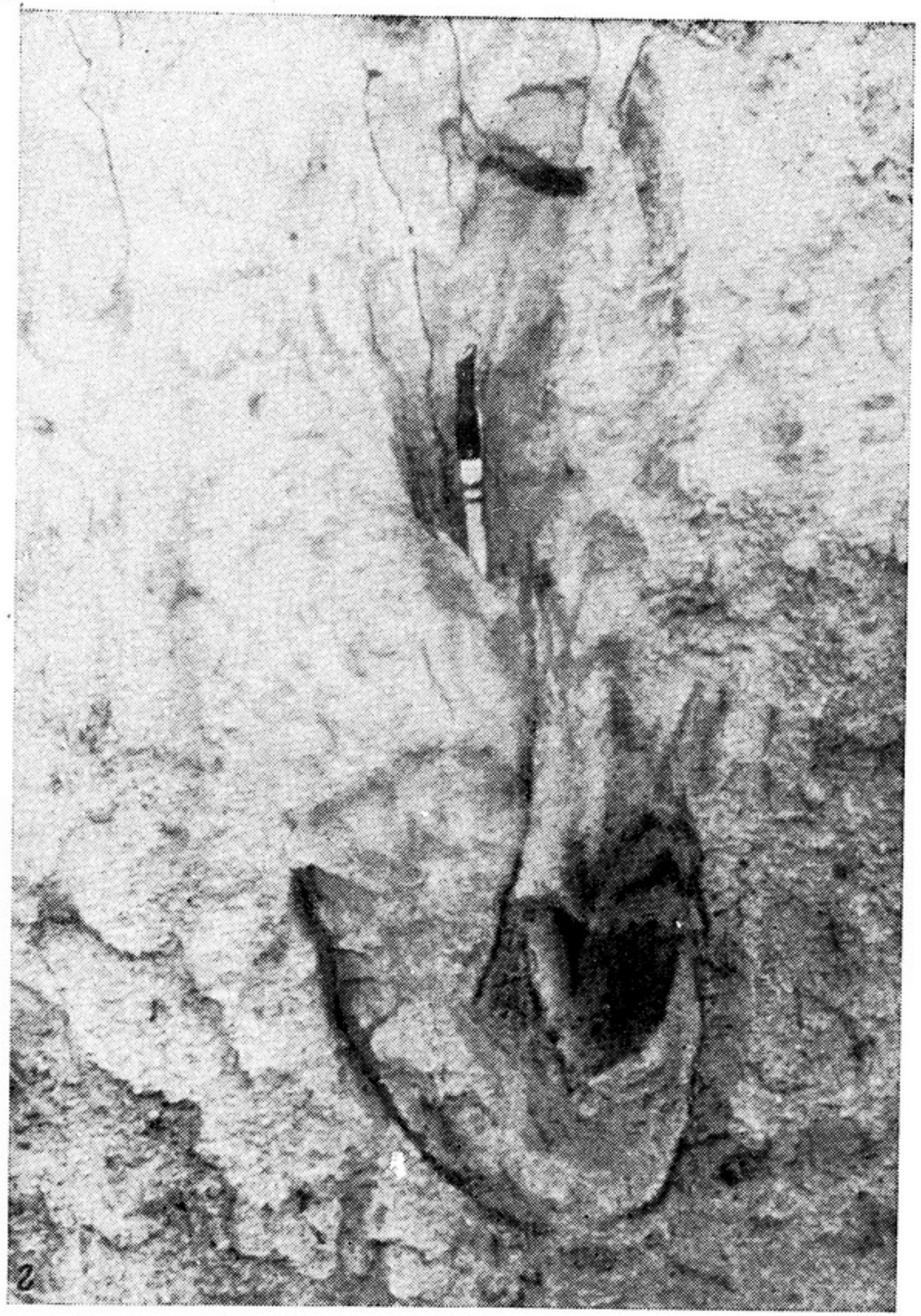


Рис. 50. Стационарные сингенетические криотурбации. Долина р. Керулен южнее сомона Мунгун-Мориту

а — шампиньон; *б* — шампиньон без шляпки;



в — шампиньон с асимметричной шляпкой;



г — шампиньон с оторванной шляпкой

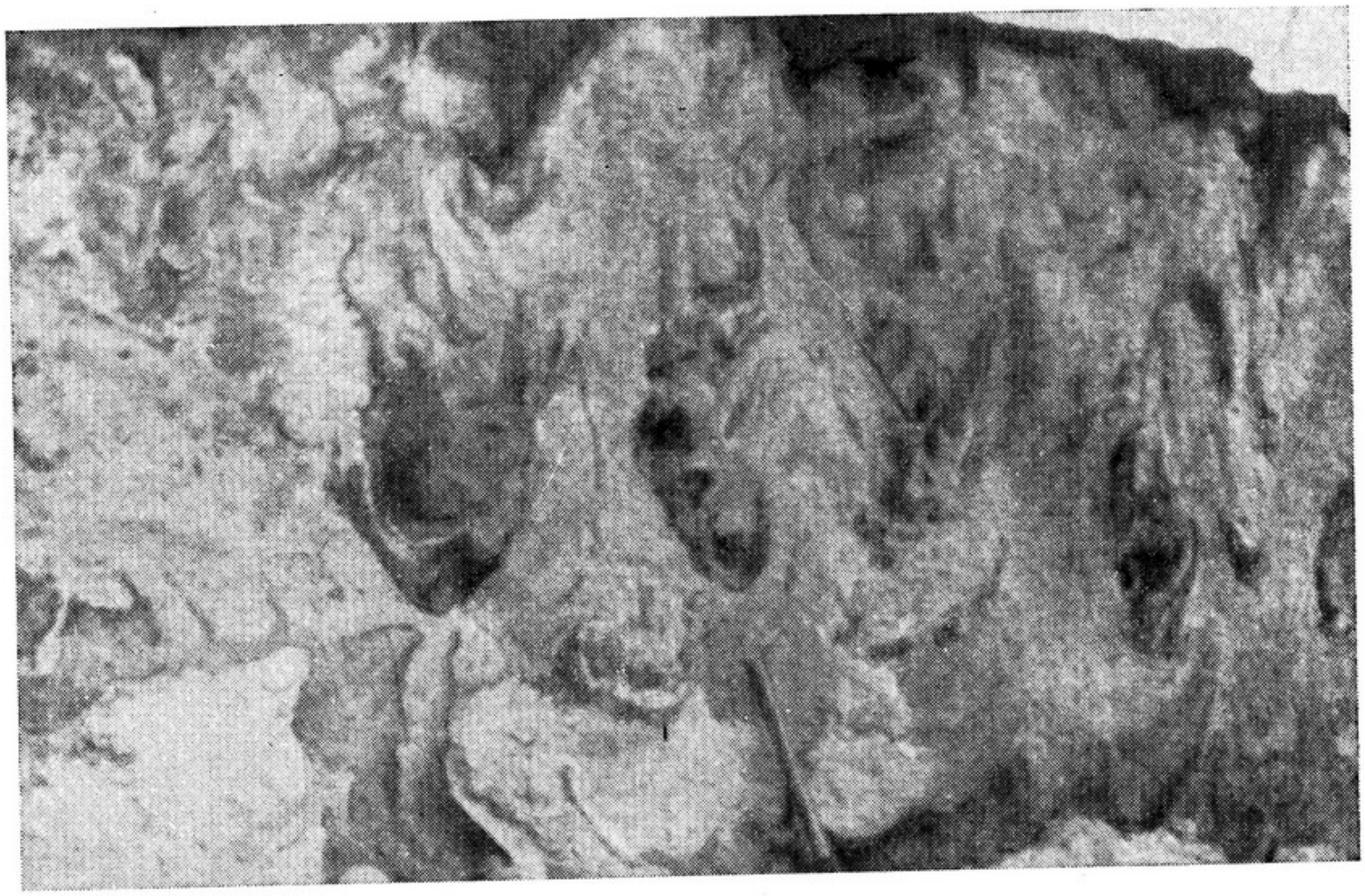


Рис. 51. Стационарные сингенетические криотурбации – многоярусные шампиньоны. Долина р. Керулен южнее сомона Мунгун-Мориту

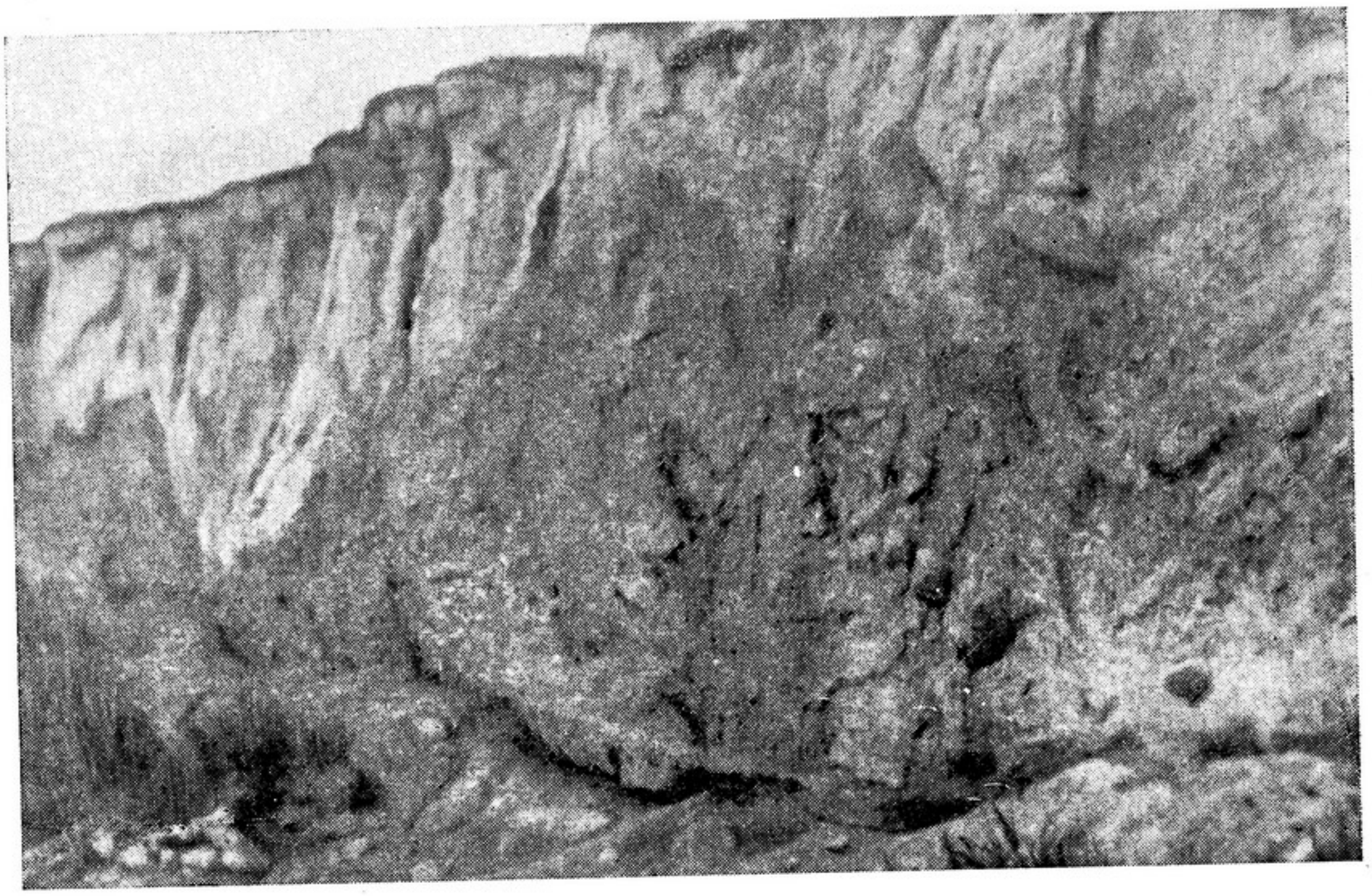


Рис. 52. Эпигенетическая криотурбация. Долина р. Керулен южнее сомона Мунгун-Мориту

в сухих отложениях свидетельствует о более высокой влажности этих отложений в прошлом, а следовательно, и о возможном более широком распространении многолетнемерзлых пород.

Нестационарные сингенетические криотурбации связаны с туфурами, которые обычно формируются при уровне грунтовых вод, залегающем на глубине всего нескольких дециметров. В отличие от стационарных форм, у нестационарных криотурбаций отсутствуют инво-

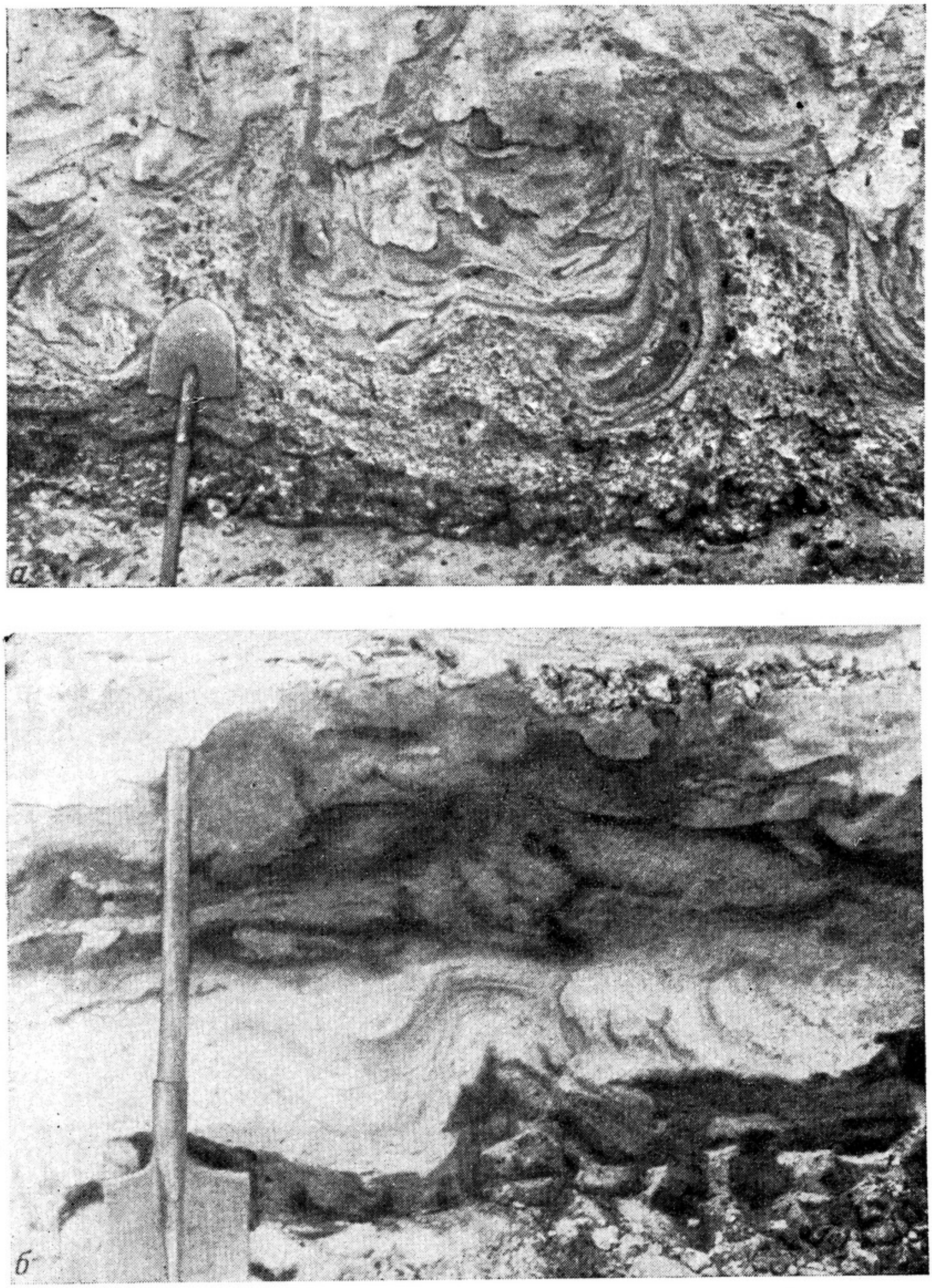


Рис. 53. Эпигенетические инъекции. Долина р. Керулен южнее сомона Мунгун-Мориту

а — языкообразные; *б* — складкообразные

люции. Главная причина — частые колебания уровня грунтовых вод, влекущие за собой перестройку микрорельефа. Поэтому инъекции меняют свое место, и перемешивание грунтовых масс становится неупорядоченным.

Реликтовые нестационарные криотурбации в отложениях, заполняющих сухие долины, котловины или слагающих подгорные шлейфы, свидетельствуют о большем обводнении этих отложений в прошлом, что обусловливало и более широкое распространение многолетнемерзлых пород.

Таблица 25

Классификация косвенных геологических палеокриоиндикаторов многолетнемерзлых горных пород (применительно к условиям МНР)

Вид палеокриоиндикатора	Описание вида палеокриоиндикатора	Разновидность	Наиболее существенные опознавательные признаки вида или разновидности палеокриоиндикатора	Значение палеокриоиндикатора (признаки)
Посткриогенные текстуры	Плоскости пониженного сцепления частиц рыхлых пород, часто покрытые пленками гидроокислов железа, или тонкие продолговатые полости, заполненные карбонатами. Размеры — до нескольких сантиметров. Создают ореховато-плитчатую структуру породы	Элементарные сегрегационные	Только однородные короткие элементы посткриогенной текстуры	Промерзание отложений при влажности выше критической. В отложениях, влажность которых в настоящее время ниже критической, — признак большего увлажнения в прошлом и в связи с этим — более широкого распространения многолетнемерзлых горных пород. Прямая датировка затруднительна
Нестационарные сингенетические криотурбации	Нечеткие, перекрывающие друг друга конформные инъекции, нередко полностью переработавшие первичную осадочную слоистость. Регулярные мелкие складки дернины или гумусового горизонта. Длина складок — 50 *см*, высота — до 30 *см*	—	Нечеткие языкообразные инъекции в отсутствии инволюций. Мелкая регулярная складчатость дернины или гумусового горизонта без нарушения их цельности	Промерзание водонасыщенных отложений. Нестационарные сингенетические криотурбации в отложениях, заполняющих сухие долины и котловины, — следствие более влажного климата в прошлом и в связи с этим более широкого распространения многолетнемерзлых горных пород
Земляные жилы	Клиновидные тела минерального материала с более или менее четко выраженной вертикальной слоистостью. Высота клиньев обычно — до 2—3 *м*, реже — до 10 *м*, ширина — несколько дециметров	—	Вертикальная слоистость материала, слагающего земляную жилу. Приуроченность земляных жил к сухим склоновым, пролювиальным или аллювиальным отложениям	Более влажный климат в прошлом и в связи с этим предположительно более широкое распространение многолетнемерзлых горных пород. Датируется по отложениям, вмещающим сингенетические жилы или верхнюю часть эпигенетических жил
Солифлюкционные деформации в отложениях на склонах с неглубоко залегающим водоупором	Неслоистый материал с обломками пород, ориентированными длинными осями вниз по склону, горизонт кос в основании рыхлого покрова склонов. Иногда — смятия, мелкая складчатость, разрывы и загибы слоев и линз делювия	—	Косы (загнутые вниз по склону и постепенно выклинивающиеся прослои недалеко смещенного элювиального материала). Отсутствие слоистости в мелкодисперсных накоплениях со щебнем и глыбами. Нерегулярность смятий. Наклон складок, направленность смятий и ориентация обломков пород длинными осями вниз по склону. Приуроченность перечисленных явлений к сухим степным склонам	Бóльшая влажность климата в прошлом и в связи с этим предположительно более широкое распространение многолетнемерзлых горных пород. Датируются по неслоистым отложениям или по верхней части слоев с опознавательными признаками, перечисленными в предыдущей графе

Земляные жилы распространены очень широко и чаще всего представлены песчаными разностями, залегающими в аллювии или в пролювии. Многолетнемерзлый субстрат для их развития необязателен (Данилова, 1956). Необходимым условием является только морозобойное растрескивание, которое зимой в Монголии развито очень широко (Лонжид, 1969; В. И. Спесивцев, устное сообщение). Однако современные земляные жилы или их аналоги — гумусовые потеки — встречаются только в постоянно увлажненных отложениях, слагающих днище отрицательных форм рельефа. Реликтовые формы земляных жил распространены гораздо шире.

Чтобы объяснить эту особенность, надо представить возможные пути заполнения трещин минеральным материалом. В Монголии их три.

1. Осыпание материала со стенок морозобойных трещин. В этом случае в слоистых отложениях можно наблюдать изменения гранулометрического состава жил по вертикали в зависимости от изменения состава вмещающих пород (Данилова, 1963, стр. 33).

2. Занос морозобойных трещин эоловым материалом. По нашим наблюдениям в Чехословакии, в этом случае иногда в жилах возникает горизонтальная слоистость, но чаще всего при однородном составе материала каких-либо слоев вообще незаметно.

3. Замыв минеральных частиц в трещинах водой. При этом состав материала осредняется, и элементарная жилка становится однородной на всем протяжении от верха до низа. Различия в составе с соседними элементарными жилками обусловливают более или менее четкую субвертикальную слоистость в земляных жилах.

Известные нам многочисленные земляные жилы в Монголии принадлежат только к последней разновидности.

В настоящее время в условиях исключительно сухих весен затекание воды в большинстве морозобойных трещин невозможно, и еще до начала летних дождей они бесследно замыкаются.

Следовательно, в период формирования реликтовых земляных жил, большинство которых принадлежит к одному горизонту, весенний период был влажнее современного. В настоящее время весенне-летний максимум осадков на широте Монголии наблюдается в Казахстане и связан с более активным воздействием западного переноса воздушных масс. Поэтому не случайно, что для Казахстана характерно образование и гумусовых потеков (Дурасов, 1959), и земляных жил (Федорович, 1962). На основании этого можно предположить, что в период формирования земляных жил в Монголии сильнее сказывалось влияние западного переноса, климат был влажнее и многолетнемерзлые породы были распространены шире. Весь материал палинологических исследований подтверждает это предположение.

Солифлюкционные деформации в отложениях на склонах с неглубоко залегающим водоупором сходны с деформациями, отмеченными в склоновых отложениях Забайкалья С. С. Воскресенским и Г. С. Ананьевым (1961). На коренных породах залегает горизонт кос, а выше него — маломощный неслоистый горизонт. Подобные солифлюкционные деформации свидетельствуют о большем увлажнении климата в прошлом и о более широком распространении многолетнемерзлых пород в это время.

Глава VIII

РИТМОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОНГОЛИИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Большинство исследователей выделяет на территории Монголии две крупные холодные эпохи — нижне- и верхнеплейстоценовую (по стратиграфической схеме В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой, 1958), или средне- и вехнечетвертичную (по стратиграфической схеме 1932 г.). С холодными эпохами связывается расширение области многолетнемерзлых горных пород. «Естественно, что если мерзлота развита местами в настоящее время, то в условиях ледникового климата она имела несомненно большее распространение» (Равский, 1972, стр. 229).

Соответственно количеству выделяемых оледенений В. Э. Мурзаева, Н. А. Маринов, И. П. Сырнев (1971) пишут о двух эпохах широкого распространения многолетнемерзлых пород. Формирование мерзлых толщ началось в среднечетвертичную эпоху одновременно с горным оледенением. В межледниковье «зона многолетнемерзлых пород несколько уменьшилась по мощности и занимаемой площади за счет смещения как по горизонтали (на север), так и по вертикали (выше в горы)» (там же, стр. 407). В верхнечетвертичную эпоху граница этой зоны опять продвинулась на юг «...и вся территория Монголии снова оказалась промороженной на значительную глубину» (там же, стр. 409).

Э. И. Равский (1972) различает четырехкратное смещение границы многолетнемерзлых пород к югу: в нижнем плейстоцене — в самаровское и тазовское время и в верхнем плейстоцене — в зырянское и сартанское время. В ледниковые эпохи эта граница проходила где-то в северной части Гоби, а в межледниковое отступала на север до Северного полярного круга. В последний раз на юге Внутренней Азии многолетнемерзлые породы оттаивали в период голоценового климатического оптимума, после которого вновь произошла экспансия мерзлых толщ на юг.

Фактическим обоснованием представлений о развитии многолетнемерзлых пород являются данные Е. В. Девяткина, наблюдавшего различные сингенетические криогенные нарушения осадочной слоистости средне- и верхнечетвертичных отложений в Котловине Больших Озер, в Долине Озер и около г. Улан-Батор, а также сообщение А. Н. Минаева (1968б) о посткриогенных формах рельефа, сохранившихся по всей территории Монголии.

Таким образом, существующие представления об истории развития многолетнемерзлых пород в Монголии страдают крайним схематизмом и даже противоречивы, что обусловлено отсутствием фактического материала.

РИТМОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОНГОЛИИ В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Наши исследования охватили среднюю часть страны между 98 и 116° в. д. Был проведен спорово-пыльцевой анализ 435 образцов из 46 скважин, шурфов и обнажений от Дархатской впадины на севере до хребта Гурбан-Сайхан на юге. Кроме того, исследованы субфоссильные спорово-пыльцевые спектры из большинства районов страны с целью выработки критериев интерпретации данных палинологического анализа образцов из древних отложений. Выявилось существование единого облака пыльцы древесных пород, главным образом сосны и березы, которое формируется над сосняками юга Прибайкалья и Забайкалья и, получая незначительное дополнительное питание от лесов Северной Монголии, распространяется над всей степной территорией вплоть до южных границ страны. Огромное влияние на ее распределение оказывают рельеф и фациальные условия захоронения. Достаточно сказать, например, что современные спектры из разных фаций даже небольшой озерной котловины разнятся больше, чем спектры монофациальных толщ всего плейстоцена и голоцена.

Учитывая сказанное, выявление ритмов изменения климата должно базироваться на исследовании монофациальных толщ. В них изменения содержания древесной пыльцы должны быть синхронными и отражать изменения лесной растительности на обширной территории севернее степной зоны. Пыльца недревесных растений и споры отражают только местные изменения растительности.

Для целей ритмостратиграфии наиболее подходящими были склоновые отложения и пролювий, которые накапливаются в пределах таких элементов рельефа, где растительные сукцессии обусловлены преимущественно изменениями климата, и их можно проследить по всем трем группам спорово-пыльцевых спектров. Однако фрагментарность склоновых и пролювиальных отложений, связанная с малой интенсивностью и перерывами осадконакопления, затрудняет выявление всех климатических ритмов. Особенно заметна эта фрагментарность на юге страны.

От подобного недостатка свободны озерные отложения, накапливающиеся более или менее равномерно. Однако изменения в составе групп недревесной пыльцы и спор в озерных отложениях зависят преимущественно от локальных сукцессий прибрежной растительности.

Наименее пригодны для выявления климатических ритмов аллювиальные отложения, накапливающиеся очень неравномерно и с большими перерывами.

Мы отказались от трудоемких видовых определений спор и пыльцы; на данной стадии изученности четвертичных отложений Монголии они дали бы мало материала для выяснения истории развития многолетнемерзлых толщ.

При дальнейшем изложении мы придерживаемся стратиграфической схемы Э. И. Равского (1972).

Причины и значение изменения содержания пыльцы древесных пород. При палинологических исследованиях в первую очередь анализировались изменения в содержании и составе пыльцы древесной группы, которая в степных районах является заносной и представлена в основном сосной, в меньшей степени — березой. Уменьшение ее количества отражает сокращение площадей сосновых и березовых лесов отчасти в Северной Монголии, но главным образом на юге Прибайкалья и Забайкалья.

О причинах деградации лесов можно судить по количественным и качественным изменениям в группах недревесной пыльцы и спор, которые отражают местные изменения растительности. В условиях Монголии, юга

Прибайкалья и Забайкалья площади сосновых и березовых лесов уменьшаются в четырех ситуациях.

1. При уменьшении увлажненности на фоне относительно теплого климата. В этом случае сосновые и березовые леса вытесняются степями, а варианты более влажных степей заменяются вариантами более сухих. В недревесной группе спорово-пыльцевых спектров наблюдается уменьшение содержания пыльцы злаков и разнотравья и увеличение полыней и отчасти маревых.

2. При уменьшении увлажненности на фоне холодного климата. Сосновые и березовые леса заменяются холодными степями, которые вытесняют также обычные «теплые» варианты степей. В спорово-пыльцевых спектрах уменьшается содержание недревесной группы, в составе которой возрастает роль полыни, но сокращается содержание пыльцы маревых (меньше испарение и засоление почв!), а также злаков и разнотравья. Одновременно резко возрастает количество спор зеленых мхов. Южнее 48° с. ш. пики содержания спор зеленых мхов выражаются все хуже, но вместо этого заметно увеличение количества пыльцы осоковых.

3. При увеличении увлажненности на фоне холодного климата сосновые и березовые леса вытесняются лиственничными, пыльца от которых не распространяется далеко, или тундровой растительностью, сухие варианты степей заменяются более влажными. Соответственно, в недревесной группе увеличивается содержание пыльцы злаков, уменьшается — полыни и маревых. Возрастает количество спор зеленых мхов.

4. При дальнейшем потеплении уже относительно теплого и влажного климата. Сосновые и березовые леса вытесняются темнохвойной тайгой, от которой также пыльца далеко не распространяется. Следы ее развития в степных районах Монголии отмечаются в виде единичных пыльцевых зерен ели и пихты, появляющихся в степях при спаде общего содержания древесной пыльцы. В степной зоне в это время увлажненность растет. В отрицательных формах рельефа расширяются разнотравно-злаковые ассоциации. Но так как при высокой испаряемости увеличение влажности климата усиливает испарение и связанное с ними засоление почв, то одновременно развиваются и солянковые ассоциации. В то же время в верхней части склонов сухостепные полынные ассоциации вытесняют пустынно-степные полынно-солянковые. В результате этих сложных изменений в образцах, взятых в нижней части склонов, одновременно с уменьшением количества древесной пыльцы и появлением единичных пыльцевых зерен темнохвойных пород, увеличивается содержание пыльцы маревых и полыни, а содержание пыльцы злаков остается неизменным или тоже возрастает.

Увеличение количества заносной пыльцы сосны и березы в образцах из степных районов Монголии означает расширение площадей сосновых и березовых лесов в районах, расположенных севернее. Это имеет место в двух ситуациях.

1. При увеличении увлажненности на фоне относительно теплого климата. Сначала березовые, а затем и сосновые леса наступают на степь. Варианты сухих степей заменяются более влаголюбивыми степными ассоциациями. Соответственно в древесной группе, участие которой в спорово-пыльцевом спектре становится все весомее, соотношение содержания пыльцы березы и сосны меняется в пользу последней.

2. При некотором похолодании и уменьшении относительно теплого и влажного климата. Сосновые и березовые леса вытесняют темнохвойную тайгу. На степные растительные сукцессии эти изменения климата не сказываются. Поэтому при возрастании содержания древесной пыльцы и исчезновении представителей темнохвойных пород соотношения основных компонентов недревесной группы практически не меняются.

Палеогеографическое значение палинологически немых слоев. Многие образцы содержат мало спор и пыльцы. Одна

из причин этого явления — оседание гидроокислов железа на поверхности микрофоссилий (Лисун, Гравис, 1971). Не будучи разрушенными в процессе обработки образца, железистые пленки повышают удельный вес зерен пыльцы и спор. При обогащении пробы на центрифуге такие зерна удаляются вместе с породой.

Анализ приведенного ниже материала показывает, что палинологически немыми оказываются в основном слои субаэральных и субаквальных отложений, образовавшиеся в периоды похолодания. Можно предположить, что в это время подвижные окисные соединения железа подтягивались к верхним горизонтам почвы и фиксировались там вследствие дегидратации при сильном охлаждении. В настоящее время этот процесс характерен для почв Забайкалья (Ногина, 1964), в частности для степных (лугово-черноземных) мерзлотных почв межгорных впадин южной части Читинской области (Уфимцева, 1967).

Сильное охлаждение почв характерно и для Монголии, но в настоящее время палинологически немые слои там не образуются по двум причинам. Во-первых, влажность почв на положительных формах рельефа очень низкая, что сильно ограничивает подтягивание почвенных растворов к верхнему горизонту почвы в периоды его промерзания. Во-вторых, подавляющее большинство почв Монголии имеет близкую к нейтральной или щелочную реакцию (Беспалов, 1951), а в этих условиях железо малоподвижно.

Следовательно, чтобы в условиях Монголии осуществлялась восходящая миграция гидроокислов железа, почвы должны иметь кислую реакцию и более высокую влажность. Приведенные ниже материалы показывают, что в плейстоцене климат Монголии в целом был влажнее современного. Но в периоды потепления усиливалось испарение, и соли, подтягиваемые из подпочвенных горизонтов, препятствовали выщелачиванию почв. Усилившийся в это время дерновый процесс повлек за собой накопление гумусовых веществ, которые связывали и удерживали в почве катионы кальция. Поэтому реакция почв оставалась щелочной или близкой к нейтральной, и железо, несмотря на увеличившуюся влажность, было малоподвижным. Благодаря этому слои, отвечающие периодам плейстоценовых потеплений, содержат достаточное количество микрофоссилий.

В периоды плейстоценовых похолоданий влажность климата оставалась выше современной. Многолетнемерзлые или длительно неоттаивающие сезонномерзлые породы, распространившись на положительные формы рельефа, изолировали почву от более глубоких горизонтов и прекратили пополнение запасов почвенных солей за их счет. Слабее был развит дерновый процесс. В этих условиях почвы на положительных формах рельефа выщелачивались, хлориды, сульфаты и карбонаты удалялись в сторону понижений. В условиях наступившей кислой реакции среды железо становилось подвижным, при промерзании подтягивалось к поверхности и закреплялось там, обволакивая пленками частицы наносов и синхронных им микрофоссилий. Так возникали палинологически немые горизонты в субаэральных отложениях.

Если кислые продукты выветривания в холодные эпохи механически сносились в засоленные озера, то палинологически немые горизонты в связи с интенсивной коагуляцией и оседанием гидроокислов железа возникали и там.

Характерно, что по мере движения на юг в сторону уменьшения влажности палеоклиматов палинологически немые горизонты встречаются все реже. В районах распространения кислых гранитных пород эти горизонты мощнее и встречаются чаще, чем в районах развития пород, богатых основаниями.

Таким образом, палинологически немые слои в условиях Монголии становятся индикаторами похолодания климата, и поэтому мы не исключали малосодержащие образцы из приводимых ниже таблиц.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

На Озерном плоскогорье эоплейстоценовые отложения вскрыты в Шаргынгольской впадине (см. рис. 38) скв. 2/68 (интервал 17,75—23,85 *м*) и 5/68 (интервал 44,80—65,40 *м*), пройденными в озерных отложениях. Скв. 2/68 пробурена у подножия склона, с которого в озеро поступал в основном тонкодисперсный материал. Озерные осадки здесь представлены темно-серыми суглинками с выветрелой галькой и дресвой. Скв. 5/68 находится в центре долинообразной впадины, где речки и ручьи доставляли в озеро грубообломочный материал, более дисперсный в нижнем горизонте и более грубый в верхнем (табл. 26).

. В обеих скважинах встречается растительный детрит, обуглившиеся остатки травянистых растений, сплющенные стволы кустарников и деревьев.

Спорово-пыльцевые спектры обеих скважин сходны, хотя и сказывается влияние фациальных различий, поэтому мы приводим здесь данные только по более полному разрезу скв. 5/68 (рис. 54; обр. 157—188). Основанием для отнесения этих осадков к эоплейстоцену является сравнительно высокое содержание древесной пыльцы (до 87%), в составе которой имеется пихта, ель и такие теплолюбивые породы, как тсуга, орешник, мирика, ильмовые, ореховые, жимолостные. Характерно обилие спор папоротников. Эти признаки сближают рассматриваемые отложения с эоплейстоценовыми образованиями Дархатской (Уфлянд и др., 1971) и Тункинских впадин (Равский и др., 1964).

По изменениям в составе спорово-пыльцевых спектров в разрезе эоплейстоценовых отложений различаются два горизонта. В нижнем горизонте (обр. 173—188) спор и пыльцы меньше, чем в верхнем, имеется два палинологически немых слоя, много пыльцы березы, а пыльца теплолюбивых пород встречается редко и единично. Намечаются пять этапов развития растительности.

Первый этап характеризуется похолоданием и увеличением сухости климата (обр. 187, 188); содержание пыльцы древесных пород сокращается, в ее составе растет доля сосны, но на водоразделах доминировали открытые пространства. Увеличение содержания пыльцы полыни свидетельствует о прогрессивном остепнении их. Но резкое увеличение количества пыльцы осоковых — признак заболачивания приозерных низин. Чтобы объяснить прогрессирующее заболачивание на фоне увеличения сухости климата, надо принять во внимание, что впадина окружена крутыми склонами. При низком уровне воды в озере обнажается плоское днище впадины, на котором и развиваются болота. При подъемах уровня береговая линия проходит по склонам, где нет места для болот.

Второй этап — похолодание климата, ему отвечает палинологически немой слой (обр. 179—185).

Таблица 26

Состав верхнего и нижнего горизонтов озерных отложений (скв. 5/68) эоплейстоценового возраста (в процентах интервала)

Состав	Верхний горизонт (44,80—56,15 *м*)	Нижний горизонт (56,15—65,40 *м*)	Состав	Верхний горизонт (44,80—56,15 *м*)	Нижний горизонт (56,15—65,40 *м*)
Переслаивание песка мелко-, средне- и крупнозернистого, гравия и гальки	91	—	Песок мелкозернистый	—	1,5
Песок крупнозернистый	—	6,5	Супесь	7	87,5
			Суглинок	2	4,5

Третий этап — влажный и теплый интерстадиал холодной эпохи (обр. 177): содержание древесной пыльцы увеличивается до 44%. Начало этапа более сухое — сосна преобладает над березой. В середине этапа доминирует пыльца березы (37—73,5%); сосна занимает второе место (13—31,5%). Относительно много пыльцы ольховника (до 17%), единично представлены пихта, тсуга, ель, лиственница, ива, ольха, липа. Конец этапа снова более сухой — пыльцы сосны становится больше, березы — меньше. Уровень озера был высоким. На водоразделах доминировала лесостепь.

Четвертый этап — новое похолодание, совпадающее со вторым палинологически немым слоем (174—176).

Пятый этап (обр. 173) — сухой конец холодного периода. В составе пыльцы древесных пород (34%) господствует сосна, пыльцы березы в три раза меньше. Единично встречена пыльца ивы и ильмовых. В составе недревесной группы господствует полынь — признак остепнения водораздельных пространств.

Вывод о похолодании, сделанный по палинологическим данным, подтверждается в рассматриваемых отложениях развитием посткриогенных текстур.

Посткриогенные текстуры наиболее четкие в разрезе скв. 2/68. В темно-серых суглинках они четко выделяются в виде ржавых полосок, состоящих из центральной, очень резкой линии, окруженной с обеих сторон менее четкой ржавой каймой. В зависимости от особенностей суглинков различаются два варианта посткриогенных текстур. В суглинках с более или менее отчетливой слоистостью ленточного типа ржавые полоски образуют ортогональную решетку. Горизонтальные элементы ее имеют толщину от долей миллиметра до 3 *см* и чередуются ритмично, то сближаясь до 0,5—1 *см*, то разреживаясь до 1—3 *см*. Вертикальные элементы встречаются реже и толщина их не превышает долей миллиметра. В неслоистых разностях суглинков полоски приобретают непостоянный наклон, встречаются мелкие ржавые гнезда. В настоящее время ледяные шлиры секут ржавые полоски. Контакты льда и вмещающих пород окислены.

В разрезе скв. 5/68, где отложения более грубые, ржавые полоски отсутствуют. Но заиленная супесь после оттаивания легко рассыпается на ореховато-плитчатые отдельности. Причиной тому микросортировка материала, обычно возникающая в процессе промерзания отложений: более грубые частицы концентрируются по контактам грунтовых агрегатов. И еще характерная деталь — разложившаяся древесина часто оказывается расслоенной по годичным кольцам и между ними залегает супесь. Обычно в мерзлых отложениях древесные остатки расщепляются подобным образом льдом. Минеральная порода в межкольцовое пространство могла попасть только при вытаивании льда.

Ввиду их нечеткости, посткриогенные текстуры в кернах скв. 5/68 трудно отнести к определенному типу. Они могли образоваться и в сезонномерзлом слое на мелководье. Но текстуры, наблюдавшиеся в разрезе скв. 2/68, несомненно принадлежат к эпигенетическому типу и свидетельствуют о многолетнем промерзании озерных осадков. Так как в вышележащих отложениях они не встречаются, то можно заключить, что промерзание имело место в период второго похолодания.

По составу спорово-пыльцевых спектров рассматриваемый горизонт озерных отложений можно сопоставить со средней и верхней частью обнажения «охристой» свиты у устья р. Большой Быстрой в одной из Тункинских впадин. Палинологический анализ выявил в этих отложениях следы похолодания и некоторого иссушения климата, датируемые средним эоплейстоценом (Равский и др., 1964; Равский, 1972). Меньшее содержание пыльцы темнохвойных пород в отложениях Озерного плоскогорья естественно объясняется его более южным расположением. Непре-

рывность озерного осадконакопления позволила установить, что среднеэоплейстоценовое похолодание состоит из двух стадиалов, разделенных более теплым и влажным интерстадиалом.

В верхнем горизонте эоплейстоценовых отложений отчетливо выделяются три этапа развития растительности (обр. 166—172).

Первый этап характеризуется увеличением содержания пыльцы древесных пород. В ее составе по-прежнему доминирует пыльца сосны и березы, причем соотношение их меняется в пользу последней. Содержится пыльца ели, снова появляется пыльца пихты, тсуги и широколиственных пород. Содержание пыльцы полыни и злаков падает, но к концу этапа вновь увеличивается. Количество пыльцы вересковых, осоковых и спор папоротников, напротив, сначала увеличивается, а к концу этапа убывает.

На первом этапе острова сосновых, лиственничных и березовых лесов вновь расширились, безлесные пространства были заняты разнотравно-злаковыми ассоциациями и только в конце этапа в составе травяного покрова увеличилась роль полыни. Климат был влажным и теплым, но в конце этапа становится более сухим. С рассматриваемым этапом связано начало аккумуляции более грубозернистого верхнего горизонта эоплейстоценовых отложений.

Второй этап выделяется существенным сокращением содержания пыльцы древесных пород — одновременно сосны и березы, но встречается пыльца лиственницы (обр. 160). Резко возрастает количество спор зеленых мхов. Относительно высоко содержание пыльцы полыни. Климат на данном этапе был сухим и холодным, шло остепнение водораздельных пространств, площади лесов сокращались, а увеличение содержания спор зеленых мхов в этих условиях — признак низкого стояния уровня озер.

Третий этап знаменуется существенным увеличением содержания пыльцы сосны, тогда как количество пыльцы березы сокращается до минимума (обр. 157). По-прежнему встречается пыльца лиственницы, появляется пыльца ели и даже тсуги. Снижается содержание пыльцы полыни. Количество спор зеленых мхов остается высоким. Эти изменения свидетельствуют о некотором потеплении и увлажнении климата: острова сосняков расширились, сократились полынные ассоциации.

Нижнюю часть рассматриваемого горизонта, соответствующую первому этапу развития растительности, можно сопоставить с верхнеэоплейстоценовой толщей Тункинских впадин, вскрывающейся в обнажении Белый Яр II, а спорово-пыльцевые спектры верхней части в общих чертах сходны со спектрами верхних горизонтов эоплейстоцена, обнажающихся на правом берегу р. Иркут у устья р. Большой Тибельты (Равский и др., 1964). Не находит ясной аналогии только этап похолодания.

В г. Улан-Батор эоплейстоценовые отложения вскрыты скв. 1/67, пробуренной на площадке метеостанции в нижней части пролювиального шлейфа у подножия склона южной экспозиции. Скважина имеет следующий разрез.

	Интервал, *м*
1. Суглинок серый, с мелким щебнем и дресвой (меньше 10%) . .	0,00—1,00
2. Суглинок красновато-коричневый, с мелким щебнем и дресвой (около 10%)	1,00—2,00
3. Щебень и дресва (70—30%) с красновато-бурым суглинистым заполнителем	2,00—3,00
4. Суглинок красновато-коричневый, с мелким щебнем и дресвой (меньше 10%)	3,00—6,50
5. Щебень, дресва, плохо окатанная галька и гравий (70—90%) с суглинистым заполнителем	6,50—9,00
6. Суглинок серый с выветрелым щебнем и дресвой (меньше 10%); встречаются прослойки суглинка коричневого или бурого мощностью до 10 *см*, где количество каменистых включений возрастает до 30—40 %	9,00—11,45

7.	Суглинок красно-бурый с сильно выветрелым щебнем и дресвой (10—30%). Заметна посткриогенная текстура эпигенетического типа в виде взаимно перпендикулярных плоскостей слабого сцепления породы, покрытых темно-бурыми пленками окислов железа	11,45—13,90
8.	Суглинок красно-бурый с выветрелым щебнем (20—30%), горизонтальнослоистый. Прослойки более щебнистой супеси толщиной 2—4 *см* чередуются с менее щебнистыми прослойками очень пластичного суглинка такой же мощности	13,90—17,80
9.	Щебень и дресва с красно-бурым суглинистым заполнителем. Заметны нечеткие горизонтальные слои толщиной в несколько сантиметров с меньшим содержанием заполнителя	17,80—19,30
10.	Суглинок серый со щебнем и дресвой (до 40%); имеются горизонтальные прослойки красно-бурого суглинка толщиной до 0,8 *см*	19,30—20,80
11.	Суглинок красно-бурый с сильно выветрелым щебнем и дресвой, содержание которых в верхней части интервала менее 10%, а книзу возрастает до 80%	20,80—23,80

Слои 1—7 — пролювий, а 8—11 — озерные образования, в основании слоя 11 переходящие снова в пролювий.

К эоплейстоцену относится нижняя часть разреза в интервале 14,5—23,8 *м* (рис. 55, обр. 29/67—37/67). В отличие от отложений Озерного плоскогорья рассматриваемые осадки накапливались в более аридной обстановке. Содержание пыльцы древесных пород в них значительно меньше, основная масса ее, очевидно, занесена с севера. Много пыльцы полыни и маревых, содержание спор незначительно. Тем не менее, этапы развития растительности удается сопоставить с аналогичными этапами на Озерном плоскогорье. И здесь выделяются два периода похолодания, соответствующие спектрам обр. 34/67 и 30/67.

До первого похолодания климат менялся в сторону увеличения сухости (обр. 35/67—36/67), о чем можно судить по резкому возрастанию содержания пыльцы полыни. Характерна находка в обр. 35/67 пыльцевого зерна гигантского зонтичного ферулы, которое в настоящее время растет в пустынях, в частности на равнинах Джунгарии (Мурзаев, 1966, стр. 200). В то же время встречаются представители теплолюбивых и влаголюбивых семейств — тиссовые и таксодиевые. Единично представлена пыльца ели, лиственницы, гикори, граба, дуба, ильмовых, сумаха. Очевидно, темнохвойные и широколиственные леса произрастали в верхнем ярусе гор. Привлекает внимание низкое содержание пыльцы сосны.

Первое похолодание совпадает со временем аккумуляции серых суглинков. В это время навсегда исчезают тиссовые и таксодиевые. Общее количество микрофоссилий в образце уменьшается. В спектре недревесной группы существенных изменений нет.

В период между первым и вторым похолоданием (обр. 31/67—33/67) резко увеличивается содержание пыльцы сосны. Подобный скачок в это время наблюдается и в отложениях Озерного плоскогорья, и это значительно облегчает сопоставление слоев. В рассматриваемом интервале вновь появляется пыльца теплолюбивых пород, окончательно исчезающая перед вторым похолоданием. Максимума достигает содержание пыльцы ольховника, тогда как до первого похолодания наблюдался максимум пыльцы ольхи. Эта же особенность спорово-пыльцевых спектров отмечается в отложениях на Озерном плоскогорье. По уменьшению содержания пыльцы полыни и маревых и увеличению злаков можно судить об увеличении влажности климата. В это время, как и на Озерном плоскогорье, началось накопление более грубозернистых отложений (слой 9, см. описание разреза выше).

В период второго похолодания климат был сухим: количество пыльцы полыни и маревых увеличивается. После этого влажность снова повысилась, что отразилось в увеличении содержания пыльцы осоковых и злаков и уменьшении полыни и маревых. Как и на Озерном плоскогорье, в это время достигает максимума содержание пыльцы сосны.

Сопоставление с отложениями на Озерном плоскогорье позволяет датировать слои 10 и 11 с отмеченными здесь следами первого похолодания средним эоплейстоценом, а нижнюю часть слоя 8 и слой 9 со следами второго похолодания — верхним эоплейстоценом.

Следов многолетнего промерзания, которые можно было бы датировать эоплейстоценом, в рассматриваемом разрезе не обнаружено.

В Восточной Гоби эоплейстоценовые отложения изучены на северо-восточном склоне возвышенности Тэль-Улан-Шальча, где сайр прорезает заполняющий лощину пролювий (рис. 56). Обнажение 6/71 расположено в средней части склона, а 7/71 — в нижней. К эоплейстоцену отнесена нижняя толща пролювия (слои 4 и 5; табл. 27, обр. 76/71—88/71).

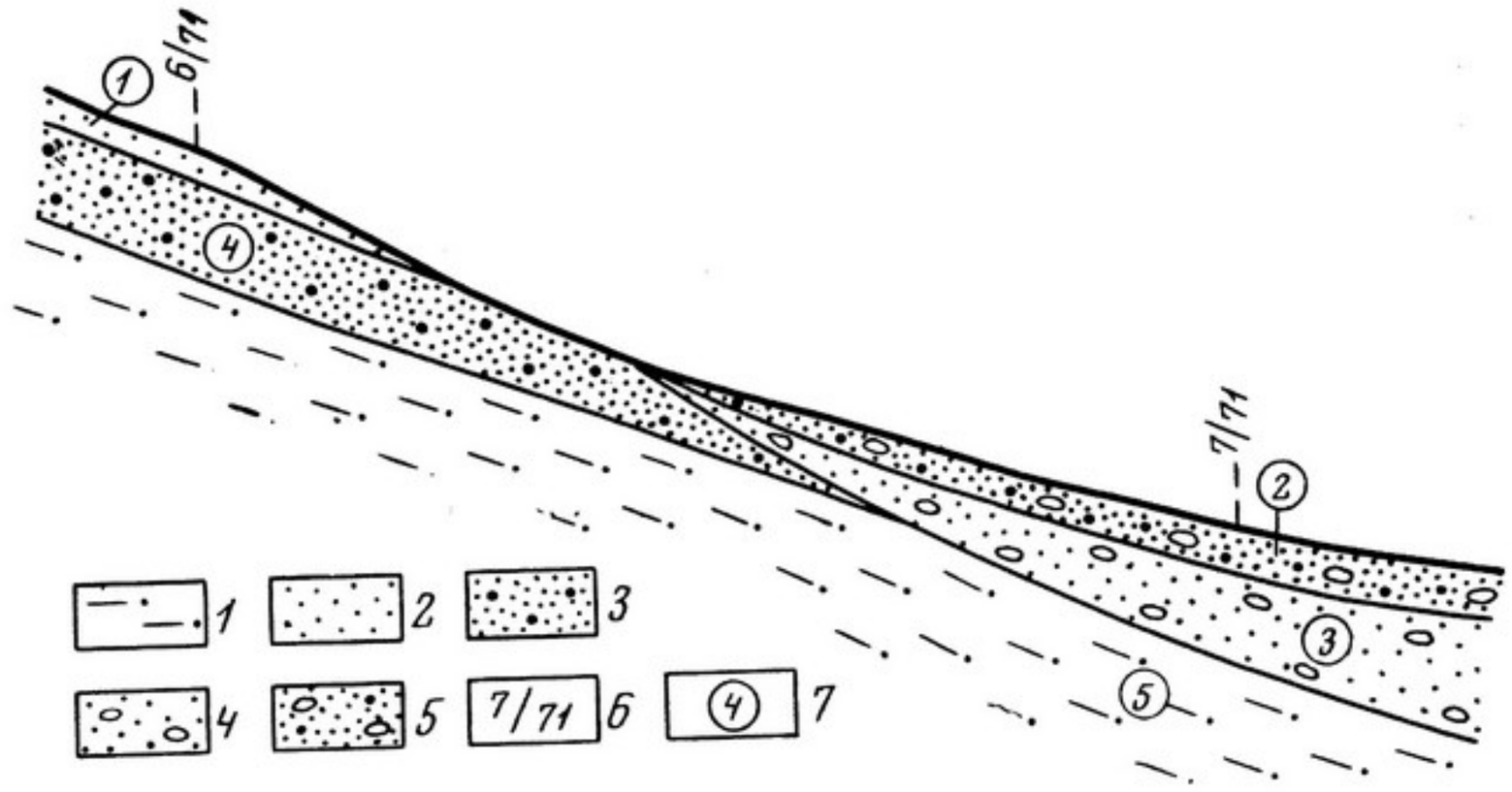


Рис. 56. Схема строения пролювия на северо-восточном склоне возвышенности Тэль-Улан-Шальча (вне масштаба)

1 — супесь; *2* — песок; *3* — песок, гравий; *4* — песок с галькой; *5* — песок, гравий, галька; *6* — номера обнажений; *7* — номера слоев (см. текст)

В обн. 6/71 разрез эоплейстоценового пролювия двуслойный. В основании разреза залегает красновато-бурая легкая супесь с линзами галечника (слой 5), видимой мощностью 1,5 *м*. На них с размывом лежит слой палево-серого разнозернистого линзовиднослоистого песка (слой 4). Песок и верхняя часть супесчаного слоя смяты наложенными нестационарными криотурбациями, которые в результате солифлюкции изогнуты вниз по склону. Кроме того, в супесях заметны наложенные сложные сегрегационные и инъекционные посткриогенные текстуры.

В обн. 7/71 отложения эоплейстоцена представлены только слоем 5, видимая мощность которого 5 *м*. В нем имеются посткриогенные текстуры инъекционного типа (см. рис. 48).

Основанием к выводу о эоплейстоценовом возрасте отложений является их красноцветность и относительно высокое содержание заносной пыльцы древесных пород, в составе которой регулярно встречается пыльца ели. Состав пыльцы недревесных растений крайне невыразительный и свидетельствует о непрерывном господстве пустынных степей.

Привлекает внимание заметное увеличение содержания пыльцы сосны по направлению к кровле эоплейстоценовых отложений. Это единственный признак, позволяющий сопоставить рассматриваемые слои с отложениями верхнеэоплейстоценового возраста в предыдущих разрезах. С другой стороны, судя по условиям залегания, рассматриваемые отложения соответствуют толщам древних конусов выноса, рассматриваемых в более западных районах Монголии под названием формации Гошу (Berkey, Morris, 1927) или свиты гошу (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Девяткин, Шилова, 1970).

В Гобийском Алтае эоплейстоценовые отложения были встречены в центральной части хребта Барун-Сайхан-Ула, где они заполняют

небольшую впадину на месте относительно опущенного тектонического блока. Они представлены балочным аллювием, залегающим на красноцветном элювии и перекрытым более поздним делювием (рис. 57). Состав аллювия — красновато-бурая линзовидно-слоистая супесь с галькой.

Для спорово-пыльцевых спектров этих отложений (табл. 28, обн. 18/70 и 19/70) характерно относительно высокое для этого района содержание

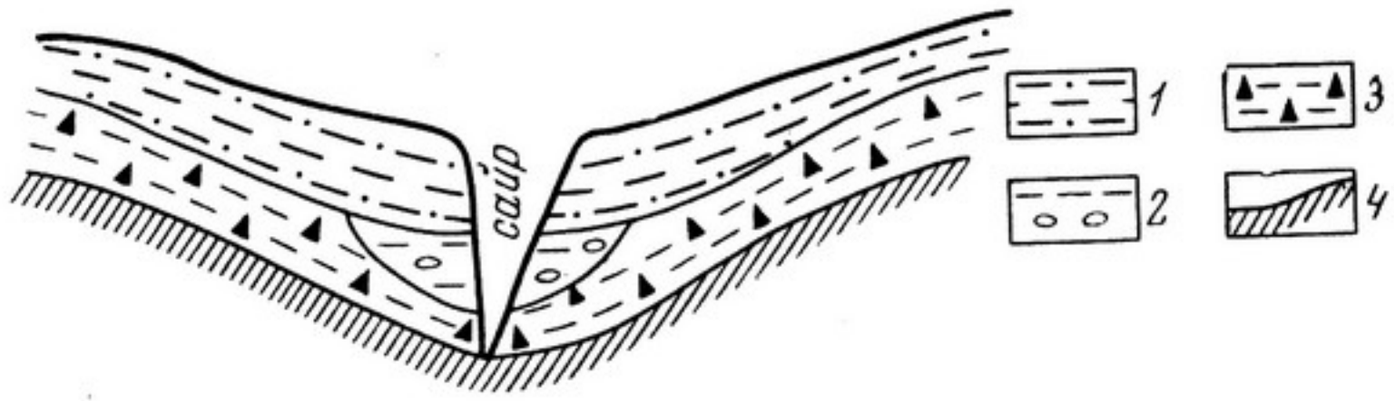


Рис. 57. Схема строения четвертичных отложений на днище впадины в приосевой части хребта Барун-Сайхан-Ула (вне масштаба)

1 — супесчано-суглинистый делювий; *2* — суглинисто-галечный красноцветный балочный аллювий; *3* — суглинисто-щебнистый красноцветный элювий; *4* — поверхность скальных пород

пыльцы древесных пород, в составе которой имеется пыльца лиственницы, несомненно свидетельствующая об островах лиственничного леса на склонах, тогда как на дне впадины господствовала пустынная степь. К эоплейстоцену эти отложения можно отнести условно, учитывая их красноцветность.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

На Озерном плоскогорье нижнеплейстоценовые отложения без перерыва залегают на эоплейстоценовых слоях (скв. 2/68, интервал 13,75—17,75 *м;* скв. 5/68, интервал 28,50—44,80 *м*). В обеих скважинах разрез нижнего плейстоцена делится на два горизонта: нижний, более тонкозернистый, и верхний, содержащий больше грубозернистого материала. В скв. 2/68 нижний горизонт представлен темно-серым суглинком, верхний — с глубины 15,40 *м* — переслаиванием гальки, гравия, песка и буровато-коричневого суглинка. В составе верхнего горизонта много гранитного материала, который в данной геологической ситуации мог попасть в озеро только путем речной транспортировки. В скв. 5/68 весь разрез представлен переслаиванием материала разной крупности, но в верхнем горизонте существенно увеличивается количество прослоек песка, гравия и гальки, тогда как суглинистые прослойки почти исчезают (табл. 29).

В разрезе нижнего плейстоцена по скв. 5/68 (см. рис. 54, обр. 135—156) выявлено два максимума пыльцы древесных пород, соответствующие двум периодам потепления (обр. 152, 154, 144, 146). В период первого потепления выявляются две фазы развития растительности. Первая — относительно сухая, на склонах были развиты полынные ассоциации, а на прибрежных участках наряду с зеленомошными болотами существовали и злаковые луга (обр. 154). Вторая фаза была влажнее — появляются единичные пыльцевые зерна ели и лиственницы (обр. 152). Очевидно, в это время на склонах появились острова лиственничного леса.

Второй период потепления был относительно влажным: уменьшается содержание пыльцы полыни, а на прибрежной низине моховые болота вытесняют травы. Лесов в это время, очевидно, не было. Со вторым периодом нижнеплейстоценового потепления совпадает начало аккумуляции *верхнего, более грубозернистого* горизонта.

В периоды похолодания господствовали степи, о характере которых по спорово-пыльцевым спектрам озерных отложений трудно судить. Все

Спорово-пыльцевые спектры четвертичных

Состав пыльцы и спор	Обн. 17/70				Обн. 18/70		Обн. 19/70
	116/70	152/70	153/70	154/70	155/70	156/70	157/70
	0,0	0,4	1,0	1,7	1,0	2,0	1,8
Общий состав							
Древесные породы	5	—	4	8	12	5	10
Недревесные растения	94	31	92	89	85	95	90
Споры	1	69	2	3	3	—	—
Древесные породы							
Pinaceae	—	—	—	—	—	—	—
Abies sp.	—	—	—	—	—	—	—
Larix sp.	—	—	—	—	—	3	1
Pinus s/g *Diploxylon*	—	—	—	—	—	—	—
Pinus sp.	12	1	4	4	3	2	2
Alnaster sp.	1	—	—	1	3	—	1
Betula sp.	6	—	—	1	17	2	1
Недревесные растения							
Ephedra sp.	78—22	21—18	23—25	3—5	3—2	—	1
Gramineae	3—1	4—3,5	3—3	2—3	9—5,5	5—3,5	3
Cyperaceae	32—9	—	—	—	—	1—1	—
Liliaceae	—	—	—	—	1—0,5	—	—
Polygonaceae	—	—	—	—	—	1—1	—
Chenopodiaceae	—	6—5	4—4,5	9—14	10—6	34—25	3
Caryophyllaceae	—	—	—	—	—	—	—
Cruciferae	—	—	—	—	—	1—1	—
Rosaceae	—	—	—	—	—	—	—
Leguminosae	—	—	—	—	—	1—1	—
Compositae	3—1	—	9—10	2—3	2—1	3—2	—
Artemisia sp.	234—65,5	82—71,5	48—52	41—64	124—77,5	87—65	40
Разнотравье	6—1,5	1—1	5—5,5	6—9,5	11—7	2—1,5	1
Неопределенная	—	1—1	—	1—1,5	—	—	—
Споры							
Polypodiaceae	—	—	—	—	—	—	—
Bryales	1	257—100	2	2	4	1	—
Sphagnum sp.	2	—	—	—	1	—	—
Selaginella sanguinolenta (L.) Spring.	—	—	—	—	—	—	—
Filicales	—	—	—	—	—	—	—
Общее количество зерен	378	373	100	72	188	143	53

См. примечание к табл. 27.

Таблица 28

отложений Гобийского Алтая

Обн. 20/70				Обн. 22/70					
158/70	159/70	160/70	161/70	162/70	163/70	164/70	165/70	166/70	167/70
0,3	0,9	1,5	2,1	0,0	0,2	0,45	1,0	1,7	3,0
				Общий состав					
0,5	2	1	1	7	22	5	5	5	-
99	96	97,5	99	91	75	73	95	95	.
0,5	2	1,5	—	2	3	22	—	—	-
				Древесные породы					
—	—	—	—	1	—	1	—	1	—
—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
1	3	2	3	12	41	8	2	10	1
—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
1	—	—	—	4	1	—	5	—	1
				Недревесные растения					
280—67	45—21,5	25—13	48—20	28—12	95—64	114—70	39—32	33—15	—
5—1	2—1	—	—	4—2	—	1—0,5	4—3	2—1	4
—	—	—	—	20—8,5	—	—	—	—	—
1	1—0,5	—	—	—	—	—	1—1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
122—29	75—36	115—59	137—57	27—11,5	32—21,5	12—7,5	7—6	12—5,5	2
—	—	—	—	11—5	3—2	1—0,5	1—1	1—0,5	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1—0,5	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5—1	—	—	—	1—0,5	—	20—12	—	1—0,5	—
6—1,5	86—41	54—28	55—23	138—60	17—11,5	13—8	68—56	159—75	6
—	—	—	—	1—0,5	2—1,5	1—0,5	—	2—1	—
—	—	—	—	—	—	—	1—1	1—0,5	—
				Споры					
1	1	—	—	—	2	—	—	1	—
—	2	2	1	2	4	49	—	—	—
1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
423	216	199	244	251	199	222	128	224	15

Таблица 29

Состав верхнего и нижнего горизонтов озерных отложений (скв. 5/68) нижнеплейстоценового возраста (в процентах интервала)

Состав	Верхний горизонт (28, 50—36,60 м)	Нижний горизонт (36,60—44,80 м)
Переслаивание песка мелко-, средне- и крупнозернистого, гравия и гальки	51	36
Песок мелкозернистый	12,5	10,5
Супесь	31,5	30
Суглинок	5	23,5

же по скудным данным этих анализов выявляются две фазы периодов похолодания: первая более влажная и вторая сухая. Лучше всего они прослеживаются во время последнего похолодания. В начале его (обр. 142) пыльца полыни встречается единично, относительно много пыльцы злаков, а в конце (обр. 135) — пыльцы злаков становится мало, а полыни и маревых значительно больше. Высокое содержание спор зеленых мхов при этом — признак низкого стояния уровня озера.

Можно предположить, что первые два периода похолодания соответствуют самаровскому времени, а последний — тазовскому; но с исчезновением теплолюбивых экзотов прямые сопоставления с разрезами Прибайкалья и Забайкалья становятся невозможными. Соответственно, первое потепление — интерстадиал самаровского времени, а второе датируется мессовским временем.

В районе г. Дархан разрез нижнеплейстоценового делювия вскрыт скв. 1/70, пробуренной в средней части склона юго-западной экспозиции крутизной 5—7°. Разрез ее следующий.

	Интервал, м
1. Супесь легкая, пылеватая, гумусированная	0,00—0,95
2. Песок мелкозернистый, пылеватый, серовато-коричневый, плотный. Местами нечеткая наклонная линзовидная слоистость	0,95—2,60
3. Песок мелкозернистый, пылеватый, серовато-коричневый, рыхлый, с четкими наклонными, непараллельными линзами и прослойками песка среднезернистого	2,60—3,71
4. Песок мелкозернистый, пылеватый, серовато-коричневый, плотный, с нечеткой наклонной линзовидной слоистостью. Изредка встречаются почти неокатанные обломки кремнистых пород размером до 1 *см*	3,71—4,60
5. Супесь легкая, бурая, с нечеткой наклонной линзовидной слоистостью	4,60—5,05
6. Песок мелкозернистый, пылеватый, светло-серый, плотный, с нечеткой наклонной линзовидной слоистостью	5,05—5,80
7. Супесь тяжелая, коричневато-серая, плотная, с нечеткой наклонной линзовидной слоистостью. Встречаются единичные включения щебня базальтовых пород размером до 0,5 *см*	5,80—6,70
8. Песок мелкозернистый, пылеватый, коричневато-серый, с нечеткой наклонной линзовидной слоистостью	6,70—7,80
9. Супесь легкая, коричневато-серая, плотная, с нечеткой наклонной линзовидной слоистостью. В интервалах 8,10—8,70 и 10,10—10,70 *м* слоистость незаметна. Встречаются единичные включения щебня базальтовых пород размером до 0,5 *см*.	7,80—10,70
10. Супесь тяжелая, коричневато-серая, плотная, с нечеткой наклонной линзовидной слоистостью, содержит до 15—30 % щебня базальтовых пород. В интервале 10,70—12,40 *м* слоистость заметна только местами.	10,70—16,20
11. Обломки базальтовых пород.	16,20—17,15 и глубже

К нижнему плейстоцену принадлежат отложения в интервале 12,00—16,20 *м* (табл. 30, обр. 131/70—139/70). Верхняя граница его, как и в других местах, проводится по подошве второго из двух слоев, в которых содержание пыльцы древесных пород возрастает до современного уровня.

Бедность образцов спорами и пыльцой не позволяет выявить ритмы изменения климата. Но характерен спектр обр. 138/70. В нем содержание древесной пыльцы еще относительно высокое, пыльца сосны резко преобладает над пыльцой березы, а пыльца полыни над пыльцой злаков. Единично представлена пыльца ели. Такие же особенности имеет спектр обр. 27/67 из скв. 1/67 (см. рис. 55), взятый из основания разреза нижнего плейстоцена (см. ниже). По этому признаку можно судить, что осадконакопление на данном склоне происходит с начала нижнего плейстоцена.

В г. Улан-Батор в разрезе скв. 1/67 нижнеплейстоценовые отложения без перерыва залегают на эоплейстоценовых (интервал 9,0—14,5 *м*; см. рис. 55, обр. 16/67—27/67). Нижняя часть их представлена красноцветными озерными осадками (верхи слоя 8), средняя — красноцветным пролювием (слой 7), а верхняя — сероцветным пролювием (слой 6).

Преобладание пыльцы сосны над пыльцой березы и высокое содержание пыльцы полыни в спектре обр. 27/67 свидетельствуют о господстве сухих степей в начале нижнего плейстоцена. В верхнем поясе гор еще сохранялись острова темнохвойных лесов — встречаются единичные пыльцевые зерна ели. После исчезновения озера на пролювиальном шлейфе распространились луговые степи, признаком которых является очень высокое содержание пыльцы злаков и низкое — полыни. В обр. 17/67 и 20/67 увеличивается содержание заносной пыльцы древесных пород, что свидетельствует о некотором расширении лесов на территории Прибайкалья и Забайкалья. Оно вызывалось потеплением, по аналогии с разрезом скв. 5/68, датируемым мессовским временем. С этим периодом связана смена красноцветных отложений более грубыми сероцветными в связи с усилением процессов смыва на склонах.

Озерные и пролювиальные красноцветы, наблюдаемые в разрезе скв. 1/67,— переотложенные. Процесс переотложения завершился только в конце самаровского времени.

В Восточной Гоби к нижнему плейстоцену относены слои 2 и 3 в обн. 7/71 (см. рис. 56; табл. 27, обр. 89/71—95/71). Слой 3 мощностью до 6,5 *м* представлен плотным красновато-бурым разнозернистым песком с линзами гравия и гальки. В нем сохранились посткриогенные текстуры инъекционного типа. Слой 2 мощностью до 2,50 *м* налегает на слои 3 и 4 с размывом и сложен серым песком, гравием и галькой. Верхи его затронуты наложенными нестационарными сингенетическими криотурбациями и срезаются слоем 1, не участвующим в криогенных деформациях.

Спорово-пыльцевые спектры слоя 3 отличаются низким содержанием древесной пыльцы. В недревесной группе доминирует пыльца полыни, содержание пыльцы маревых низкое. Это признак не только холодного, но и относительно влажного климата, когда вместо современных пустынных степей были развиты сухие степи. Влажность увеличивается к верхам слоя, где необычно высоко содержание пыльцы сложноцветных.

В слое 2 минимум древесной пыльцы приходится на его середину. К кровле его содержание древесной пыльцы возрастает до современного уровня, сокращается количество пыльцы полыни, становится больше маревых. Это — признак увеличения сухости климата на фоне его потепления. Сухие степи сменяются пустынными.

Подобные изменения, сопоставленные с ритмами в более северных районах Монголии, показывают, что слой 3 образовался в начале нижнего плейстоцена. Это подтверждается также его красновато-бурой окраской, возникшей в результате переотложения красноцветов. Слой 2 датируется мессовским и тазовским временем. С тазовским же временем следует связывать образование сингенетических криотурбаций, солифлюкционных

Спорово-пыльцевые спектры делювиальных

Состав пыльцы и спор	Номер и глубина								
	118/70	119/70	120/70	121/70	122/70	123/70	124/70	125/70	126/70
	4,6	4,8	5,4	6,1	7,9	8,3	8,8	9,2	9,7
Общий состав									
Древесные породы	—	—	—	15	21	24,5	21	—	18
Недревесные растения	—	—	—	82	75	75	79	—	81
Споры	—	—	—	3	4	0,5	—	—	1
Древесные породы									
Pinaceae	—	—	—	—	—	—	—	1	—
Picea sec. Eupicea	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Picea sp.	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Pinus s/g *Diploxylon*	4	—	—	5	5	—	—	2	4
Pinus s/g *Haploxylon*	—	—	—	1	3	1	1	—	—
Pinus sp.	—	3	3	14	2	19	4	—	6
Salix sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Betulaceae	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Alnaster sp.	—	—	—	3	—	3	—	2	2
Betula sp.	2	—	—	16	4	16	4	2	6
Недревесные растения									
Ephedra sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ericales	—	—	—	—	1—2	—	—	—	—
Gramineae	3	—	—	84—39	27—54	63—53	23	—	33—41,5
Cyperaceae	—	—	—	1—0,5	—	—	—	—	—
Liliaceae	1	—	1	1—0,5	3—6	1—1	—	—	—
Chenopodiaceae	1	—	—	23—10	6—12	3—2	5	—	2—2,5
Caryophyllaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cruciferae	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rosaceae	—	—	—	2—1	—	—	—	—	—
Umbelliferae	—	—	—	—	—	1—1	1	—	—
Compositae	—	—	—	1—0,5	1—2	2—1,5	1	—	1—1
Artemisia sp.	1	—	1	92—43	11—22	41—35	11	1	33—41,5
Разнотравье	—	—	1	10—4,5	1—2	7—6	—	2	9—11
Неопределенная	—	—	—	—	—	—	—	—	1—1
Споры									
Polypodiaceae	—	—	—	1	1	—	—	—	—
Bryales	—	—	—	2	2	—	—	—	—
Sphagnum sp.	—	—	—	3	—	—	—	1	—
Lycopodium sp.	—	—	—	—	—	2	2	—	—
Неопределенная	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Общее количество зерен	12	3	6	260	67	159	52	11	98

Таблица 30

отложений в районе г. Дархан (скв. 1/70)

(в м) взятия образца

127/70	128/80	129/70	130/70	131/70	132/70	133/70	134/70	135/70	136/70	137/70	138/70	139/70
10,2	10,7	11,2	11,7	12,2	12,7	13,2	13,7	14,2	14,7	15,2	15,9	16,4
				Общий состав								
—	42	12	32,5	—	—	—	—	—	—	—	23	—
—	53,5	88	66,5	—	—	—	—	—	—	—	77	—
—	4,5	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
				Древесные породы								
—	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	5	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	19	19	27	2	4	4	3	3	7	6	18	13
—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	4	4	1	—	—	3	—	—	—	1	—	—
—	6	18	15	—	1	3	—	2	1	—	2	7
				Недревесные растения								
—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	19	64—20	13—13,5	2	4	5	1	—	4	2	15—22	12
—	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1	1	1—1	8	—	2	1	—	—	—	—	1
3	6	25—8	25—26	1	—	2	3	1	—	2	10—15	5
—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—1,5	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	5—1,5	1—1	—	—	—	—	—	—	—	34—51	11
1	16	211—67	55—57,5	—	4	15	10	4	8	4	7—10	1
2	3	7—2	1—1	—	—	1	1	—	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
				Споры								
—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
1	2	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
2	1	—	1	—	1	—	—	1	—	—	—	—
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	88	361	144	14	14	36	19	11	22	15	88	50

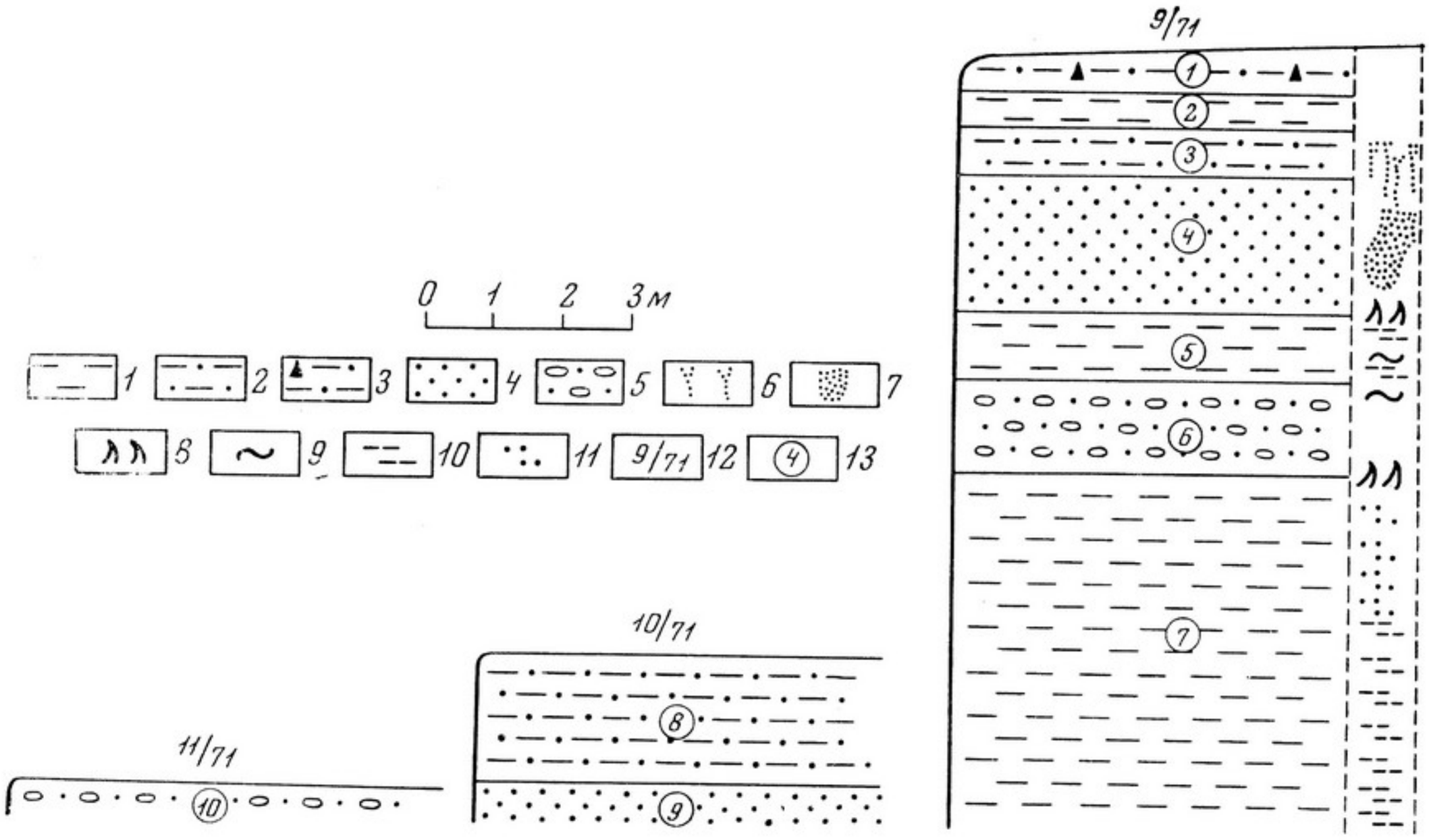


Рис. 58. Схема строения аллювия р. Хуйсын-Гол

1 — суглинок; *2* — супесь; *3* — супесь со щебнем; *4* — песок; *5* — галька, гравий, песок; *6* — мелкие песчаные жилки; *7* — крупная песчаная жила; *8* — эпигенетические языкообразные инъекции; *9* — сингенетические нестационарные криотурбации; *10* — посткриогенная текстура инъекционного типа; *11* — посткриогенная текстура сегрегационного типа; *12* — номера обнажений; *13* — номера слоев (см. текст)

деформаций и криогенных текстур, следы которых сохранились в отложениях и свидетельствуют об их многолетнем промерзании.

В Восточной Монголии нижнеплейстоценовые отложения изучены в обн. 9/71 на правом берегу пересыхающей р. Хуйсын-Гол, примерно в 15 *км* севернее сомонного центра Эрдэнэ-Цаган. Ими сложена II надпойменная терраса высотой в 12 *м* (рис. 58). Она имеет следующий разрез.

	Интервал, *м*
1. Супесь легкая, серая, с линзочками щебня	0,00—0,53
2. Суглинок легкий, темно-серый, с единичным щебнем и карбонатными вкраплениями, плотный, с корневыми канальцами	0,53—0,92
3. Супесь легкая, серовато-коричневая, очень плотная, с корневыми канальцами. Пересекается многочисленными тонкими песчаными жилками и гумусовыми потеками	0,92—1,72
4. Песок мелкозернистый, светло-серый, с прослойками и линзами песка средне- и крупнозернистого. Содержит сингенетическую изначально-песчаную жилу высотой 1,20 *м* и шириной 0,50 *м*	1,72—3,48
5. Супесь легкая, палево-серая, с карбонатными журавчиками и псевдомицелием. В нижней части—прослойки и линзы песка. Много корешков трав, обрывки древесной коры. Слой деформирован сингенетическими нестационарными криотурбациями, в кровле его имеются эпигенетические языкообразные инъекции. Хорошо заметна посткриогенная текстура инъекционного типа, разбивающая породу на прямоугольные агрегаты размером в верхней части слоя—0,5×1,5 *см*, в нижней—3×10 *см*	3,48—4,78
6. Галечник с песчано-гравийным заполнителем (30—40 %). Кровля деформирована нестационарными сингенетическими криотурбациями, подошва—языкообразными эпигенетическими инъекциями . .	4,78—6,18
7. Суглинок тяжелый, красновато-бурый, с единичными линзами галечника и тремя мощными карбонатными горизонтами. В верхней части слоя (2,2 *м*)—элементарные посткриогенные текстуры сегрегационного типа, глубже—посткриогенные текстуры инъекционного типа, разбивающие суглинок на пластинчатые агрегаты толщиной 0,4—1 *см*, а в нижней части обнажения—1—4 *см*. Заметно ритмичное изменение размеров агрегатов	6,18—12,00

Слой 7 — породы неогенового (?) возраста. Слои 2—6 — аллювий, слагающий хордовую террасу у подножия возвышенных сопочных равнин плато Дариганга (по Ш. Цэгмиду, 1962) на стыке их с Восточной депрессией. При большой интенсивности потоков сгружался грубый материал, при малой— тонкозернистый, напоминающий пойменные осадки. Можно говорить о двух циклах усиления и ослабления аккумуляции аллювия.

По посткриогенным текстурам можно судить о двукратном промерзании отложений. Первый раз отложения промерзли в период формирования слоя 5. Промерзание сопровождалось образованием элементарных сегрегационных и инъекционных посткриогенных текстур в красноцветных суглинках (слой 7) и нестационарных сингенетических криотурбаций в слое 5.

Вторично отложения промерзли в период накопления слоев 2 и 3. В это время образовалась посткриогенная текстура инъекционного типа в слое 5 и эпигенетические языкообразные инъекции на контактах слоев 4—5 и 6—7. Одновременно сформировались песчаные жилы в слое 4.

Спорово-пыльцевые спектры аллювиальных отложений невыразительны. Низкое содержание древесной пыльцы в них (0—18,5% против 33% в поверхностном образце) свидетельствует о накоплении аллювия в условиях холодного климата. Недревесная пыльца изменяется в пределах 73—96%, основную массу ее составляют полынь (63—88%), маревые (0—10%) и злаки (0—8%). Содержание спор низкое (0—10%). Подобные спектры отражают растительность сухой степи.

Исключение составляет только супесь слоя 5, в котором количество спор возрастает до 10—89%, а недревесной пыльцы снижается до 9—80%. Споры почти исключительно принадлежат зеленым мхам, а соотношение основных компонентов недревесной группы не меняется. Климат времени накопления слоя 5 был холодным и влажным, поверхность внутренней дельты, из которой образовалась хордовая терраса, была заболочена, что способствовало многолетнему промерзанию отложений. Слои 2 и 3, венчающие разрез аллювия, наоборот, образовались в условиях холодного и сухого климата, но подверглись многолетнему промерзанию.

В слоях более грубого материала (4 и 6) наряду с пыльцой сосны, березы и ольховника еще появляются пыльцевые зерна ели, лиственницы и ольхи. К верхам слоя 6 приурочен максимум содержания древесных пород (18,5%). Это позволяет отнести время аккумуляции грубозернистых слоев к выявленным и в других разрезах периодам потепления. Следовательно, разделяющий их слой 5 образовался в холодную и влажную фазу самаровского времени, а слои 2 и 3— в холодную и более сухую фазу тазовского времени. Соответственно датируются и периоды промерзания.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН И ГОЛОЦЕН

На Озерном плоскогорье осадки верхнеплейстоценового — голоценового озера слагают верхнюю часть разрезов скв. 2/68 (интервал 0,00—13,75 *м*) и 5/68 (интервал 0,00—28,50 *м*; см. рис. 54, обр. 75—133). И в этом случае выделяются два горизонта: нижний более тонкозернистый и верхний более грубый (табл. 31). В скв. 2/68 в интервале 9,40—13,75 *м* преобладает суглинок, а выше наблюдается переслаивание песка мелко-, средне- и крупнозернистого, гравия и гальки.

Разрез верхнего плейстоцена начинается отложениями, в которых содержание пыльцы древесных пород, главным образом сосны и березы, достигает 43—58% (обр. 124—133), а в разрезе скв. 2/68 — даже 89%. Появляются единичные пыльцевые зерна пихты и ели. Это признак существенного потепления климата, которое соответствует казанцевскому време-

Таблица 31

Состав верхнего и нижнего горизонтов озерных отложений (скв. 5/68) верхнеплейстоценового возраста, (в % интервала)

Состав	Верхний горизонт (0,00—12.50 *м*)	Нижний горизонт (12,50—28,50 *м*)
Переслаивание песка мелко-, средне- и крупнозернистого, гравия и гальки	96,4	39,5
Переслаивание песка мелкозернистого, супеси и суглинка	—	25
Супесь	3,6	34,3
Суглинок	—	1,2

ни. В середине периода (обр. 127 и 130) обнаруживается «провал» в содержании заносной пыльцы древесных пород. Он связан с тем, что в это время на юге Восточной Сибири светлохвойные леса вытеснялись темнохвойной тайгой (Гитерман и др., 1968). Судя по увеличению содержания спор зеленых мхов, пыльцы осок и злаков и некоторому снижению содержания пыльцы полыни, влажность климата в середине казанцевского времени была более высокой, чем в начале его.

Выше казанцевского горизонта выявляются пять периодов похолодания, разделенных четырьмя периодами потепления. Наиболее значителен последний период потепления (обр. 76 и 79), когда содержание пыльцы древесных пород было выше современного. Этот период прослеживается во многих разрезах верхнего плейстоцена и уверенно сопоставляется со временем каргинского потепления. Три предшествующих периода потепления (обр. 84, 89 и 97) приходятся на зырянское время и соответствуют его интерстадиалам. Из них наиболее выразителен средний интерстадиал, в дальнейшем называемый главным. Для него характерно высокое содержание пыльцы березы и ольховника, тогда как в отложениях, соответствующих двум другим интерстадиалам, преобладает пыльца сосны. С главным интерстадиалом связано погрубение озерных отложений.

Отложения, соответствующие каргинскому времени, в центральной части впадины лежат близко от поверхности, подвергавшейся дефляции. Поэтому правильность отнесения их к каргинскому времени, а не к современному периоду, подтверждается только анализом верхней части разреза скв. 2/68, где осадконакопление было более продолжительным, и каргинский горизонт отделен от современных отложений слоями, в которых содержание пыльцы древесных пород уменьшается до 2—13%, а количество спор зеленых мхов возрастает от 1 до 95% общего состава спорово-пыльцевых спектров. Эти слои соответствуют времени сартанского похолодания. Спорово-пыльцевые спектры их соответствуют II фазе развития послеледниковой растительности в Забайкалье, установленной П. Б. Випер (1962) при изучении осадков озера Котокель на восточном побережье Байкала.

Любопытно, что в середине периода заметно некоторое повышение содержания пыльцы сосны, березы и ольховника, единично представлена пыльца ели, несколько уменьшается содержание пыльцы полыни. По этим признакам можно судить о незначительном потеплении и увлажнении климата в сартанское время. Очевидно, это потепление соответствует одному из двух внутрисартанских интерстадиалов, установленных по погребенным почвам в северной части Минусинской впадины и в Забайкалье (Равский, 1972).

В целом спорово-пыльцевые спектры верхнеплейстоценовых отложений отличаются от нижнеплейстоценовых более высоким содержанием пыльцы

полыни, особенно со второй половины зырянского времени. Это признак прогрессивного нарастания сухости климата в плейстоцене, отмечаемой многими исследователями. Как в периоды похолоданий, так и в периоды потеплений в районе господствовали степи и только в каргинское время были развиты островные сосновые леса. В начале последнего стадиала зырянского времени уровень озера был низким: несмотря на увеличение содержания пыльцы полыни, содержание спор зеленых мхов остается высоким (обр. 82). Но в самом конце зырянского времени наблюдается повышение влажности климата: резко уменьшается содержание пыльцы полыни и увеличивается злаков (обр. 81). В это время, очевидно, началось последнее в плейстоцене повышение уровня озера. В каргинское время уровень воды в озере был высоким (сокращается количество пыльцы полыни, но и спор зеленых мхов мало).

Высокое стояние уровня древнего озера в каргинское время подтверждается материалами по скв. 3/68 (см. рис. 38). Она пробурена на северном борту впадины (5°) на высоте 1888 *м*, что почти на 30 *м* выше уровня скв. 2/68. Здесь озерные отложения до глубины 1,20 *м* представлены легкой супесью, в интервале 1,20—2,40 *м* — песком мелко- и среднезернистым. Ниже, до 3 *м* на элювии метаморфизованных осадочных пород залегает супесь со щебнем (до 50%), представляющим собой скорее всего солифлюкционные накопления, погребенные в период трансгрессии озера. Шурфами и канавами подобные же озерные отложения прослежены до высоты 1906 *м*, где они заменяются делювиальными и солифлюкционными накоплениями. В резрезах видны неясные, хорошо выдержанные параллельные прослойки обломочного материала, затронутые криотурбациями. В их составе, наряду с местным материалом, присутствуют обломки гранитов, принесенные в озеро реками с юга.

Спорово-пыльцевые спектры образцов из скв. 3/68 (рис. 59) содержат много пыльцы древесных пород: сосны, березы и ольховника. Единично представлены ель, лиственница, ива, ольха, ильмовые. В составе недревесной группы господствует пыльца осок. К концу периода содержание пыльцы древесных пород уменьшается, меньше становится пыльцы осок, возрастает количество пыльцы полыни и спор зеленых мхов. Эти данные убедительно показывают, что максимально высокое стояние уровня воды в озере совпало с теплым и влажным периодом каргинского времени, когда на склонах гор росли сосновые и лиственничные леса. Последовавшее затем похолодание и иссушение климата повлекло за собой озерную регрессию.

Полностью озеро исчезло в сартанское время, что подтверждается палинологическими данными еще по трем скважинам: 4/68, 6/68 и 9/68 (см. рис. 38). Их разрезы заканчиваются слоями, в которых после каргинского максимума содержание древесной пыльцы уменьшается до единичных зерен.

Приведенные данные являются прямым геологическим доказательством предположений Э. И. Равского (1965, 1972) о соответствии плювиалов влажным периодам межледниковий (интерстадиалов). Но эти предположения справедливы только для Северной Монголии.

В сартанское время деградировали и другие озера Северной Монголии. Об этом свидетельствуют материалы геологических и палинологических исследований в разных впадинах. Скв. 11/68 в верховьях р. Тэс в урочище Хуримтуин-Тал (абс. высота 1780 *м*) пробурена до глубины 70,8 *м*. Разрез ее и спорово-пыльцевые спектры сходны с разрезом скв. 5/68. На глубине 1,5—3,5 *м* залегают отложения, образовавшиеся в каргинское время. В них пыльца древесных пород (сосны, березы, ольховника, единично ели, лиственницы и ольхи) составляет 65—90%. На глубине 1 *м* содержание древесной пыльцы сокращается до 41% и в ее составе остаются только сосна, береза и ольховник, что свидетельствует о начавшемся сартанском похолодании.

На границе каргинского и сартанского времени освободилась от воды также Дархатская впадина. Нами детально изучалось обнажение на левом берегу в низовьях р. Шаргаин-Гол. Спорово-пыльцевые спектры образцов, отобранных из ленточнослоистых озерных суглинков, в интервале 1,2—12 *м* через 40 *см*, оказались очень однородными. При высоком содержании спор и пыльцы (302—575 зерен) на долю древесной группы приходится 45—80%. В ее состав входят: сосна —5—81%, береза —7,5—62%, ольховник —0—25,5%, ольха —0—11%, ива —0—9%, лиственница — 0,5—14%, ель —0,5—3,5%, пихта —0—2%. Характерна постоянная примесь единичных переотложенных зерен пыльцы тсуги, дуба, клена, липы и других теплолюбивых пород. Заметно, что вверх по разрезу пыльцы сосны и лиственницы становится больше, а березы, ели и пихты меньше, что свидетельствует о постепенном увеличении сухости климата. Весь этот интервал датируется каргинским временем.

Озерную толщу венчает супесчано-песчаный аллювий, в верхах которого содержание пыльцы древесных пород сокращается до 15% и в ее составе остаются только сосна и лиственница. Это признак сартанского похолодания, с наступлением которого древнее Дархатское озеро перестало существовать.

В сартанское время исчезло озеро, заполнявшее впадину Боро-Худжирыйн в бассейне верхнего течения р. Хары. Скв. 13/70 в центре впадины прошла аллювиальные (3,40 *м*) и часть (до глубины 7,40 *м*) озерных отложений (см. главу II). В составе аллювия галька представлена только метаморфизованными осадочными породами, слагающими все горное обрамление впадины. В настоящее время она заносится в депрессию только с востока р. Шаргаин-Гол. В озерных отложениях появляется много гранитных галек, которые в данной геологической ситуации могут попасть в депрессию только с запада, с гранитного массива Цаган-Даба. Расчленяющие его долины в настоящее время сухие. Очевидно, в период существования озера по долинам текли речки, доставлявшие в водоем гранитный материал.

Спорово-пыльцевой анализ (табл. 32) показал, что на конечном этапе существования озера климат был холодным (обр. 149/70—151/70). В таких же условиях началось накопление аллювия (обр. 147/70—148/70). Оно продолжалось после потепления в голоцене (обр. 143/70—146/70).

Склоновые отложения, пролювий и аллювий изучались в разных местах Монголии.

На Озерном плоскогорье склоновые отложения были вскрыты шурфами на одном профиле со скважинами, пробуренными в озерных осадках (см. рис. 38).

Шурф 4/68 пройден на южном борту впадины на высоте 1934 *м* и рассекает фронтальную часть реликтового солифлюкционного языка. Здесь выделяются два резко различных слоя. Верхний слой мощностью около 1 *м* слагает солифлюкционный язык и представлен нечеткослоистым темно-серым щебнистым супесчано-песчаным материалом, густо пронизанным корнями трав, с изогнутыми и разветвляющимися гумусированными прослойками, в которых содержание щебня повышается. Нижний слой — серовато-коричневый разнозернистый щебнистый песок. Это тоже солифлюкционные накопления, нижняя часть которых многолетнемерзлая. Оба слоя солифлюкционных отложений разделяются относительно мощным (25 *см*) ровным наклонным гумусовым горизонтом, под которым залегает слой щебня с песчаным заполнителем (60 *см*).

Во время формирования верхнего слоя солифлюкционных накоплений растительность существенно не отличалась от современной (рис. 60, обр. 105/68 и 106/68). Следовательно, солифлюкционный язык образовался в голоцене.

Спорово-пыльцевые спектры из погребенного гумусового горизонта и подстилающего его щебня (обр. 107/68 и 108/68), знаменующие времен-

Спорово-пыльцевые спектры аллювиальных и озерных отложений во впадине Боро-Худжирыйн Таблица 32

Состав пыльцы и спор	Номер и глубина (в м) взятия образца								
	143/70 0,0	144/70 0,1	145/70 0,5	146/70 1,0	147/70 1,8	148/70 2,3	149/70 3,6	150/70 4,2	151/70 6,0
Общий состав									
Древесные породы	72	57	39	31	7	2	4	9	6,5
Недревесные растения	26	12	12	28	11	21	86	85	92
Споры	2	31	49	41	82	77	10	6	1,5
Древесные породы									
Pinaceae	—	1—1	2—2	2—3	—	3	—	—	—
Picea sp.	—	1—1	—	—	2	1	—	—	—
Larix sp.	—	1—1	—	—	—	—	—	—	—
Pinus s/g. *Diploxylon*	—	—	—	—	—	—	5	2	2
Pinus s/g. *Haploxylon*	—	—	—	—	—	—	1	—	1
Pinus sp.	238—92	122—97,5	106—96	59—91	13	1	—	16	3
Betulaceae	—	—	—	—	—	—	—	1	—
Alnaster sp.	3—1	—	—	—	—	—	—	—	—
Betula sp.	16—6	—	2—2	4—6	1	—	1	—	1
Недревесные растения									
Ephedra sp.	2—2	4	7	7—12	18	48—86	2—1	—	—
cf. Sparganiaceae	—	—	—	—	—	—	1—0,5	1—0,5	—
Gramineae	11—12	1	—	1—1,5	—	—	78—47	94—54	55—55
Cyperaceae	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—
Chenopodiaceae	12—13	1	1	26—45	3	1—2	5—3	2—1	—
Caryophyllaceae	8—8,5	1	—	—	—	—	—	—	—
Rosaceae	1—1	—	—	—	—	—	2—1	3—2	—
Sanguisorba officinalis L.	—	—	—	—	—	—	2—1	2—1	—
Umbelliferae	—	4	2	—	—	—	11—7	3—2	5—5
Labiatae	—	—	—	—	—	—	—	1—0,5	—
Liliaceae	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—
Compositae	25—27	4	7	—	1	1—2	2—1	5—3	2—2
Artemisia sp.	22—23,5	2	15	21—36	9	6—10	61—36,5	58—33,5	38—38
Разнотравье	10—10	7	2	2—3	1	—	3—2	4—2	1—1
Споры									
Polypodiaceae	—	1—1,5	—	—	—	—	—	—	—
Bryales	6	67—97	136—100	85—99	215—99,5	200—100	18	13	2
Sphagnum sp.	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Lycopodium sp.	—	1—1,5	—	—	1—0,5	—	—	—	—
Equisetum sp.	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—
Общее количество зерен	356	218	280	208	264	261	183	205	110

ное прекращение солифлюкции, отражают условия сартанского времени, когда количество заносной древесной пыльцы достигло минимума (2—5,5% против 22% в спектре поверхностного образца). Слой щебня образовался в условиях луговой степи, впоследствии сменившейся сухой степью, с которой связано образование породы, слагающей гумусовый горизонт. Но так как для сухих степей характерны каштановые почвы с маломощным гумусовым горизонтом, надо полагать, что породы пропитались гумусом позже, в начале голоцена, когда влажность климата вновь увеличилась и сухие степи опять сменились луговыми.

Накопление нижнего слоя солифлюкционных отложений завершилось в конце каргинского времени в условиях луговой степи.

Следовательно, солифлюкция имела место в каргинское время, прекратилась в сухое и холодное сартанское время, вновь оживилась в начале голоцена, а затем опять остановилась.

Исследования, проведенные на северном борту той же впадины, показали, что здесь солифлюкция прекратилась несколько раньше — еще в каргинское время, после чего началась аккумуляция делювия, продолжавшаяся и в сартанское время; низы сартанского делювия содержат более грубый материал. В голоцене осадконакопление на склоне южной экспозиции практически прекратилось.

Таким образом, еще раз наглядно подтверждается вывод о совпадении периодов потепления и увлажнения климата.

На Орхоно-Селенгинском междуречье наиболее интересным в палеогеокриологическом отношении оказался шурф 31/70, пройденный в районе горы Эрдэнтуин-Обо на высоте 1250 *м* у подножия склона (4°) южной экспозиции:

	Интервал, *м*
1. Супесь легкая, серая, содержит до 10% дресвы гранодиоритов. До глубины 0,5 *м* неслоистая, ниже — две щебнистые прослойки	0,00—0,70
2. Супесь легкая, песчанистая, черная, содержит до 15% беспорядочно рассеянных в породе обломков гранодиоритов. С глубины 0,5—0,8 *м* начинаются многочисленные супесчаные жилки, толщиной не более 10 *см*, Они проникают до глубины 1,4 *м*. Самые нижние жилки изогнуты вниз по склону. Кровля и подошва слоя волнистые . . .	0,70—1,4
3. Переслаивание песка мелкозернистого, пылеватого, серовато-коричневого, гравия и песка разнозернистого, щебнистого, черного . . .	1,4—2,6
4. Супесь тяжелая, серовато-белесая, с редкой дресвой гранодиоритов, слоистость наклонная, линзовидная, нечеткая	2,6—4,0
5. Супесь тяжелая, серовато-коричневая, с редкой дресвой гранодиоритов, местами — нечеткая наклонная линзовидная слоистость . . .	4,0—4,5 и глубже

Слой 1 — делювий, в основном неслоистый. Он образуется в сухой степи, где проективное покрытие трав достигает 70—90%. Тонкие частицы перемещаются во время ливней в основном в результате эворзии — разбрасывания их капельками дождя. Слоистости при этом не возникает.

Слой 2 — солифлюкционные отложения — в данном случае прямой палеокриоиндикатор многолетнемерзлых горных пород (водоупор залегает глубоко).

Слой 3 — грубослоистый делювий и слой 4 — мелкослоистый аналог его. В современных условиях такие отложения неизвестны. Наиболее похож на них пролювий, отлагающийся во время бурных ливней «струями» на конусах выноса у подножия высоких склонов южной экспозиции.

Слой 5 — неяснослоистый делювий.

В обр. 100 из слоя 5 (рис. 61) содержание пыльцы древесных пород относительно высокое (28%). Преобладает береза, на втором месте сосна. Относительно много пыльцы ольховника, единично встречается ива и ель. В недревесной группе характерно высокое содержание пыльцы вереско-

вых, а пыльца злаков преобладает над пыльцой полыни. Много спор, среди которых первое место занимает сфагнум.

По перечисленным признакам слой 5 можно датировать казанцевским временем. На склонах в это время господствовали луговые степи, в понижениях — зеленомошные и сфагновые болота. Сфагны, как известно, развиваются на переувлажненном субстрате, бедном доступными для растений минеральными веществами. Появление их означает, что в низинах в связи с промывным режимом почв соли к верхним горизонтам не подтягивались. Задернованность склонов была основной причиной малой интенсивности делювиальных процессов.

Образцы 96—99 из слоя 4 содержат мало пыльцы, но по спектру обр. 96 можно судить, что аккумуляция мелкослоистого делювия завершилась в условиях сухого климата, т. е. пыльца полыни преобладает над пыльцой злаков. Сфагновые мхи сменились зелеными. Обычно в степях на заболоченных участках развитие зеленых мхов предшествует появлению сфагнов (Титов, 1952, стр. 90). Очевидно, при увеличении сухости климата и засолении почв, сфагны опять уступают место зеленым мхам.

Совокупность растительных сообществ, в спорово-пыльцевых спектрах которых на фоне низкого содержания заносной древесной пыльцы доминирует пыльца полыни и споры зеленых мхов, мы относим к горным холодным степям, видя в них аналогию с приледниковой растительностью плейстоцена на территории Европейской части СССР (Гричук, 1951) и холодными (перигляциальными) степями Прибайкалья и Забайкалья (Виппер, 1962; Гитерман и др., 1968). Горные холодные степи отличались контрастностью экологических условий. На склонах господствовали полынные и злаково-полынные сообщества. Долины, впадины и нижние части склонов были заняты моховыми болотами.

Сухость склонов и заболоченность отрицательных форм рельефа — признак холодного сухого континентального климата. Ливневые осадки быстро скатываются со склонов и заболачивают низины.

О похолодании свидетельствует бедность образцов микрофоссилиями. Оно датируется первым стадиалом зырянского времени. В связи с разрежением трав на склонах усилились делювиальные процессы.

Начало аккумуляции грубослоистого делювия (слой 3) совпадает с некоторым потеплением и увлажнением климата (обр. 94, 95). Возрастает содержание пыльцы древесной группы, главным образом березы и ольховника. Это позволяет сопоставить данное потепление с главным интерстациалом зырянского времени. Содержание пыльцы злаков возрастает и уравновешивается с содержанием пыльцы полыни, а количество спор зеленых мхов резко сокращается. Это значит, что экологические контрасты смягчились: за счет вытеснения полынных и злаково-полынных сообществ на склонах и моховых ассоциаций в низинах большее распространение получили сообщества луговой степи. Вегетационный период стал влажнее.

Развитие луговой степи повлекло за собой задернение склонов, но делювиальный снос неожиданно стал более интенсивным. Это можно объяснить только усилением ливней, во время которых материал сносился с верхних, менее задернованных частей склонов.

Верхи грубослоистого делювия и солифлюкционные накопления почти не содержат спор и пыльцы, что означает новое похолодание климата, совпавшего со второй половиной зырянского времени. Только по спектру обр. 93 можно судить, что одновременно с похолоданием климат стал более сухим, и луговые степи сменились горными холодными степями. Солифлюкция, проявившаяся в конце периода, была малоинтенсивной и привела только к смятию слоев делювия, но она указывает на то, что в этот период были многолетнемерзлые породы. Еще до остановки солифлюкции началось формирование земляных жил — самые нижние из них изогнуты вниз по склону.

Накопление неслоистого делювия (слой 1) началось в относительно теплое и влажное каргинское время. Горные холодные степи вновь сменились луговыми степями (обр. 88). Севернее появились сосновые леса. Содержание древесной пыльцы возрастает до 27%, но оно значительно ниже, чем в одновозрастных осадках на Озерном плоскогорье.

Новое, очень резкое ухудшение климата в сартанское время привело к деградации лесов, и еще раз луговые степи уступили место горным холодным степям. О похолодании свидетельствует и бедность микрофоссилиями в обр. 86. На процессах склонового осадконакопления похолодание не отразилось.

И, наконец, спектр поверхностного образца отражает современные условия сухой степи и широкое распространение сосновых лесов на юге Прибайкалья и Забайкалья и в Северной Монголии.

Залегание отложений сартанского времени на глубине 0,1—0,3 *м* — признак незначительной интенсивности современного делювиального осадконакопления. К аналогичному выводу привели стационарные исследования на степных склонах Забайкалья (Титова, 1969; Ананьев, Сыроечковская, 1971).

В западных отрогах Хэнтэя аналогичные данные были получены по большому количеству шурфов. В шурфе 27/70 на западном борту впадины Боро-Худжирыйн наблюдались земляные жилки, сформировавшиеся в теплое и влажное каргинское время после остановки солифлюкции, проявившейся в конце зырянского времени. Вдоль одной из жилок виден сброс амплитудой в 11 *см*, возникший при таянии гольцового льда в подстилающем склоновые отложения криогенном элювии. Сброс не затрагивает вышележащий сартанский горизонт, следовательно, таяние произошло еще в каргинское время.

В шурфе 24/70 у подножия склона восточной экспозиции во впадине Боро-Нур в интервале 0,19—0,32 *м* наблюдался погребенный гумусовый горизонт с многочисленными мелкими потеками. Он образовался в каргинское время и тогда же был погребен.

Такой же погребенный гумусовый горизонт с потеками, возникший в конце каргинского времени и погребенный в сартанское время, отмечен в шурфе 14/70, пройденном в бассейне р. Иро на днище безводной долины в сосново-березовом лесу. Спорово-пыльцевые спектры образцов из этого шурфа интересны тем, что по ним видно, как в сартанское время на месте сосново-березового леса Северо-Западного Хэнтэя господствовала луговая степь. В начале голоцена выявляется фаза господства березы: содержание пыльцы древесных пород в образце с глубины 0,5 *м* достигает 82%, из них 99% принадлежит березе. В каргинское время и в первой половине сартанского времени накапливался относительно тонкозернистый балочный аллювий, во второй половине сартанского времени — более грубозернистый, в голоцене — снова тонкозернистый.

Полный разрез верхнего плейстоцена в районе г. Дархан вскрыт скв. 1/70 (см. табл. 30), где к верхнему плейстоцену относится верхняя часть делювия в интервале 0,00—12,00 *м*.

На нижнеплейстоценовых слоях залегают отложения казанцевского времени (обр. 128/70—130/70). Для них характерно относительно высокое содержание пыльцы древесных пород, достигающее современного уровня (32,5—42%), с «провалом» в середине периода (12%). В начале казанцевского времени в районе были развиты сухие степи — в недревесной группе пыльца полыни достигает 57,5%, маревые —26%, злаков мало (13,5%), почти нет спор. К концу периода содержание пыльцы злаков и полыней уравновешивается, становится меньше пыльцы маревых, что указывает на смену сухих степей луговыми.

Выше залегает делювий зырянского времени (слой 9, обр. 117/70—127/70). О похолодании свидетельствует обеднение образцов микрофоссилиями и снижение в их составе содержания пыльцы древесных пород.

Уверенно выделяется один интерстадиал (обр. 122/70—124/70), отвечающий, очевидно, главному интерстадиалу зырянского времени в разрезе скв. 5/68 на Озерном плоскогорье. В это время на склонах господствовали луговые степи. В конце интерстадиала началось погрубение делювия. Солифлюкционные накопления среди зырянских отложений на данном склоне, обращенном к юго-западу, отсутствуют, в районе г. Дархан они встречаются только на склонах северной экспозиции.

Образцы 3—8 (рис. 62), судя по относительно высокому содержанию пыльцы древесных пород (31—57%), относятся к каргинскому времени. В этих отложениях в шурфе, дублирующем верхнюю часть скв. 1/70, обнаружена песчаная жила шириной 10 *см*. На уровне 3,12 *м* она расширяется до 22 *см* и образует плечико, а на глубине 3,85 *м* — выклинивается. Среднезернистый песок, слагающий жилу, неслоистый. В верхней узкой части жилы он плотный, а в нижней, расширенной — очень рыхлый. Возможно, что первоначально это была ледо-песчаная жила, залегающая в многолетнемерзлых отложениях и заполнение ее разрыхлилось вследствие вытаивания льда при деградации многолетнемерзлых пород.

Отложения сартанского времени залегают на глубине 0,2 *м* (слой 2). В это время господствовала горная холодная степь, но на осадконакоплении похолодание не отразилось.

Таким образом, на данном склоне основная масса нижнеплейстоценового делювия связана с холодными периодами, а в зырянское время отложения холодных и теплых периодов мало различаются по мощности, делювий же относительно теплого каргинского времени значительно мощнее сартанского горизонта.

В районе г. Дархан изучено девять обнажений пролювия, представленного в основном мелко- и среднезернистым линзовиднослоистым песком. Мощность линз песка разной крупности — 0,1—4 *см*, длина — 10—15 *см*. Поверх него с размывом залегает более грубый пролювий мощностью от нескольких дециметров до 4,5 *м*. В нем мощность линз песка разной крупности достигает 1—10 *см*, длина — до 5 *м*. Этот грубослоистый пролювий содержит множество песчаных жил. В одном из обнажений все жилы оказались изогнутыми вниз по склону, причем линия перегиба находилась на одной наклонной прямой. Подобная деформация объяснима, если допустить, что низы жил находились в многолетнемерзлом субстрате, а верхи — в сезонноталом слое, где имело место медленное сползание отложений по склону.

Низы видимой части разрезов датируются казанцевским временем: пыльца древесных пород в них достигает 81%. Грубослоистый пролювий образовался в каргинское время. Песчаные жилы формировались в первую половину его, а во второй половине верхние части некоторых жил оказались размытыми, после чего их формирование не возобновлялось.

Таким образом, основная масса пролювия здесь образовалась в периоды потепления климата.

В улан-баторской скважине (см. рис. 55) верхнеплейстоценовый пролювий отличается от нижнеплейстоценового более грубым составом. *Нижний слой 5 щебня* накопился в казанцевское время, обр. 15/67 относится к конечному этапу его формирования, когда количество заносной древесной пыльцы еще было относительно высоким (24%). Встречаются единичные пыльцевые зерна ели и лиственницы. На шлейфе была развита луговая степь, в верхнем ярусе гор, очевидно, имелись острова лесов. Судя по возросшему содержанию пыльцы полыни, здесь климат казанцевского времени был суше климата нижнеплейстоценовой холодной эпохи, но более влажный, чем климат времени последующего зырянского похолодания (обр. 14/67), которое привело к развитию сухих степей и ослаблению процессов накопления пролювия.

Образцы 11/67—13/67 фиксируют теплый ритм, соответствующий главному зырянскому интерстадиалу. В начале его господствовала сухая

степь. В последующем, влажность климата увеличивается: снижается содержание пыльцы полыни, становится больше пыльцы злаков, которая в конце периода, в связи с заболачиванием поверхности шлейфа, сменяется пыльцой осоковых. В это время снова началось накопление грубого пролювия.

Новое ухудшение климата сопровождалось увеличением его влажности — содержание пыльцы полыни снижается до минимума, количество пыльцы злаков достигает максимума (обр. 19/67).

Каргинское время было сухим (обр. 10/67); луговые степи сменились сухими. Но увеличение содержания пыльцы осоковых свидетельствует о прогрессивном заболачивании шлейфа, связанного, возможно, с развитием многолетнемерзлых пород. Анализ сартанского похолодания из-за редкого отбора образцов пропущен.

На крайнем юге Хэнтэя в районе урочища Урту-Годзогор (высота над уровнем моря около 1650 *м*) в 22 шурфах, каналах и обнажениях изучены склоновые отложения, пролювий и аллювий пересыхающего ручья (рис. 63). Денудационная часть, занимающая от $^2/_3$ до $^3/_4$ склонов, покрыта древними солифлюкционными отложениями (горизонт 1) мощностью до 2 *м*, покров которых часто прерывается скальными выходами. Встречаются реликтовые солифлюкционные языки. У подножия склона развит шлейф, в котором различаются два слоя пролювия, местами разделенные погребенным гумусовым горизонтом. Верхний горизонт 2, мощностью в несколько дециметров, прерывистый, более грубозернистый по сравнению с нижним. Это — плохо окатанная галька, мелкие валуны с заполнителем — мелкозернистым пылеватым песком (до 30%). Слоистость четкая, линзовидная.

Погребенный гумусовый горизонт 3 имеет мощность 25—45 *см*. Он представлен темно-серой дресвянистой тяжелой супесью. Верхняя часть его частично размыта. Наблюдаются нестационарные криотурбации сингенетического типа. Одни деформации образовались до размыва верхней части горизонта, другие — после размыва.

Нижний слой 4 пролювия мощностью более 4 *м* лежит на элювии гранитоидов. Он представлен тяжелой супесью, в которой содержание слабо окатанного обломочного материала изменяется от 10—50% в верхах слоя и до 70% — в его основании.

В одном из обнажений (5/71) ручей подмывает дистальную часть шлейфа, и здесь видны пседоморфозы по ледяным жилам, низы которых внедряются в элювий гранитов.

В пролювиальный шлейф врезана терраса ручья высотой около 3 *м*, которая выше по течению сливается с днищем долины. Уступ, отделяющий террасу от шлейфа, имеет высоту 5 *м* и на нем обнаруживаются линзы аллювия, образовавшиеся в период вреза (слой 5). Это дресва и обломки гранитоидов (10—70%) с пылеватым мелкозернистым песком и супесью. Видны вогнутые, срезающие друг друга прослойки. Все обломки ориентированы длинными осями вверх — следствие их вымораживания в прошлом.

Цоколь террасы сложен нижним слоем 4 пролювия, мощность лежащего на нем аллювия (слой 7) достигает 60 *см*. Это — дресвянистая тяжелая супесь с плохо окатанными обломками гранитоидов (10—60%).

Нестационарные сингенетические криотурбации и другие следы криогенных процессов свидетельствуют о большем увлажнении отложений в прошлом. Современные процессы промерзания — протаивания из-за низкой влажности отложений в сухой степи не оставляют никаких следов. Ключ к расшифровке палинологического материала дает разрез шурфа 14/71 (табл. 33). По нему видно, что слой 4 пролювия образовался в казанцевское время — обр. 51/71, 61/71 — в начале его, обр. 47/71—50/71 и 58/71—60/71— в середине, обр. 45/71—46/71— в конце. Для всех этих образцов характерно высокое содержание пыльцы древесных пород, сос-

ны и березы, единично представлены ель и лиственница. Климат этого времени был сухим. Резкое преобладание пыльцы полыни над пыльцой злаков при низком содержании пыльцы маревых свидетельствует о развитии сухих степей.

Гумусовый горизонт 3 связан с ухудшением (!) климата в первой половине зырянского времени (обр. 43/71—44/71). Сокращается количество заносной пыльцы сосны, резко возрастает содержание спор зеленых мхов. По-прежнему много пыльцы полыни. Подобные спорово-пыльцевые спектры соответствуют горной холодной степи. Влажность климата была несколько выше, чем в казанцевское время.

Начало накопления пролювия (слой 2) связано с главным интерстадиалом зырянского времени (обр. 42/71): увеличивается количество пыльцы сосны, относительно высокое содержание пыльцы березы и ольховника, что весьма характерно для этого интерстадиала. В районе господствовала сухая степь, климат был суше предшествовавшего холодного периода.

Во второй половине зырянского времени возобновились условия горной холодной степи (обр. 41/70). Высокое содержание пыльцы эфедры, как и в других разрезах, объясняется увеличением каменистости субстрата при оживлении пролювиальных процессов. Приповерхностный обр. 40/71 отражает условия каргинского времени с характерным для него резким преобладанием пыльцы сосны над пыльцой березы. Климат был влажнее предшествовавшего холодного периода. Растительность напоминала горные степи, развитые в настоящее время на многолетнемерзлом субстрате на склонах южной экспозиции Озерного плоскогорья.

Одновременно с верхним горизонтом пролювия формировались солифлюкционные отложения (слой 1).

Тот же разрез в сокращенном виде вскрывается в обн. 5/71 с псевдоморфозами по ледяным жилам. На элювии гранитоидов, разрушенных до состояния сапролита, залегает 60-сантиметровый слой линзовидносло-истого галечника с валунами и мелкозернистым пылеватым песком в качестве заполнителя (до 30%). Он соответствует слою 4. Поверх него залегает 30-сантиметровый слой линзовиднослоистой тяжелой супеси с древесной, галькой и мелкими валунчиками (слой 2).

Псевдоморфоза начинается из слоя 2, пересекает слой 4 и внедряется в сапролит. Следовательно, возраст ее — каргинский (обр. 37/71).

Время вреза ручья в дистальную часть пролювиального шлейфа датируется сартанским временем (обр. 52/71—55/71). Как везде, оно знаменуется резким уменьшением количества пыльцы древесных пород. Климат этого времени, судя по высокому содержанию пыльцы полыни, был суше, чем в каргинское время.

Аллювий террасы ручья (слой 7) накопился в начале голоцена, когда широкое распространение получили березовые леса, предшествовавшие сосновым.

Таким образом, и здесь аккумуляция пролювия в верхнем плейстоцене связана в основном с периодами потепления. Маломощный слой «холодного» пролювия образовался только во второй половине зырянского времени, а в первой половине его и в сартанское время на стабильной поверхности шлейфа сформировалась почва с хорошо выраженным гумусовым горизонтом. В сартанское время ручей размывал пролювиальные накопления. Как и в более северных районах, в конце зырянского времени здесь отмечается развитие солифлюкции, несомненная аградация многолетнемерзлых пород и образование ледяных жил, вытаявших в каргинское время.

Аналогичные изменения природной обстановки в течение верхнего *плейстоцена имели место и на востоке Хангая.*

В Восточной Гоби на северо-восточном склоне возвышенности Тэль-Улан-Шальча (см. рис. 56) к верхнему плейстоцену отнесен мало-

мощный (0,35 *м*) слой (1) пролювия. Он представлен гравелистым мелкозернистым песком. Слой срезает криотурбации нижнеплейстоценового времени, но сам криогенными деформациями не затронут. Относительно высокое содержание пыльцы древесных пород (19,5—38,5%) — сосны, березы, ольховника, ивы, единично — ели — позволяет отнести эти отложения к казанцевскому времени (см. табл. 27). Будучи подвергнуты дефляции, они сохранились лишь частично. Судя по соотношению пыльцы полыни (58%), маревых (20—28%) и злаков (1—2,5%), в районе, как и в настоящее время, были развиты пустынные степи. Климат был суше предшествовавшего холодного периода.

В Восточной Монголии в обнажении по речке Хуйсын-Гол севернее сомона Эрдэнэ-Цаган (см. рис. 58) верхний плейстоцен представлен аллювием, слагающим первую надпойменную террасу (слои 8, 9), нижнюю часть разреза поймы (низы слоя 10), а также делювием, образующим шлейф на второй, нижнеплейстоценовой надпойменной террасе (слой 1). Верхняя часть разреза поймы — голоценовая.

Первая надпойменная терраса возвышается над урезом воды на 2,5 *м* и так же, как вторая, является хордовой. Слагающий ее аллювий выполняет эрозионный врез, расчленивший более обширную аллювиальную дельту нижнеплейстоценового возраста. Видимое основание террасы сложено среднезернистым песком (слой 9), выше залегает очень плотная серая супесь мощностью 1,75 *м* и перекрывающий ее мелкозернистый песок мощностью 0,10 *м* (слой 8). Никаких криогенных деформаций не обнаружено.

Образцы аллювия содержат очень мало пыльцы древесных пород, главным образом сосны и березы (1—5%). Лишь в основании разреза обнаружено единичное пыльцевое зерно ели. В недревесной группе (90—97%) доминируют полынь (43,5—77%) и маревые (12—38%). Спор мало (1,5—8%), они принадлежат почти исключительно зеленым мхам. Подобные спектры отражают условия холодного и сухого климата, когда в районе господствовали пустынные степи.

Несколько иначе выглядят спорово-пыльцевые спектры верхов аллювия. В образце с глубины 0,3 *м* содержание пыльцы древесных пород увеличивается до 22%. В недревесной группе (74%) количество пыльцы полыни сокращается до 50%, маревых — увеличивается до 32,5%. Этот теплый и сухой период приходится на каргинское время, нижележащие отложения — зырянского возраста.

В образце из поверхностного маломощного слоя песка содержание пыльцы древесных пород вновь уменьшается до 2,5%, в недревесной группе количество пыльцы полыни сокращается до 14%, а пыльцы маревых возрастает до 41,5%, осоковых — до 34,5%. Отсюда видно, что новое — сартанское — похолодание сопровождалось увеличением влажности климата, когда поверхность низкого уровня внутренней дельты была заболоченной.

В слое делювия на второй надпойменной террасе, представленным щебнистой супесью и мелкозернистым песком, содержание пыльцы древесной группы — сосны, березы и ольховника — достигает 24—26%, причем сосна резко преобладает над березой. Количество пыльцы полыни составляет 37—38,5% недревесной группы, маревых — 22,5—32%. Это позволяет отнести образование делювия к каргинскому времени.

Пойма высотой 0,5 *м* также относится к террасам хордового типа. Она сложена средне- и крупнозернистым песком, гравием и галькой. Формирование ее происходило в конце сартанского времени и в начале голоцена. В образце с глубины 0,25 *м* содержится 6% пыльцы древесных пород — сосны, березы, ольхи, ели. В недревесной группе (91%) доминирует полынь (62,5%), много маревых (18%). Количество пыльцы осоковых сократилось до 5%. Это — признак уменьшения влажности климата, происходившего одновременно с начавшимся потеплением его.

Сравнение спорово-пыльцевых спектров нижне- и верхнеплейстоценовых отложений показывает, что и здесь нижний плейстоцен был влажнее и холоднее верхнего.

В Гобийском Алтае в приосевой части хребта Барун-Сайхан-Ула (см. рис. 57) к верхнему плейстоцену отнесен делювий, перекрывающий балочный аллювий эоплейстоценового возраста. Он представлен щебнистой супесью мощностью более 1,5 *м*. Спорово-пыльцевые спектры его (см. табл. 28, обн. 17/70) показывают, что накопление делювия началось в относительно теплое и сухое время и продолжалось в условиях более холодного и влажного климата, очевидно в период зырянского оледенения.

Условно зырянским временем можно датировать щебнистые отложения, слагающие конус выноса в устье короткого ущелья на том же участке хребта (обн. 20/70).

В промоине на перевальной седловине между хребтами Барун-Сайхан-Ула и Дунд-Сайхан-Ула на высоте около 2250 *м* обнажаются склоновые отложения, представленные делювием — линзовиднослоистой щебнистой легкой супесью (0,00—0,32 *м*) и солифлюкционными накоплениями — щебнем и неслоистой щебнистой тяжелой супесью (0,32—1,89 *м*). Ниже залегает элювий метаморфизованных глинистых сланцев.

Спорово-пыльцевые спектры солифлюкционных отложений свидетельствуют об их образовании в условиях холодного и относительно влажного климата (табл. 28, обн. 22/70, обр. 164/70—166/70). В это время на Гобийском Алтае господствовала сухая степь. Накопление маломощного делювия совпало с периодом потепления. Уменьшение содержания пыльцы полыни и увеличение маревых свидетельствует об усилении сухости климата и смене сухих степей пустынными. Этот период потепления соответствует каргинскому времени, и солифлюкционные отложения, таким образом, датируются зырянским временем.

Все изложенные палеогеографические данные обобщены в табл. 34. При этом территория Монголии условно разделена на север и юг. Граница между ними проходит по широте южной оконечности хр. Хэнтэй. С целью отражения высотной поясности природных явлений различаются верхний и нижний ярусы гор. К нижнему ярусу опять же условно отнесена территория до высоты 1600 *м*, к верхнему — плоскогорья, горы, долины и впадины в интервале 1600—2200 *м*.

ПАЛЕОКЛИМАТЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Анализ палинологических данных позволил выявить на территории Монголии 11 периодов похолодания. Они были повсеместными и, очевидно, обусловлены явлениями планетарного масштаба. Число их не является абсолютным и зависит от разрешающей способности палеогеографических методов. На севере страны, вблизи южной границы лесов, периоды похолодания выявляются лучше, чем на юге ее, в области господства пустынных степей, в облике которых отразились не все, а только наиболее глубокие изменения климата. Все же можно утверждать, что основные похолодания в ранге ледниковых периодов выявлены; количество похолоданий в ранге стадиалов, очевидно, выявлено не полностью.

Можно говорить о трех веках похолодания: эоплейстоценовом, нижнеплейстоценовом и верхнеплейстоценовом. В каждом из них различаются две волны похолодания в ранге ледниковий: в эоплейстоцене — среднеэоплейстоценовая и верхнеплейстоценовая, в нижнем плейстоцене — самаровская и тазовская, в верхнем плейстоцене — зырянская и сартанская. Во всех трех парах первая волна — более значительная, чем вторая, самостоятельность последних вызывает споры.

Среднеплейстоценовая самаровская и сартанская волна похолодания делятся на две стадиальные волны, зырянская — на три. Большинство их

известно и за пределами Монголии, на территории Сибири. В отличие от соседних территорий, здесь впервые различаются два стадиала в среднеэоплейстоценовом похолодании, выявлено отдельное похолодание в верхнем эоплейстоцене, два стадиала в самаровское время и три, а не два, как у Э. И. Равского (1972, стр. 265), стадиала в зырянское время. Но в сартанское время отмечено только два стадиала вместо трех, выявленных на юге Сибири.

Гораздо сложнее изменялись влажностные характеристики палеоклиматов, являющиеся производными от термических. Выявлены они далеко не полностью, и, кроме того, последовательность изменения их была неодинаковой в разные периоды и в разных районах. Эти различия связаны с изменениями условий циркуляции воздуха, переноса и выпадения влаги.

В настоящее время основная масса летних осадков на территории Монголии связана с циклонической деятельностью на полярном климатологическом фронте. В июле и августе этот фронт занимает северное положение, и максимум осадков выпадает на территории Забайкалья. Основным источником влаги О. Г. Сорочан (1957, 1966), опираясь на данные Чу Ко-чина (Chu Co-Ching, 1954), считает тихоокеанские воздушные массы, которые перемещаются летом вследствие муссонной циркуляции с юга через равнины Китая. Но огромные запасы влаги, заключенные в морском воздухе, остаются нереализованными, если нет факторов, обусловливающих восходящие токи воздуха. Циклоны, связанные с полярным фронтом и приходящие с запада, вызывают подъем теплых и влажных воздушных масс, конденсацию влаги и обильные осадки.

Общепризнано, что в ледниковья зональная циркуляция воздуха ослабевала, и пути движения циклонов, т. е. климатологические фронты, смещались к югу. Очевидно, это смещение было максимальным на западе Евразиатского материка и минимальным на востоке его, где ледники были небольшими. Следствием таких изменений общей циркуляции атмосферы было синхронное похолоданию уменьшение осадков над территорией, занимаемой в середине лета полярным фронтом в современную эпоху, т. е. под югом Восточной Сибири, Забайкальем и Северной Монголией. И, наоборот, на территориях, расположенных в настоящее время летом в тылу климатологического полярного фронта, в частности, в Южной Монголии, в периоды похолодания количество осадков должно возрастать.

Следовательно, на юге Восточной Сибири, в Забайкалье и в Северной Монголии ледниковые эпохи (или их стадиалы) должны быть более сухими, чем межледниковья (или интерстадиалы ледниковых эпох). Приведенные выше материалы показывают, что это в отношении Северной Монголии действительно так и по отношению к этим территориям справедливо предположение Э. И. Равского (1965, 1972) о совпадении плювиалов с межледниковьями (интерстадиалами). Существование влажного климата на севере Монголии в каргинское время убедительно доказывается и материалами археологических исследований палеолитических стоянок (Окладников, Троицкий, 1967). Чередование сухих и холодных, влажных и теплых периодов в течение четвертичного периода в Прихубсугулье отмечают А. К. Уфлянд, А. В. Ильин, А. И. Спиркин, Г. Н. Шилова (1971). На широтах Южной Монголии, наоборот, плювиалы приходятся на холодные эпохи.

Результаты палинологических исследований подтверждают асинхронность изменения влажности климата на территории Монголии. В начале настоящей главы кратко уже говорилось о едином облаке пыльцы сосны и березы над всей страной. Поэтому и колебания содержания этой пыльцы являются синхронными на всей территории; они отражают в основном периоды похолодания и потепления климата. Но в периоды похолодания на основе анализа состава недревесной пыльцы и спор на севере Монголии устанавливается уменьшение влажности климата, а на юге — увеличение ее.

И, наоборот, увеличение содержания пыльцы сосны и отчасти березы, означающее потепление, на севере сопровождается увеличением влажности и трансгрессией озер, а на юге — уменьшением влажности.

Так как периоды похолодания не были равноценными, то и изменения режима увлажнения, вызванные ими, не могли быть одинаковыми. Несмотря на периодические увеличения и уменьшения влажности, улавливаются и определенные тенденции направленного ее изменения. Так, четко заметна тенденция понижения влажности от среднего эоплейстоцена до современности. Наиболее влажным был эоплейстоценовый век похолодания, когда зародились многочисленные озера, просуществовавшие в течение всего плейстоцена. Наименее влажным был верхнеплейстоценовый век похолодания, в конце которого произошло массовое обмеление и исчезновение озер.

Более сложным (и из-за редкого отбора образцов не до конца выявленным) является ход изменения влажности в течение каждого века похолодания в отдельности. На севере Монголии взятые в целом первые волны похолодания (их интерстадиалы на севере и стадиалы на юге) оказались влажнее вторых. Но более детальное рассмотрение показывает, что начало первых волн было относительно сухим, где-то близко к середине их влажность достигала максимума, после чего вновь уменьшалась, но на исходе периода снова несколько повышалась. Последнее явление установлено только в отношении зырянского времени; но Э. И. Равским (1972, стр. 263) оно отмечено и для самаровского времени.

Еще более мелкие колебания влажности, плохо и не всегда обнаруживаемые в условиях Монголии, присущи циклам похолодания и потепления в ранге стадиалов, интерстадиалов или межледниковий. На севере Монголии обычно устанавливаются две фазы изменения влажности в течение стадиалов — менее сухая в первой половине их и более сухая во второй. Исключение составляет, как уже говорилось выше, последний стадиал зырянского времени, в конце которого наблюдается повышение влажности. Для межледниковий характерны три фазы — начальная — относительно сухая (но влажность ее выше, чем в конечную фазу предшествовавшего похолодания), средняя — наиболее влажная и конечная — снова относительно сухая (но влажнее начальной фазы последующего похолодания).

Для юга Монголии фазы изменения влажности не выявлены. Можно лишь предположить, что влажность нарастала от начала похолоданий, достигала кульминации где-то около середины их и затем вновь убывала; в периоды потеплений наиболее засушливой была середина их.

В голоцене определенно выявляются две фазы изменения влажности — более влажная в начале его и сухая в конце, вплоть до современности. На этом фоне, безусловно, наблюдались более мелкие циклы колебания влажности, но применяемыми нами методами они не улавливаются.

Подобные изменения влажности в течение четвертичного периода определяются четырьмя основными, взаимно сопряженными факторами:

а) величиной сдвига полярного климатологического фронта к югу, навстречу потокам влажного тихоокеанского воздуха;

б) увеличением активности зональной циркуляции;

в) усилением муссонных воздушных течений;

г) увеличением влажности воздушных масс, переносимых с запада.

Чем значительнее сдвиг полярного фронта к югу, тем больше, при прочих равных условиях, должно быть осадков: в восходящее движение вовлекаются воздушные массы, менее трансформированные над материком и поэтому менее нагретые и более близкие к точке насыщения. С увеличением интенсивности зональной циркуляции активизируется циклоническая деятельность, т. е. тот механизм, в результате действия которого реализуются запасы влаги влажных морских воздушных масс. Если зональная циркуляция и связанный с нею циклогенез усиливаются при

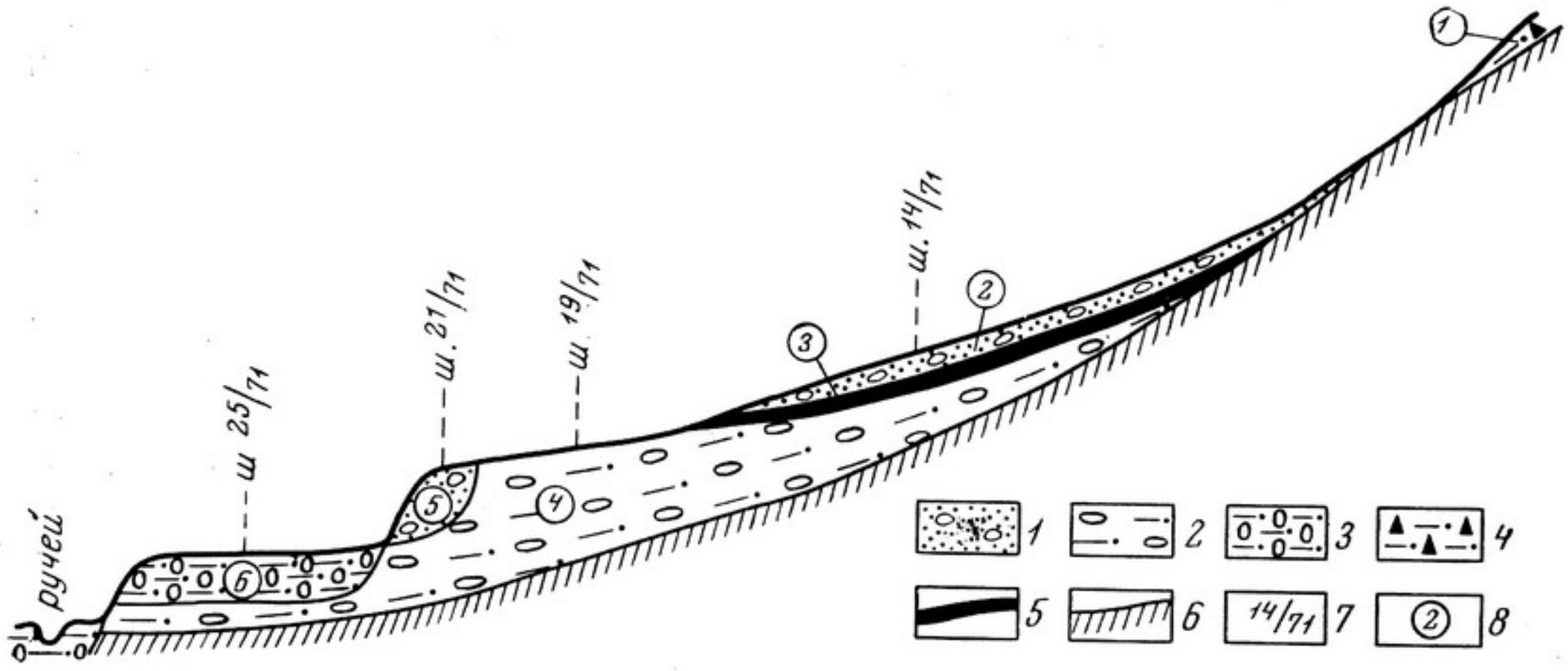


Рис. 63. Схема строения пролювия в урочище Урту-Годзогор (вне масштаба)

1 — галька, валуны, песок; *2* — супесь с галькой и редкими валунами; *3* — галька, валуны, супесь; *4* — щебнистая супесь; *5* — погребенный гумусовый горизонт; *6* — поверхность скальных пород; *7* — номера шурфов; *8* — номера слоев (см. текст)

сдвинутом к югу положении полярного фронта (что свойственно для интерстадиалов и межледниковий), то осадки должны быть особенно обильными. Ливневый характер их, обусловленный интенсивными восходящими движениями воздушных масс, обусловливает усиление смыва со склонов даже при хорошем задернении их, что многократно отмечалось в разрезах.

Само собой разумеется, что повышение влажности участвующих в циклогенезе приносимых с запада воздушных масс также должно повлечь за собой увеличение атмосферных осадков. И, наконец, поток влаги усилится и в том случае, если возрастет интенсивность муссонных воздушных течений, которая в первую очередь зависит от температурных контрастов между материком и океаном. Можно предположить, что в эоплейстоцене в летний сезон эти контрасты были выше, чем в позднейшее время и поэтому взаимодействие западных циклонов с усилившимся муссонным потоком обеспечило обильные осадки, давшие начало многочисленным озерам. Позже, вследствие охлаждения материка, летние температурные контрасты между ним и океаном стали меньше, муссонные течения ослабевали и влажность климата соответственно понижалась.

Таким образом, синхронными в течение четвертичного периода были только изменения термических характеристик климата, тогда как влажность менялась на разных широтах асинхронно.

ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Изменения растительности выявлены только в наиболее общих чертах, насколько это было необходимо для выяснения истории развития многолетнемерзлых пород. Материалы, отраженные в табл. 34, относятся только к степным провинциям.

Результаты спорово-пыльцевого анализа показывают, что отмеченные выше колебания климата не привели к глубоким изменениям растительного покрова, и в течение четвертичного периода доминировали открытые пространства. Лесные массивы, периодически появляющиеся в теплые и влажные межледниковья (или интерстадиалы), были приурочены к тем же горным сооружениям, где они встречаются и в настоящее время, и только в верхнем эоплейстоцене отмечены лиственничные леса на ныне безлесном Гобийском Алтае.

Ксерофитный облик растительности Центральной Азии сложился задолго до четвертичного периода, поэтому прогрессирующие изменения в

растительном покрове малозаметны и должны, видимо, устанавливаться преимущественно путем видовых определений пыльцы травянистых растений. Наиболее существенное прогрессивное изменение — исчезновение теплолюбивых темнохвойных и широколиственных пород перед второй волной похолодания в верхнем эолейстоцене. Возможно, в казанцевских слоях в дальнейшем будет найдена пыльца липы и дуба — она известна в отложениях этого возраста в Забайкалье (Равский и др., 1964), но в наших образцах в непереотложенном состоянии выше верхнего эоплейстоцена пыльца этих пород не встречена.

Лучше улавливается периодическое чередование сухих и влажных вариантов степей. В настоящее время, как известно, типичные луговые степи в Монголии развиты слабо и встречаются только узкими полосами на склонах северной экспозиции вокруг островов леса. Большую часть территории на севере республики занимают специфические горные сухие степи. Выпадение лесостепной зоны обусловлено резкой континентальностью и аридностью современного климата Монголии (Герасимов, Лавренко, 1952). Во влажные периоды, на севере страны соответствующие периодам потепления в ранге межледниковий или интерстадиалов, это недостающее звено природной зональности занимало свое место, а сухие степи сдвигались к югу, где переходили в пустынные степи.

В сухие периоды, на севере страны отвечающие периодам похолодания в ранге ледниковий или их стадиалов, луговые степи уступали место горным холодным степям, которые к югу переходили в сухие степи, в эоплейстоценовый и нижнеплейстоценовый века простиравшиеся до южной границы страны. В более сухом верхнеплейстоценовом веке граница сухих степей мало продвинулась на юг, и в нижнем ярусе гор гобийской части Монголии с середины тазовского времени безраздельно господствуют пустынные степи.

ЦИКЛЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВЛИЯНИЕ ИХ НА ИЗОСТАТИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Трем векам похолодания в четвертичном периоде соответствуют три цикла осадконакопления. В экстрагляциальных (внеледниковых) областях каждый цикл состоит из двух фаз — начальной и конечной,— которые различаются направлением сдвига поясов осадконакопления в линейных водотоках. Под линейными водотоками подразумеваются элементы гидрографической сети самых различных размеров — от небольшого сайра, в котором вода появляется только во время сильных ливней, до крупнейших рек — Селенги, Орхона, Онона и др. Под поясом осадконакопления условно принимается тот отрезок русла или долины, в котором осадконакопление происходит по конститративному типу (Ламакин, 1948).

Расположение пояса осадконакопления определяется тремя основными факторами:

а) продольным профилем водотока;
б) величиной жидкого стока рек;
в) величиной твердого стока рек.

Влияние каждого из этих факторов на формирование русла реки и связанного с ним осадконакопления хорошо изучено (Шанцер, 1951; Маккавеев, 1955) и здесь нет надобности на нем останавливаться. Мы учитываем только конкретные результаты осадконакопления, связанные с теми изменениями климата, о которых говорилось выше.

В начальной фазе каждого цикла происходил сдвиг пояса осадконакопления к верховьям водотоков. Причиной этого явления служило резкое возрастание твердого стока рек в результате усиления морозного выветривания при похолодании и активизации склоновых процессов — осыпных, делювиальных, оползневых и солифлюкционных, а также эрозионной деятельности водотоков на крутом начальном отрезке их. Мате-

риал, переносимый водными потоками, сгружался у выхода долин из гор или в устьевых частях коротких притоков горных рек. В случае малоинтенсивной аккумуляции происходило лишь частичное заполнение русла, а интенсивная аккумуляция вызывала формирование пролювиальных и аллювиальных конусов выноса (внутренних, или континентальных, дельт).

В конечной фазе циклов пояс осадконакопления смещался в сторону базиса эрозии. Основная причина этого — уменьшение твердого стока рек в их верховьях вследствие уменьшения интенсивности склоновых процессов. Вслед за этим начинался размыв пролювиальных или аллювиальных конусов выноса, и слагавший их материал смещался вниз по течению, в направлении базиса эрозии. В Монголии базисами эрозии чаще всего служат многочисленные тектонические впадины, и пояс осадконакопления часто достигал их центральной части. В проанализированном выше разрезе скв. 5/68 на Озерном плоскогорье этот момент фиксируется погрубением озерных накоплений.

По мере прогрессирующего уменьшения влажности от эоплейстоценового века похолодания к верхнеплейстоценовому соответственно уменьшалась активность склоновых процессов и загрузка водотоков рыхлым материалом. В эоплейстоцене твердый сток был максимальным, и пояс осадконакопления оказался прижатым к горам, к верховьям бассейнов стока. Особенно мощные толщи аллювия и пролювия накопились в это время в районах интенсивных неотектонических поднятий. При последовавшем размыве накопившихся толщ водотоки вновь быстро оказывались перегруженными рыхлым материалом и поэтому сдвиг пояса осадконакопления в сторону базиса эрозии был небольшим.

В нижнеплейстоценовый век похолодания аккумуляция рыхлого материала в первую фазу была менее интенсивной, соответственно сдвиг пояса осадконакопления в сторону базиса эрозии во вторую фазу оказался более значительным. И, наконец, в наименее влажный верхнеплейстоценовый век аккумуляция в верховьях бассейнов стока была наименее интенсивной, и последующий сдвиг пояса осадконакопления к базисам эрозии оказался максимальным.

В результате рассмотренных трех циклов в течение четвертичного периода осадконакопление «соскальзывало» к центру впадин, и в наиболее крупных из них аллювиально-пролювиальные толщи разного возраста обнаруживают поясное распределение — наиболее древние отложения выходят на поверхность по периферии впадин, а голоценовые осадки заполняют лишь центральные их части. Это положение хорошо иллюстрируется геологическими схемами, приведенными в работе Е. В. Девяткина (1970, стр. 64). Одним только вовлечением краевых частей впадин в тектонические поднятия (Синицын, 1959; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963) подобное распределение разновозрастных толщ трудно объяснить, к тому же оно наблюдается и в тектонически неактивных районах. Формирование подгорных пьедесталов только способствовало более ясной возрастной дифференциации отложений.

Вторым следствием отмеченных трех циклов осадконакопления было формирование вложенных друг в друга разновозрастных конусов выноса. Е. В. Девяткин (1970, стр. 98) различает три-четыре генерации таких конусов.

Третьим следствием тех же трех циклов осадконакопления было формирование трех ярусов речных террас, отмеченных А. В. Кожевниковым, С. Дэмбэрэлдоржем и Я. Болдом (1972). Правда, на крупных реках климатические влияния выявить гораздо труднее. Если мелкие водотоки реагируют только на самые крупные изменения климата и формируют по одному четкому конусу выноса на каждый цикл осадконакопления, то многоводные реки «отзываются» и на мелкие колебания климата, и каждому циклу осадконакопления соответствует серия так называемых хор-

довых террас, в истинной природе которых можно разобраться только после детального изучения их строения. Поэтому для более детальной характеристики осадконакопления водотоки необходимо группировать по их размерам, т. е. анализировать каждую группу в отдельности.

Циклы осадконакопления совместно с изменениями объема воды в озерах влияют на изостатические движения земной коры, которые, к сожалению, в Монголии еще совершенно не изучены, но безусловно, играли в прошлом и продолжают играть сейчас важную роль в заполнении впадин осадками. Из различных видов изостатических движений (Николаев, 1972) важнейшими для впадин Монголии являются необратимые седименто-изостатические опускания и обратимые гидроизостатические движения. В пользу их существования свидетельствует совокупность следующих фактов.

1. Большинство тектонических впадин Монголии, в которых обнаружены древние озерные осадки,— долинообразные. В периоды увеличения влажности климата в них должен образовываться транзитный речной поток, а не устойчивый во времени озерный водоем.

2. Буровые работы на Озерном плоскогорье показали, что в большинстве озерных толщ обнаруживается хорошая волновая сортировка материала, и они принадлежат к мелководным фациям. Резкие подъемы уровней озер, наподобие отмеченного для каргинского времени, были кратковременными и не оставили заметных следов в строении озерных отложений на дне впадин. Но толщи мелководных осадков мощностью в десятки метров и более могли образоваться только при синхронном осадконакоплению прогибании земной коры. Подобное же явление отмечено в Южном Забайкалье (Базаров, 1968). Но так как мелководность сохраняется при разных темпах осадконакопления, обусловленных изменениями климата, то тектонические движения не могут быть причиной такой согласованности — интенсивность их от климата не зависит.

3. В Шаргынгольской впадине на Озерном плоскогорье по залеганию озерных отложений на склонах было установлено высокое стояние уровня воды в каргинское время. Если допустить неизменность положения днища впадины, то непонятно, как могло существовать такое озеро — оно должно было слиться в долину р. Мурэн, так как никаких следов подпруд и прорыва их ниже по течению р. Шаргын-Гол не обнаружено (долинообразная впадина незаметно переходит в широкую корытообразную долину). Остается лишь допустить, что в период трансгрессий днище впадины было опущено и после спуска озера поднялось.

4. Плоские днища впадин на Озерном плоскогорье слегка выпуклые. Мелкие остаточные озера и лужи-солончаки прижимаются к бортам впадин. Первоначально мы объясняли это явление пучением при промерзании отложений, но бурение показало, что выпуклые участки сложены практически нельдистыми породами, а пониженные прибортовые части, наоборот, наиболее льдистые. Следовательно, дело не в пучении.

Характерно, что реки, долины которых образовались после исчезновения озер в сартанское время, прижимаются к склонам, избегая центральных частей впадин. Так, например, р. Тэс ниже моста по дороге Мурэн — Улясутай делает крупную излучину, обтекая центральную часть впадины — урочище Хуримтуин-Тал. Р. Шаргын-Гол в одноименной впадине также прижата к ее борту. Река Шишхид-Гол течет вдоль западного борта Дархатской впадины, а ее притоки, пересекающие северную оконечность впадины (Чжара-Гол, Асхатуин-Гол и др.), образуют дуги, обращенные выпуклой частью к северу. Река Хотон-Гол, обозначенная на топографических картах как самостоятельный приток р. Шишхид-Гол, в настоящее время отклонилась к северу, в сторону периферии впадины и стала притоком р. Шаргын-Гол. Максимальный врез всех этих рек в отложениях древнего Дархатского озера (10—15 *м*) наблюдается не на периферии впадины, а в ее центральной части. Следовательно, после деградации древ-

него озера днище впадины претерпело куполо- или валообразное поднятие, максимальное в центре и минимальное на периферии.

5. В продолжение тектонических разломов, заметных на бортах впадин, на днище их наблюдаются уступообразные перегибы (район озера Тунэмэл-Нур). Они свидетельствуют о том, что сводообразные поднятия днищ впадин дифференцируются по блокам.

Изостатические движения связаны с горизонтальными перемещениями вещества в верхней мантии, в слое пониженной вязкости вещества, который отождествляется с астеносферой. Над астеносферой расположен неоднородный слой с повышенной вязкостью — перисфера. Вещество астеносферы из-под нагруженных участков перисферы выдавливается в соседние, менее нагруженные участки, обусловливая там пологие изгибы перисферы кверху. Поверхность нагруженного участка прогибается. После снятия нагрузки вещество астеносферы перемещается обратно, и через некоторое время поверхность перисферы вновь выравнивается (Артюшков, 1966, 1967). По мнению Е. В. Артюшкова, для начала изостатических движений необходима нагрузка не менее 10 *кг/см*^{2}, сосредоточенная на площади, размеры которой существенно превышают толщину перисферы (не более 100 *км*). Ярким примером подобных движений, обусловленных изменениями водной нагрузки, являются изостатические деформации днища древнего озера Бонневиль (район современного Большого Соленого озера в США; Crittenden, 1963).

Характерная особенность строения земной коры в Монголии — многочисленные разломы, в том числе и глубинные. Очевидно, разломы существенно облегчают передачу поверхностных нагрузок на астеносферу, и в случае блокового строения земной коры изостатические деформации возможны и при меньших площадях, на которых ложится нагрузка.

Развитие изостатических деформаций в условиях Монголии гипотетически представляется в следующем виде. С увеличением влажности климата усилилось заполнение тектонических впадин рыхлыми отложениями, которые накапливались на периферии их, чаще всего асимметрично — на месте впадения наиболее крупных водотоков. Под нагрузкой накапливающихся отложений днище впадин прогнулось, причем нисходящие движения, естественно, не ограничивались площадью шлейфа, а распространились и на примыкающие к нему части днища впадин. Здесь образовались депрессии, не компенсированные осадконакоплением. В них и зарождались озера. Накопление воды дало новый толчок к дальнейшему изостатическому опусканию днища впадин.

Многократные колебания уровня воды в озерах периодически увеличивали и уменьшали нагрузку на земную кору, вызывая чередование нисходящих и восходящих движений. После исчезновения озер в сартанское время преобладали восходящие гидроизостатические движения, в результате которых днища бывших крупных водоемов стали слегка выпуклыми или расчленились на ступени, отделенные нечеткими уступами, приуроченными к сбросам.

Можно предположить, что меняющиеся нагрузки во впадинах часто были спусковым механизмом накопившихся тектонических напряжений.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Аградация и деградация многолетнемерзлых горных пород в течение четвертичного периода определялась изменениями двух основных факторов: термических и влажностных. В периоды похолодания граница области многолетнемерзлых пород, естественно, сдвигалась к югу. Но при достаточно холодном климате увеличение влажности его также могло вызвать дополнительное расширение многолетнемерзлых массивов; только при этом южная граница области многолетнемерзлых пород оставалась

более или менее стабильной, уменьшалась лишь прерывистость мерзлых толщ.

Если бы периоды похолодания и увеличения влажности повсюду совпадали, то и периоды аградации многолетнемерзлых пород полностью согласовывались бы с ними. Но охарактеризованная выше асинхронность периодов увлажнения на севере и юге осложняла развитие мерзлых толщ. Чтобы правильно представить их развитие, все местоположения многолетнемерзлых пород условно объединены в две группы: а) местоположения в отрицательных формах рельефа (западины, впадины, долины); б) местоположения на положительных формах рельефа.

Отрицательные формы рельефа являются приемниками воды, стекающей с окружающих пространств. Поэтому степень увлажнения их относительно мало реагирует на изменения влажности климата. Одного лишь похолодания достаточно, чтобы острова многолетнемерзлых пород по отрицательным формам рельефа распространились на юг. Увлажнение положительных форм рельефа, особенно привершинных частей горных хребтов и склонов южной экспозиции, в большей степени зависит от изменений влажности климата. Расширение массивов многолетнемерзлых пород на них возможно в основном в периоды увеличения влажности.

Трем векам похолодания соответствуют три этапа развития многолетнемерзлых пород.

Наиболее древние следы существования многолетнемерзлых горных пород в виде посткриогенных текстур инъекционного типа установлены в озерных осадках на севере Хангая (Озерное плоскогорье). Образование их датируется временем среднеэоплейстоценового похолодания. Учитывая прогрессивное ухудшение климатических условий, отражающееся в исчезновении теплолюбивых древесных пород, можно предположить существование многолетнемерзлых пород и во время верхнеэоплейстоценового похолодания.

Второй этап развития многолетнемерзлых пород связан с веком нижнеплейстоценового похолодания. Существование многолетнемерзлых пород в то время установлено по различным палеокриоиндикаторам на юге Монголии. Похолодание здесь совпадало с увеличением влажности климата, что особенно благоприятствовало аградации многолетнемерзлых горных пород. Очевидно, в это время сдвиг южной границы их достиг максимальной величины и оба современных крупных массива многолетнемерзлых толщ — Северо-Азиатский и Южно-Азиатский (Маринов, 1968) — слились в единое образование.

Так как на севере Монголии в периоды похолоданий влажность климата, по сравнению с межледниковьями, уменьшалась, то массивы мерзлых пород в это время расширялись преимущественно в верхнем ярусе гор, а в нижнем оставались в границах отрицательных форм рельефа.

В периоды потепления в нижнем плейстоцене на юге страны влажность климата уменьшалась, и южная граница многолетнемерзлых пород быстро перемещалась к северу. В Северной Монголии в начале периодов потепления, пока термические условия еще оставались достаточно суровыми, но влажность климата уже увеличивалась, происходила аградация многолетнемерзлых пород, и они распространились также на положительные формы рельефа нижнего яруса гор.

Дальнейшее потепление и связанное с усиливающейся зональной циркуляцией воздуха увеличение количества зимних осадков приостановило аградацию многолетнемерзлых пород, а затем привело к их деградации. В нижнем ярусе гор они сначала исчезли на положительных формах рельефа, а затем их площади сократились и в пределах отрицательных форм. Некоторое сокращение многолетнемерзлых массивов происходило и в верхнем ярусе гор, но полностью многолетнемерзлые породы на территории Монголии в плейстоцене не исчезали.

Среди криогенных образований, сопутствующих нижнеплейстоцено-

вому промерзанию, обнаружены различные криотурбации и солифлюкционные деформации. Редко встречаются изначально-земляные жилы. Псевдоморфозы по ледяным жилам неизвестны.

Третий этап развития многолетнемерзлых горных пород связан с верхнеплейстоценовым похолоданием. Как и на предыдущем этапе, в южной части Монголии аградация многолетнемерзлых пород происходила в холодные и влажные периоды. Судя по реликтовым термокарстовым западинам, южная (нижняя) граница пояса редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород в зырянское время достигала 45°30′ с. ш. Очень вероятно, что в это время сильно продвинулось к югу многолетнее промерзание родниковых западинок, в результате чего значительно расширился пояс спорадического распространения многолетнемерзлых пород.

На севере Монголии в нижнем ярусе гор кульминационный момент расширения многолетнемерзлых массивов, как и в нижнем плейстоцене, приходится на конец холодного и начало теплого периодов. Особенно четко эта закономерность проявилась в конце зырянского и в начале каргинского времени. Такая же аградация, но в меньших масштабах, происходила на границе верхнего плейстоцена и голоцена.

С верхнеплейстоценовым этапом развития многолетнемерзлых горных пород связано образование различных криотурбаций, солифлюкционных деформаций, а также многочисленных изначально-земляных жил и псевдоморфоз по ледяным и, вероятно, ледо-земляным жилам.

Таким образом, на территории Монголии выявлен всего один горизонт псевдоморфоз. Возраст его — конец зырянского, начало сартанского времени. Подтверждается вывод А. А. Величко (1968) о второй половине последнего оледенения как о самом холодном времени плейстоцена.

В эоплейстоценовый век похолодания, когда влажность климата была максимальной, вследствие недостаточно суровых термических условий, распространение многолетнемерзлых пород было минимальным. В нижнеплейстоценовый век, вследствие оптимального сочетания термических и влажностных факторов, многолетнемерзлые толщи достигли максимального распространения. В верхнеплейстоценовый век, несмотря на максимально суровые термические условия, масштабы аградации многолетнемерзлых пород были меньшими из-за нараставшей сухости климата.

Таким образом, те многолетнемерзлые толщи, криогенное строение которых рассматривалось в главе VI, являются сравнительно молодыми. Формирование их началось в сартанское время в связи с обмелением и исчезновением озер, заполнявших в течение плейстоцена большинство тектонических впадин Монголии. Наиболее древние многолетнемерзлые массивы представлены скальными породами верхнего яруса гор, которые, видимо, не оттаивали с эоплейстоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение приводим основные выводы, к которым пришли авторы настоящей работы.

1. Монгольская Народная Республика расположена в центре огромного Евразиатского материка. Зимой, в условиях антициклональной погоды на ее территории создаются благоприятные условия для выхолаживания земной поверхности. Суммарная потеря тепла из почвы за сезон промерзания составляет здесь от 3 до 4,5 *ккал/см²*. При этих условиях имеет место глубокое промерзание горных пород по всей Монголии, достигающее 1,4—5 *м*.

Относительно южное положение Монголии (42—52° с. ш.) обеспечивает большой приход солнечной радиации в стране. Сумма суммарной радиации за сезон протаивания составляет от 80 *ккал/см²* на севере до 100 *ккал/см²* на юге. Радиационный баланс земной поверхности за это время изменяется от 30 до 40 *ккал/см²* В почву поступает от 3,5 до 5 *ккал/см²* тепла. Оно обеспечивает сезонное протаивание горных пород на глубину от 0,5 до 5 *м*. Этого достаточно для полного оттаивания промерзших за зиму горных пород на большей части территории. В нижнем ярусе гор в мерзлом состоянии сохраняются только постоянно увлажненные незасоленные тонкодисперсные отложения, которые в условиях засушливого климата встречаются редко. Этим обусловлена сильная прерывистость многолетнемерзлых толщ. С увеличением абсолютной высоты местности влажность горных пород возрастает, а поступление тепла в почву сокращается до 1 *ккал/см²*, поэтому размеры островов и массивов многолетнемерзлых пород с высотой увеличиваются, и они встречаются все чаще.

2. Указанная зависимость использована для выделения пяти высотных геокриологических поясов: спорадического, редкоостровного, островного, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород. Нижняя граница их проведена на уровне появления многолетнемерзлых линз в пределах родниковых западинок, тектонических впадин или долин, склонов северной экспозиции, шлейфов у подножия склонов северной и южной экспозиции. Все высотные пояса вместе занимают 63% территории страны.

Границы высотных поясов понижаются к северу, причем каждая граница ведет себя индивидуально. Сильные отклонения от среднего уровня высотных границ вызываются положением местности по отношению к влагонесущим западным ветрам. Восточный склон Монгольского Алтая, Котловина Больших Озер и западный склон Хангая находятся в ветровой тени и получают мало атмосферных осадков, поэтому границы высотных поясов здесь значительно повышаются, пояс прерывистого распространения многолетнемерзлых горных пород замещается поясом их островного распространения. На восточном склоне Хангая границы высотных поясов расположены ниже, чем на западном. Они продолжают понижаться по мере приближения к Хэнтэю, достигая минимальных высот на западном склоне этого хребта. На восточном склоне Хэнтэя границы высотных геокриологических поясов расположены выше, чем на западном, но по мере удаления от осевой части хребта они вновь несколько понижаются.

Многолетнемерзлые горные породы занимают меньше 1% площади пояса их спорадического распространения, до 5% — редкоостровного, не

более 40% — островного, 40—80% — прерывистого и более 80% — сплошного. Мощность их в пределах трех нижних поясов достигает нескольких десятков метров, а в поясе сплошного распространения предположительно — несколько сот метров.

3. Впервые для территории Монголии составлена карта сезонного промерзания и протаивания грунтов масштаба 1 : 2 500 000. На карте выделено 18 типов сезонного промерзания и девять типов сезонного протаивания грунтов, для каждого из которых даны пределы изменения средних годовых температур грунтов на подошве сезоннопромерзающего и сезоннопротаивающего слоев, годовых амплитуд колебаний средних месячных температур на поверхности почвы и влажности грунтов для различных видов четвертичных отложений, а также соответствующие им глубины сезонного промерзания или сезонного протаивания грунтов.

Максимальные глубины сезонного промерзания и протаивания, показанные на карте, определены приближенным расчетным способом по разовым замерам этих величин в поле и по температурам поверхности почвы (воздуха) на ближайшей к месту замера метеостанции.

Согласно установленным нормативным и расчетным глубинам сезонного промерзания и протаивания грунтов фундаменты зданий и сооружений с малым тепловыделением на сезоннопромерзающих грунтах в Монголии можно закладывать на глубину от 2,2 до 3,1 *м*. Под регулярно отапливаемыми зданиями с температурой воздуха в помещении не ниже 10° минимальные глубины заложения фундаментов сокращаются до 1,5—2,2 *м*. На многолетнемерзлых породах столбчатые и другие фундаменты при сохранении грунтов основания в мерзлом состоянии следует закладывать на глубину от 3 до 6,9 *м*, а свайные — от 4 до 7,9 *м*.

4. Средняя годовая температура поверхности грунтов в Монголии изменяется от —5 до 10°. На глубине 1—4 *м* минимальная температура грунтов изменяется от —15 до 4,5°, а максимальная — от 1,5 до 19,5°. Физические амплитуды годовых колебаний средних месячных температур на территории Монголии изменяются на поверхности почвы от 19 до 29°, на глубине 1 *м* — от 8 до 15°, 2 *м* — от 4 до 9°, 3 *м* — от 2 до 6°, 4 *м* — от 1 до 5°. Затухают годовые колебания температуры на глубинах 5—19 *м*.

Измерения температуры горных пород в глубоких скважинах (до 180 *м*) показали, что на территории Монголии рельеф влияет на температурное поле горных пород до глубины 150—200 *м* и более. Глубже градиент температуры практически повсеместно близок к 2—3 *град*/100 *м*.

5. Криогенные формы рельефа встречаются по всей территории Монголии. Те из них, которые формируются в условиях развития многолетнемерзлых горных пород, служат их индикаторами, что учитывалось при составлении геокриологической карты. К таким индикаторам относятся формирующиеся сейчас пагорные террасы, гирлянды солифлюкционных террас, каменные многоугольники и полосы, многолетние бугры пучения, бугры-могильники, термокарстовые или иного генезиса озера с явными признаками современной просадки или термоабразии.

Морозобойное трещинообразование, распространяющееся в Монголии только на сезоннопротаивающий или сезоннопромерзающий слои, приводит в увлажненных местах к формированию макрополигонов с земляными жилами. В высокогорье морозобойное трещинообразование сопровождается сортировкой грунтов смешанного состава, в результате чего формируются широко распространенные здесь каменные полигоны на склонах не круче 5—7° и каменные полосы на более крутых склонах.

Пучение грунтов бывает площадным и локальным. Синхронное осадконакоплению площадное пучение в условиях распространения многолетнемерзлых пород способствует выравниванию аккумулятивного рельефа. Локальное пучение проявляется в образовании многолетних и сезонных бугров пучения. Первые пользуются массовым развитием во впадинах и в долинах, где образуются вследствие многолетнего промер-

зания обводненных озерных отложений или аллювия. Вторые — сезонные гидролакколиты, бугры-могильники и туфуры, образование которых определяется динамикой слоя сезонного промерзания-протаивания, распространены гораздо шире и развиваются на протяжении многих лет.

Термокарст проявляется в формировании собственно термокарстовых западин и озер, а также участвует в переработке озерных котловин флювиального происхождения и берегов подпрудно-тектонических озер. Причинами образования собственно термокарстовых форм рельефа являются, во-первых, полная деградация многолетнемерзлых толщ и, во-вторых, локальное пучение. Условия развития термокарста, участвующего в формировании или моделировке озерных котловин различного генезиса, определяются льдонасыщенностью мерзлых отложений и высотой уровня воды в озерах.

Криогенные склоновые процессы — криогенная десерпция и солифлюкция — достаточно активны только на относительно пологих склонах (менее 15—20°) в области с многолетнемерзлыми породами. Их интенсивность обычно находится в пределах 2—3 *см* в год. Только криогенное оползание (быстрая солифлюкция) приводит к смещению слоя оттаявших рыхлых пород на десятки и сотни метров за несколько часов или дней. Наиболее широко развитый в Монголии склоновый процесс — гидрогенная десерпция — протекает со скоростью примерно на порядок величин меньшей, чем криогенные процессы (не более нескольких миллиметров в год). Гидрогенная десерпция сочетается с делювиальным процессом.

6. Подавляющее большинство многолетнемерзлых горных пород Монголии являются эпикриогенными. В озерных и аллювиальных отложениях выявляются три горизонта подземного льдообразования:

а) горизонт безнапорной миграции влаги к фронту промерзания мощностью в несколько метров;

б) горизонт напорной миграции влаги к фронту промерзания мощностью до 30—40 *м*;

в) горизонт ледяной цементации.

Для горизонта безнапорной миграции влаги к фронту промерзания в супесчано-суглинистых отложениях характерна нечеткопоясковая линзовидная криогенная текстура сегрегационного типа. Влажность пород — 20—50%, она убывает сверху вниз. В грубодисперсных отложениях наблюдается только лед-цемент, влажность этих отложений — 10—20%.

В горизонте напорной миграции влаги к фронту промерзания формирование ледяных включений зависит от величины гидравлических напряжений, возникающих в промерзающих толщах. Процессы безнапорной (пленочной) миграции влаги к фронту промерзания сложно сочетаются с процессами своеобразной челночной напорной миграции воды, лед формируется в результате сегрегации кристаллов льда и частиц минерального скелета, которая становится возможной только благодаря гидравлическому напору, а также вследствие замерзания инъекций воды.

В ленточнослоистых отложениях образуется ритмичнослоистая решетчатая криогенная текстура, в неяснослоистых толщах — ритмичнослоистая неправильно-решетчатая, в неслоистых отложениях — ритмично-линзовидная криогенная текстура. Все они относятся к инъекционному типу.

Льдистость отложений, принадлежащих к горизонту напорной миграции влаги к фронту промерзания, очень изменчива в плане и по разрезу. В плане различаются шесть типов узлов повышенного льдовыделения, где формируются отложения, льдистость которых значительно превышает 50%, а в особенно благоприятных для льдовыделения условиях возникают линзы льда мощностью до нескольких десятков метров. Это родниковые западинки, дистальные части аллювиальных конусов выноса, периферические и центральные части впадин гобийского типа в Северной Монголии, центральные части впадин того же типа в Южной Монголии, центральные части впадин байкальского типа.

В разрезе горизонт напорной миграции влаги к фронту промерзания представляет единый цикл, в котором различаются три части: начальная (льдистость ритмично нарастает), кульминационная (льдистость максимальная) и конечная (льдистость ритмично убывает).

В горизонте ледяной цементации лед может образоваться только в трещинах и в других пустотах, которые имелись в породах еще до их промерзания. Влажность отложений изменяется в пределах 10—30%.

7. В четвертичных отложениях Монголии выявляются горизонты с различными палеокриоиндикаторами, отражающие несколько этапов развития многолетнемерзлых горных пород. Сопоставление этих горизонтов между собой и возрастные привязки их к соответствующим отложениям Прибайкалья и Забайкалья осуществлены по палинологическим данным. Ритмостратиграфические построения облегчаются благодаря существованию единого облака пыльцы сосны и березы, которое формируется над югом Прибайкалья и Забайкалья и, получая дополнительное питание от лесов Северной Монголии, распространяется над безлесными пространствами страны. По этой причине изменения содержания пыльцы этих пород являются синхронными для всей рассматриваемой территории, что значительно облегчает выявление ритмов изменения климата и связанных с ними явлений.

На территории Монголии установлены три века похолодания: эоплейстоценовый, нижнеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый. В каждом из них различаются две волны похолодания в ранге ледниковий.

Если изменения термических характеристик климата были синхронными по всей территории, то изменения влажности определялись величиной сдвига полярного климатологического фронта к югу и были асинхронными. В Северной Монголии периоды похолодания сопровождались уменьшением влажности климата, а периоды потепления — ее увеличением. В Южной Монголии, наоборот, максимальная влажность климата была в периоды похолодания, а минимальная — в периоды потепления.

В течение всего эоплейстоцена и плейстоцена на территории Монголии господствовали открытые пространства. В зависимости от изменений климата на севере Монголии неоднократно чередовались луговые степи и горные холодные степи, а на юге — сухие и пустынные степи.

Трем векам похолодания в четвертичном периоде соответствуют три цикла осадконакопления, каждый из которых состоит из двух фаз. В начальной фазе каждого цикла происходил сдвиг пояса осадконакопления к верховьям водотока, в конечной фазе — к базисам эрозии. Осадконакопление и изменения уровней озер сопровождались явлениями седименто- и гидроизостазии.

Трем векам похолодания соответствуют также три этапа развития многолетнемерзлых горных пород. Наиболее древние признаки многолетнего промерзания установлены в озерных осадках среднеэоплейстоценового возраста на Озерном плоскогорье в Северной Монголии. Но в целом в это время термические условия климата были неблагоприятными для широкого распространения многолетнемерзлых горных пород. Максимальное развитие их произошло в нижнем плейстоцене, когда на широте Монголии осуществилось оптимальное для многолетнего промерзания сочетание термических и влажностных характеристик климата. В это время Северо-Азиатский крупный массив многолетнемерзлых горных пород слился с Южно-Азиатским. В верхнем плейстоцене развитие многолетнемерзлых горных пород тормозилось сухостью климата. Пояс редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород сдвинулся к югу до 45°30′ с. ш. Однако благодаря исключительно суровым термическим условиям в конце зырянского времени наблюдается усиление морозобойного трещинообразования и формирование ледяных жил.

В настоящее время происходит медленная деградация островов многолетнемерзлых горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Айзеншгат Б. А., Зуев М. В. 1952. Некоторые черты теплового баланса песчаной пустыни.– Труды ГГО, вып. 6 (7).

Алисов Б. П. 1950. Климатические области зарубежных стран. М., Географгиз.

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. 1952. Курс климатологии, части I и II. Л., Гидрометеоиздат.

Ананьев Г. С., Сыроечковская Е. Д. 1971. Инструментальное изучение делювиальных процессов в Забайкалье.– В кн.: Склоны, их развитие и методы изучения. Вопросы географии, № 85. М., «Мысль».

Артюшков Е. В. 1966. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной.– Изв. АН СССР, физика Земли, № 8.

Артюшков Е. В. 1967. Об установлении изостатического равновесия земной коры.– Изв. АН СССР, физика Земли, № 1.

Бабарч Н. 1963. БНМА Улсын цасан бурхуул ба тууний онцлог.— Монгол орны газар зуйн асуудлууд, дугаар 1. Улаанбаатар.

Бадарч Н. 1971. Монгол орны уур амьсгал. ШУА-ийи хэвлэл. Улаанбаатар.

Базаров Д. Б. 1968. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во.

Балобаев В. Т. 1966. Расчет глубины протаивания с учетом внешнего теплообмена.— В кн.: Сезонное протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М., «Наука».

Баранов И. Я. 1940. Южная окраина области многолетней мерзлоты.– Гидрогеология СССР, вып. XVII. Восточная Сибирь, книга 2. М.– Л., Госгеолиздат.

Баранов И. Я. 1965. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. М., «Наука».

Баулин В. В. 1958. К вопросу об истории развития многолетнемерзлых пород на севере Западно-Сибирской низменности.— Вестн. МГУ, серия биол., почв., геол., геогр., № 1.

Берри И. Л., Нарангэрэл З. 1971. Новые данные о месторождении углекислых минеральных вод Жанчивлин (МНР).– Бюлл. МОИП, серия геол., т. XLVI, вып. 1.

Беспалов Н. Д. 1951. Почвы Монгольской Народной Республики.– Труды Монгольской Комиссии АН СССР, вып. 41. М., Изд-во АН СССР.

Билибин Ю. А. 1955. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР.

Боч С. Г., Краснов И. И. 1943. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах.— Изв. ВГО, т. 75, вып. 2.

Валпетер А. П., Карташов И. П. 1964. Реликты пенепленизированного рельефа на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука».

Величко А. А. 1968. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена.– Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.

Викторов С. В., Востокова Е. А. 1961. Основы индикационной геоботаники. М., Госгеолтехиздат.

Виппер П. Б. 1962. Послеледниковая история ландшафтов в Забайкалье.– Докл. АН СССР, т. 145, № 4.

Воейков А. И. 1881. Новые данные о суточной амплитуде температуры, в особенности влияние на нее топографических условий.– Изв. Об-ва любителей естеств., антропол. и этнограф. при Моск. ун-те, т. 41, вып. 1, труды отд. физ. наук, т. 1, вып. 1 (см. также Избранные сочинения, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952).

Войлошников В. А. 1969. Криогенные рельефообразующие процессы в Нижнем Приангарье.– Автореф. канд. дисс. Иркутск.

Войлошников В. А. 1970. Выветривание в таежном Приангарье.— В кн.: Региональные типы процессов выветривания. Зап. Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР, вып. 41. Чита.

Воскресенский С. С. 1971. Динамическая геоморфология (формирование склонов). М., Изд-во МГУ.

Воскресенский С. С., Ананьев Г. С. 1961. О строении склоновых отложений Забайкалья.– Вестник МГУ, серия V, геогр., № 6.

Вотяков И. Н. 1961. Физико-механические свойства многолетнемерзлых грунтов Центральной Якутии. М., Изд-во АН СССР.
Вотякова Н. И. 1972. Сравнительная оценка формул для расчета глубины сезонного промерзания – протаивания грунта.– В кн.: Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М., «Наука».
Втюрин Б. И. 1964. Криогенное строение четвертичных отложений на примере Анадырской низменности. М., «Наука».
Втюрина Е. А. 1961. Геокриологическое районирование Юго-Восточного Забайкалья.– Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. XVII.
Втюрина Е. А. 1962. Геокриологические явления и создаваемые ими формы рельефа в Юго-Восточном Забайкалье.– Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. XVIII.
Втюрина Е. А. 1966. Криогенные склоновые террасы. М., «Наука».
Втюрина Е. А., Втюрин Б. И. 1970. Льдообразование в горных породах. М., Наука.
Гаврилова М. К. 1970а. Зайсан-Толгойн аманд бичил уур амьсгал болон дулааны баланс хийсэн ажиглалт.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 10, Улаанбаатар.
Гаврилова М. К. 1970б. Улаанбаатар, Мөрөн хотод газрын гадарчуугийн дулааны балансыг ажигласан нь.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 10. Улаанбаатар.
Гаврилова М. К. 1971. Микроклимат и тепловой баланс в урочище Дзайсингин-Ама в Монгольской Народной Республике.– Зап. Забайкальск. Геогр. об-ва СССР, вып. LIV. Чита.
Гасанов Ш. Ш. 1969. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М., «Наука».
Герасимов И. П., Лавренко Е. М. 1952. Основные черты природы Монгольской Народной Республики.– Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д., Коренева Е. В., Матвеева О. В., Скиба Л. А. 1968. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. (Труды ГИН АН СССР, вып. 177). М., «Наука».
Глазовский Н. Ф., Лукашев А. А., Симонов Ю. Г. 1963. Некоторые особенности размещения курумов на юго-востоке Читинской области.– Зап. Забайкальск. отдела Геогр. об-ва СССР, вып. XXI, Чита.
Гоби-Алтайское землетрясение. 1963. М., Изд-во АН СССР.
Горбунов А. П. 1970. Мерзлотные явления Тянь-Шаня. (Труды Казахского науч.-исслед. гидромет. ин-та, вып. 39). М., Московское отделение Гидрометеоиздата.
Гравис Г. Ф. 1962. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потеков.– В кн.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР.
Гравис Г. Ф. 1969а. Криогенное строение озерных отложений в межгорных впадинах Северной Монголии.– В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6, часть 3. Чита, Изд-во Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР. 1969, а.
Гравис Г. Ф. 1968б. Склоновые отложения Якутии. М., «Наука».
Гравис Г. Ф. 1970. БНМАУ-ын нутаг дэвсгэр дээрхи криолитологийн судалгааны хэтийн төлөв ба зорилт.— Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 9. Улаанбаатар.
Гравис Г. Ф. 1971. Сезонные бугры пучения как индикатор многолетнемерзлых горных пород.– В кн.: Геокриологические исследования. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Гравис Г. Ф. 1972. Зональные особенности развития склонов Северной Азии.— В кн.: Актуальные вопросы советской географической науки. М., «Наука».
Гравис Г. Ф., Иванов М. С. 1972. Подземный лед в песчаном аллювии реки Лены.– В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск. Якутское книжное изд-во.
Гричук В. П. 1951. О засушливом периоде в послеледниковое время на территории Европейской части СССР.– Вопр. геогр., сб. 24, М., Географгиз.
Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. 1958. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница.– Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Гудилин И. С., Михайлов Н. И. 1969. Таежный «остров» в сухой степи Южной Тувы.— Вестник МГУ, серия геогр., № 3.
Гунгаадаш Б. 1969. Монголия сегодня. Природа, люди, хозяйство. М., «Прогресс».
Данилов В. В., Пархоменко С. Г., Каминская Т. В. 1937. Отчет комиссии по разработке типов центров и реперов для районов распространения мерзлоты и глубокого промерзания.– Труды Центрального науч.-иссл. ин-та геодезии, аэрофотосъемки и картографии, вып. 18. М., Изд-во ГУГК НКВД СССР.
Данилова Н. С. 1956. Грунтовые жилы и их происхождение.– В кн.: Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. III. М., Изд-во АН СССР.
Данилова Н. С. 1963. Первично-грунтовые жилы в четвертичных отложениях р. Вилюя.– В кн.: Условия и особенности развития мерзлых толщ на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР.
Девяткин Е. В. 1970. Геология кайнозоя Западной Монголии.– В кн.: Геология мезо-

зоя и кайнозоя Западной Монголии. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 2). М., «Наука».
Девяткин Е. В., Шилова Г. Н. 1970. Палинологическая характеристика некоторых опорных разрезов средне-верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений Западной Монголии.– В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии.– (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 2). М., «Наука».
Дзенс-Литовский А. И. 1938. Минеральные озера в условиях вечной мерзлоты.– Труды Комитета по вечной мерзлоте, т. VI. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Дзенс-Литовский А. И. 1964. Гидрогеологические особенности озер мерзлотной зоны Сибири.– Материалы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск – Владивосток.
Дорогостайский В. Ч. 1910. Монголия, ее природа и население.– Землеведение, кн. 4 (протоколы). М.
Достовалов Б. Н. 1961. Исследования морозобойного и диагенетического растрескивания пород.– В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 2. Изд-во МГУ.
Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. 1967. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во МГУ.
Дурасов А. М. 1959. Лугово-черноземные почвы Северного Казахстана.– Почвоведение, № 11.
Жадамбаа Ш., Неушкин А. И., Тувдэндорж Д. 1967а. Сезонные особенности атмосферной циркуляции над Монголией.– Метеорология и гидрология, № 5.
Жадамбаа Ш., Неушкин А. И., Тувдэндорж Д. 1967б. Циркуляционные факторы климата Монголии.— Метеорология и гидрология, № 2.
Жамбаажамц Б. 1964. Бугд Найрамдах Монгол Ард Улсын уур амьсгалын товч тойм. Улаанбаатар.
Жамбаажамц Б. 1966. БНМА Улсын нутаг дэвсгэр дэх агаарын чийгийн горим.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 7. Улаанбаатар.
Жамсран С. 1963. Халиадасба аж ахуйд узуулэх тууний нөлөө.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 1. Улаанбаатар.
Жамсран С. 1966. Хангай нурууны халиа ташин ба туунтэй арга зам.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 6. Улаанбаатар.
Жамсран С. 1968. Хорсний улирлын хөлдөлт, гэсэлт, тууний барилга байгууламжид нөлөөлөх онцлог.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 8. Улаанбаатар.
Жамсран С. 1970. Шишхидийн хөтгөр дахь олон жилийн цэвдэгт бооргууд.– Монголы орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 10. Улаанбаатар.
Жесткова Т. Н. 1966. Криогенные текстуры и льдообразование в рыхлых отложениях. М., «Наука».
Жесткова Т. Н., Фельдман Г. М., Духин И. Е., Швецов П. Ф. 1964. К вопросу формирования льдистых горизонтов в эпигенетических мерзлых толщах.– Докл. АН СССР, т. 156, № 3.
Жигж С. 1970. Хэнтийн нурууны эртний мөсдлөгийн сийлээ гадрага.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 10. Улаанбаатар.
Жуков В. Ф. 1959а. Особенности строительства в Монгольской Народной Республике в связи с глубоким сезонным и многолетним промерзанием грунтов.– Промышленное строительство, № 10.
Жуков В. Ф. 1959б. Цэвдэгийн тухай ойлголт. Улаанбаатар.
Жуков В. Ф. 1961. Сезонное и многолетнее промерзание грунтов в МНР.– Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
Заболотник С. И. 1966а. Динамика сезоннопротаивающего слоя межгорных котловин Станового нагорья.– В кн.: Материалы VIII Всесоюзного междуведомственного совещания по геокриологии (мерзлотоведению), вып. 4. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Заболотник С. И. 1966б. Многолетнемерзлые горные породы Верхне-Каларской котловины.— В кн.: Геокриологические условия Забайкальского Севера. М., «Наука».
Заболотник С. И. 1969. О сезонном промерзании и протаивании грунтов на территории Монгольской Народной Республики.– В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6, часть 3. Чита, Изд-во Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР.
Заболотник С. И., Шасткевич Ю. Г. Некоторые данные о температуре горных пород на территории Монгольской Народной Республики.– Там же.
Заверин В. И. 1950. Распространение вечной мерзлоты в Монголии.– Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. VII.
Иванов А. Т. 1958. Подземные воды Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
Иванов Н. С. 1969. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М., «Наука».
Ивановский Л. Н., Войлошников В. А., Петров И. Б., Титова З. А. 1967. Некоторые результаты и перспективы изучения современных геоморфологических процессов на стационарах Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР.– Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, № 4.
Иверонова М. И. 1953. О камнепадах в Тянь-Шане.– Труды Ин-та географии АН СССР, т. 60. (Работы Тяньшанской физ.-геогр. станции, вып. 3).
Каплина Т. Н. 1965. Криогенные склоновые процессы. М., «Наука».

Карпов Н. Н. 1961. Наблюдения за растрескиванием грунтов в районе Березовского месторождения в Забайкалье.– В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ.
Карташов И. П. 1966. Террасоувалы и связанные с ними рыхлые отложения.– Докл. АН СССР, т. 166, № 2.
Катасонов Е. М. 1972. Типы мерзлых толщ и проблемы криолитологии.– В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Катасонова Е. Г. 1963. Роль термокарста в развитии деллей.– В кн.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР.
Климатический атлас СССР, т. I. М., 1960.
Кожевников А. В., Дэмбэрэлдорж С., Болд Я. 1972. Стратиграфия антропогеновых отложений бассейна р. Селенга.– В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука».
Кондратьев К. Я. 1956. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат.
Константинов А. Р. 1963. Испарение в природе. Л., Гидрометеоиздат.
Крылков Ю. В. 1968. Современные рельефообразующие экзогенные процессы в Хангайском нагорье Монгольской Народной Республики.– В кн.: Современные экзогенные процессы, часть. 1. Киев.
Кудрявцев В. А. 1954. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР.
Кудрявцев В. А. 1959а. Метод приближенного определения средних годовых температур грунтов при мерзлотной съемке по единовременным измерениям температур грунтов в скважине.– Научн. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 1.
Кудрявцев В. А. 1959б. О сезонном промерзании и сезонном протаивании почвы.– В кн.: Материалы по общему мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР.
Кудрявцев Н. А. 1959в. Классификация типов сезонного промерзания и оттаивания грунтов.– В кн.: Вопросы физической географии полярных стран, вып. 2. М., Изд-во МГУ.
Кудрявцев В. А. 1961. О годовых колебаниях температуры в горных породах.— В кн.: Мерзлотные исследования, вып. I. М., Изд-во МГУ.
Кудрявцев В. А. 1963. О потенциальном сезонном промерзании и протаивании горных пород.– В кн.: Мерзлотные исследования, вып. III. М., Изд-во МГУ.
Кудрявцев В. А. 1971. Новая методика определения глубины сезонного промерзания грунтов.– В кн.: Основания, фундаменты и механика грунтов, № 6. М., Стройиздат.
Кудрявцев В. А., Кондратьева К. А., Виткина Н. Х. 1961. О картировании сезонного промерзания и протаивания грунтов.– В кн.: Мерзлотные исследования, вып. II. М., Изд-во МГУ.
Кузнецов Н. Т. 1968. Воды Центральной Азии. М., «Наука».
Куницкий В. В. 1972. Причины образования мелких трещинных полигонов.– В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Кушев С. Л. 1939. Морфология и генезис бугристых марей и их географическое распространение.– Труды Комитета по вечной мерзлоте, т. VIII. М.– Л., Изд-во АН СССР.
Ламакин В. В. 1948. Динамические фазы речных долин и аллювиальных равнин.– В кн.: Землеведение, т. II(42).
Лисун А. М., Гравис Г. Ф. 1971. Особенности фоссилизации пыльцы и спор в многолетнемерзлых отложениях.– В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Лонжид Н. 1960. Дэлхийн бомборцогийн хойт хагасын олон жилийн цэвдэг чулуулагын тархалтын хил.– БНМАУ ШУА-ийн мэдээ, № 2.
Лонжид Н. 1962а. Многолетнемерзлые породы в Баян-Хонгорском аймаке МНР.– В кн.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР.
Лонжид Н. 1962б. Налайхын их уурхайн цэвдэг ул хөрс, уулын чулуулгийн тогтоц.– БНМАУ ШУА-ийн мэдээ, № 2.
Лонжид Н. 1963. Хөвсгол аймгийн Рэнчинлхумбэ сумын нутагт тархсан олон жилийн цэвдэг ул хорс чулуулгийн төвч тойм.– Монгол орны газар зуйн асуудлууд, дугаар 1. Улаанбаатар.
Лонжид Н. 1964. Монгол орны баруун хэсэг дэх цэвдгийн гаралтай узэгдлийн газарзуин тархалт.— Монгол орны газар зуйн асуудлууд, дугаар 2. Улааноаатар.
Лонжид Н. 1966а. К вопросу о мерзлотном районировании МНР.– В кн.: Мерзлотные исследования, вып. VI. М., Изд-во МГУ.
Лонжид Н. 1966б. Дэлхийн царцдас дахь цэвдэг чулуулагийн тухай сургаалын ундсэн ойлголт, тууний чухал нэр томъеоны тухай.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 5. Улаанбаатар.
Лонжид Н. 1968. О состоянии геокриологической изученности территории МНР.– В кн.: Мерзлотные исследования, вып. VIII. М., Изд-во МГУ.

Лонжид Н. 1969. Монгол орны олон жилийн цэвдэг чулуулаг. ШУА-ийн хэвлэл. Улаанбаатар.
Лонжид Н. 1970. Монгол орны нутаг дэвсгэрийн цэвдэг чулуулаг.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 9. Улаанбаатар.
Лувсандаваг Д. 1964. Улаанбаатар хот орчмын геокриологийн нөхцөл.— Монгол орны газар зуйн асуудлууд, дугаар 2. Улаанбаатар.
Лувсандаваг Д. 1966а. Тарвагатай, Булнайн нуруу орчмын хөрс гулсалт.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 5. Улаанбаатар.
Лувсандаваг Д. 1966б. Олон жилийн цэвдэгт нутгийн хуйтний хагаралын тухай.– Монгол орны газарзуйн асууллууд, дугаар 6.
Лувсандаваг Д. 1971. Зэлтэр нутгийн цэвдэг.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 11. Улаанбаатар.
Луговой П. Н. 1970. Особенности геокриологических условий горных стран. М., «Наука».
Лхагсандорж Н. 1966. Улаанбаатар хотын дэвсгэр дэг олон жилийн цэвдэг хөрс чулуулагиин өөрчлолтийн тухай нэгэн мэдээ.— Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 5. Улаанбаатар.
Лыков А. В. 1967. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа».
Мазуров С. С. 1959. К вопросу о формировании покровных отложений.– Труды VII междуведомственного совещания по мерзлотоведению, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Маккавеев Н. И. 1955. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР.
Маринов Н. А. 1967. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
Маринов Н. А. 1968. Мерзлая зона Азии.– Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
Маринов Н. А., Попов В. Н. 1963. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
Маринов Н. А., Толстихин Н. И. 1950. Распространение вечной мерзлоты (мерзлой зоны) в Монгольской Народной Республике.– Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. VII.
Мелентьев В. С. 1968. Мелкобугристые полигональные формы рельефа и их влияние на температурный режим пород слоя сезонного протаивания.– В кн.: Мерзлотные исследования, вып. VIII. М., Изд-во МГУ.
Мельников П. И., Кудрявцев В. А., Жуков В. Ф. 1971. Развитие мерзлотоведения (геокриологии) в МНР.– В кн.: Геокриологические исследования. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Метеорологические данные по основным населенным пунктам МНР. 1962. Улан-Батор. Госстройэкономкомиссия СМ МНР.
Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 500 000. 1970. М., Изд-во МГУ.
Миддендорф А. Ф. 1860. Путешествие на север и восток Сибири, ч. 1. СПб.
Минаев А. Н. 1968а. Многолетняя мерзлота на территории Монгольской Народной Республики.– Бюлл. МОИП, геол., № 6.
Минаев А. Н. 1968б. Посткриогенные образования на территории Монгольской Народной Республики и их палеогеографическое значение.– Материалы к научно-техн. конференции. М., ПНИИИС Госстроя СССР.
Минаев А. Н. 1970. Инженерно-геологические условия территории Монгольской Народной Республики.– В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания по мерзлотоведению 1970 года. М., Изд-во МГУ.
Митт К. Л. 1959. К вопросу о природе деллей Далдынского района.– Вопр. геогр., сб. 46. М., Географгиз.
Монгол орны физик газар зуйн асуудлууд. 1969. Редактор Ш. Цэгмид. Улаанбаатар, Улсын хэвлэлийн газар.
Морозов И. М. 1912. Монголия. (Экономический очерк).– В кн.: Московская торговая экспедиция в Монголию. М.
Мудров Ю. В. 1962. Морфология и генезис наледей в Центральном Забайкалье.– В кн.: Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М., Изд-во МГУ.
Мудров Ю. В. 1965. Гидролакколиты Центрального Забайкалья.– В кн.: Подземный лед, вып. 2. М., Изд-во МГУ.
Мурзаев Э. М. 1946. Основные проблемы физико-географического изучения Монгольской Народной Республики.– Проблемы физической географии, № 12. М.–Л., Изд-во АН СССР.
Мурзаев Э. М. 1952. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. М., Географгиз.
Мурзаев Э. М. 1966. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., «Наука».
Мурзаева В. Э., Маринов Н. А., Сырнев И. П. 1971. Палеогеография четвертичного периода территории Монголии.– Изв. ВГО, т. 103, вып. 5.
Намнандорж О. 1963. Монголд муссон нөлөөлж байна.– Монгол орны газар зуйн асуудлууд, дугаар 1. Улаанбаатар.
Некрасов И. А., Заболотник С. И., Климовский И. В., Шасткевич Ю. Г. 1967. Многолетнемерзлые горные породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья. М., «Наука».

Николаев Н. И. 1972. Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники.– Вестник МГУ, серия IV, геол., № 1.
Никольская В. В., Тимофеев Д. А., Чичагов В. П. 1967. К проблеме развития педиментов.– В кн.: Землеведение, т. VII(47).
Ногина Н. А. 1964. Почвы Забайкалья. М., «Наука».
Общее мерзлотоведение. 1974. Новосибирск, Сибирское отделение изд-ва «Наука».
Окладников А. П., Троицкий С. Л. 1967. К изучению четвертичных отложений и палеолита Монголии.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 33. М., «Наука».
Орлов В. О. 1962. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М., Изд-во АН СССР.
Основные понятия и термины геокриологии (мерзлотоведения). 1956. М., Изд-во АН СССР.
Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. 1. 1959. М., Изд-во АН СССР.
Пиотровский М. В. 1964. Проблемы формирования педиментов.– В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука».
Пиотровский М. В. 1966. Вопросы методики обзорного морфотектонического анализа.– В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1(3). Чита.
Попов А. И. 1953а. Вечная мерзлота в Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР.
Попов А. И. 1953б. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата.– Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
Попов А. И. 1959. Перигляциальные и другие зональные мерзлотные явления.– Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., № 2.
Попов А. И. 1967. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во МГУ.
Попов А. И. 1972. В развитие учения о литогенезе в зонах устойчивого охлаждения Земли – криолитологии.– В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 2. М., Изд-во МГУ.
Пособие по проектированию оснований и фундаментов зданий и сооружений на вечномерзлых грунтах. 1969. М., Стройиздат.
Прасолов Л. И. 1913. О мерзлоте в почвах юго-западной части Забайкальской области и в Монголии.– Труды Троицкосавско-Кяхтинского отделения Приамурского отдела ИРГО, т. 15, вып. 2. СПб.
Равский Э. И. 1965. О соотношении оледенений и плювиалов в Северной Азии.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука».
Равский Э. И. 1972. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука».
Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. Г. 1964. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири.– Труды Геологического ин-та АН СССР, вып. 105.
Романовский Н. Н. 1961. Наблюдения за образованием мелкобугристых форм рельефа.— В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ.
Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. 1966. Современное изменение климата. Л., Гидрометеоиздат.
Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. 1957. Л., Гидрометеоиздат.
Русанов Б. С. 1961. Гидротермические движения земной поверхности. М., Изд-во АН СССР.
Селиванов Е. И. 1967. Неоген-четвертичные озера-гиганты в Забайкалье и Северной Монголии.– Докл. АН СССР, том 177, № 1.
Селиванов Е. И. 1972. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
Сергеев Е. М. 1959. Грунтоведение. М., Изд-во МГУ.
Симонов Ю. Г. 1972. Региональный геоморфологический анализ. М., Изд-во МГУ.
Синицын В. М. 1959. Центральная Азия. М., Географгиз.
Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. 1959. Краткий курс математической статистики для технических приложений. М., Физматгиз.
Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть). Ежегодные данные. 1964–1968. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть). Ежемесячник. Издание ГГО им. А. И. Воейкова.
Соловьев П. А. 1952. Булгунняхи Центральной Якутии.– В кн.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
Сорочан О. Г. 1957. К вопросу о природе летних осадков муссонной области Восточной Азии.– Труды ГГО им. А. И. Воейкова, вып. 72.
Сорочан О. Г. 1966. Муссоны Азии.– В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеоиздат.
Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР.
Строительные нормы и правила. Ч. II, раздел Б. Глава 1. Основания зданий и сооружений. Нормы проектирования. СНиП II-Б, 1-62. 1962. М., Гос. изд-во литературы по строительству и архитектуре.
Строительные нормы и правила. Ч. II, раздел Б. Глава 6. Основания и фундаменты зданий и сооружений на вечномерзлых грунтах. Нормы проектирования. СНиП II-Б. 6-66. 1966. М., Гос. изд-во литературы по строительству и архитектуре.

Сумгин М. И. 1933. Южная граница вечной мерзлоты в пределах СССР.– Труды Комиссии по изуч. вечной мерзлоты, т. II. Л., Изд-во АН СССР.
Сумгин М. И. 1937. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.– Л., Изд-во АН СССР.
Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф. 1940. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во АН СССР.
Суходровский В. Л. 1960. Мигрирующие термокарстовые озера Витимского плоскогорья.– Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.
Суходровский В. Л. 1962. Физическое выветривание горных пород в приледниковой зоне Земли Франца-Иосифа.– В кн.: Исследование ледников и ледниковых районов, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
Суходровский В. Л. 1966. Особенности формирования склонов солифлюкционными процессами.– В кн.: Материалы VIII Всесоюзного междуведомственного совещания по геокриологии (мерзлотоведению), вып. 7. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Суходровский В. Л. 1967. Рельефообразование в перигляциальных условиях. М., «Наука».
Суходровский В. Л. 1969. О педиментации в условиях сурового климата.– В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6, часть 4. Чита, Изд-во Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР.
Суходровский В. Л. 1970а. Исследования многолетнемерзлых горных пород в Монгольской Народной Республике.– Докл. АН СССР, т. 193, № 4.
Суходровский В. Л. 1970б. Новые данные о распространении многолетнемерзлых горных пород в Монгольской Народной Республике.– В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания по мерзлотоведению 1970 года. М., Изд-во МГУ.
Суходровский В. Л. 1971. О происхождении нагорных террас.– В кн.: Склоны, их развитие и методы исследования.(Вопросы географии, сб. 85). М., «Мысль».
Суходровский В. Л., Новиков Н. И. 1969. Результаты одного эксперимента над физическим выветриванием горных пород.– В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6, часть 4. Чита, Изд-во Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР.
Тимофеев Д. А. 1962. К проблеме происхождения формы речных долин (на примере речных долин Южной Якутии).– Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.
Титов И. А. 1952. Взаимодействие растительных сообществ и условий среды. М., «Советская наука».
Титова З. А. 1969. Наблюдения над перемещением рыхлого материала под действием склонового стока в степном Забайкалье.– В кн.: Региональная геоморфология Сибири и Дальнего Востока. Л., «Наука».
Толстихин Н. И. 1920. Краткий предварительный отчет о геологических данных, собранных за поездку летом 1919 г. по Монголии в бассейне р. Селенги.– В кн.: «Краткий отчет о работах Монгольской экспедиции 1919 г. под начальством И. Ф. Молодых». Ленско-Байкальский округ путей сообщения, вып. 1. Иркутск.
Толстихин Н. И. 1941. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.– Л., Госгеолиздат.
Төмөрбаатар Д. 1970. Улаанбаатар хотын ул хөрсний хөлдөлт гэсэлтийн горим зүй.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 9. Улаанбаатар.
Тржцинский Ю. Б., Будз М. Д. 1967. Выветривание горных пород на территории Прибайкалья.– В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита.
Тувдэндорж Д. 1967. Гидрометеорологическая служба Монгольской Народной Республики.– Метеорология и гидрология, № 6.
Усов М. А. 1914. Район приисков Общества рудного дела Тушетухановского и Изеценхановского аймаков в Монголии, его геологическое строение и условия золотоносности.– Горные и золотопромышленные известия, № 14–18.
Уфимцева К. А. 1967. Почвы межгорных котловин южной тайги Забайкалья. Иркутск, Восточно-Сибирское книжное изд-во.
Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. И., Шилова Г. Н. 1971. Основные черты стратиграфии и условия формирования кайнозойских образований Прикосоголья (МНР).– Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLVI, вып. 1.
Федорович Б. А. 1962. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии.– Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, XX. М., Изд-во АН СССР.
Флоренсов Н. А. 1968. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии.– В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука».
Хомичевская Л. С. 1961. О явлениях солифлюкции в районе озера Ессей.– Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. XVI.
Черняховский А. Г. 1968. Некоторые вопросы физического и химического выветривания горных пород.– В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., «Наука».
Чигир В. Г. 1965. Мерзлотно-геологические процессы в полярной пустыне как следствие сезонного льдовыделения в деятельном слое.– Вестник МГУ, серия V, геогр., № 2.
Цыганок В. И., Еникеев Ф. И. 1969. Режим и формирование солевого состава озер Борзинского района.– В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6, часть 3. Чита. Изд-во Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР.
Цытович Н. А. 1950. Вечная мерзлота в районе Улан-Батора (Монголия).– Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. VII.

Цэгмид Ш. 1962. Физико-географическое районирование Монгольской Народной Республики.– Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
Цэгмид Ш. 1964. Перспективы работ Института географии и геокриологии АН МНР.– Доклады Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, вып. 6. Иркутск.
Цэмбэл Б. 1968. Монгол орны олон жилийн цэвдгийн тархалтын тухай асуудалд.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 8. Улаанбаатар.
Цэрэнсодном Ж. 1971. Монгол орны нуур. Улаанбаатар, Шинжлэх ухааны академийн хэвлэл.
Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.– Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. серия (№ 55).
Шарбатян А. А. 1962. К истории развития многолетнемерзлых горных пород (на примере севера Западно-Сибирской низменности).– Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. XIX.
Шархүү Н. 1970. Булнай нурууны ар тэгш өндөрлөгийн цэвдэгт ул хөрс, чулуулаг.– Монгол орны газарзуйн асуудлууд, дугаар 9. Улаанбаатар.
Шасткевич Ю. Г. 1971. О тепловом потоке в некоторых районах Монголии.– В кн.: Геокриологические исследования. Якутск, Якутское книжное изд-во.
Шевелева Н. С., Хомичевская Л. С. 1967. Геокриологические условия Енисейского Севера. М., «Наука».
Шумский П. А. 1955. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР.
Юнатов А. Л. 1950. Основные черты растительного покрова Монгольской Народной Республики. (Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 39). М.– Л., Изд-во АН СССР.
Ячевский Л. А. 1886. Сведения об экспедиции Прейна и Ячевского.– Изв. Вост.-Сиб. отдела ИРГО, т. 17, вып. 3–4.
Ячевский Л. А. 1889. О вечно мерзлой почве в Сибири.– Изв. ИРГО, т. 25, вып. 5.
Berkey P. Ch., Morris K. Fr. 1927. Geology of Mongolia, vol. 1–2. New York.
Brown R. J. E. 1968. Permafrost Map of Canada.— Canadian Geographical Journal, vol. LXXVI, N 2.
Chu Co-Ching. 1954. Southeast Mousson and Rainfall in China.— Collected Scientific Papers. Meteorology. Peking.
Crittenden M. D. Jr. 1963. New Data on the Isostatic Deformation of Lake Bonnevill.— Shorter Contributions to General Geology. Geological Survey Professional Paper. 454. E. Washington.
Hamelin L. E., Cook F. A. 1967. Le Periglaciaire par l'Image. Illustrated Glossary of Periglacial Phenomena. Quebec.
Rapp A. 1960. Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia.— Geogr. Ann. 42, N 2–2.
Richter H., Haase G., Barthel H. 1963. Die Golezterrassen.— Petermanns geographische Mitteilungen, 3. Quartalsheft.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение. *Г. Ф. Гравис, С. И. Заболотник, В. Л. Суходровский* 5

Часть I

Современные геокриологические условия Монгольской Народной Республики

Глава I. Климатические факторы формирования и развития многолетнемерзлых горных пород. *М. К. Гаврилова* 12
Глава II. Географическое распространение и мощность многолетнемерзлых горных пород. *Г. Ф. Гравис* 30
Глава III. Сезонное промерзание и протаивание грунтов. *С. И. Заболотник* 49
Глава IV. Температура горных пород. *С. И. Заболотник* 74
Глава V. Криоморфогенез. *В. Л. Суходровский* 92
Глава VI. Криогенное строение многолетнемерзлых горных пород. *Г. Ф. Гравис* 117

Часть II

Палеогеокриологические условия Монгольской Народной Республики

Глава VII. Палеокриоиндикаторы. *Г. Ф. Гравис* 133
Глава VIII. Ритмостратиграфия четвертичных отложений Монголии по палинологическим данным и история развития многолетнемерзлых горных пород. *Г. Ф. Гравис, А. М. Лисун* 148
Заключение. *Коллектив авторов* 187
Литература 191

ГАРЧИГ

Оршил. *Г. Ф. Гравис, С. И. Заболотник, В. Л. Суходровский* 5

Нэгдүгээр хэсэг

БНМАУ-ын орчин үеийн цэвдэг судлалын нөхцөл

Булэг I. Уулын олон жилийн цэвдэг чулуулгийн уусэл, хогжлийн уур амьсгалын хучин зуйлууд. *М. К. Гаврилова* 12
Булэг II. Олон жилийн цэвдэг чулуулгийн зузаан ба газар-зуйн тархалт. *Г. Ф. Гравис* 30
Булэг III. Хөрсний улирлын хөлдөлт ба гэсэлт. *С. И. Заболотник* 49
Булэг IV. Улын чулуулгийн температур. *С. И. Заболотник* 74
Булэг V. Криоморфогенез. *В. Л. Суходровский* 92
Булэг VI. Олон жилийн цэвдэг чулуулгийн хөлдөлтийн бутэц. *Г. Ф. Гравис* 117

Хоёрдугаар хэсэг

БНМАУ-ын эртний цэвдэг судлалын нөхцөл

Булэг VII. Палеокриоиндикаторууд. *Г. Ф. Гравис* 133
Булэг VIII. БНМАУ-ын олон жилийн цэвдэг чулуулгийн хөгжлийн туух ба ур тоосны шинжилгээгээр тогтоосон дөрөвдөгчийн хурдсын ритмостратиграфи. *Г. Ф. Гравис, А. М. Лисун* 148
Дугнэлт. *Хамтран зохиогчид* 187
Ашигласан ном 191

CONTENTS

Introduction. *G. F. Gravis, S. I. Zabolotnik and V. L. Sukhodrovsky* 5

Part I

Contemporary Geocryological Conditions of Mongolian Peoples' Republic

Chapter I. Climatic Factors of Permafrost Formation and Evolution. *M. K. Gavrilova* 12
Chapter II. Geographic Extent and Thickness of Permafrost. *G. F. Gravis* . . 30
Chapter III. Seasonal Freezing and Thawing of Ground. *S. I. Zabolotnik* . . . 49
Chapter IV. Temperature of Rocks. *S. I. Zabolotnik* 74
Chapter V. Cryomorphogenesis. *V. L. Sukhodrovsky* 92
Chapter VI. Cryogeneous Structure and Texture of Permafrost. *G. F. Gravis* . . 117

Part II

Palaeogeocryological Conditions of Mongolian Peoples' Republic

Chapter VII. Palaeocryoindicators. *G. F. Gravis* 133
Chapter VIII. Rhythmic Stratigraphy of Quaternary Deposits in MPR by Palynologic Data and History of Permafrost Evolution. *G. F. Gravis, A. M. Lisun* 148
Conclusion. *Group of authors* 187
References 191

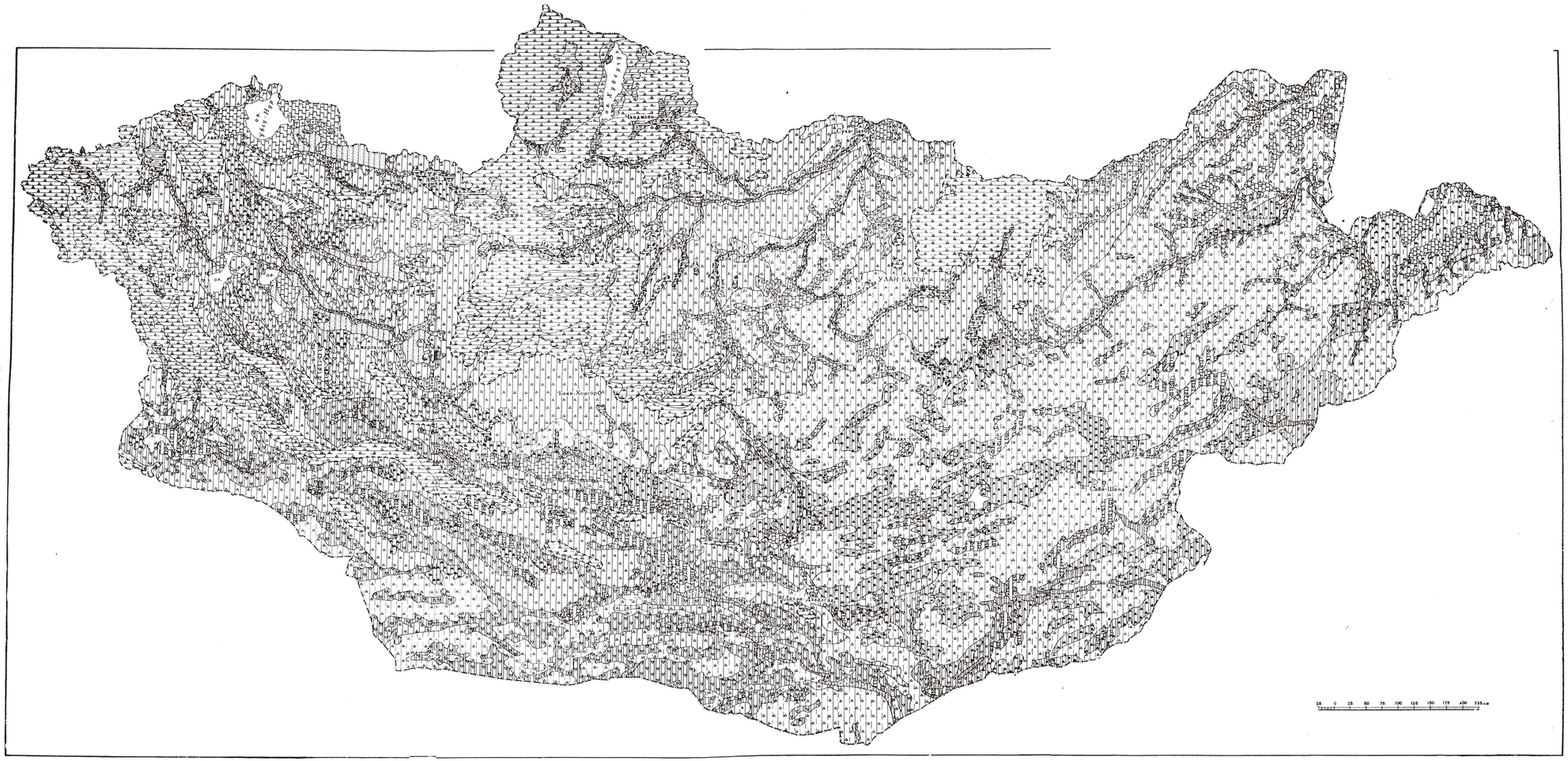
Геокриологические условия Монгольской Народной Республики
Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции,
выпуск 10

Утверждено к печати Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией

Редактор издательства *Л. В. Миракова*
Технические редакторы *В. В. Волкова, И. Н. Жмуркина*

Сдано в набор 15/XI 1973 г. Подписано к печати 9/IV 1974 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Усл. печ. л. 21,7. Уч.-изд. л. 21,7. Тираж 750 экз. Т-01800. Тип. зак. 3213.
Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.



Колонка	Условный номер	Геологический индекс	Мощность (в м)	Влажность (в %)	Амплитуда (физич.) температур на поверхности грунтов	Средняя годовая температура грунтов в °С	Глубина промерзания (протаивания) (в м)
	1	βQ	> 6	< 5	17 - 21	-2 - -5	2,5 - 3,5
	2					0 - -2	3,0 - 4,5
	3				19 - 21	0 - 2	3,5 - 4,5
	4				17 - 24	2 - 5	3,2 - 4,1
	5	eQ	3-4	5 - 15	17 - 24	0 - 2	3,0 - 4,5
	6		3 - 6	5 - 20		2 - 5	2,5 - 4,0
	7			10 - 25	21 - 24	2 - 5	2,0 - 4,0
	8	dQ	2 - 3, редко до 10	10 - 40	17 - 24	-2 - -5	1,0 - 3,0
	9					0 - -2	1,5 - 4,0
	10			5 - 25		0 - 3	2,5 - 4,5
	11					3 - 10	2,0 - 4,0
	12	pQ	3 - 6	3 - 10	17 - 24	0 - 3	3,5 - 5,0
	13				18 - 22	3 - 10	3,0 - 4,5
	14	$al-apQ_{3-4}$	> 6	15 - 40	17 - 22	-2 - -5	1,5 - 2,5
	15			10 - 30	17 - 24	0 - -2	2,0 - 4,0
	16	al-apQ	3 - 6	5 - 25	17 - 24	0 - 2	2,5 - 4,5
	17				18 - 22	2 - 5	2,0 - 3,5
	18	lpQ	3 - 6	10 - 25	17 - 24	0 - 3	2,5 - 3,5
	19	lpQ_{3-4}			18 - 22	3 - 10	2,0 - 3,0
	20	lQ	> 6	25 - 50	17 - 22	-2 - -5	1,3 - 2,0
	21	lQ_{3-4}	3 - 6	15 - 40	17 - 24	-1 - -2	1,5 - 2,5
	22			10 - 25	17 - 22	0 - -1	1,7 - 3,0
	23	lQ			17 - 24	0 - 5	1,6 - 2,4
	24		> 6	5 - 25	23 - 25	0 - 3	2,2 - 4,2
	25	$eolQ_{3-4}$	3 - 6	1 - 8	20 - 24	0 - 2	3,5 - 5,0
	26				17 - 24	2 - 5	3,0 - 4,5
	27				18 - 22	5 - 10	2,5 - 4,0

28 29

Знаки соответствуют генезису рыхлых отложений, штриховка – типу сезонного промерзания (вертикальная) или сезонного протаивания (горизонтальная) грунтов

Рис. 19. Карта сезонного промерзания и сезонного протаивания грунтов Монгольской Народной Республики

Составил С. И. Заболотник (1972 г.); научный руководитель чл.-корр. АН СССР, проф. Ц. И. Мельников.

Карта составлена по материалам Института мерзлотоведения СО АН СССР, Института географии и мерзлотоведения АН МНР, Производственного и научно-исследовательского института по инженерным изысканиям при строительстве Госстроя СССР, научно-исследовательской лаборатории геологии зарубежных стран Министерства геологии СССР, Геологического института АН СССР.

Карта оформлена С. И. Афанасьевой, А. М. Раеторгуевой, Р. В. Ващенко.

Вулканогенные (*1—4*): базальты; элювиальные (*5—7*): *5* — щебенисто-дресвяной грунт с песчаным и супесчано-суглинистым заполнителем, *6* — супеси и суглинки со щебнем, иногда с галькой, *7* — суглинки, супеси и пески на плоских равнинах, сложенных неогеновыми осадками; склоновые (*8—11*): *8, 9* — щебенисто-дресвяной грунт с супесчано-суглинистым заполнителем, *10, 11* — щебенисто-дресвяный грунт с песчаным и суглинисто-супесчаным заполнителем; пролювиальные (*12, 13*): щебенисто-дресвяный грунт с песчаным и супесчаным заполнителем; аллювиальные и аллювиально-пролювиальные (*14—17*): переслаивающиеся пылеватые пески, супеси и суглинки с включениями гальки и гравия; озерно-пролювиальные (*18, 19*): суглинки и супеси, переслаивающиеся с песками и галечниками, с примесью щебня и дресвы; озерные (*20—24*): *20* — пылеватые суглинки и супеси, *21—23* — пылеватые суглинки, супеси и пески, *24* — пески, супеси и суглинки с прослоями галечников; эоловые (*25—27*): пески перевеянные; *28* — границы типов сезонного промерзания или сезонного протаивания грунтов; *29* — граница области распространения многолетнемерзлых горных пород

Заказ № 3213

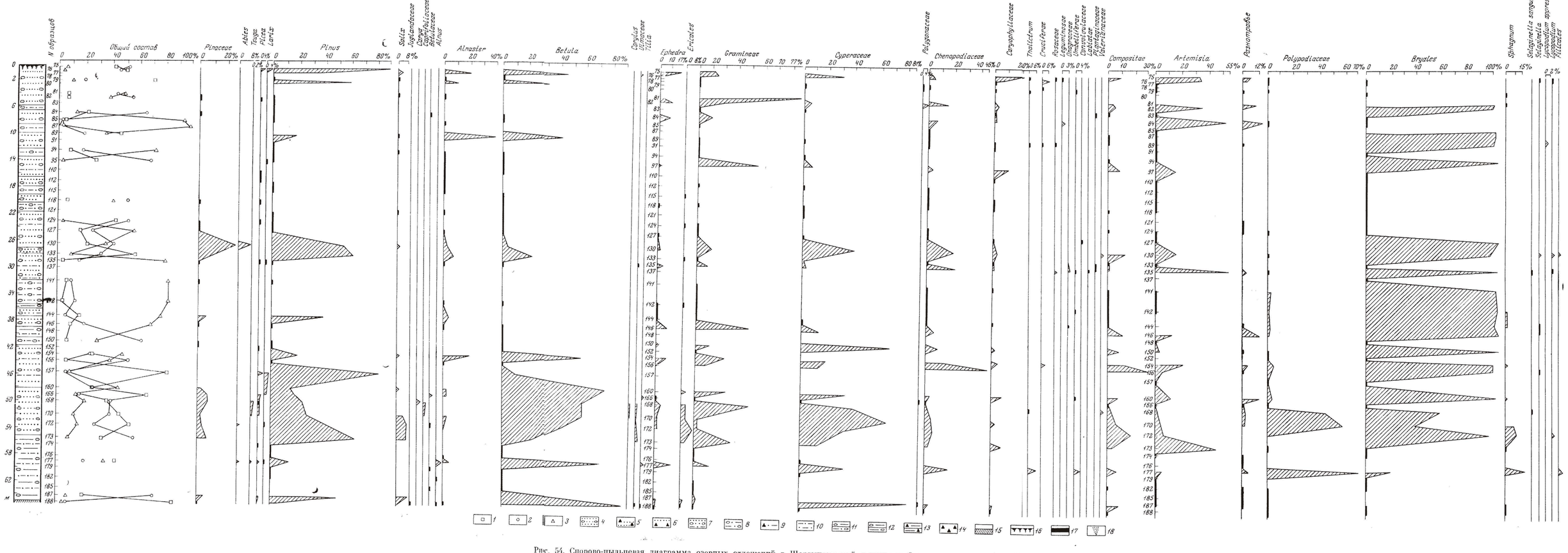


Рис. 54. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений в Шаргынгольской впадине на Озерном плоскогорье (скв. 5/6/68)

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца кедровых пород; *3* — споры; *4* — песок мелко-, средне- и крупнозернистый, гравий, галька; *5* — песок разнозернистый со щебнем; *6* — песок разнозернистый, гравий, щебень; *7* — супесь, песок мелко-, средне- и крупнозернистый, гравий, галька; *8* — супесь со щебнем; *9* — супесь с галькой; *10* — супесь; *11* — суглинок и супесь с галькой; *12* — суглинок с галькой; *13* — суглинок со щебнем; *14* — щебень с суглинистым заполнителем; *15* — поверхность скальных пород; *16* — гумусовый горизонт современной почвы; *17* — погребенный гумусовый горизонт; *18* — песчаные жилы

Заказ 3213

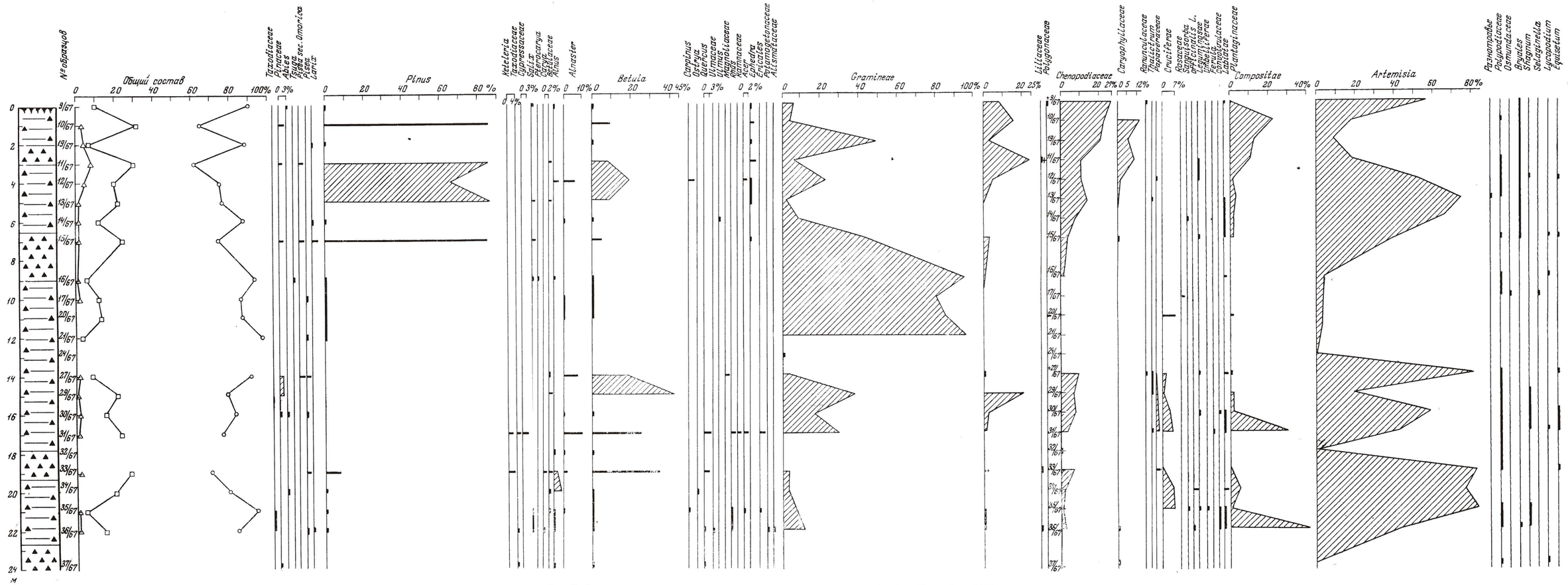


Рис. 55. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных и пролювиальных отложений в Улан-Баторе (скв. 1/67)

Условные обозначения см. на рис. 54

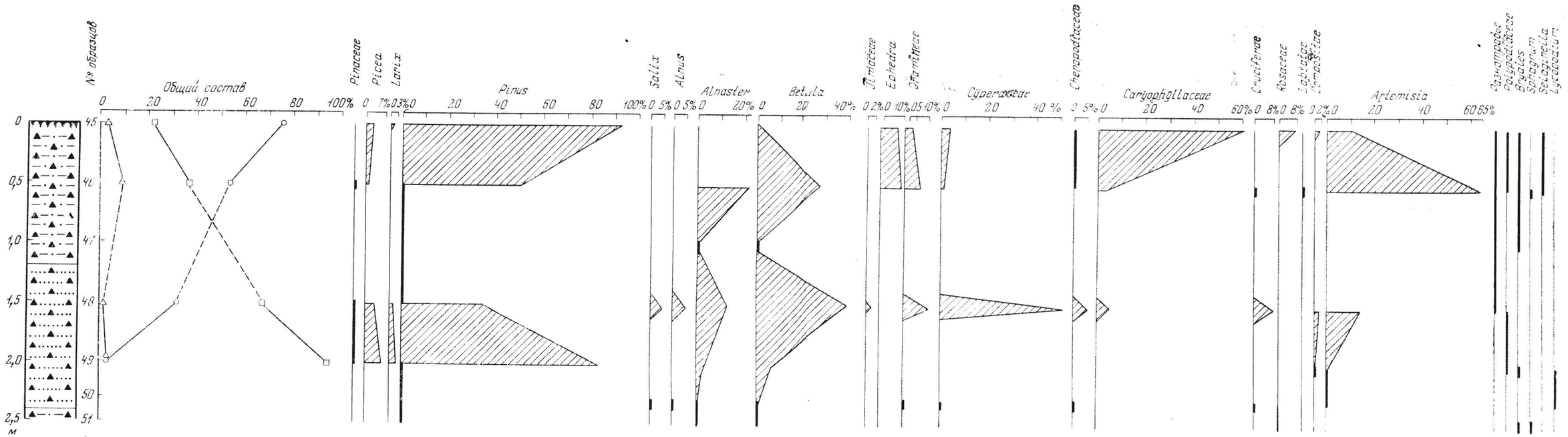


Рис. 59. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений на северном борту Шаргынгольской впадины (скв. 3/68)

Условные обозначения см. на рис. 54

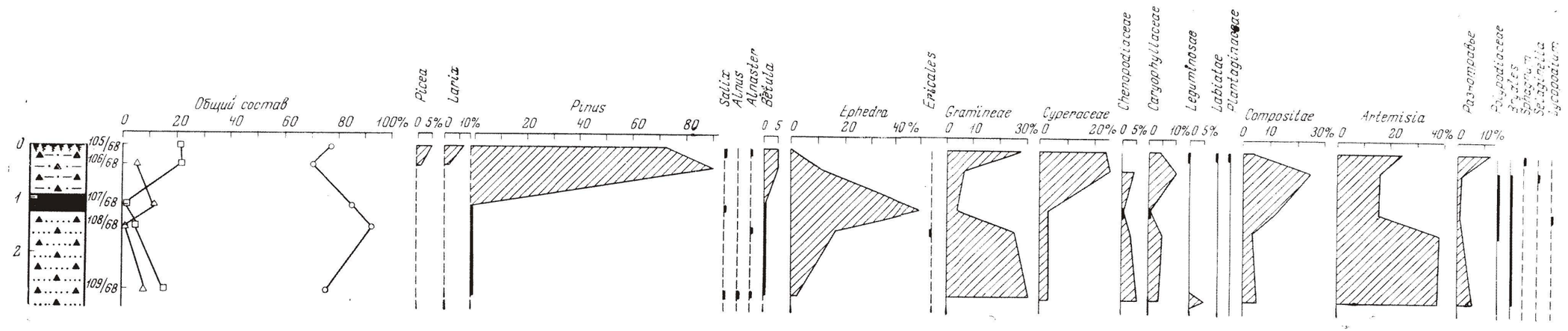


Рис. 60. Спорово-пыльцевая диаграмма солифлюкционных отложений на южном борту Шаргынгольской впадины (шурф 4/68)

Условные обозначения см. на рис. 54

Заказ № 3213

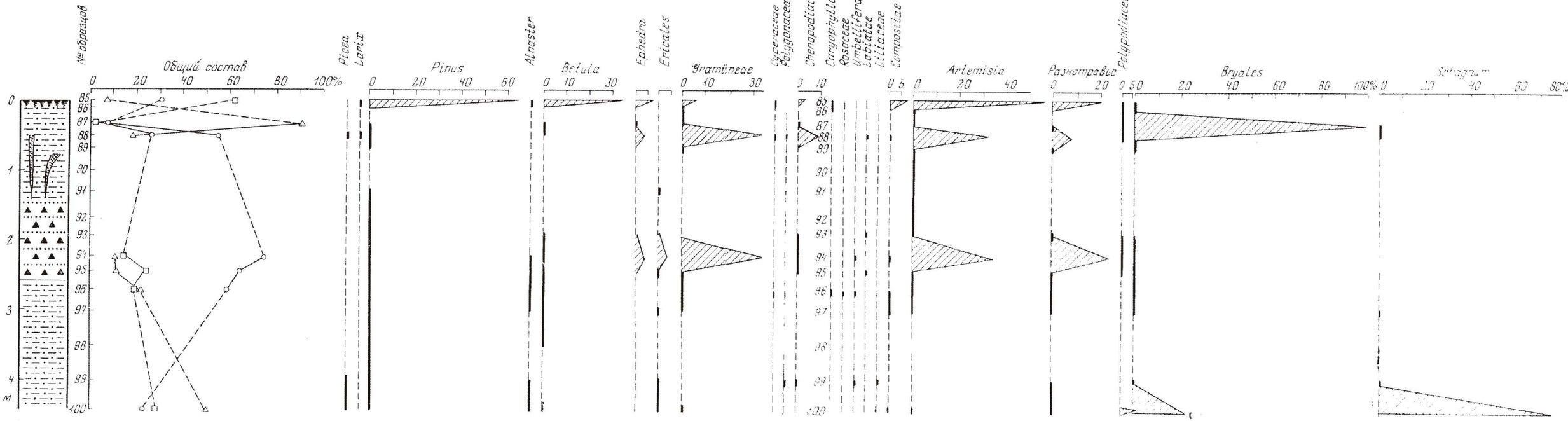


Рис. 61. Спорово-пыльцевая диаграмма склоновых отложений в районе горы Эрдэнтуин-Обо (шурф 31/70)

Условные обозначения см. на рис. 54

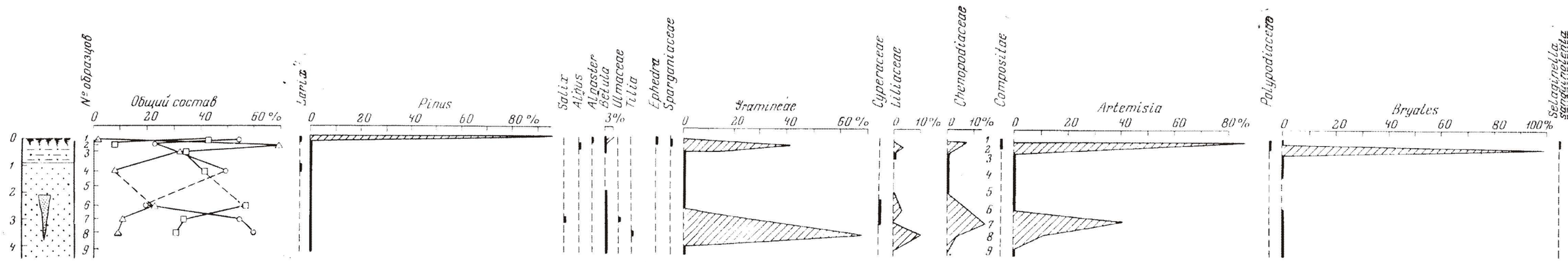


Рис. 62. Спорово-пыльцевая диаграмма делювия в районе г. Дархан (шурф 1/70)

Условные обозначения см. на рис. 54

Результаты спорово-пыльцевого анализа пролювиальных отложений на возвышенности Тель-Улан-Шальча (Восточная Гоби)

Таблица 27

Состав пыльцы и спор	Обн. 6/71*										Обн. 7/71												
	73/71	74/71	75/71	76/71	77/71	78/71	79/71	80/71	81/71	82/71	92/71	93/71	94/71	95/71	89/71	90/71	91/71	83/71	84/71	85/71	86/71	87/71	88/71
	0,0	0,1	0,2	0,5	0,7	0,9	1,3	1,5	1,8	2,1	1,2	1,5	2,0	2,3	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0
Общий состав																							
Древесные породы	15	38,5	19,5	16	28,5	24	20	20	9	28,5	10	11	5	7,5	3,5	6	6	26,5	10	25	31,5	—	—
Недревесные растения	85	50	78,5	83	70	74	78,5	77,5	91	64,5	89	88	95	92,5	95	94	92	73	89	77	67,5	—	—
Споры	—	11,5	2	1	1,5	2	1,5	2,5	—	7	1	1	—	—	1,5	—	2	0,5	1	—	1	—	—
Древесные породы																							
Pinaceae	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—
Picea sp.	—	—	1	2—1,5	2—2	3—4	1	1	1	1	—	1	—	1	—	—	—	1—1	1—2	—	—	—	—
Larix sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pinus sp.	42—76	42—64	27	45—38	30—37	19—26,5	15	5	1	4	13	11	14	7	6	3	7	56—65	16—30	10	9	1	2
Salix sp.	1—2	7—10	2	10—8,5	10—12	9—12,5	—	2	—	3	1	—	1	—	—	—	—	1—1	4—7,5	1	4	1	—
Juglandaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Betulaceae	—	—	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Alnus sp.	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	1—1	1—2	—	—	—	—
Alnaster sp.	3—5,5	6—9	1	3—2,5	7—8,5	1—1	3	1	—	2	2	2	5	2	1	—	1	5—6	4—2	1	1	—	—
Betula sp.	9—16	11—17	14	57—48,5	31—38	38—53	14	7	3	10	16	25	26	10	2	1	6	22—25,5	30—57	5	12	1	—
Ulmus sp.	—	—	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tilia sp.	—	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Недревесные растения																							
Ephedra sp.	5—1,5	9—10	9—5	2	24—12	8—3,5	—	—	—	—	1	15—4,5	8—1	4—1,5	—	—	—	3—1	—	—	—	—	—
Ericales	—	—	—	—	—	1—0,5	1—1	—	—	—	—	—	—	—	1—0,5	—	—	—	1	—	—	—	—
Sparganiaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gramineae	9—3	1—1	5—2,5	12—2	9—4,5	7—3	3—2	2—3	2—4	2	10—3,5	10—3	16—2	5—1,5	1—0,5	3—5	4—1,5	3—1	12—2,5	2—3	1—2	—	1
Cyperaceae	1	—	—	1	—	2—1	—	1—1,5	—	—	1	1	1	1—0,5	—	—	1	1—0,5	3—0,5	1—1,5	—	—	—
Polygonaceae	—	—	—	—	—	1—0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—2	—	1
Polygonaceae (водн.)	—	—	—	—	1—0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—2	—	1
Chenopodiaceae	61—20	17—20	51—28	41—6,5	29—15	32—15	16—12	10—16	7—14	4	77—27	66—20	110—13	42—15	13—5	2—3	22—9	27—11,5	82—17	5—8	9—16	1	8
Caryophyllaceae	—	—	1—0,5	2	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1—0,5	1—0,5	1—1,5	—	—	—	—	1—2	—	—
Cruciferae	—	4—4,5	1—0,5	4	1—0,5	3—1,5	2—1,5	2—3	—	—	—	—	—	1—0,5	—	—	1	1—0,5	2—0,5	1—1,5	—	—	—
Sanguisorba officinalis L.	—	—	1—0,5	—	2—1	1—0,5	—	2—3	—	—	1	1	3—0,5	1—0,5	—	1—1,5	—	1—0,5	—	—	1—2	—	—
Leguminosae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2—0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Umbelliferae	—	—	—	3—0,5	—	—	—	1—1,5	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—2	—	—
Labiatae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1—0,5	—	—	—	1—0,5	—	—	—	—	—
Plantaginaceae	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Compositae	34—10	2—2,5	4—2	2	4—2	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1—1,5	—	—	3—0,5	—	—	—	—
Artemisia sp.	210—63,5	50—58	105—58	544—88	126—63	158—72	105—79	45—71,5	35—70	30	167—58	202—64	629—76	204—74	89—36,5	46—75,5	204—85	175—75	355—76	47—78	40—72	9	26
Разнотравье	11—3	3—3,5	5—2,5	8—1	3—1,5	7—3	6—4,5	—	6—12	4	24—8,5	16—5	11—1,5	7—2,5	5—2	6—10	3—1,5	4—1,5	10—2	1—1,5	2—3,5	—	2
Споры																							
Polypodiaceae	—	—	—	—	1	1	—	2	—	—	1	1	—	—	2	—	1	—	1	—	—	—	—
Bryales	1	16	4	3	—	—	—	—	—	5	—	1	—	—	—	—	—	1	1	—	1	—	1
Sphagnum sp.	—	3	—	2	2	3	2	—	—	—	—	—	—	1	—	—	3	—	1	—	—	—	—
Lycopodium sp.	—	—	—	1	1	2	—	—	—	—	—	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Общее количество зерен	387	171	231	744	284	298	169	81	55	70	323	362	870	298	257	65	257	322	522	78	83	13	41

Для каждого обнажения или шурфа указан номер образца (например, 36/71) и глубина его взятия (в .

Заказ № 3213

Таблица 33

Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений в районе урочища Урту-Годзогор

Состав пыльцы и спор	Обн. 5/71 *				Шурф 14/71							Шурф 19/71					Шурф 21/71				Шурф 25/71					
	36/71	37/71	38/71	39/71	40/71	41/71	42/71	43/71	44/71	45/71	46/71	47/71	48/71	49/71	50/71	51/71	52/71	53/71	54/71	55/71	56/71	57/71	58/71	59/71	60/71	61/71
	0,0	0,3	0,5	0,7	0,05	0,15	0,35	0,60	0,70	0,90	1,20	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	0,4	0,85	1,10	1,45	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5
Общий состав																										
Древесные породы	29	26	52	53	21	10	16	24	20,5	46	30	20	23,5	19	10	18	2	3,5	16	12	50	63	28	36	33	38,5
Недревесные растения	66	69	44	42	66	47	76	32	57,5	47	65	80	75	78	89	81	90	83,5	75	72	42	32	70	58	63	59
Споры	5	5	4	5	13	43	8	44	22	7	5	—	1,5	3	1	1	8	13	9	16	8	5	2	6	4	2,5
Древесные породы																										
Pinaceae	—	—	1—1	1—0,5	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—	—	—	1—2	—	—
Abies sp.	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Picea sp.	1	2—2	3—3	13—7	—	—	1—1,5	—	—	1—1	2—4	—	1—1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	3—2,5	1—2	—	9—3
Larix sp.	—	1—1	—	—	1—1	1	—	—	—	1—1	—	—	2—2	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Pinus s/g *Diploxylon*	—	—	12—10	31—17	2—2,5	—	2—3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pinus s/g *Haploxylon*	—	—	3—3	7—4	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pinus sp.	23	80—86	53—46	78—44	68—87	30	41—67	14	6	55—57	25—46,5	16	26—30,5	7	17	55—60	—	1	15	4	14—7	1—0,5	40—32,5	16—28,5	15—26,5	16—70
Salicaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Salix sp.	1	—	1—1	—	—	—	—	—	—	1 1	2—4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—0,5	22—18	4—7	3—5,5	5—1,5
Betulaceae	—	—	—	—	—	—	1—1,5	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—0,5	—	1—1	2—3,5	1—2	1
Alnus sp.	1	—	1—1	2—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1—0,5	3—2,5	7—12,5	6—10	13—4
Alnaster sp.	2	3—3	5—4	5—3	2—2,5	2	4—6	—	—	2 2	3—5,5	2	1—1	1	1	3—3	—	—	—	—	—	1—0,5	3—2,5	7—12,5	6—10	13—4
Betula sp.	11	7—7,5	37—32	41—23	3—4	6	11—18	6	10	37 38	22—41	16	55—65	15	12	32—35	1	4	8	6	187—92	169—98,5	55—44,5	25—45	31—56	62—20
Ulmaceae	—	—	—	—	—	—	1—1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Caprifoliaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Недревесные растения																										
Ephedra sp.	—	5—2	3—3	—	11—4,5	50—27	40—14	1	—	—	—	—	1—0,5	—	1	1	18—28	44—38	9—8,5	5—6,5	35—20	6—7	1	1—1	1—1	2—0,5
Thymelaeaceae	—	—	—	—	—	—	1—0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—1	—	—
Tricales	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—	5—5	1 1	—	1—0,5	2—2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—1	2—0,5
Sparganiaceae	—	—	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gramineae	29—32,5	17—7	16—16	22—15,5	5—2	1—0,5	6—2	1	2—4	5 5	6—5	5 3,5	32—12	8—8,5	42—14	56—14	—	1 1	6—5	2—2,5	1—0,5	5—6	20—6,5	11—12	9—8,5	33—7
Cyperaceae	5—5,5	30—12	1 1	1—1	105—43,5	52—28	4 1,5	—	2—4	2—2	2 2	—	1 0,5	—	2	11—2,5	—	—	4—4	—	6—3,5	1—1	3—1	—	3—3	4—1
Liliaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	1 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2—2	—	1—0,5	—	—	—	—	—
Polygonaceae	—	1—ед.	—	2—1,5	—	—	1—0,5	—	—	—	—	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12—4	4—4	4—4	16—3,5
Chenopodiaceae	2—2	8—3	4—4	7—5	20—8	4—2	2—1	2	1—2	2—2	2—2	7—5	1—0,5	3—3	3—1	9—2	—	2—2	3—3	1—1,5	—	—	—	—	—	—
Caryophyllaceae	15—17	120—50	12—12	4—3	55—23	17—9	3—1	1	1—2	—	1—1	—	1—0,5	1—1	3 1	4—1	4—6	4—3,5	8—7	1—1,5	3—2	1—1	2	—	1—1	3—1
Ranunculaceae	—	1—ед.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Thalictrum sp.	1—1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cruciferae	—	—	2—2	—	—	1—0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rosaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Sanguisorba officinalis L.	—	1—ед.	3 3	6—4	1—0,5	2—1	3—1	1	1 2	3 3	3 3	7 5	2 1	1 1	1	1	1—1	—	3—3	1—1,5	5—3	—	3—1	3—3	2—2	1
Leguminosae	—	—	—	—	—	2—1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Onagraceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11—12,5	—	—	—	—
Umbelliferae	—	—	4—4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1—0,5	—	1	—	—	—	—	—	1—0,5	—	1	—	—	—
Labiatae	—	—	1—1	1—1	—	—	—	—	—	—	1—1	—	1—0,5	—	—	—	—	—	3—3	—	—	—	—	—	—	2—0,5
Plantaginaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3—3	—	—
Compositae	5—5,5	17—7	1—1	6—4	8—3,5	3—1,5	1—0,5	—	2—4	1—1	3—3	—	1—0,5	2—2	2	4—1	1—1	2—2	4—4	2—2,5	1—0,5	—	14—4,5	—	4—4	25—5
Artemisia sp.	30—33,5	43—17,5	42—43	85—60	34—14	49—26,5	214—74	33	43—80	78—80	94—81	118—85	223—82	72—77	238—78,5	303—75	40—62	55—48	58—55	57—76	115—67	60—69	242—78	66—73	79—75	366—7
Разнотравье	2—2	1—ед.	8—8	6—4	2—1	4—2	11—4	3	1—2	2—2	2—2	1—1	8—3	5—5	6—2	14—3,5	1—1	7—6	6—5	6—8	4—2	3—3	12—4	1—1	2—2	18—48
Споры																										
Polypodiaceae	1	1	3	7	1—2	1—0,5	4	3—5	1	3	—	—	—	—	1	1	1	3	—	1	4	3	1	2	1	2
Pteryales	5	12	3	4	46—92	164—97	24	53—91,5	17	9	8	—	4	1	2	5	5	14	10	15	30	11	6	6	4	12
Sphagnum sp.	—	1	1	6	—	1—0,5	3	1—2	2	2	1	—	—	3	1	—	—	—	—	1	1	—	1	1	2	5
Selaginella sp.	—	—	—	—	1—2	1—0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lycopodium sp.	—	1	—	1	1—2	1—0,5	—	1	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	1	1	—	—	—
Equisetales sp.	1	1	1	—	1—2	1—0,5	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	—	—	2	—	—	—	1
Общее количество зерен	135	353	222	337	369	394	378	132	94	210	180	173	363	121	340	502	72	138	141	104	409	275	444	156	169	800

* См. примечание табл. 27.

Таблица 34

Схема изменений климата, развития растительности, многолетнемерзлых горных пород и циклы осадконакопления в четвертичном периоде на территории Монголии
(внеледниковая зона)

Период	Эпоха	Век	Время	Климат и уровень озер: Север	Климат и уровень озер: Юг	Растительность: Север, нижний ярус гор	Растительность: Север, верхний ярус гор	Растительность: Юг, нижний ярус гор	Растительность: Юг, верхний ярус гор	Многолетнемерзлые горные породы: Север, установленные по палеокриоиндикаторам	Многолетнемерзлые горные породы: Север, предполагаемые	Многолетнемерзлые горные породы: Юг, установленные по палеокриоиндикаторам	Многолетнемерзлые горные породы: Юг, предполагаемые	Циклы осадконакопления
Четвертичный	Плейстоценовая	Голоценовый		Потепление: Уменьшение влажности, понижение уровня озер	Потепление, уменьшение влажности	Сухие степи	Сухие степи с островами лиственничников	Пустынные степи	Сухие степи	Повсеместная частичная деградация в нижнем ярусе гор	Частичная деградация на положительных формах рельефа верхнего яруса гор	Повсеместная частичная деградация в верхнем ярусе гор	—	Максимальный сдвиг пояса осадконакопления к базисам эрозии
				Потепление: Увеличение влажности		Луговые степи (?)				Аградации в отрицательных формах рельефа нижнего яруса гор				
				Похолодание, уменьшение влажности	Похолодание, незначительное увеличение влажности	Холодные горные степи	Сухие степи		Сухие степи (?)	Деградация на положительных формах рельефа нижнего яруса гор	—	—	Повсеместная аградация в верхнем ярусе гор	
			Сартанское	Некоторое потепление, увеличение влажности			Луговые степи							
				Похолодание, уменьшение влажности			Сухие степи							
			Каргинское	Потепление, увеличение влажности, повышение уровня озер	Потепление, уменьшение влажности	Луговые степи	Сосновая лесостепь		Пустынные степи	Деградация на положительных формах рельефа нижнего яруса гор	—	—	Полная деградация в нижнем ярусе гор, частичная — в верхнем	
										Повсеместная аградация в нижнем ярусе гор				
		Верхний	Похолодание: Увеличение влажности	Похолодание, увеличение влажности		Холодные горные степи	Луговые степи		Сухие степи	Повсеместная аградация в нижнем ярусе гор	Частичная деградация на положительных формах рельефа нижнего яруса гор	Частичная аградация в отрицательных формах рельефа нижнего яруса гор	Повсеместная аградация в верхнем ярусе гор	
			Похолодание: Уменьшение влажности, понижение уровня озер				Холодные горные степи							
			Зырянское	Некоторое потепление, увеличение влажности		Луговые степи	Холодные горные степи (?)				Повсеместная аградация в нижнем ярусе гор			
				Похолодание, уменьшение влажности		Холодные горные степи	Луговые степи (?)				—			
				Некоторое потепление, увеличение влажности							Аградация в отрицательных формах рельефа нижнего яруса гор; повсеместная аградация в верхнем ярусе гор			
				Похолодание, уменьшение влажности										
			Казанцевское	Потепление, сильное увеличение влажности	Потепление, уменьшение влажности	Луговые степи	Сосновая лесостепь			—	Повсеместная частичная деградация	—	Полная деградация в нижнем ярусе гор, частичная — в верхнем	
						Сухие степи	Сосново-березовая лесостепь							
		Нижний	Тазовское	Похолодание, сильное уменьшение влажности, понижение уровня озер	Похолодание: Уменьшение влажности	Луговые степи	Холодные горные степи	Пустынные степи		—	Повсеместная аградация	Аградация в отрицательных формах рельефа нижнего яруса гор	Частичная повсеместная деградация	II цикл
					Некоторое увеличение влажности			Сухие степи					Повсеместная аградация в верхнем ярусе гор	Средний сдвиг пояса осадконакопления к базисам эрозии
			Мессовское	Потепление, увеличение влажности	Потепление, уменьшение влажности	Луговые степи	?	Пустынные степи (?)		—	Повсеместная частичная деградация	—	Повсеместная деградация, полная в нижнем ярусе гор, частичная в верхнем	
			Самаровское	Похолодание, уменьшение влажности	Похолодание, увеличение влажности	Луговые степи	Холодные горные степи		Холодные горные степи (?)		Повсеместная аградация	Аградация в отрицательных формах рельефа нижнего яруса гор	Повсеместная аградация в верхнем ярусе гор	
				Некоторое потепление, увеличение влажности			Лиственничная лесостепь				Аградации на положительных формах рельефа в нижнем ярусе гор, затем — повсеместная частичная деградация			
				Похолодание, уменьшение влажности		Сухие степи	Холодные горные степи (?)	Сухие степи			Повсеместная аградация в верхнем ярусе гор, в отрицательных формах рельефа в нижнем			Средний сдвиг пояса осадконакопления к верховьям бассейнов стока
	Эоплейстоценовая	Верхний		Потепление, увеличение влажности	Потепление, влажность остается относительно высокой	Луговые степи	Лиственнично-сосновая лесостепь	Сухие степи	Островa лиственничного леса	Аградации в отрицательных формах рельефа верхнего яруса гор	—	Аградация в отрицательных формах рельефа верхнего яруса гор	Аградация в отрицательных формах рельефа верхнего яруса гор	I цикл
				Похолодание, уменьшение влажности, понижение уровня озер		Сухие степи	Лиственнично-березовая лесостепь							Минимальный сдвиг пояса осадконакопления к базисам эрозии
				Потепление, увеличение влажности		Сухие степи, сменяющиеся луговыми	Сосново-лиственнично-березовая лесостепь				Полная деградация		Отсутствуют	
							Острова темнохвойных и широколиственных лесов							
		Средний		Похолодание, уменьшение влажности, низкий уровень озер	Похолодание, увеличение влажности	Сухие степи	Луговые степи (?)	Сухие степи	Аградации в отрицательных формах рельефа верхнего яруса гор	—	—	—	Отсутствуют	
				Некоторое потепление, увеличение влажности			Лиственнично-березовая лесостепь				Аградация в отрицательных формах рельефа верхнего яруса гор			пояса осадконакопления к верховьям бассейнов стока
				Похолодание, уменьшение влажности, понижение уровня озер			Луговые степи (?)			—	Отсутствуют			
				Теплый, увеличение влажности, начало озерного периода			Березовая лесостепь							
		Нижний		Теплый, сухой			Острова темнохвойных и широколиственных лесов	Пустынные степи		—	Отсутствуют	—	Отсутствуют	Пояс пролювиально-аллювиального осадконакопления сдвинут к базисам эрозии