ПОЛЕВЫЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ (МЕРЗЛОТНЫЕ) ИССЛЕДОВАНИЯ

Выпуск

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ им. В. А. ОБРУЧЕВА.

ПОЛЕВЫЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ (МЕРЗЛОТНЫЕ) ИССЛЕДОВАНИЯ

Методическое руководство

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва 1961

РЕДКОЛЛЕГИЯ

И. Я. БАРАНОВ, д-р геогр. наук, профессор (председатель);
С. П. КАЧУРИН, д-р геогр. наук; А. И. ЕФИМОВ, канд. геол.-минерал. наук;
Н. А. ВЕЛЬМИНА, канд. техн. наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

Многолетнемерзлые горные породы распространены в СССР на площади около 11 млн. *км*². Сезонное промерзание и протаивание почвы происходит почти повсеместно.

Процессы сезонного и многолетнего промерзания и протаивания грунтов (горных пород), их мерзлое состояние имеют весьма существенное значение при строительстве и эксплуатации гражданских, промышленных и энергетических сооружений, железных и шоссейных дорог, аэродромов, подземных коммуникаций (водопроводов, паропроводов, продуктопроводов, канализации); при прокладке и эксплуатации подземных кабелей; при строительстве горных предприятий; разработке нерудных полезных ископаемых (каменного угля, нефти, газа), а также россыпных месторождений металлов и минералов. Общеизвестны трудности в решении вопросов водоснабжения больших промышленных предприятий и населенных пунктов, расположенных в области многолетнемерзлых горных пород.

Криогенные явления[1] оказывают существенное влияние и в сельском хозяйстве, воздействуя на процесс почвообразования, солевой режим почвы (в связи с процессами миграции и кристаллизации почвенных растворов) и пр.; большую роль играют также процессы пучения и течения почвы, термокарст.

По мере освоения новых территорий области многолетнемерзлых пород, сфера влияния криогенных явлений в хозяйственной деятельности будет беспрерывно увеличиваться. Недоучет их роли, как правило, незамедлительно сказывается на производстве и в быту, в частности приводит к разрушению капитальных сооружений, результаты которого можно сравнить с действием стихий, например землетрясений. Изучение сущности криогенных явлений и образований, особенностей теплового и механического взаимодействия сооружений с промерзающими, мерзлыми и протаивающими грунтами позволит свести до минимума их вредное влияние и использовать в повседневной практике их положительные свойства.

В настоящее время многие стороны этих явлений изучены еще весьма слабо. От степени их изученности зависит решение многих важных вопросов народного хозяйства.

Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования дают необходимые данные для решения многих вопросов, относящихся к строительству, эксплуатации сооружений и производству (добыча полезных ископаемых, водоснабжение и пр.). Необходимые сведения получают в процессе производства нескольких видов полевых исследований, а именно:

1) в процессе геокриологической съемки выясняют закономерности криогенных явлений и составляют геокриологические карты. На этих картах изображают распрострапение мерзлых толщ, их основные характеристики, со-

[1] Связанные с процессом промерзания горных пород.

путствующие им образования (пучинные, трещинные, просадочные, натечные), устанавливают границы участков с различной степенью пригодности для строительства и т. д.;

2) при тематических исследованиях изучают криогенные (наледи, бугры пучения, пятна-медальоны, полигонально-жильные льды и пр.) и посткриогенные образования [1] (термокарстовые, солифлюкционные и пр.), играющие большую роль в инженерной практике;

3) при длительных стационарных и полустационарных (периодических) наблюдениях, в процессе геокриологических и инженерно-геокриологических съемок познают динамику температурного поля зоны сезонных колебаний температуры, режим слоя сезонного промерзания и протаивания, явления пучения, трещинообразования, просадки, течения грунтов, механическое и тепловое взаимодействие сооружений с вмещающими породами или грунтами оснований и пр.

Перечисленным выше видам полевых геокриологических исследований и посвящено содержание настоящего методического руководства. Вполне понятно, что наиболее полные данные о геокриологических условиях строительной площадки, района и т. д. могут быть получены при выполнении всего комплекса исследований.

До настоящего времени работ по методике геокриологических исследований издано небольшое количество. Выпуском данного методического руководства восполняется крупный пробел в литературе по этому вопросу.

Перед составителями была поставлена задача охватить возможно более широкий круг вопросов, интересующих работников различных специальностей. По мнению составителей, настоящее руководство может служить основой для разработки инструкций ведомственного назначения.

Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева Академии наук СССР поставил перед собою цель; издать руководство по производству полевых геокриологических исследований, интересующих основную массу организаций и специалистов, работающих в области многолетнемерзлых горных пород. Методика исследований в стационарных и специальных лабораториях, а также методика экспериментальных исследований над инженерными сооружениями в них не рассматривается.

Методическое руководство составлено группой сотрудников указанного института при участии отдельных специалистов, работающих в других организациях.

Руководство представляет собой методическое пособие, обобщающее сложившиеся к настоящему времени приемы и методы наиболее распространенных полевых геокриологических исследований. Вследствие недостаточной разработанности отдельных вопросов пока еще не представляется возможным составить инструктивные указания по некоторым исследованиям. Руководство рассчитано на широкий круг исследователей, работающих в различных отраслях народного хозяйства, связанных в своей деятельности с промерзающими, мерзлыми и протаивающими горными породами и знакомых с основной литературой по геокриологии, в частности со сборниками «Основы геокриологии (мерзлотоведения)», ч. I и II.

---

[1] Связанные с процессом протаивания мерзлых пород.

ВВЕДЕНИЕ

Под полевыми геокриологическими (мерзлотными) исследованиями понимается комплекс работ, которые производят с целью всестороннего изучения природных криогенных процессов, сезонномерзлых почв (грунтов) и толщ многолетнемерзлых горных пород, а также сопутствующих им образований.

Полевые геокриологические исследования слагаются из трех взаимосвязанных основных элементов: геокриологической съемки, тематических исследований и стационарных наблюдений.

Исследования, проводимые с общепознавательными целями, называются геокриологическими, а исследования, имеющие сугубо практическое назначение, — инженерно-геокриологическими.

§ 1. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Назначение геокриологических исследований состоит в выяснении местных, региональных и зональных закономерностей развития мерзлых толщ, их распространения, особенностей состава и строения, свойств, динамики, а также в изучении сопутствующих им явлений и образований. Эти исследования проводят путем экспедиционных работ, стационарных наблюдений, лабораторных экспериментов и анализов. Будучи комплексными по содержанию, они составляют основу для разработки вопросов теории региональной и исторической криологии.

Такие исследования необходимы для решения многочисленных вопросов, связанных с развитием народного хозяйства. В частности, они являются исходными для последующих более детальных инженерно-геокриологических исследований строительных площадок, трасс дорог и пр.

С началом освоения необжитых территорий первоначальные, иногда скудные общегеокриологические сведения дополняются данными, полученными при инженерно-геокриологических изысканиях. Знание закономерностей развития мерзлых толщ в свою очередь позволяет сделать более надежными выводы практического характера.

Геокриологические исследования проводятся либо самостоятельно для познания природных районов, либо попутно при выполнении других исследований (геологической и гидрогеологической съемки, геодезической съемки и др.).

Рассмотрим некоторые вопросы, относящиеся к выяснению назначения геокриологических исследований.

Неоднородность зональных, региональных и местных условий развития мерзлых толщ определяет разнообразие их генетических типов и разновидностей, особенности их состава, свойств и строения, различие в характере их распространения и динамики. Сложность природных условий требует комплексности геокриологических исследований.

Остановимся в общих чертах на сущности зональных, региональных и местных закономерностей развития мерзлых толщ, которые являются основой для прогнозирования динамики криогенных явлений.

З о н а л ь н ы е з а к о н о м е р н о с т и, т. е. закономерности, свойственные определенным широтным зонам и высотным поясам Земли, отражают причинные зависимости формирования толщ сезонно- и многолетнемерзлых горных пород от космических и планетарных факторов и условий. Эти закономерности являются наиболее общими; они раскрывают причинную обусловленность криогенных явлений и образований в планетарном масштабе (конфигурацию Северной и Южной околополярных областей криогенных явлений и развития в их пределах криогенных образований).

Р е г и о н а л ь н ы е з а к о н о м е р н о с т и отражают зависимости развития и распространения сезонно- и многолетнемерзлых горных пород, а также сопутствующих им образований от природных условий, свойственных крупным естественно-историческим областям Земли (равнинам, плоскогорьям и горным странам). В их основе лежат зональные закономерности.

Региональные геокриологические особенности в первую очередь обусловливаются рельефом данного региона, его геологическим строением и местоположением внутри области криогенных явлений. Эти закономерности познаются изучением процессов промерзания и протаивания, условий и особенностей развития слоев и толщ сезонно- и многолетнемерзлых горных пород в различных частях любого региона, а также путем сравнения с закономерностями, свойственными другим регионам.

Основным средством исследований региональных закономерностей является геокриологическая съемка.

Зависимость развития мерзлых толщ и сопутствующих им образований от особенностей теплообмена на больших высотах проявляется в существовании вертикальной геокриологической поясности (зональности).

М е с т н ы е з а к о н о м е р н о с т и в пределах конкретного региона отражают зависимость развития и аспространения сезонно- и многолетнемерзлых горных пород, а также сопутствующих им явлений и образований от влияния местных природных факторов и условий. Местные закономерности познаются на основе геокриологических исследований конкретных природных участков.

В результате влияния местных природных условий часто возникают аномальные геокриологические особенности. Местные условия иногда затушевывают проявление региональных и зональных закономерностей развития мерзлых толщ.

Этапы геокриологических исследований

Общепознавательные геокриологические исследования слагаются из трех этапов: подготовительного, полевого и камерального.

П о д г о т о в и т е л ь н ы й э т а п включает:

а) ознакомление с заданием;

б) подбор и изучение литературных и фондовых материалов, содержащих геокриологическую, геологическую, гидрогеологическую и физико-географическую характеристики района; на их основе выявляют изученность и особенности района исследований, составляют сводку имеющихся данных;

в) составление плана и программы полевых работ, в которых освещают степень изученности территории, излагают главные задачи работ, намечают и обосновывают маршруты, схемы расположения горных выработок, составляют график полевых работ, определяют потребности в технических и материальных средствах;

г) формирование экспедиции.

При составлении программы полевых исследований особое внимание уделяют выбору основных маршрутов. Это важно при больших площадях ис-

следований. Схему маршрутов намечают с таким расчетом, чтобы они проходили по типам местности, наиболее характерным для района исследований по своим геологическим, геоморфологическим и другим особенностям. Маршруты должны быть рассчитаны на пересечение наиболее типичных разновидностей толщ многолетнемерзлых пород.

В определении направлений основных маршрутов большое значение имеет географическое положение района в границах области многолетнемерзлых пород. Например, на юге в пределах участков, сходных по геологическим и геоморфологическим признакам, геокриологические условия иные, чем на севере; в равнинных районах сферы океанического влияния (север европейской части Союза, Западная Сибирь) эти условия будут значительно отличаться от условий, характерных для Центральной Якутии. Такие же существенные различия имеются и в горных районах (на севере и юге; в океанической и континентальной частях указанной области).

Составляя план и программу полевых исследований, следует учитывать и эти особенности.

Полевой период включает рекогносцировочные и основные геокриологические исследования. При маршрутной или площадной геокриологической съемке, составляющей основу исследований, производят также тематические и стационарные исследования, которые рассмотрены во второй и третьей частях настоящего руководства.

От правильной организации всех видов исследований зависит решение поставленных задач.

Специфическая особенность геокриологических исследований заключается в том, что во многих случаях их следует проводить в течение всего года, так как в теплый период нельзя получить всех данных, необходимых для характеристики мерзлых пород, и тем более сведений о ходе криогенных процессов. Продолжительность теплого периода в зависимости от природных условий колеблется от 2—3 до 6 месяцев. За это время могут быть получены лишь основные сведения, которые необходимо дополнить наблюдениями в холодный период, либо в его начале, либо в конце.

В области многолетнемерзлых горных пород сезонное протаивание почвы заканчивается поздней осенью, когда начинается ее сезонное промерзание.

В северных и континентальных районах началу сезонного промерзания почвы сверху предшествует встречное промерзание снизу от многолетнемерзлой толщи, кратковременное или продолжительное в зависимости от времени наступления теплового равновесия в почве, т. е. от смены направления теплового потока. Именно это время и оказывается наиболее благоприятным для определения глубины сезонного протаивания почв в текущем году. Максимальная глубина сезонного протаивания за многолетний период может быть точно или приблизительно определена в любое время года по различию криогенных текстур горных пород.

Данные о динамике сезонного промерзания почвы могут быть получены в период от его начала и до февраля-апреля, а о динамике сезонного протаивания — с начала теплого и до начала последующего холодного периода.

Динамика температурного поля зоны годовых колебаний температуры прослеживается на протяжении всего года.

Состав и строение многолетнемерзлых толщ изучают в течение всего года. Все же наиболее удобным временем для этого является ранняя весна и первая половина холодного сезона, когда не происходит таяние породы, а грунтовые воды не мешают производству работ.

Процесс формирования сезонных и многолетних бугров пучения, наледей, пятен-медальонов, каменных колец (венцов) и морозное растрескивание можно изучать или в первой половине, или на протяжении всего холодного сезона года в зависимости от типа образований и местных условий.

Жильные льды формируются ранней весной, когда в морозные трещины проникает вода, получающаяся при таянии снега. Поэтому изучение их развития и следует производить в этот период времени.

Полноценные наблюдения за развитием криогенных явлений и картирование некоторых видов криогенных образований возможны в холодный период года и с начала теплого сезона вплоть до его середины.

Наиболее благоприятное время для изучения строения сезонных бугров пучения — конец зимы и ранняя весна; многолетние бугры пучения можно изучать в течение всего года.

Строение пятен-медальонов, мелкобугристых и других образований, а также солифлюкционных образований изучают в теплый сезон.

Развивающиеся термокарстовые процессы обычно исследуют в теплый сезон; глубокие чаши протаивания под озерами удобнее изучать в холодный сезон, когда возможно бурение со льда.

Изложенное выше позволяет судить о целесообразности организации отдельных видов полевых исследований. В ряде случаев необходимо выделять специализированные отряды и группы для производства некоторых видов исследований до начала основных полевых работ или после их окончания. Такая форма организации работ лучше соответствует основным задачам геокриологических исследований, что и необходимо учитывать при планировании.

К началу полевого периода должны быть определены основные виды исследований и примерные объемы работ по каждому из них.

При составлении плана исследований следует учитывать: а) назначение и детальность исследований; б) размеры площади, подлежащей исследованию, степень ее изученности; в) природные особенности исследуемой территории; г) степень ее хозяйственного освоения; д) доступность ее отдельных частей и пр.

Выше было отмечено, что в подготовительный период на основе литературных данных исследователь должен составить четкое представление о природных условиях района предстоящих работ, чтобы обеспечить необходимую глубину исследований при минимальных затратах времени, средств и усилий. В этом отношении большую роль играет предварительное рекогносцировочное обследование изучаемой территории, особенно если исходные сведения о ней ограничены.

Наибольшее значение рекогносцировка местности приобретает в процессе среднемасштабной геокриологической съемки, когда исследуемые площади велики, а их природные условия сложны.

В процессе рекогносцировки проверяют и уточняют имеющиеся сведения или составляют новую схему предстоящих исследований, намечают основные маршруты, устанавливают последовательность отработки площадей, выделяют типичные участки для исследований, размещают горные выработки и т. д.

Рекогносцировку местности проводит начальник экспедиции (отряда) совместно с ответственными исполнителями отдельных разделов исследований. В плане полевых работ для рекогносцировочного обследования предусматривается специальное время, транспортные средства и снаряжение. Рекогносцировку следует начинать до приезда основного состава экспедиции.

Рекогносцировку делают по заранее намеченным маршрутам, потребность в которых выявилась в результате знакомства с литературой, картографическими и аэрофотосъемочными материалами. В труднодоступных районах и при больших территориях, изучаемых несколькими отрядами одновременно, для рекогносцировки следует использовать средства авиации, вездеходы и пр. Продолжительность такого обследования определяется сложностью природных условий, степенью изученности, размером территории и средствами передвижения.

При мелкомасштабной съемке или при исследованиях, приравниваемых к ней, предварительная рекогносцировка всей местности обычно не проводится, хотя она и не менее желательна, чем при среднемасштабной съемке. Рекогносцировка отдельных участков маршрута должна предшествовать основным исследованиям.

В результате рекогносцировки уточняют вопросы организации основных этапов исследований, выявляют основные ландшафтные особенности территорий в целом и на отдельных участках, закономерности в распределении криогенных образований, выраженных в рельефе, характерные черты строения мерзлых толщ (по обнажениям — в северных районах) и динамики мерзлых толщ (по обнажениям, рельефу — в северных и южных районах и пр.).

Затрата времени и средств на предварительную рекогносцировку местности оправдывается экономией времени и средств на основные геокриологические исследования.

В процессе полевых работ необходимо вести обработку первичной документации на протяжении всего полевого периода. К концу полевого периода составляют предварительный отчет и полевой вариант геокриологической карты.

Практика показывает, что от полноты полевых камеральных работ зависит качество исследований, поскольку в полевых условиях недоработка отдельных вопросов может быть устранена. Анализ получаемых данных исключает накопление ошибок в наблюдениях, побуждает к углублению исследований, т. е. является основным методом контроля за ходом выполнения задания.

В камеральный период окончательно обрабатывают материал, полученный при полевых и лабораторных исследованиях. Продолжительность камерального периода определяется объемом полученных материалов, количеством и квалификацией исполнителей, полнотой и качеством первичной (полевой) камеральной обработки, а также сроком представления отчета. В соответствии с этим составляют график камеральной обработки материалов, ее очередности и дают задания отдельным исполнителям. До начала камерального периода, на протяжении полевых работ, особое внимание уделяют вопросу подготовки материалов для анализов и лабораторных испытаний. Выполнение их обычно связано с большой затратой времени и трудностями организационного характера, особенно когда анализы, испытания или опытные исследования не являются массовыми и их производят в специальных лабораториях или отдельные специалисты.

Существом камеральной работы является анализ, сопоставление, увязка и суммирование данных и, наконец, систематическое их изложение в форме научного отчета.

§ 2. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Инженерно-геокриологические исследования аналогичны инженерно-геологическим. Их производят на строительных площадках, по трассам проектируемых железных и шоссейных дорог, каналов, продуктопроводов, электропередач или в случае решения частных инженерных задач, при проектировании на участках, в которых проявляются процессы пучения, термокарста, солифлюкции и пр.

Инженерно-геокриологические исследования по своему назначению являются специальными, а по содержанию — комплексными. Степень их комплексности изменяется в зависимости от исследуемого объекта, сложности природных условий и существа поставленных задач.

При инженерно-геокриологических исследованиях применяют как общепринятые приемы и методы инженерной геологии, так и разработанные гео-

криологами. Применение геокриологических методов определяется рядом условий:

а) мерзлые горные породы (грунты) содержат лед в виде образований, различных по происхождению, форме, размерам и распределению внутри мерзлых толщ;

б) мерзлые толщи, возникшие в результате промерзания дисперсных отложений, обладают специфическим криогенным сложением (текстурой), неоднородным по площади и глубине, которое при нарушении существующего теплового режима (при их протаивании) предопределяет изменение геотехнических свойств грунтов, ведет к уменьшению или потере несущей способности и гравитационной устойчивости, к проявлению тиксотропных свойств и пр.;

в) геотехнические свойства грунтов изменяются при переходе их из талого состояния в мерзлое;

г) процессы сезонного и многолетнего промерзания и протаивания обусловливают разнообразные криогенные и посткриогенные явления и образования на поверхности, в слое сезонного промерзания и протаивания, в верхних слоях многолетнемерзлой толщи;

д) устойчивость состояния мерзлых толщ в основании сооружений, развитие различных криогенных явлений и изменение геотехнических свойств грунтов зависят от теплового взаимодействия сооружений с мерзлыми грунтами или от изменений в ходе тепло- и влагообмена почвы с внешней средой, под влиянием иногда незначительного нарушения природных условий;

е) наличие многолетнемерзлой толщи создает резкие изменения в условиях увлажнения перекрывающих их сезонно- и многолетнеталых горных пород, в режиме подземных вод и пр.

Все это усложняет условия строительства и расширяет задачи обычных инженерно-геологических исследований, требует дополнительного применения особых приемов и методов полевых работ, иных схем исследований и их планирования. Таким образом, при инженерно-геокриологических исследованиях изучают более сложный комплекс условий строительства и освоения отдельных территорий.

Вмешательство в естественный тепло- и влагообмен между почвой и воздухом (застройка территории, осушение поверхности, устройство водоемов, дорог и пр.) резко изменяет сложившийся режим многолетнемерзлых толщ, приводит к развитию таких явлений и процессов, которые несвойственны территории, расположенной за пределами их распространения. *Прогноз подобных изменений* составляет специфическое отличие инженерно-геокриологических исследований от обычных инженерно-геологических работ и составляет *главнейшую задачу изысканий*.

Наиболее сложны инженерно-геокриологические исследования в южных районах области многолетнемерзлых пород при решении вопросов, связанных с проектированием крупных промышленных сооружений на весьма льдистых грунтах. Особенно сложна оценка условий строительства промышленных объектов, располагающих оборудованием, требующим весьма устойчивого основания, не изменяющего своих свойств под воздействием тепловыделения и динамической нагрузки (заводы с термическими и мокрыми процессами, кузнечные цехи, котлы и турбины теплоэлектростанций, устанавливаемые на основания из рыхлых мерзлых грунтов и т. д.).

В результате инженерно-геокриологических исследований необходимо:

а) выяснить основные особенности природных и в частности геокриологических условий строительства;

б) обосновать прогноз изменения геокриологических условий под влиянием сооружений и освоения территории;

в) решить вопрос об устойчивости сооружений с заданным режимом длительной эксплуатации;

г) установить и обосновать применимость основного метода строительства в конкретных условиях;

д) создать основу технических указаний для обеспечения сохранения устойчивости и нормальной работы сооружений при заданном режиме эксплуатации и пр.

Этапы инженерно-геокриологических исследований

Инженерно-геокриологические исследования при проектировании сложных и дорогостоящих сооружений, в отличие от общепознавательных геокриологических, проводят в несколько стадий, причем на каждой из них решают определенные задачи проектирования. Стадии исследований различаются по степени детальности. Они зависят от сложности природных условий осваиваемой территории, типа сооружений и сроков их проектирования и строительства.

Стадия рекогносцировочных исследований обязательна для всех неизученных или слабоизученных районов. При достаточной геокриологической изученности района эта стадия может выпадать, так как данные, необходимые для предварительных соображений, могут быть почерпнуты из литературы.

На стадии рекогносцировочных исследований изучаемая территория покрывается редкими маршрутами. На участках, по внешним признакам наиболее пригодных для строительства, пробуривают небольшое количество скважин. В процессе полевых работ описывают и картируют обнаруженные криогенные и посткриогенные образования. На основе бурения, шурфования, зондирования, описания естественных обнажений и пр. составляют схематическую инженерно-геокриологическую карту, на которой выделяют участки, в разной степени пригодные для заданной цели.

Основным документом рекогносцировочных изысканий является отчет с геокриологическим описанием обследованной территории и участков, наиболее пригодных для строительства. В заключительной части отчета излагают оценку участков, заслуживающих внимания с точки зрения поставленной задачи.

На этом этапе, как и на других стадиях изысканий, знание региональных особенностей и закономерностей развития мерзлых толщ хотя бы в общем их выражении имеет руководящее значение для производства инженерно-геокриологических исследований.

Следующая более сложная стадия исследований — предварительные изыскания, результаты которых ложатся в основу разработки проектного задания. В достаточно исследованных районах эта стадия является первой.

В начале исследований проводится рекогносцировочное обследование территории с применением ограниченного объема буровых и прочих работ. Назначение рекогносцировки — углубить знания района, необходимые для организации и проведения основных изысканий.

На этой стадии изысканий должны быть решены принципиальные вопросы проектирования: выбран окончательный вариант строительной площадки или направление трассы, намечена схема размещения ответственных сооружений и установлены методы строительства.

В итоге полевых работ составляют следующие документы:

а) научно-технический отчет;

б) геокриологические карты района работ в масштабах 1 : 25 000—1 : 50 000 с нанесением контуров вариантов строительных площадок, трасс дорог и пр.;

в) инженерно-геокриологические планы вариантов строительных площадок в масштабах 1 : 2000; 1 : 5000; 1 : 10 000.

В этой стадии изысканий на характерных участках перспективных строительных площадок организуют и производят стационарные наблюдения, которые продолжают в период составления проектного задания. Стационарные наблюдения должны отвечать инженерным задачам изысканий.

Стадия технических изысканий характеризуется рядом особенностей. Их программа составляется по окончании проектного задания и базируется на его основных положениях.

На стадии технических изысканий комплекс полевых исследований расширяется и в него входят вопросы более детального изучения свойств промерзающих, мерзлых и протаивающих грунтов, организации и проведения стационарных наблюдений и экспериментальных работ на выбранных строительных площадках. Направление и содержание этих исследований определяется необходимостью обеспечения устойчивости сооружений при проектируемых условиях механического и теплового взаимодействия их с мерзлыми толщами и необходимостью выяснить последствия нарушения процессов промерзания и протаивания грунтов вследствие обжития местности. При таких изысканиях возникает необходимость в проверке правильности выбора метода или методов строительства и намеченных решений по конструктивному приспособлению сооружений к осадкам, которые возможны в результате протаивания грунтов основания.

Геокриологические условия строительной площадки изучают в соответствии с конкретной схемой размещения основных сооружений. Расположение, количество и глубину выработок определяют сложностью геокриологических условий площадки, контурами сооружений, их типом и периодом эксплуатации, в соответствии с глубиной возможных чаш протаивания и пр.

В процессе изысканий важно установить характер многолетнего теплового влияния сооружений на мерзлые грунты основания и предусмотреть возможные изменения условий устойчивости сооружений до момента окончания формирования чаши протаивания. Это важно в том случае, когда сооружение возводится без расчета на сохранение грунтов основания в мерзлом состоянии. Большое внимание должно быть уделено и изучению механического взаимодействия различных инженерных сооружений с промерзающими, мерзлыми и протаивающими грунтами, которые являются их основанием или вмещающей средой.

Такие исследования проводят специальные инженерные отряды по отдельной программе (Основы геокриологии, ч. II, 1959).

На основе технических изысканий составляют как минимум следующую документацию:

1) научно-технический отчет с оценкой строительной площадки, а в ее пределах — застраиваемых участков, со всеми материалами (схемами расположения выработок, наблюдательных площадок, колонками, профилями, блок-диаграммами, данными стационарных и экспериментальных исследований, испытаний грунтов, анализов и пр.);

2) крупномасштабную и детальную инженерно-геокриологические карты строительной площадки и ее отдельных участков с контурами сооружений, трассами наземных и подземных коммуникаций и пр.

Инженерно-геокриологическая оценка строительной площадки отличается от общепринятой инженерно-геологической оценки для однотипных сооружений, возводимых вне области многолетнемерзлых горных пород и районов с особо глубоким сезонным промерзанием грунтов. Решающее значение имеют не столько свойства мерзлых грунтов в их естественном залегании, сколько свойства грунтов, протаивающих под воздействием сооружений, производственных процессов, общего освоения территории и т. д. Особенно важное значение такие прогнозы имеют в случае льдистых и весьма льдистых грунтов. Поэтому важную часть инженерно-геокриологической

оценки должен составлять анализ изменения условий теплового режима мерзлой толщи и его последствий. Исходными данными для этого являются установленные текстурные особенности и физико-механические свойства многолетнемерзлых грунтов основания.

Существенную часть инженерной оценки составляет также анализ влияния поверхностных и подземных вод в измененных природных условиях.

На севере и юге страны геокриологические условия не одинаковы. Не одинаковы они и в районах с различными местными природными условиями. Поэтому с инженерно-геокриологической точки зрения наиболее правильно будет сделать попытку отыскать такую площадку, на которой можно строить сооружения, не считаясь с мерзлым состоянием горных пород (скальные монолитные горные породы), и удовлетворяющую прочим требованиям.

При инженерной характеристике исследуемой территории освещаются следующие вопросы:

а) состояние ранее возведенных сооружений, их состояние на участках, характеризующихся различными геокриологическими условиями;

б) зависимость хода процесса промерзания от влияния имеющихся сооружений (зданий, наземных и подземных коммуникаций и пр.) и зависимость сооружений от процессов пучения;

в) зависимость сооружений от процесса протаивания верхних, наиболее льдистых, горизонтов многолетнемерзлых грунтов, происходящего под влиянием сооружений;

г) изменение геокриологических, гидрологических и гидрогеологических условий, происходящее под воздействием сооружений и обжитости местности; конкретно, под влиянием условий, вызвавших изменения естественного режима тепло- и влагообмена грунтов;

д) инженерно-геокриологической оценки территории и рекомендации по строительству на участках, различных в инженерно-геокриологическом отношении (оценка применимости отдельных методов строительства) и пр.

§ 3. ОСОБЫЕ УСЛОВИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На протяжении длительных периодов времени (тысячелетий) область многолетнемерзлых горных пород, то расширялась, то сужалась. Динамика южной границы этой области особенно заметна в пределах низменностей, находящихся в сферах океанического влияния (Западная Сибирь). К югу и северу от указанной границы располагается специфическая геокриологическая подзона, имеющая ширину до нескольких сотен километров. В пределах этой подзоны многолетнемерзлые горные породы либо отсутствуют (в южной части подзоны) и вместо их там развиваются перелетки, либо они имеют редкоостровное распространение (в северной части подзоны). Острова многолетнемерзлых пород, в районах океанического влияния, являются реликтовыми и в значительной части связаны с древними торфяниками.

Для указанной подзоны в современных природных условиях характерно формирование перелетков. На западе области многолетнемерзлых пород они формируются на участках торфяников.

Для континентальных (восточных) районов подзоны (Предбайкалье, Забайкалье, юг Дальнего Востока, Монголия) типичны перелетки и глубокое сезонное промерзание слабоувлажненных грунтов (до 4—5 *м* и более), что как бы замещает толщи многолетнемерзлых горных пород. В границах подзоны имеются многочисленные следы криогенных образований, которые были развиты здесь сотни и тысячи лет назад. К таким наиболее существенным следам криогенных явлений относятся: западинно-бугристый полигональный рельеф и неполигональные понижения (сухие или наполненные водою), имеющие в обоих случаях термокарстовое происхождение.

К специфическим особенностям указанной подзоны относятся следующие явления.

В северной части этой подзоны, при удалении мощного снежного покрова на значительных площадях и при затенении поверхности почвы, в частности, в связи со строительством неотапливаемых сооружений, могут формироваться неустойчивые острова многолетнемерзлых пород и усиливаться процессы пучения торфянистых и дисперсных грунтов. Поэтому, несмотря на отсутствие многолетнемерзлых пород в таких районах, никогда не следует забывать о возможности их возникновения, если природные условия будут изменены в сторону, благоприятствующую понижению температуры горных пород. Таким образом, подзону редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород следует рассматривать как территорию с потенциальной возможностью формирования неустойчивых, маломощных линз многолетнемерзлых пород, сопровождающегося процессом пучения грунтов.

При производстве инженерно-геологических изысканий, путем расчетов (ч. I, гл. 2, § 2) или полевых экспериментов, устанавливают вероятность формирования мерзлых толщ за счет изменения природных условий — удаления снежного покрова (сфера океанического влияния), затенения поверхности и увеличения увлажнения грунтов (резко-континентальные районы).

В связи с широким развитием в пределах указанной подзоны западинно-бугристого рельефа и локальных термокарстовых понижений, в процессе инженерно-геологических изысканий следует обращать внимание на неоднородность увлажнения грунтов и на различную несущую способность под буграми и разъединяющими их западинами.

В степных районах этой подзоны (юго-восток Западной Сибири, Предбайкалье), в процессе инженерно-геологических изысканий следует обращать особое внимание на возможность сохранения пустот в толщах лессов и лессовидных грунтов, на месте вытаявших жил льда. В подобных районах необходимо применить методику исследований, приведенную в ч. II, гл. I, § 3 настоящего руководства.

Часть первая

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

Глава I

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Геокриологической (мерзлотной) съемке в данном руководстве уделяется главное внимание, так как она является основой региональных исследований и конкретных инженерно-геокриологических изысканий.

Под геокриологической съемкой понимают совокупность полевых исследований, с помощью которых в пределах различных природных районов выясняют особенности процессов сезонного промерзания и протаивания почвы, закономерности формирования, существования, распространения и динамики толщ многолетнемерзлых горных пород, их основные характеристики и историю развития, а также особенности сопутствующих им криогенных явлений и образований [1].

При геокриологической съемке изучают взаимосвязи, которые возникают и развиваются внутри геолого-географических комплексов (ландшафтов) в результате взаимодействия почвы (горных пород) с внешними условиями.

Указанное взаимодействие обусловливает возникновение, развитие и динамику мерзлых толщ и различных сопутствующих им криогенных образований.

При геокриологической съемке применяют разнообразные приемы исследований, разработанные родственными и смежными науками — геологией, инженерной геологией, гидрогеологией, грунтоведением, почвоведением, геоморфологией, геоботаникой, прикладной геофизикой и др. Надо иметь в виду, что методические приемы этих наук используются в геокриологии лишь как средство для познания в основном качественных сторон взаимосвязей и взаимодействий комплексов природных условий, под влиянием которых развиваются криогенные явления. Количественная их сторона с помощью этих приемов не может быть изучена. Для этой цели необходимо применить методы наук, обладающих более точными средствами исследования энергетической и физической природы криогенных явлений, процессов их формирования и развития (геофизика, теплофизика и др.).

Изучение тепло- и влагообмена почвы с внешней средой, т. е. физической и энергетической сторон развития, существования и динамики мерзлых толщ, является важной составной частью комплекса геокриологических исследований. Отсюда понятно, что без глубокого анализа природных условий невозможно вскрыть геокриологические особенности исследуемой территории.

---

[1] Понятие «геокриологическая съемка» не следует сужать до приема картирования мерзлых толщ; оно должно быть более широким.

Перейдем к характеристике основных задач геокриологической съемки. Они сводятся к установлению:

а) закономерностей пространственного размещения мерзлых толщ, их зависимости от комплекса зональных, региональных и местных природных условий;

б) особенностей криогенного состава и строения (текстуры) мерзлых толщ в зависимости от литологического состава, свойств и состояния промерзающих пород, от условий, определяющих их промерзание;

в) генетических типов многолетнемерзлых толщ, определяемых условиями формирования горных пород и их промерзания;

г) физико-механических и физико-химических свойств промерзающих, мерзлых и протаивающих горных пород;

д) закономерностей развития и распространения сопутствующих криогенных и посткриогенных явлений и образований на поверхности почвы, в слое сезонного промерзания — протаивания, в многолетнемерзлой толще;

е) соответствия многолетнемерзлых толщ и сопутствующих им образований современным природным условиям;

ж) специфики местных и региональных закономерностей формирования мерзлых толщ и сопутствующих им образований;

з) следов криогенных явлений в талых и мерзлых породах с целью выяснения динамики и истории развития мерзлых толщ в четвертичном периоде и пр.

Приведенный круг вопросов определяет комплексность геокриологических исследований. Степень детальности исследований (выражаемая их масштабом) определяется поставленными задачами, размером площади, подлежащей исследованию, сложностью природных условий, техническими средствами, кадрами, временем и пр.

§ 1. НЕОДНОРОДНОСТЬ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Неоднородность природных условий, как известно, определяет специфические особенности в развитии мерзлых толщ. В соответствии с ними изменяются и приемы полевых работ. Специфика съемки в свою очередь обусловливается различием геокриологических особенностей типичных природных регионов: низменностей — областей молодых погружений, плоскогорий—областей платформенного типа и горных стран — областей складчатых и глыбовых поднятий, которые характеризуют преобладающую часть области распространения многолетнемерзлых пород.

а) Низменности. Примером может служить Западно-Сибирская низменность, занимающая часть области многолетнемерзлых пород. В связи с влиянием океанов здесь наиболее четко вырисовываются природные зоны и подзоны: тундры, лесотундры и северной тайги. В пределах низменности хорошо выражена специфическая зональность криогенных явлений.

Толща многолетнемерзлых пород сложена мезозойскими и более молодыми континентальными, морскими, озерными, аллювиальными, гляциальными и органогенными отложениями.

По генезису (способу накопления и промерзания) мерзлые толщи различны: в границах междуречий обычны эпигенетические типы (промерзание после накопления) и полигенетические (сложные), с верхним сингенетическим горизонтом (промерзание одновременно с накоплением отложений) и нижним — эпигенетическим. В долинах рек в основном распространены полигенетические толщи.

Типичные мерзлые толщи свойственны основным формам рельефа — междуречьям; нетипичные (аномальные) — долинам рек. Мерзлые толщи разновозрастны.

Для северных районов низменности характерны: а) относительно спокойное залегание молодых осадочных толщ (мезозой, кайнозой), чем отчасти обусловлено ограниченное влияние глубинных подземных вод, малая прерывистость и большая мощность мерзлой толщи; б) неглубокое и равномерное сезонное протаивание почвы в границах междуречий; в) мощные малопрерывистые мерзлые толщи; г) высокая льдистость верхних горизонтов мерзлых толщ вследствие широкого распространения первичных (сингенетических) и вторичных (эпигенетических) полигональных систем ледяных жил; д) формирование современных жильных льдов; е) низкая температура горных пород; ж) интенсивный пятнообразовательный процесс; з) наличие солифлюкции на склонах террас и водоразделов; и) бугрообразование в термокарстовых понижениях и на площадях термопланации; к) термоабразия морских берегов и термокарст, в основном по жильным льдам.

Высокая механическая прочность горных пород в этих районах, в связи с низкой температурой (минус 5,минус 9°) [1] создает трудности в проходке горных выработок.

Для южных районов низменности характерны: а) преобладание прерывистых эпигенетических мерзлых толщ небольшой мощности; б) ограниченная льдистость пород; в) резко выраженная аномальность геокриологических условий в долинах рек; г) наличие признаков, характеризующих деградацию многолетнемерзлых толщ (слой сезонного промерзания иногда не смыкается с многолетнемерзлой толщей); д) почти безградиентные или малоградиентные температурные поля; е) слоистость мерзлых толщ, наличие глубокозалегающих горизонтов; ж) жильные льды обычно реликтовые (первичные и вторичные); з) интенсивный термокарст — вытаивание жильных льдов и протаивание мерзлых торфяников; и) ослабление пятнообразовательного процесса; к) ограниченность современной солифлюкции, сезонного бугрообразования и наледеобразования; л) протаивание многолетних бугров пучения; м) широкое распространение реликтового западинно-бугристого рельефа; н) на крайнем юге многолетнемерзлыми оказываются лишь торфяники и пр.

В этих районах уровень теплообмена почвы с внешней средой близок к пределу формирования и существования толщ многолетнемерзлых горных пород. В развитии мерзлых толщ и прочих криогенных явлений весьма заметную роль играют местные природные особенности поверхности (наличие торфяников, мощного снежного покрова, поверхностных вод, растительности и пр.) при высокой дисперсности мощной толщи четвертичных отложений и слабой циркуляции подземных вод.

Геокриологическая съемка в границах низменностей во многих случаях оказывается менее сложной, чем в других естественно-исторических регионах, с менее однородными природными условиями. Здесь можно широко использовать аэрометоды и применить геофизические методы разведки; скорость бурения горных пород большая; возможно применение ручного бурения. Четвертичные отложения в долинах крупных рек иногда бывают хорошо обнажены; криогенные и посткриогенные образования заметно выражены в рельефе и легко обнаруживаются на крупномасштабных аэрофотоснимках. Передвижение экспедиций не связано с особыми трудностями, за исключением районов, где широко распространены термокарстовые озера и термоспланированные торфяники (вторичные болота).

б) П л о с к о г о р ь я. В качестве примера рассмотрим геокриологические особенности Средне-Сибирского плоскогорья. Вследствие большой континентальности климата и неоднородности рельефа поверхности природная зональность здесь выражена слабее, чем в Западно-Сибирской низменности.

---

[1] На глубине 10—15 *м* от поверхности почвы.

Здесь прослеживаются природные зоны от арктической тундры до лесостепи включительно.

Толщи многолетнемерзлых горных пород имеют разный возраст и генезис; представлены они древними морскими и континентальными отложениями, в отдельных районах — метаморфическими и кристаллическими породами. В речных долинах распространен аллювий, в междуречьях — относительно маломощный делювий, в горных и прилегающих к ним районах — аллювий, делювий и гляциальные отложения.

В границах плоскогорья преобладают эпигенетические мерзлые толщи; полигенетические толщи свойственны преимущественно районам оледенения и долинам рек.

Для северных районов характерны мощные массивные — малопрерывистые мерзлые толщи, приуроченные к областям мезо- и кайнозойских погружений и к горным районам.

Ряду районов плоскогорья присуща своеобразная зона низкотемпературных горных пород, состоящая из мерзлой толщи, приуроченной к древней зоне опреснения и залегания пресных подземных вод, и подстилающего ее горизонта низкотемпературных горных пород, насыщенных солеными водами.

В формировании прерывистости мерзлых толщ, типичной для горных районов, существенное значение имеют подземные воды, циркулирующие вдоль зон тектонических разломов и реже вдоль контактов диабазовых интрузий с осадочной толщей. Влияние инфильтрующихся вод поверхностных потоков и водоемов наиболее сильно выражено под дном крупных рек, больших и глубоких озер.

Глубина сезонного протаивания почвы увеличивается в направлении с севера на юг. Высокая льдистость мерзлых пород отмечается в котловинах и долинах рек.

На севере региона широко развиты древние и современные первичные и вторичные жилы льда, приуроченные к междуречьям и речным террасам. В долинах рек и озерных котловинах центральных районов распространены реликтовые жильные льды; в южных районах имеются следы их широкого распространения в прошлом — западинно-бугристый рельеф. В северных районах плоскогорья температура горных пород низкая (до —10°); распространены солифлюкционные процессы, значительно ослабляющиеся по мере движения на юг; пятнообразование интенсивно на севере и в поясах горной тундры, к югу оно постепенно затухает.

В северных и центральных районах, в древних термокарстовых понижениях часты многолетние бугры пучения. Наледные процессы на плоскогорье развиты значительно шире, чем в пределах Западно-Сибирской низменности, где климат более океанический и мощность снежного покрова велика.

В северных районах, в связи с низкой температурой мерзлых дисперсных отложений и крепостью коренных пород бурить и делать шурфы в мерзлой толще довольно трудно. Особенно сложно получить характеристику мерзлой толщи на всю ее мощность. В таких условиях геокриологическую съемку, проводимую с общепознавательными целями, необходимо привязывать к геологопоисковым и разведочным работам.

Физические свойства мерзлых пород плоскогорий, их текстуры и льдистость значительно отличаются от свойств грунтов, характерных для низменностей.

При съемке необходимо уделять внимание делювиальным покровам, аллювию и элювию. Особые геотехнические свойства присущи мерзлым или охлажденным ниже 0° слабо сцементированным льдом морским и озерным глинам юры, мела, ордовика, способным быстро разрушаться при их обнажении и прогревании.

Для южных районов характерна частая прерывистость мерзлой толщи, ее островное распространение, приуроченность к торфяникам, заболоченным и слабо инсолируемым дну и склонам долин.

На самом юге этого региона (Предбайкалье) мерзлые толщи формируются на термодинамическом пределе. Поэтому, застройка, затенение поверхности и ее заболачивание могут привести к формированию молодых, неустойчивых во времени и маломощных мерзлых толщ; улучшение дренажа, вырубка леса и прочее приводят к их протаиванию. Эта особенность может иметь большое значение при народнохозяйственном освоении территории. Здесь весьма широко распространен западинно-бугристый рельеф, отражающий суровость природных условий прошлого.

Многолетние и сезонные бугры пучения для плоскогорья менее типичны: они чаще всего приурочены к участкам древних торфяников и термокарстовых понижений.

Развитие мерзлых толщ в этом регионе происходит в основном при ограниченной мощности рыхлых отложений и при небольшой влажности верхних горизонтов горных пород. Мощность снежного покрова здесь невелика; отепляющая роль водоемов ограниченна.

Неоднородность условий теплообмена в долинах и на междуречьях в связи с континентальностью климата играет уже заметную роль в развитии мерзлых толщ. Междуречья на юге региона охлаждаются в меньшей степени, чем долины. Вследствие неглубокого залегания коренных пород и их малой влажности, условия формирования мерзлых толщ в границах междуречий менее благоприятны, чем в долинах. Этим Средне-Сибирское плоскогорье значительно отличается от Западно-Сибирской низменности.

Условия геокриологической съемки на плоскогорье отличаются от условий съемки на низменности.

Залесенность центральной и южной частей региона несколько ограничивает возможность применения аэрометодов; неглубоко залегающие коренные породы делают менее эффективным применение буровых работ и геофизических методов разведки. В целом условия производства съемки сложнее, поэтому эффективность работ по сравнению с низменностями значительно меньшая.

в) Горные страны. Горные районы занимают значительную часть области многолетнемерзлых пород; они расположены в наиболее континентальной ее части. Континентальность климата, особеннности рельефа, геологического строения, гидрогеологических условий, состава и распространения четвертичных отложений, а также условий тепло- и влагообмена почвы с внешней средой, инсоляции и увлажненности поверхности — все это существенно отличает горные районы не только от низменностей, но и от плоскогорий.

В горных странах Сибири физико-географическая зональность в значительной степени завуалирована влиянием рельефа, маскируется высотной поясностью. Влияние рельефа проявляется в усиленном сносе и выносе продуктов выветривания, в слабой дифференцированности гранулометрического состава и небольшой влажности рыхлых отложений. Эти условия определяют преимущественное формирование отдельных типов криогенных образований.

На юге Дальнего Востока, в Забайкалье и в Восточном Саяне роль широтной зональности и высотной поясности проявляется резче, чем в северных горных районах. Здесь климат, свойственный данным широтам в долинах и котловинах, сочетается с «арктическим» климатом высоких горных хребтов, вследствие чего складываются условия, определяющие формирование двух ярусов многолетнемерзлых толщ. Наиболее типичные широтно-зональные геокриологические особенности свойственны долинам рек, котловинам, плато и участкам плоскогорий. Горные хребты, по отношению

к долинам и котловинам, характеризуются аномальными условиями развития мерзлых толщ.

Рельеф влияет на местную инсоляцию поверхности почвы, нарушает широтный градиент ее убывания с юга на север; на развитие мерзлых толщ и криогенных процессов весьма существенное влияние оказывает горное затенение. На склонах, обращенных на север, и на дне затененных участков долин отмечается наиболее низкая температура горных пород и их высокая влажность. Большая энергия криогенного выветривания и ограниченность поверхностного сноса обусловливают аккумуляцию мелкозема. Это содействует развитию многолетнемерзлых толщ и глубокому промерзанию подстилающих коренных пород, в частности.

В связи с большими абсолютными высотами поверхности криогенные явления, свойственные северу, распространяются далеко на юг (солифлюкция, пятнообразование и пр.).

В северных континентальных горных районах складываются условия, благоприятные для развития мощных многолетних наледей (тарынов). Зимнее охлаждение долин, наличие довольно многочисленных выходов подземных вод благоприятствуют образованию сезонных и многолетних бугров пучения, которые развиваются здесь более интенсивно, чем на равнинах и плоскогорьях.

В горных районах преобладают эпигенетические мерзлые толщи; синтенетические горизонты (аллювия, отчасти делювия, элювия, пролювия и гляциальных отложений) имеют ограниченную мощность, прерывисты в плане.

Под влиянием подземных вод, циркулирующих по частым тектоническим нарушениям, и благодаря высокому влагообмену мерзлые толщи даже на крайнем севере пронизаны локальными таликами значительно чаще, чем на равнинах и плоскогорьях. В южных районах к влиянию подземных вод примешивается воздействие поверхностных вод, которые совместно с повышенной инсоляцией южных склонов обусловливают высокую степень прерывистости мерзлых толщ, создают особый ковровый тип их распространения, характеризующийся обилием локальных таликов.

Горные страны характеризуются специфическими геокриологическими условиями: относительной прерывистостью многолетнемерзлой толщи при большой ее мощности, сложным температурным полем, неоднородным залеганием и сложной конфигурацией массивов и островов мерзлых пород — на юге региона; широким распространением формирующихся и реликтовых первичных и вторичных жильных льдов в долинах и котловинах — на севере, зональным характером распространения западинно-бугристого рельефа — в южных районах; наличием таликов гидротермального типа — на севере, гидротермальных и инсоляционных — на юге.

Геокриологическая съемка в горных странах наиболее сложна, так как природные условия здесь весьма разнообразны. Применение геофизических методов изучения распространения мерзлых толщ сравнительно ограничено; наиболее удачно они могут быть использованы в пределах плоских водоразделов, широких долин и котловин. Буровые и шурфовочные работы весьма затруднены вследствие крепости коренных горных пород. В связи с этим затруднена и организация исследований криогенного строения и температуры мерзлых горных пород.

При геокриологических исследованиях в таких районах необходимо максимально использовать производимые геолого-поисковые и разведочные работы, в том числе и разведку на воду. При исследовании мерзлых пород много данных можно получить в горных выработках (штольнях, шахтах с системами штреков, квершлагов и др.).

Неоднородность природных условий различных частей области многолетнемерзлых горных пород влияет на процесс и содержание геокриологи-

ческой съемки. Исходя из этого, составлена рассматриваемая ниже примерная схема категорий сложности территории.

I категория — территории с равнинным, малорасчлененным рельефом, слабо залесенные, незаболоченные, доступные исследованию с помощью распространенных и местных видов транспорта. Эти территории характеризуются однообразными несложными геокриологическими условиями и благоприятным для полевых работ климатом. Горные породы могут быть пройдены ручным буровым комплектом, так как по степени крепости они относятся ко II—IV категориям [1]. Температура горных пород на глубине 10—15 *м* не ниже минус 1°.

II категория — территории с равнинным, малорасчлененным рельефом, залесенные и заболоченные (до 25%), в преобладающей части доступные исследованию с помощью обычных и местных видов транспорта. Они характеризуются однообразными несложными геокриологическими условиями и благоприятным для полевых работ климатом. Рыхлые горные породы относятся к III—IV категориям крепости и могут быть пройдены ручным буровым комплектом. Температура горных пород не ниже минус 3°.

III категория — территории с равнинным или волнистым рельефом, залесенные или значительно заболоченные (до 50%), доступные обследованию лишь с помощью комбинированных транспортных средств. Они характеризуются разнообразием геокриологических условий — наличием солифлюкционных и термокарстовых процессов и относительно благоприятными или неблагоприятными климатическими условиями (короткое лето, частые дожди и туманы). Рыхлые горные породы в этих районах проходят ручным буровым комплектом с затратой значительных усилий (IV категория крепости). Температура горных пород до минус 5°.

IV категория — территории с волнистым или среднегорным рельефом, сильно залесенные или заболоченные (до 25%), доступные с помощью специализированных или местных видов транспорта: вьюком на лошадях или на оленях. Эти территории характеризуются сложными геологическими, гидрогеологическими или геокриологическими условиями, наличием разнообразных криогенных явлений и образований, неблагоприятными или благоприятными климатическими условиями. Рыхлые горные породы проходимы ручным буровым комплектом, но с большим трудом и относятся к IV—V категориям крепости. Температура горных пород до минус 10° и ниже.

V категория — территории с высокогорным рельефом, слабо залесенные, слабо заболоченные, но трудно проходимые даже с применением различных специальных видов транспорта (вездеходы, вьюки и пр.). Они характеризуются сложными геокриологическими, геологическими и гидрогеологическими условиями, наличием разнообразных криогенных явлений и образований и неблагоприятным климатом. Рыхлые горные породы, относящиеся к IV—V категории крепости и выше, проходимы только с помощью шурфов или механического бурения.

В тундровой и лесотундровой зонах трудность полевых работ определяется не только плохой проходимостью и тяжелыми климатическими условиями (кратковременностью теплого сезона и неустойчивостью погоды), но и неблагоприятными свойствами низкотемпературных мерзлых четвертичных отложений, наличием многочисленных криогенных и посткриогенных образований и пр.

Предлагаемая схема классификации территории, конечно, не отражает всей сложности природных условий, в которых происходят геокриологические исследования. Она позволяет лишь примерно ориентироваться в вопросах определения сложности природных условий при назначении размеров площадей геокриологической съемки.

---

[1] Здесь и ниже указаны категории прочности пород по общепринятой шкале.

§ 2. ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Изучение физико-географических и геологических условий исследуемой территории должно выяснить время промерзания горных пород и роль отдельных факторов и условий в процессе промерзания, а также их влияние на существование и динамику мерзлых толщ в настоящее время.

Процесс многолетнего промерзания горных пород на территории СССР развивается на протяжении длительного геологического времени. Этот процесс воздействует как на толщи дочетвертичных горных пород, так и на отложения, которые формировались на протяжении четвертичного времени. Формирование многолетнемерзлых толщ происходит в неодинаковых природных условиях, поэтому различны и способы промерзания горных пород, а следовательно, и их генетические типы.

Особенности процесса многолетнего промерзания, зависящие от состава и свойств пород и условий промерзания, запечатлены в их криогенных текстурах. Криогенные текстуры зависят в частности от того, промерзали ли отложения, пришедшие в гравитационное равновесие (древние и ранее немерзлые четвертичные отложения), или породы, которые при промерзании находились еще в стадии формирования (пойменные, старичные, делювиальные, пролювиальные, озерные и прочие отложения). В первом случае, как известно, образуются *эпигенетические* мерзлые толщи, во втором — *сингенетические* горизонты мерзлых толщ. Сингенетические горизонты иногда имели несколько стадий формирования. Чаще всего они залегают на эпигенетических толщах, с которыми образуют единую сложную — *полигенетическую* мерзлую толщу.

Изучение генезиса многолетнемерзлых толщ, образующихся из рыхлых и слабоплотных осадочных отложений различного происхождения, основано на исследовании взаимосвязей процессов литогенеза и криогенеза, т. е. накопления физических, а также физико-химических изменений пород при промерзании, происходящих в определенных природных условиях.

Первичную основу полевого изучения генетических типов рыхлых отложений дает, как известно, единый метод геоморфологического и геологического анализа, известный под названием *фациально-литологический метод*. Для установления генетических типов многолетнемерзлых толщ этот метод дополняется геокриологическим анализом криогенных текстур горных пород и льда, который позволяет установить взаимосвязь процессов накопления отложений и их промерзания. Этот довольно сложный метод исследований дает возможность устанавливать генетические типы мерзлых толщ и их разновидности. Изучение генетических типов мерзлых толщ составляет основу содержания геокриологической съемки.

Закономерное изменение природных условий (например, в результате периодических изменений условий теплового взаимодействия почвы с внешней средой или перехода поймы в террасу, зарастания озер и т. д.), а также вмешательство человека (уничтожение растительности, изменение увлажнения поверхности и пр.) сказываются на формировании и существовании мерзлых толщ, определяют их динамику.

В одних случаях при изменении природных условий развиваются вторичные элементы криогенной текстуры горных пород (например, вторичные жилы льда), в других — мерзлые толщи в пределах отдельных участков, районов или природных зон подвергаются кратковременному (частичному) или длительному (частичному или полному) протаиванию, с чем связан, например, процесс термокарста. Поэтому весьма важную часть полевых исследований при геокриологической съемке составляет изучение соответствия многолетнемерзлых толщ современным природным главным образом условиям теплового взаимодействия почвы с атмосферой. Мерзлые толщи в преобладающей части области их распространения не вполне соответствуют этим

условиям, в особенности в границах сфер океанического влияния (север Европейской части СССР, Западная Сибирь и др.). Установить это несоответствие можно, изучая температурные поля, текстурные и прочие характеристики мерзлых толщ (распространение, мощность и т. д.), а также современное развитие сопутствующих им образований (жильных льдов, пятен-медальонов, термокарста и пр.). Эти исследования являются важной составной частью полевой работы. Такой сравнительный анализ служит основой для познания современного направления развития мерзлых толщ и сопутствующих им образований, для понимания существа их динамики на протяжении длительных периодов времени, т. е. истории их развития в целом, а также для прогнозирования их изменений под влиянием обжития местности.

Изучение природных условий современного развития мерзлых толщ, особенностей самих мерзлых толщ, сопутствующих им современных и реликтовых криогенных образований или их следов производится на протяжении всего периода полевых исследований. Такие исследования весьма важны для разработки вопросов теории и практики.

В связи с тем, что содержание настоящего руководства посвящено полевым геокриологическим исследованиям, в данной главе наиболее уместно остановиться лишь на общих вопросах изучения физико-географических и геологических условий. Методика этих исследований подробно изложена в соответствующих методических руководствах по геологии, геоморфологии, гидрогеологии, геоботанике и др., поэтому специально она не рассматривается, так как предполагается, что читатель с этими руководствами достаточно хорошо знаком.

Исследования природных условий развития мерзлых толщ рекомендуется производить по определенной системе, основу которой составляет анализ конкретных природных комплексов — ландшафтов. Изучение ландашафтов является не самоцелью, а одним из средств в звеньях начальной стадии геокриологических исследований; оно должно быть строго целенаправленным, т. е. подчиняться основным задачам геокриологической съемки.

Напомним, что под *ландшафтом* обычно понимается однородный природный участок, окаймленный естественными границами, в пределах которого природные компоненты (горные породы, рельеф, климат, подземные и поверхностные воды, почвы и растительность) образуют взаимосвязанное и взаимообусловленное единство. К перечню элементов географического ландшафта следует добавить весьма важный компонент — сезонно- и многолетнемерзлые горные породы, а также сопутствующие им криогенные явления и образования. Они имеют весьма важное значение в формировании мезо- и микроландшафтов громадных равнинных территорий не только в пределах области многолетнемерзлых горных пород, но и далеко за ее современной границей.

Необходимо подчеркнуть, что в приведенном общепринятом определении понятия «ландшафт» не подчеркнута весьма важная его сторона, а именно: нет указания на однородность в ходе разнообразных природных процессов, выражающих особенности формирования и развития именно данного ландшафта. Это имеет большое значение в понимании динамичности отдельных компонентов или ландшафта в целом, в понимании развития криогенных явлений, их взаимосвязи с другими его элементами.

Многолетние криогенные явления и образования неоднократно развивались на весьма значительной территории, оставили хорошо заметные и стойкие следы, выраженные в рельефе (западинно-бугристый рельеф, термокарстовые понижения, нагорные террасы и пр.). Они активно участвовали и участвуют в создании своеобразных ландшафтов, свидетельствующих о происходящих или произошедших существенных изменениях природных условий, т. е. о динамике ландшафтов. Их влияние хорошо выражено особенно в тундровой и лесотундровой природных зонах.

При геокриологической съемке изучают основные природные компоненты, образующие ландшафт; устанавливают существующие их внутренние взаимосвязи. Такие исследования необходимы для выяснения условий развития криогенных явлений и их взаимосвязи с прочими элементами ландшафта. Вполне понятно, что под влиянием изменений, происходящих внутри ландшафтов, возникающих под действием каких-либо причин и условий, нарушается сложившаяся обстановка — условия и ход развития криогенных явлений. Поэтому нельзя ограничиваться изучением лишь существующей, кажущейся односторонней, зависимости криогенных явлений и образований от природных условий элементарного ландшафта (мезо- и микроландшафта). Необходимо изучать существующие взаимосвязи криогенных явлений и прочих природных условий, их взаимодействие. Исследование ландшафтов является, таким образом, хорошим инструментом для вскрытия местных закономерностей развития мерзлых толщ. Но детальное исследование макроландшафта или его части при средне- и крупномасштабной геокриологической съемке позволяет установить лишь качественную сторону местных закономерностей развития мерзлых толщ и выразить их только в наиболее общей форме.

Методика изучения взаимозависимости криогенных образований и прочих элементов ландшафта в настоящее время недостаточно разработана. Главным недостатком в этом отношении является слабая изученность тепловой — энергетической стороны природных процессов, их физической сущности. Именно эти исследования взаимодействия природных явлений и должны интересовать исследователей в первую очередь. Это возможно лишь с помощью стационарных и лабораторных исследований.

При инженерно-геологических изысканиях главное внимание уделяется изучению распространения, состава, строения и свойств грунтов, а также роли грунтовых вод в пределах строительной площадки, трассы и т. д. Состав и свойства немерзлых грунтов во времени практически не изменяются, если не происходит существенных нарушений первичных условий (например, промачивания в случае лёссов, нарушения гравитационной устойчивости пород на склонах в результате увлажнения и т. д.). Поэтому изучению природных условий и не уделяется такого внимания, какое необходимо при инженерно-геокриологических исследованиях. В этом случае приходится изучать состав и свойства не только немерзлых (талых), но и промерзающих, мерзлых и протаивающих грунтов (горных пород). При этом приходится изучать не только особенности их залегания и распространения, природные условия и их влияние, но и влияние их изменений на ход сложившихся тепловых процессов в почве (горных породах). Именно это и побуждает более широко использовать *ландшафтный метод*, обращая особое внимание на динамику ландшафта и его потенциальные возможности к изменению при нарушении сложившихся условий.

Ландшафтный метод давно применяется в некоторых естественно-исторических науках, так как он является наиболее экономичным по затратам времени и средств при картировании больших площадей. Применяется этот метод и при полевых геокриологических исследованиях.

Прежде чем рекомендовать этот метод для более широкого применения в геокриологических исследованиях, рассмотрим его обоснованность, а также условия и границы его применимости. Выше было сказано, что этот метод позволяет установить лишь качественные зависимости криогенных явлений от прочих природных условий. Его использование базируется на практически выявленном положении, что каждому ландшафту в конкретном природном районе соответствуют определенные геокриологические особенности. Вполне понятно, что за пределами данного района аналогичному ландшафту будут соответствовать иные геокриологические особенности, так как диапазон тепловых процессов в почве весьма большой.

Руководствуясь тем, что геокриологические условия в аналогичных ландшафтах в данном районе сходны между собою, исследуют типичные ландшафты, а затем полученные результаты распространяют на все подобные им в данном природном районе. Практически такой метод является средством экстраполяции геокриологических условий. Его основу составляет исследование опорных участков, обычно мезоландшафтов.

При крупномасштабной съемке изучают все мезоландшафты, а при детальной съемке территорию исследуют равномерно, и метод ландшафтных аналогий играет подсобную роль. При среднемасштабной геокриологической съемке изучают типичные мезоландшафты; при мелкомасштабной — типичные макроландшафты.

В процессе исследований сначала устанавливают закономерности размещения ландшафтов в исследуемом районе. Ландшафты картируют с точностью, доступной при заданном масштабе съемки. При их картировании необходимо широко использовать наиболее точные карты (планы) и аэрофотоснимки (фотопланы). На основе изучения морфологии ландшафтов производят их классификацию, выделяют типичные ландшафты, которые детально и исследуют в геокриологическом отношении. Генезис ландшафта познается на второй стадии исследований, так как этот вопрос в данном случае не является самоцелью.

В процессе инженерно-геокриологических исследований главное внимание при изучении ландшафтов следует обращать на мерзлые горные породы, их криогенный состав и строение, крупные ледяные включения в них (системы полигональных жил льда), различные криогенные и посткриогенные образования (бугры пучения, наледи, термокарст, солифлюкцию и пр.). При этом надо иметь в виду, что в процессе строительства и в последующее время природные ландшафты будут весьма изменены.

В исследовании ландшафтов главное заключается не в фотографическом — морфологическом описании их типов и территории в целом, а в изучении их структуры, внутренних связей и взаимодействия их компонентов, в изучении их генезиса.

С помощью фациально-литологического анализа четвертичных отложений и их геокриологического анализа, как указывалось выше, устанавливаются генетические типы мерзлых толщ. Сопоставление основных характеристик мерзлых толщ и современных природных условий дает возможность предвидеть характер изменений, которые могут произойти в этих толщах под влиянием изменения отдельных компонентов ландшафта, и, наоборот,— предугадать изменения ландшафта в связи с динамикой мерзлой толщи. Очень важно в каждом случае установить роль, которую играют криогенные явления и образования в формировании и развитии (эволюции) мезо- и микроландшафтов, особенно при быстрых и существенных их изменениях.

Геокриологическая съемка, отражая картину распространения, состояния и динамики многолетнемерзлых горных пород, помогает выяснить динамику природных процессов и ландшафтов на протяжении длительных периодов времени. Однако научный прогноз изменений геокриологических условий невозможен без знания тепловых свойств пород и происходящих в них тепловых процессов.

На первом этапе исследования ландшафтов изучают их основные типы; на втором этапе изучают существующие взаимосвязи и взаимодействия основных компонентов внутри ландшафтов и, наконец, на третьем этапе изучают взаимодействие всех компонентов с толщами многолетнемерзлых горных пород и устанавливают обратное влияние мерзлых толщ и сопутствующих явлений и образований на структуру и развитие ландшафта. Такая последовательность позволяет обстоятельнее изучить сущность местных геокриологических условий и выявить элементы региональных и зональных законо-

мерностей развития мерзлых толщ и сопутствующих образований. Взаимосвязи мерзлых толщ и криогенных явлений с прочими природными условиями изучают с помощью приемов, изложенных в последующих главах руководства. Ниже мы остановимся лишь на некоторых задачах исследований природных условий при геокриологической съемке.

а) Геоморфологические исследования

Изучение геоморфологических особенностей территории и выяснение роли рельефа в формировании ландшафтов, в частности в развитии многолетнемерзлых толщ, производится на всех этапах полевых работ. Если подобные исследования на изучаемой территории уже проводились ранее, то имеющиеся данные оценивают с точки зрения возможности решения поставленной задачи. Основное внимание сосредоточивают на глубине исследований взаимосвязи рельефа и мерзлых толщ.

В полевых условиях необходимо обстоятельно разобраться в главных особенностях геоморфологии района и пересмотреть имеющиеся выводы и их доказательства, оценить их важность в решении поставленных задач.

Понимание условий и механизма развития рельефа, а также процесса формирования четвертичных отложений весьма важно для изучения генетических типов мерзлых толщ, закономерностей их развития и распространения. Поэтому особое внимание следует уделить установлению генезиса рельефа, выделению первичных и вторичных его форм, изменению этих форм, особенно тех из них, которые непосредственно влияют на геокриологические особенности исследуемой территории. Развитие некоторых форм рельефа в значительной степени связано с криогенными явлениями, поэтому их выделяют и исследуют особо. В частности развитие террас и склонов, преимущественно в северных районах, тесно связано с криогенными явлениями, которые определяют их строение и последующие изменения в процессе протаивания и размыва. Отложения террас подвергаются иногда значительным изменениям в двух противоположных направлениях: с одной стороны, в их пределах в результате усиления суровости (континентальности) климата происходит развитие эпигенетических жил льда, с другой — развитие процесса термокарста указывает в основном на повышение степени океаничности климата [1].

Необходимо подчеркнуть большое значение фациально-литологического и геокриологического анализов толщ мерзлых и талых рыхлых отложений, а также палеогеографической реставрации природных условий, в которых происходило формирование отдельных элементов рельефа, мерзлых толщ и их последующее развитие.

Геоморфологический анализ производится при маршрутных и площадных исследованиях последовательно — от наиболее древних макроформ к более молодым формам мезо- и микрорельефа. Во многих случаях задачи геоморфологических и геокриологических исследований совпадают.

Геоморфологическую съемку, наравне с другими видами съемки, используют при составлении карты ландшафтов, которую составляют на первом этапе исследований. Эта карта является основной среди подсобных карт. В том

---

[1] Этот вопрос более сложный, так как формирование вторичных жил льда может происходить и при неизменных внешних условиях в результате перехода поймы в террасу. Развитие термокарста может происходить не только в связи с усилением океаничности климата, но и в результате усиления континентальности или при неизменяющемся теплообмене почвы с воздухом. Суть этих изменений выясняется при изучении динамики мерзлых толщ, в результате исследований их местных, региональных и зональных закономерностей.

случае, когда на нее наносят геокриологические данные, она может служить картой геокриологического районирования.

Геоморфологическую съемку и картирование производят с детальностью на одну масштабную ступень выше, чем это предусмотрено для геокриологической документации.

б) Геологические исследования

На всех стадиях геокриологической съемки особое внимание обращают на изучение рыхлых отложений, характеризующихся изменчивостью свойств под влиянием процессов промерзания и протаивания. Изучение четвертичных отложений необходимо проводить одновременно с геоморфологическими исследованиями.

Среди третичных, мезозойских и более древних, преимущественно морских отложений особую группу составляют слабосцементированные породы типа глин, подвергшиеся промерзанию и криогенному изменению. Эти породы при достаточном первичном увлажнении обладают свойствами, сходными с мерзлыми четвертичными отложениями того же типа.

Среди рыхлых четвертичных отложений наибольший интерес для исследователя представляют толщи и отдельные слои дисперсных суглинисто-супесчаных пойменных, делювиальных, озерных и морских отложений, а также фито- и зоогенные болотно-озерные отложения.

Знание литологического состава пород, их фациальной принадлежности, физико-химических особенностей, физико-механических свойств, распространения, изменчивости по простиранию и глубине и пр., необходимо для выяснения генезиса и криотекстурных особенностей толщ мерзлых горных пород, пространственного размещения их генетических типов и т. п.

Монолитные и трещиноватые горные породы представляют несколько меньший интерес потому, что они (особенно породы магматического происхождения) менее благоприятны для криогенных процессов. Интерес исследователя к коренным породам возрастает по мере увеличения степени их механического выветривания и криогенеза [1].

Изучение динамических напряжений в коренных породах (смятий, разрывов и смещений) имеет важное значение в оценке их трещинной льдистости и водопроницаемости после протаивания, а также для понимания роли подземных вод в развитии и динамике мерзлых толщ и ряда криогенных и посткриогенных образований на поверхности, в слое сезонного промерзания и протаивания, отчасти в многолетнемерзлой толще.

Геологические исследования также производят на первом этапе полевых работ, при изучении ландшафтов. На протяжении полевого периода содержание этих исследований меняется по мере увеличения детальности исследований.

Изучение естественных обнажений в северных районах области многолетнемерзлых пород необходимо производить весьма тщательно, так как при этом можно получить ценный материал для изучения разнообразных сторон криогенных явлений и мерзлых толщ. Много внимания следует уделять и поискам следов криогенных процессов («земляных» жил, псевдоморфоз по ледяным жилам и пр.) в пределах и за пределами области многолетнемерзлых горных пород. Естественные обнажения с жильными льдами (в основном в северных озерно-аллювиальных равнинах) являются объектом специальных геокриологических исследований. Изучая такие обнажения, можно решать многие вопросы — устанавливать генезис видимой толщи отложений, их криогенную текстуру и условия ее формирования, выяснять

---

[1] Криогенез — процесс физико-химического изменения горных пород под влиянием промерзания и протаивания.

этапы динамики мерзлых толщ, генезис макроструктурных ледяных образований в них и пр. Такие исследования позволяют разобраться и в следах криогенных явлений отдаленного прошлого. Особое значение приобретает изучение погребенных почв и торфа, гипсоносности и карбонатности, оглеения и ожелезнения пород, а также иных образований и признаков, которые могут помочь выяснить условия формирования рыхлых отложений и многолетнемерзлых толщ, на их динамику. Изучение этой группы вопросов представляет большой интерес для выяснения истории развития мерзлых толщ.

Геологические, в основном фациально-литологические карты являются базой для составления основных геокриологических карт и карт геокриологического районирования.

в) Гидрогеологические исследования

Установление специфики гидрогеологических условий изучаемой территории является одной из задач геокриологической съемки.

Гидрогеологические исследования часто играют весьма важную роль и поэтому должны проводиться на всех этапах геокриологической съемки. Подземные воды, свободные и связанные, являются одним из главных условий формирования мерзлых толщ и их криотекстуры. Циркулируя в горных породах, они ограничивают возможность формирования мерзлых толщ, что проявляется в особенностях их распространения по площади и глубине. Хлоридные и сульфатно-хлоридные высокоминерализованные воды создают предпосылки для формирования мощных горизонтов горных пород, охлажденных ниже 0°, являющихся с геофизической точки зрения продолжением мерзлых толщ. Подземные воды участвуют в развитии криогенных явлений и образований на поверхности (наледи), в слое сезонного промерзания (бугры пучения, пятна-медальоны, мелкобугристый рельеф и пр.) и в многолетнемерзлой толще (ледяные линзы, жильные льды и пр.). Распределение твердой и жидкой фаз подземных вод в вертикальном разрезе мерзлых толщ отражает условия и результаты их взаимодействия в прошлом и в настоящее время, а отчасти и историю развития мерзлых толщ.

Гидрогеологические исследования имеют целью выяснить условия питания, циркуляции и разгрузки подземных вод в связи с рельефом, литологическим составом пород, геологическими структурами и геокриологическими особенностями изучаемого района. В зависимости от основного направления работ объем гидрогеологических исследований изменяется. Гидрогеологическую съемку и наблюдения за режимом подземных вод производят по инструкциям, принятым в гидрогеологии, одновременно выполняя при этом все требования, связанные со спецификой области многолетнемерзлых пород. На основе исследований составляют гидрогеологическое описание, карты и разрезы, которые используют при геокриологических исследованиях и обработке полученных данных.

При детальных и крупномасштабных съемках режимные гидрогеологические наблюдения проводят в обязательном порядке: при среднемасштабных съемках они желательны и осуществляются при надлежащих условиях.

Гидрологические исследования проводят по мере необходимости. Основное внимание при этом уделяют изучению режима водоемов и потоков, химизма и температуры воды. Наиболее важным звеном гидрологических исследований является изучение влияния водоемов и потоков на процессы промерзания и протаивания, распространение и температурное поле мерзлых пород. Исследования водоемов и потоков производят также и в связи с криогенными явлениями (наледями, буграми пучения) и посткриогенными образованиями (термокарстовыми понижениями) и пр.

г) Геоботанические исследования

Различие в составе и распространении растительности отражает неоднородность определяющих природных условий, что может быть использовано при геокриологических исследованиях и картировании, при изучении качественных сторон криогенных явлений.

Растительный покров и фитогенные отложения играют многообразную, прямую и косвенную роль в тепло- и влагообмене почвы с внешней средой, выступают в качестве условий формирования толщ многолетнемерзлых пород на значительных территориях (современные и древние торфяники). Однако растительный покров относится к наиболее подвижным, неустойчивым компонентам ландшафта: его влияние неодинаково во времени и пространстве. Фитогенные отложения (торф) влияют на ход тепло- и влагообмена почвы с внешней средой; с ними связано сезонное и многолетнее пучение, широкое развитие термокарста, наиболее южное положение многолетнемерзлых толщ и перелетков в сферах океанического влияния; они создают наиболее благоприятные условия для современного развития, а также сохранения реликтовых жильных льдов и пр. С динамикой растительности, вызванной различными причинами и условиями (естественным развитием леса, болотной растительности, с лесными пожарами, вырубкой леса и пр.), связано изменение местных особенностей сезонного и многолетнего промерзания и протаивания горных пород. Формирование или наличие многолетнемерзлых пород в свою очередь оказывает влияние на развитие растительности, ее видовой состав и расселение отдельных видов. Устойчивыми видами древесной растительности в основном оказываются те из них, которые располагают свою корневую систему у поверхности почвы.

Геоботанические исследования производят при региональных и инженерно-геокриологических среднемасштабных и детальных съемках.

Геоботаническое описание растительных ассоциаций производят в границах типичных ландшафтов, расположенных по маршрутам, предусмотренным программой геокриологических исследований. Особое внимание при этом обращают на изучение закономерностей распределения растительного покрова и фитогенных отложений в связи с рельефом, гидрографией и пр.

Геоботанические исследования сводятся к выделению типов, формаций, ассоциаций растительности, определенных ее группировок, характеризующихся сходством видового состава и условий обитания. Выделяются главные таксономические единицы. Геоботанические исследования производят на начальных стадиях геокриологических исследований и, естественно, только в теплый сезон года. Особенно тщательно их проводят на участках, где будут сосредоточены основные геокриологические работы. Результаты этих исследований излагают в специальном разделе общего отчета. Геоботаническую карту и описание используют при составлении карты ландшафтов. Степень детальности исследований неодинакова и зависит от масштаба съемки. Чем крупнее ее масштаб, тем более дробными будут участки, подлежащие описанию и картированию.

Одновременно с геоботаническими исследованиями производят изучение почвенного покрова, и его результаты излагают в общем отчете. При стационарных и тематических исследованиях изучают влияние растительности на тепло- и влагообмен в почве:

д) Изучение влияния хозяйственной деятельности человека

Изучение влияния хозяйственной деятельности человека имеет важное практическое значение, поэтому оно особенно необходимо при инженерно-геокриологических изысканиях. При региональных исследованиях этому вопросу также следует уделять должное внимание. В настоящем руководст-

ве этот вопрос специально не рассматривается, так как он относится к предмету инженерных инструкций и в некоторой степени уже освещен ранее (см. кн. «Основы геокриологии (мерзлотоведения)», часть вторая, Инженерная геокриология, 1959).

Влияние хозяйственной деятельности человека на ход природных процессов, особенно на формирование и существование мерзлых толщ и сопутствующих им явлений и образований, как известно, бывает значительным. Изменение природных условий в области многолетнемерзлых пород весьма часто создает неблагоприятные предпосылки для сооружений и осуществления производственных процессов. Недоучет влияния изменений природных условий на тепловой режим горных пород нередко сводит к нулю результаты проделанной работы или в значительной степени усложняет эксплуатацию сооружений.

Влияние хозяйственной деятельности на мерзлые толщи может быть прямым и косвенным, заметным и незаметным, быстро и весьма медленно действующим, с существенными и несущественными последствиями. В каждом природном районе влияние этой деятельности сказывается по-особому в зависимости от геокриологических и прочих природных особенностей. В пределах одного и того же района и даже участка она может привести либо к усилению естественного охлаждения почв (горных пород), к увеличению глубины сезонного промерзания, к возникновению многолетнемерзлых толщ там, где их ранее не было, либо, наоборот,— к уменьшению естественного охлаждения горных пород, к местной, частичной деградации мерзлых толщ. В результате может поисходить пучение почвы (грунта) вследствие промерзания или просадки грунта под влиянием протаивания; то и другое сказывается на целостности сооружения.

Деформации сооружений, связанные с протаиванием под ними мерзлых толщ, могут происходить быстро или продолжаться на протяжении многих лет, пока не наступит подвижное равновесие в формировании чаши или желоба протаивания и стабилизация грунтов в их пределах.

Для исследований влияния хозяйственной деятельности на сооружения, возведенные на многолетнемерзлых грунтах, необходимо привлекать инженеров соответствующих специальностей. Главным вопросом подобных исследований является выяснение теплового и механического взаимодействия сооружений с мерзлыми вмещающими горными породами или грунтами оснований и прогноз возможных изменений. Основой для прогноза являются результаты геокриологической съемки.

§ 3. ДЕТАЛЬНОСТЬ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК И КАРТ

Геокриологические съемки в соответствии с ее назначением производятся в различных масштабах, которые являются условным выражением степени детальности полевых исследований мерзлых толщ и сопутствующих им образований.

Масштаб съемки и картирования, т. е. объем полевых исследований, необходимых для решения поставленных задач, определяется назначением геокриологических исследований. В зависимости от масштаба геокриологическая съемка может быть: а) детальной (1 : 10 000 и крупнее); б) крупномасштабной — полудетальной (1 : 10 000—1 : 50 000); в) среднемасштабной (1 : 100 000—1 : 200 000); г) мелкомасштабной (1 : 500 000—1 : 1 000 000).

Масштаб 1 : 1 000 000 следует считать предельным; съемка более мелкого масштаба будет схематичной, поэтому геокриологическая съемка в таких масштабах, как правило, не производится. При геокриологической съемке различных масштабов необходимо иметь топографическую основу или фотопланы (детальные съемки) в полтора-два раза крупнее заданного масштаба.

а) Детальная съемка

Этот вид геокриологической съемки позволяет получить наиболее точное представление о мерзлых толщах и сопутствующих им криогенных образованиях и составить наиболее точные планы и карты.

Детальную съемку и картирование производят в следующих случаях: 1) при тематических исследованиях отдельных участков, в пределах которых развивается конкретное криогенное явление; 2) при инженерно-геокриологических изысканиях строительных площадок, трасс дорог, створов плотин и пр.

С помощью детальной съемки можно достаточно точно картировать криогенные образования, особенности их важнейших макроструктурных форм (жильных льдов и пр.) и показать на карте элементы динамики мерзлых толщ (вторичные жильные льды, термокарстовые образования и пр.).

Детальную съемку в масштабе до 1 : 2000—1 : 5000 применяют при тематических исследованиях криогенных и посткриогенных образований, при разработке индивидуальных инженерных решений, исследовании небольших и средних по площади строительных площадок и пр. Съемку в масштабе 1 : 5000—1 : 10 000 производят при исследовании относительно крупных промышленных площадок на промежуточных стадиях проектирования.

Детальная съемка характеризует местные особенности мерзлых толщ и позволяет выяснить их закономерность; разрешающая возможность таких карт для отображения исследуемого объекта велика.

б) Крупномасштабная (полудетальная) съемка

Крупномасштабная геокриологическая съемка (масштаба 1 : 10 000—1 : 50 000) применяется при специальных научных исследованиях, а также при освоении месторождений полезных ископаемых (каменного угля, нефти, железа, россыпных месторождений золота, олова и др.) или в начальных стадиях проектирования промышленных комплексов, крупных населенных пунктов и т. д.

Наиболее применимы съемки в масштабах 1 : 10 000—1 : 25 000; съемка в менее крупных масштабах дает более общие представления о геокриологических особенностях района и обеспечивает лишь перспективное планирование. Съемки указанных масштабов отражают местные черты мерзлых толщ; региональные их оссбенности на картах этих масштабов трудно уловить. На таких картах можно выделять: участки с многолетнемерзлыми горными породами и криогенными образованиями, размером 0,25—1,5 *га* (изображение на карте равно 20—25 *мм*^{2}); элементы мезорельефа, с которыми связаны существенные изменения мерзлых толщ; генетические типы мерзлых толщ и локальные участки сопутствующих им криогенных (бугров пучения, пятен-медальонов и т. д.) и посткриогенных образований (термокарста, солифлюкции и т. д.). Данные масштабы съемки позволяют изображать на карте контуры небольших характерных (типичных и аномальных) участков мерзлых толщ или сопутствующих им образований, чего нельзя делать при более мелких масштабах съемки (1 : 50 000), учитывая допустимую генерализацию изображений контуров локальных образований или небольших площадей.

Съемка в масштабе 1 : 10 000—1 : 25 000 позволяет достаточно подробно выявить различия в составе и строении мерзлых толщ, особенности распространения последних в пределах мезоформ рельефа. Это имеет весьма существенное значение для понимания местных закономерностей их развития. Такая съемка может служить обоснованием для проекта комплексного освоения относительно небольшой территории, представляющей интерес в народнохозяйственном отношении.

в) Среднемасштабная съемка

По своему назначению и степени детальности среднемасштабная геокриологическая съемка (1 : 100 000— 1 : 200 000) значительно отличается от предыдущих видов съемки.

Основная задача среднемасштабной съемки заключается в изучении региональных закономерностей развития мерзлых толщ и сопутствующих им образований. Изобразительные возможности картирования, базирующегося на съемках средних масштабов, позволяют с достаточной достоверностью показать региональные особенности состава и строения мерзлых толщ и основные черты сопутствующих образований в границах относительно больших территорий. Такая съемка значительно ограничивает степень детальности исследований, а при картировании — детальность отображения, так как она дает возможность показать лищь основные характеристики мерзлых толщ, наиболее типичные их региональные особенности и выделить крупные участки с аномальными условиями их развития (долины рек, массивы болот и пр.).

О возможностях изображения отдельных участков на карте масштаба 1 : 100 000 можно судить по тому, что 1 $см^2$ карты соответствует площади участка в 100 *га*, а при масштабе 1 : 200 000 — 400 *га*. Внутри такой территории часто бывают весьма значительные изменения в составе, строении мерзлых толщ, в типах и распространении сопутствующих им образований, так как значительно изменяются условия их развития, особенно в горных районах. Более мелкие участки на карте могут быть отображены неконтурными — внемасштабными условными знаками и описаны в научном отчете. Более детальные исследования не являются обязательными для съемок в данных масштабах.

Среднемасштабную съемку производят для целей хозяйственного освоения новых районов крупных месторождений, распространенных на больших площадях (каменный уголь, нефть, газ и др.) или при расширении промышленных объектов в старых освоенных районах.

Съемки подобных масштабов вследствие их высокой стоимости следует сочетать с другими общегосударственными исследованиями (гидрогеологической, инженерно-геологической, геологической и другими съемками).

Наиболее точные карты средних масштабов можно получить посредством генерализации (обобщения) крупномасштабных карт (1 : 10 000—1 : 50 000 для составления карт 1 : 100 000; 1 : 50 000—1 : 100 000 для составления карт 1 : 200 000). Содержание таких карт по полноте обосновывающего материала будет значительно превышать возможности съемок соответствующих масштабов.

При полевых исследованиях любого вида и при составлении карт обычно используют различные материалы аэрофотосъемки и производят аэронаблюдения.

г) Мелкомасштабная съемка

Мелкомасштабная геокриологическая съемка относится к типу схемати ческих. Она проводится с целью предварительного наиболее общего весьма приближенного ознакомления с геокриологическими условиями большой территории, представляющей интерес в народнохозяйственном отношении. Вследствие схематичности исследований и мелкого масштаба картирования эта съемка не дает возможности выразить зависимость мерзлых толщ от местных условий.

Съемка производится при помощи маршрутных исследований. Картируемую территорию покрывают сетью маршрутов, частота которых определяется назначением съемки и ее масштабом. Маршруты намечают с таким расчетом, чтобы они пересекли основные формы микрорельефа, а

горные выработки на протяжении маршрутов задают с расчетом получения основных характеристик мерзлых толщ в пределах доминирующих форм рельефа. При данном типе съемки широко используют методы экстраполяции — распространения данных на сходные ландшафты, чему помогают материалы аэрофотосъемки.

Мелкомасштабные геокриологические карты можно получить и путем генерализации карт средних масштабов или через них — карт крупных масштабов. Можно также использовать смешанный прием составления карт, если для части территории имеются карты среднего масштаба, а на остальной части производят маршрутные исследования. Последние два способа дают наиболее точные карты. При смешанном способе картирования участки, снятые в средних масштабах, являются опорными, поскольку они содержат наиболее полную геокриологическую характеристику картируемой территории.

Значительная схематизация мелкомасштабных карт требует более полной характеристики геокриологических условий картируемой территории в пояснительных записках, прилагаемых к картам.

§ 4. НОРМЫ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК

Вопрос о количестве горных выработок, которые необходимо заложить для изучения толщ мерзлых горных пород в процессе геокриологических исследований, является весьма важным, а решение его сложным. Сложность его определяется в первую очередь спецификой распространения многолетнемерзлых горных пород, их зависимостью от неоднородности природных условий.

Количество выработок на единицу площади бывает различным в зависимости от назначения и вида исследований. Так, при инженерно-геокриологических исследованиях обычно изучают верхнюю часть многолетнемерзлой толщи до глубины 15—20 *м*, т. е. зону активного теплового взаимодействия сооружений с грунтами основания.

При региональных исследованиях возникает необходимость изучения всего разреза мерзлой толщи, поэтому и глубину выработок требуется увеличивать по крайней мере до ее нижней поверхности. Мощность мерзлой толщи в основном значительна: ее изучение на всю глубину не всегда может быть выполнено по экономическим соображениям. Бурение глубоких скважин оказывается возможным лишь в районах, представляющих интерес в народнохозяйственном отношении (месторождения различных полезных ископаемых). Такие районы становятся опорными в исследованиях многолетнемерзлых горных пород.

Практика показала, что количество горных выработок при геокриологических и инженерно-геокриологических исследованиях значительно превышает количество выработок, проходимых при геологических и инженерно-геологических исследованиях разных площадей одинаковой сложности.

В настоящее время нет установленных руководящих указаний о количестве и глубине горных выработок, необходимых для получения характеристик мерзлых толщ или для изучения криогенных образований, при различных категориях местности и по степени сложности их природных условий. В официальных справочниках обычно приводят нормативные данные для составления смет.

Потребность в нормировании горных выработок и прочих видов работ особенно остро сказывается в начальной стадии изысканий. Реальность нормирования в значительной степени зависит от опытности специалистов, определяющих задачи исследований. При неясной обстановке по возможности следует рекомендовать выезд таких специалистов на место предстоящих

исследований, так как от этого зависит не только целесообразность планирования, но и правильность организации всего комплекса исследований.

Особый раздел нормирования составляет изучение отдельных типов криогенных явлений и образований, а также взаимодействия сооружений с вмещающими или подстилающими мерзлыми породами. В этом случае трудно установить нормы горных выработок, но бесспорно, что их количество и типы должны соответствовать исследованиям более высокой категории детальности, чем при принятом масштабе съемки и при данной стадии проектирования. Изучение криогенных явлений и образований может изменить общее направление исследований и даже повлиять на выбор принципов строительства сооружений (обнаружение жильных льдов, солифлюкции, наличие западинно-бугристого рельефа, современного термокарста и пр.). В подобных случаях схему расположения дополнительных выработок увязывают с основной системой выработок, освещающих исследуемую территорию в целом. Тип и глубину выработок в каждом случае определяют особенностями исследуемых явлений. Например, проходку шурфов нельзя рекомендовать в районах широкого распространения жильных льдов, так как эти выработки могут послужить причиной начала развития термокарста.

Ориентировочные нормы необходимого числа горных выработок на 1 $км^2$ местности при региональной геокриологической съемке примерно таковы.

Масштаб съемки	1 : 2000	1 : 5000	1 : 10 000	1 : 25 000	1 : 50 000	1 : 100 000	1 : 200 000
Число выработок	30 — 100	10 — 25	4 — 10	1 — 4	0,5 — 2	0,2 — 0,5	0,1 — 0,2

Тип и глубина выработок определяются особенностями состава и строения (криогенной текстурой мерзлой толщи), сложностью природных условий, влияющих на характер распространения мерзлых пород и пр.

§ 5. СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ ОТЧЕТОВ ПО ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

Содержание научных отчетов до некоторой степени может быть стандартизировано. Главное внимание должно быть уделено предельно полному анализу полученных данных, обоснованности выводов и их ясному изложению. Каждый из разделов отчета должен быть целенаправлен и объяснять природные взаимосвязи, закономерности развития, существования, динамику мерзлых толщ, сопутствующие им явления и образования.

Научные отчеты рекомендуется составлять по следующей схеме.

1. Введение. В нем излагают цели и задачи исследований, организационную структуру экспедиции, сроки основных видов работ, условия, в которых производились исследования, сведения о степени изученности района и перечень основных видов вновь произведенных работ.

2. Характеристика природных условий района исследований. В этом разделе отчета анализируют условия развития мерзлых толщ, криогенных образований и освещают:

а) орогидрографию (макро- и мезорельеф, речную сеть, водоемы, их особенности);

б) геологическое строение (состав, строение, условия залегания, тектонику и стратиграфию дочетвертичных пород; литогенетические типы, возраст, залегание и условия распространения четвертичных отложений);

в) подземные воды (их типы, условия залегания и циркуляции, режим);

г) климатические особенности (зональные, региональные и местные, зависимость климатических условий от рельефа и пр.);

д) геоботанические особенности (типичные растительные ассоциации, их приуроченность к основным формам рельефа, зависимость от них типа почв, экспозиции, увлажнения поверхности и пр.);

е) основные ландшафты и их характеристика.

Этот раздел отчета при несложных природных условиях можно построить и несколько иначе. После краткой характеристики орогидрографии, геологии, подземных вод и климата следует перейти к физико-географическому районированию, т. е. к выделению ландшафтов и их описанию.

В любом случае в этом разделе необходимо давать четкую картину природных условий развития и существования многолетнемерзлых толщ. Лучше всего это делать на основе таксономических единиц (макро-, мезо- и микроландшафтов), которым свойственны характерные особенности распространения, образования, генезиса, состава и строения мерзлых толщ, их температурного режима и динамики. Описание и тщательный анализ их особенностей необходимы для понимания закономерностей, которым подчиняются мерзлые толщи и криогенные явления. Этому вопросу обычно посвящают особый раздел отчета.

3. Геокриологическая характеристика района исследований. В этом разделе отчета рассматриваются:

а) особенности слоя сезонного промерзания и протаивания почвы в различных таксономических единицах (глубина промерзания и протаивания, сроки промерзания и протаивания, ход этих процессов во времени, их зависимость от литологического и гранулометрического состава, водного режима; криогенное строение пород этого слоя);

б) распространение многолетнемерзлых горных пород (глубина их залегания, распространение по площади и мощность) в различных таксономических единицах;

в) литологический и гранулометрический состав и криогенное строение мерзлых толщ в различных таксономических единицах (на основе фациально-литологического и геокриологического анализов мерзлых пород выделяют их генетические типы; изучают состав и строение пород, слагающих талики);

г) физико-механические и физико-химические свойства пород слоя сезонного промерзания и протаивания, многолетнемерзлой толщи (до исследованных глубин), а также пород, слагающих талики, пронизывающие мерзлую толщу;

д) температурный режим пород слоя сезонного промерзания и протаивания, многолетнемерзлой толщи и таликов (до исследованных глубин); закономерности температурного поля;

е) криогенные образования на поверхности почвы, в слое сезонного промерзания и протаивания, а также в верхних слоях многолетнемерзлой толщи; их типы, особенности, связь их развития с современными условиями и с условиями прошлого; посткриогенные образования;

ж) геокриологическое районирование исследуемой территории по генетическим или другим признакам мерзлых толщ с детальностью, соответствующей масштабам съемки; описание выделенных генетических типов мерзлых толщ; описание геокриологических особенностей выделенных ландшафтов;

з) история развития толщ многолетнемерзлых пород и сопутствующих криогенных и посткриогенных образований; современная динамика и направление развития толщ многолетнемерзлых горных пород и сопутствующих образований;

и) основные теоретические выводы, вытекающие из результатов исследований (установленные зональные, региональные и местные закономерности); практические рекомендации по народнохозяйственному освоению района (возможность строительства, применимость известных методов строительства).

4. Заключение.

5. Приложения: карты, профили, схемы, разрезы, описания горных выработок и обнажений, результаты полевых и лабораторных анализов экспериментальных исследований и стационарных наблюдений.

6. Список литературы.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов И. Я. О методике составления мерзлотных карт.— Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР, т. VI, 1938.

Баранов И. Я. Содержание, состояние общей геокриологии (общего мерзлотоведения) и ее задачи на ближайшее будущее. Сб. «Материалы по общему мерзлотоведению» (VII междувед. совещание по мерзлотоведению). Изд-во АН СССР, 1959.

Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования.— Записки Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. 18, СПб., 1889.

Гольдштейн М. Н. Технические условия на инженерно-геологические изыскания в районах многолетней мерзлоты и глубокого промерзания. М., изд. стеклограф., 1939.

Грave Н. А. Изучение подземных льдов, мерзлых горных пород, рыхлых ледниковых отложений и современных геокриологических процессов. Сб. «Основные методические указания по гляциологическим исследованиям», вып. 13. (Междунар. геофиз. год, 1957—1958) М., 1957.

Инструкция по изучению вечномерзлой почвы. Под ред. Л. А. Ячевского и П. И. Ванцари, изд. 2. СПб., 1912.

Кальянов В. П. Методика исследования морфологии побережий.— Ученые записки Моск. гос. ун-та, вып. 19, 1938.

Колосов Д. М. Специфические географические явления Северной Сибири и задачи их изучения и картографирования аэрометодами.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953.

Ливаднев Г. К. Содержание и методы мерзлотно-грунтовых исследований в районах многолетней мерзлоты. Сб. «Вопросы геологии, гидрогеологии и геофизики при изысканиях железных дорог», М., Изд-во Мин-ва трансп. строительства, 1957.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музылева, ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, ч. 1, 1954; ч. II, 1955.

Обидин Н. И. Материалы к методике изучения мерзлоты и подземных вод при разведочном бурении в Советской Арктике.— Тр. Ин-та геологии Арктики, Л., Изд-во Главсевморпути, 1951.

Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I, Общая геокриология. Изд-во АН СССР, 1959.

Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. II, Инженерная геокриология. Изд-во АН СССР, 1959.

Попов А. И. Мерзлотная съемка и картирование. Сб. «Материалы по общему мерзлотоведению (VII междувед. совещание по мерзлотоведению). Изд-во АН СССР, 1959.

Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1938.

Соловьев П. А. Задачи и методы картирования многолетнемерзлых горных пород в средних масштабах. Сб. «Материалы по общему мерзлотоведению» (VI междувед. совещание по мерзлотоведению). Изд-во АН СССР, 1959.

Толстихин Н. И. Краткая инструкция по изучению «вечной» мерзлоты при производстве общей геологической съемки. ОНТИ, 1935.

Тумель В. Ф. О мерзлотной съемке. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. 9, № 2, 1945.

Шумский П. А., Швецов П. Ф., Достовалов Б. Н. Особенности инженерно-геологической разведки в районах распространения жильных подземных льдов. Изд-во АН СССР, 1955.

Яновский В. К. К вопросу о методах исследования вечной мерзлоты в целях проектирования инженерных сооружений.— Тр. Первой геологоразведочной конференции по Северу, т. 3, Л., Изд-во Главсевморпути, 1936.

Яновский В. К. Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях. Изд-во АН СССР, 1951.

Глава II

СОДЕРЖАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

§ 1. ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Распространение многолетнемерзлых горных пород является одним из важнейших показателей природных условий, в которых присходит их развитие. Поскольку природные условия на Земле весьма разнообразны, распространение многолетнемерзлых пород неоднородно. Они широко распространены на континентах и арктических островах северного полушария, в Антарктиде и прилегающих к ней островах, а также в высокогорных областях Южной Америки. На больших высотах они встречаются и в границах тропического пояса.

Основными характеристиками распространения многолетнемерзлых пород являются: глубина залегания верхней и нижней поверхностей мерзлой толщи, ее мощность, прерывистость по площади и глубине (рис. 1).

Мощность многолетнемерзлых пород и их прерывистость являются результирующим показателем, характеризующим свойственные данному району особенности теплообмена почвы и атмосферы, находящегося под воздействием многочисленных природных факторов и условий, содействующих или противодействующих развитию и существованию толщ многолетнемерзлых горных пород.

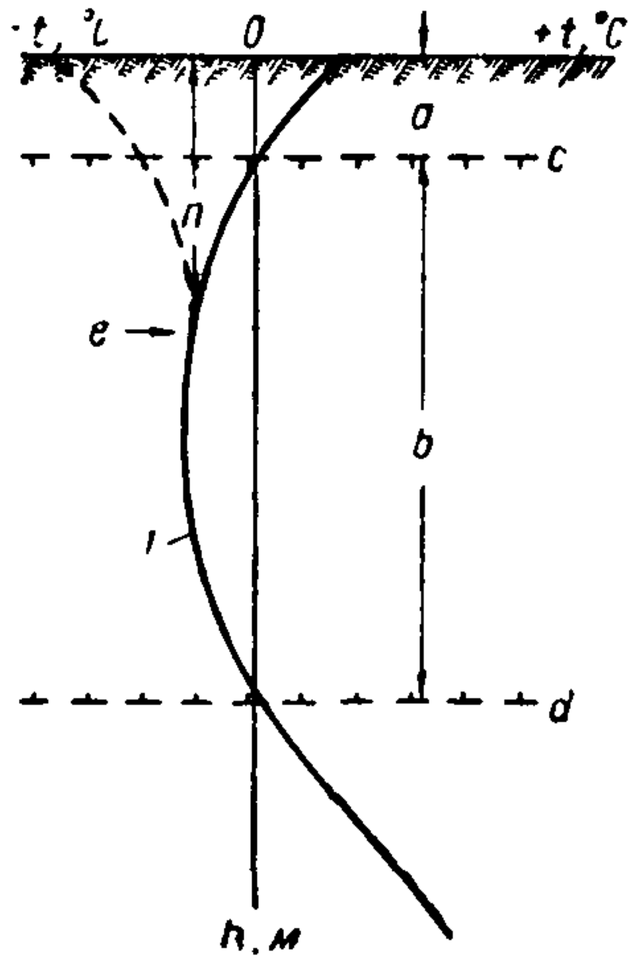


Рис. 1. Параметры разреза мерзлой толщи:
a — сезоннопротаивающий слой; *b* — мощность мерзлой толщи; *c* — верхняя поверхность многолетнемерзлой толщи; *d* — нижняя поверхность многолетнемерзлой толщи; *n* — слой годовых колебаний температуры; *e* — подошва слоя годовых колебаний температуры; кривая *1* — распределение температуры горных пород

Под мощностью толщи многолетнемерзлых пород понимают расстояние между ее верхней и нижней поверхностями. В том случае, когда обнаруживаются разобщенные горизонты мерзлых пород, понятие мощность мерзлой толщи применимо ко всей пачке мерзлых и талых пород, но с оговоркой об их последовательности; глубина залегания верхней и нижней поверхностей каждого горизонта указывается отдельно.

В случае, когда толща многолетнемерзлых горных пород подстилается горизонтом пород, насыщенных высокоминерализованной водой, имеющей

отрицательную температуру, под мощностью мерзлой толщи понимается только мощность горизонта льдистых пород. Подстилающий горизонт охлажденных пород с минерализованной водой следует называть горизонтом «охлажденных горных пород». Мерзлую толщу вместе с горизонтом охлажденных горных пород следует называть зоной охлаждения. Такая зона характерна для обширной территории Сибирской платформы и побережий некоторых северных морей.

Толща многолетнемерзлых пород перекрывается слоем сезонноталых и подстилается немерзлыми горными породами. В зависимости от природных условий теплообмена почвы и атмосферы слой сезонного промерзания сливается или не сливается с многолетнемерзлой толщей. В последнем случае между сезоннопромерзающим слоем и многолетнемерзлой толщей располагается слой т а л о й породы, имеющей близкую к нулю положительную температуру.

Колебания температуры многолетнемерзлой толщи обычно происходят примерно до глубины 15—20 *м*.

Нижняя граница многолетнемерзлой толщи чаще всего совпадает [1] с изотермой 0°. В отдельных районах нижней поверхности толщи мерзлых пород свойственна более низкая температура. Это характерно для территорий, в пределах которых ниже мерзлой толщи залегает горизонт пород с подземными водами, имеющими повышенную минерализацию (Сибирская платформа и пр.).

Степень горизонтальной прерывистости многолетнемерзлой толщи зависит от региональных и местных природных особенностей — геологического строения (литологического состава горных пород, тектоники, мощности рыхлых отложений), гидрогеологических условий, рельефа, абсолютной высоты местности, поверхностных вод, снежного покрова, растительности и пр.

Исследованиями установлено, что прерывистость мерзлых толщ и их мощность изменяются с юга на север. На юге области многолетнемерзлых пород прослеживается зона островного распространения маломощных толщ мерзлых горных пород. Далее на север размеры островов и мощность мерзлых толщ увеличиваются, острова превращаются в массивы, которые образуют зону массивов. В северных районах Сибири прослеживается широтная зона географически почти сплошного распространения мерзлых горных пород, в пределах которой мерзлая толща прерывается щелевидными таликами, приуроченными к руслам больших рек и зонам водообильных тектонических разломов, и трубчатыми таликами, располагающимися под крупными и глубокими озерами, вокруг мощных выходов подземных вод, имеющих повышенную температуру или значительную минерализацию.

В горных странах океанических областей вследствие влияния высоты и большой поверхности теплоотдачи горные хребты и вершины охлаждаются сильнее, чем долины. В континентальных областях установлена несколько иная закономерность. Наиболее охлажденными оказываются горные хребты и вершины, имеющие высоту, значительно превышающую мощность зоны инверсии температуры воздуха, а также долины и котловины, в которых происходит застой и выхолаживание воздуха в зимнее время. На юге Якутии, в Забайкалье и на юге Дальнего Востока, как правило, в долинах и котловинах мощность многолетнемерзлых толщ оказывается большей, чем в пределах средневысотных горных хребтов и водоразделов. В этих же районах установлено асимметричное расположение многолетнемерзлых горных пород; наиболее часто и наиболее мощные острова мерзлых пород приурочены к склонам северной экспозиции.

---

[1] В том случае, если геотермическая кривая имеет нормальный вид, а не является безградиентной. (*Прим. ред.*)

Вдоль области многолетнемерзлых пород по обе стороны от ее условной линейной южной границы располагается зона перелетков, являющихся переходной формой между сезонно- и многолетнемерзлыми горными породами. В континентальных районах в пределах этой зоны отмечается глубокое сезонное промерзание слабовлажных почв и рыхлых грунтов и даже коренных горных пород.

По глубине многолетнемерзлая толща может быть сплошной (монолитной) или слоистой, т. е. разделенной влажными или обводненными горизонтами горных пород, имеющими положительную температуру. Если вода этих горизонтов весьма минерализована, то температура пород в них может быть отрицательной. Слоистость многолетнемерзлой толщи может быть вызвана циркуляцией подземных вод по водоносным горизонтам, или она отражает динамику мерзлых толщ во времени. Влияние подземных вод в значительной мере зависит от порозной и обусловленной тектоникой проницаемости горных пород.

Подземные воды влияют на тепловой режим горных пород на площадях большой протяженности и в пределах массивов мерзлых пород значительной мощности.

На залегание, распространение и мощность многолетнемерзлых пород в долинах большое влияние оказывают также ориентировка и ширина долин, т. е. условия инсоляции поверхности почвы, наличие и тип растительности, заболоченность и т. д.

Обводненность таликов и продолжительность их существования определяются глубиной и условиями циркуляции подземных вод, их дебитом, температурой и пр. От сочетания разнообразных факторов и условий на отдельных элементах долин зависит характер распространения многолетнемерзлых пород.

Подавляющая часть таликов приурочена к дну водоемов, к площадям с мощным снежным покровом, к участкам хорошей инсоляции. Талики встречаются также и на участках, сложенных крупнообломочными породами, залегающими на трещиноватых коренных породах. Это относится к районам с относительно небольшой мощностью толщи многолетнемерзлых горных пород, имеющих высокую температуру. В северных районах тепловое влияние водоемов на толщу мерзлых пород менее значительно, поэтому сквозные талики встречаются реже, а несквозные отмечаются под руслами средних рек.

Под руслами рек и поймами под влиянием грунтовых, а иногда и глубинных вод формируются талики сложной конфигурации.

Аномалии в распространении многолетнемерзлых пород по площади и по глубине могут быть вызваны различной глубиной залегания коренных пород, обладающих большой теплопроводностью и малой теплоемкостью. Наличие таликов и резкое уменьшение мощности толщи мерзлых пород иногда объясняется влиянием геологических структур, например, на крыльях и осях антиклиналей, где имеет место увеличение плотности потока глубинного тепла, особенно в случае перелива подземных вод.

Локальное повышение температуры горных пород и изменение характера распространения мерзлых пород могут быть обусловлены происходящими в них окислительно-восстановительными процессами.

Площадь области многолетнемерзлых пород и их мощность в различные периоды геологической истории непрерывно изменялись. Внутри каждого природного района или даже отдельного участка складываются условия, влияющие на развитие и существование толщ мерзлых горных пород. В южных районах области многолетнемерзлых пород даже небольшие изменения в тепло- и влагообмене почвы могут привести к промерзанию и протаиванию подстилающих горных пород (изменение высоты снежного покрова, затенение, заболачивание, дренирование участков и пр.).

Вблизи южной границы области многолетнемерзлых пород в отдельных районах (например, в Западной Сибири) обнаруживаются глубокозалегающие реликтовые толщи мерзлых пород, сохранившиеся со времен значительного похолодания.

Мощность многолетнемерзлых пород иногда бывает значительно меньше средней для данного района. Это связано с тем, что процесс промерзания горных пород здесь еще не закончился (песчаные острова, дельты, осушенные русла, днища высохших речных проток, озерные котловины и т. д.).

Важным условием, определяющим распространение многолетнемерзлых пород, является состав (литология пород) и геологическая история территории в четвертичное время. Территорию области многолетнемерзлых пород в пределах СССР в соответствии с геотектоническими областями можно разделить на четыре области: весьма интенсивного (преимущественного) поднятия; интенсивного поднятия; поднятия и опускания и преимущественного опускания.

1. К областям весьма интенсивного поднятия относятся молодые горноскладчатые сооружения Северо-Востока СССР. Здесь широтная зональность мощности и температуры многолетнемерзлых пород выражена слабо, так как она маскируется высотной поясностью. В высокогорных районах юга мощность многолетнемерзлых пород может быть даже большей, чем в более северных, но средневысотных районах.

Резкие колебания мощности и температуры многолетнемерзлых пород во многих случаях обусловлены тектонической мобильностью земной коры, выходами глубоко циркулирующих подземных вод, геохимическими процессами окислительно-восстановительного типа и пр.

Для рассматриваемой области, для зоны выше уровня подземных вод, характерно наличие мерзлых и охлажденных («морозных») горных пород, содержащих лед, образовавшийся в результате фильтрации атмосферных вод и конденсации водных паров в трещинах. Нижняя поверхность многолетнемерзлых пород и пьезометрический уровень подземных вод обычно следуют рельефу поверхности земли, но имеют более сглаженные очертания.

2. К областям преимущественно интенсивного поднятия относятся плоскогорья — Средне-Сибирское, Таймырское и некоторые другие. Широтная зональность многолетнемерзлых пород в их пределах выражена ясно. В их южных районах на невысоких водоразделах, сложенных хорошо водопроницаемыми породами, многолетнемерзлые породы часто отсутствуют. Рассматриваемые области отличаются более слабой, чем предыдущие, тектонической мобильностью и меньшей расчлененностью рельефа. Для них характерны широкие речные долины, озерные котловины и плоские водоразделы.

3. К областям, в которых наряду с поднятием происходило и опускание, относятся преимущественно плоскогорья побережий северных морей (Пай-Хой, Вайгач, северная часть Таймырского полуострова, Чукотский полуостров и др.). В областях, расположенных к западу от устья р. Лены, во время бореальной трансгрессии поверхность заливалась морем, вслед за регрессией моря происходило промораживание горных пород. Горные породы были насыщены высокоминерализованными водами морского типа. Это сказалось на структуре в процессе формирования многолетнемерзлых толщ.

4. К областям преимущественного опускания относятся современные низменности (Западно-Сибирская, Хатангская и др.), сложенные на большую глубину в основном песчано-глинистыми рыхлыми отложениями. В их пределах наиболее хорошо выражена широтная зональность многолетнемерзлых толщ. Вследствие незначительной тектонической мобильности земной коры резкие колебания мощности и температуры мерзлых пород здесь наблюдаются лишь вблизи рек, озер и водообильных тектонических зон.

Мощность многолетнемерзлых пород значительно колеблется в горных странах. Это объясняется различной расчлененностью рельефа, влиянием

тектоники и положением базиса эрозии, определяющего различные условия дренирования подземных вод.

Знание закономерностей распространения многолетнемерзлых пород, их залегания и мощности необходимо для установления закономерностей их формирования, истории развития, для решения практических задач. Изложенное выше до некоторой степени раскрывает сложность вопроса исследования распространения мерзлых горных пород.

Рассмотрим содержание и особенности исследований распространения многолетнемерзлых горных пород.

Изучение распространения толщ многолетнемерзлых горных пород сводится к определению их верхней и нижней поверхностей, их мощности, установлению степени прерывистости по площади и глубине. Эти характеристики многолетнемерзлых пород определяют в процессе детальной, крупно- и среднемасштабных геокриологических съемок площадей различных размеров и отчасти при маршрутной геокриологической съемке по выбранным направлениям (меридиональным, широтным, вдоль и поперек долин, по водоразделам, междуречьям и т. п.), а также при специальных тематических работах на отдельных участках.

При исследованиях необходимо использовать материалы аэрофотосъемки и различные виды карт: геологические, литологические, тектонические, почвенно-ботанические и пр.

Наличие многолетнемерзлых пород и характер их прерывистости устанавливается с помощью бурения, шурфования и геофизических методов. При этом используются и данные гидрогеологической съемки, геолого-разведочных работ и пр.

Внешними признаками наличия многолетнемерзлых пород служат криогенные образования в виде форм микрорельефа (пятен-медальонов, каменных многоугольников, бугров пучения, полигональных форм поверхности, подземных льдов и пр.), а иногда следы посткриогенных образований (западины, блюдца, провальные участки — следы термокарста и натечные формы — следы солифлюкции и т. д.).

Присутствие чахлой, угнетенной растительности — тонких, покосившихся экземпляров лиственницы, «пьяного леса», отсутствие лиственных деревьев, особенно высокоствольных,— иногда косвенно указывает на наличие многолетнемерзлых пород.

Хорошим показателем таликов являются источники и наледи в руслах рек, на склонах долин. При всех прочих равных условиях мерзлые толщи скорее всего образуются и сохраняются в том случае, если верхние слои рыхлых отложений относятся к пылевато-илистым разностям, а поверхность заболочена и заторфована.

Талики располагаются в границах водоразделов при наличии благоприятных условий для инсоляции и инфильтрации поверхностных вод; в долинах они приурочены к аллювиальным отложениям русел и стариц, к водообильным и теплым источникам. При частой смене состава пород можно ожидать относительно небольшие талики. Талики хорошо прослеживаются по наличию лиственных пород деревьев и ели (особенно ее крупных экземпляров), растущих вдоль водных потоков и стариц — на островах, в устьях рек и ручьев на возвышенных участках с талыми породами растут сосны. Эти признаки могут указывать на присутствие таликов различных типов. Больше оснований имеется обнаружить талики в песчано-гравелистых породах.

Полыньи, фонтанирующие лунки во льду, грифоны субаквальных источников иногда также указывают на присутствие сквозных таликов. Эти косвенные данные необходимо сопоставлять с другими (температурой, химизмом воды и пр.); в выводах необходимо руководствоваться имеющимися конкретными данными о распространении мерзлых пород в данном районе.

Присутствие таликов под озерами на севере страны с большей вероятностью можно ожидать в случае, если озеро не промерзает до дна. Исключение могут представлять сильно минерализованные озера, под дном которых могут залегать мерзлые породы не только на севере, но и на юге.

О границах талика можно судить по криогенному строению пород и замерам их температуры в скважинах. В зависимости от положения границы талых и мерзлых пород вид кривой температуры будет различным. Если талик под озером несквозной, то на некоторой глубине в буровой скважине будет отмечена отрицательная температура пород. Если талик сквозной, то температура породы будет положительной, а ее количественное значение будет зависеть от площади талика и его мощности, наличия восходящего или нисходящего потоков воды. Талики оконтуриваются с помощью скважин, расположенных на поперечниках или с помощью геофизических методов.

Прямыми и косвенными указаниями на распространение мерзлых пород служат результаты гидрогеологической съемки и наблюдений. В частности, тип вод и условия их циркуляции могут указывать на наличие сквозных таликов. Химический состав воды и повышенная ее температура, характерные для глубоких водоносных горизонтов, будут определенно указывать на присутствие сквозного талика и, следовательно, на прерывистость мерзлой толщи на исследуемом участке.

Субаквальные выходы определяют по повышенной температуре воды на локальных участках у дна водоемов и потоков.

На возможное развитие таликов в пределах южных склонов может указывать наличие мощного снежного покрова. Поэтому исследование мощности снежного покрова, его распределение по площади и во времени имеет важное значение.

Индикаторы на мерзлые и талые породы в северных и южных районах не всегда одинаковы. Если на Крайнем Севере наличие небольших озер может указывать на процессы термокарста и сравнительно большую мощность слоя сезонного протаивания, то в южных районах эти же признаки могут говорить о возможном существовании сквозных таликов под озерами.

Выводы о наличии многолетнемерзлых пород в южных районах по косвенным признакам следует делать осторожно. Например, лиственные деревья, кустарники и ель на юге не будут характерными для таликов ввиду большой мощности слоя сезонного протаивания.

Исследование распространения многолетнемерзлых пород под реками, озерами и участками мелкоморья ведется с помощью скважин, проходимых с плотов или льда, а также с применением геофизических методов разведки при наличии контрольных скважин.

Верхняя поверхность толщи многолетнемерзлых пород устанавливается проходкой разведочных выработок — шурфов и скважин, закладываемых на различных элементах рельефа; при применении геофизических методов исследований необходим контроль их результатов с помощью горных выработок, закладываемых в различных участках [1].

Мощность многолетнемерзлой толщи определяют на участках, которые по своим природным условиям являются типичными для крупных природных районов (на междуречьях — в равнинных районах; на водоразделах и в котловинах — в горных районах).

В зависимости от поставленных задач, требуемой степени точности данных и имеющегося технического оборудования определение мощности толщи многолетнемерзлых горных пород можно производить следующими способами:

а) непосредственным определением с помощью бурения и шурфования, по наличию ледяной пробки в долго выдерживаемой скважине;

---

[1] См. § 2 настоящей главы.

б) геотермическим способом — изучением распределения температуры горных пород по глубине;

в) геофизическим способом — с помощью электрометрических и сейсмических методов разведки.

Непосредственное определение наличия многолетнемерзлых пород производится по присутствию в них кристаллов и прослоек льда в горной выработке, по керну и образцам из скважины. Определение мощности мерзлых пород по их температуре путем экстраполяции часто может быть ориентировочным. Способ определения мощности многолетнемерзлых пород по ледяной пробке в скважине широко рекомендовать нельзя, так как он редко дает правильные результаты. Замерзание промывочного раствора или воды в скважине зависит от целого ряда условий: температуры многолетнемерзлой толщи, продолжительности и режима бурения (величины образовавшегося талика вокруг ствола скважины), минерализации промывочной жидкости, времени, прошедшего с окончания бурения, режима и залегания подземных вод и т. д. Минерализованный раствор противодействует образованию «пробки». Особенно долго замерзает раствор в нижней части мерзлой толщи, где отрицательная температура окружающих пород высока (доли градуса). Нижняя часть столба жидкости вообще может не замерзнуть. Ошибка в определении нижней поверхности мерзлой толщи может достигать десятков метров.

С помощью этого способа фактически определяют только часть, а не всю мощность мерзлой толщи. Этот способ дорог, так как он основан на повторном бурении, т. е. требует задержки бурового оборудования на месте на длительное время или новой доставки и монтажа его.

Мощность мерзлой толщи геотермическим способом можно приблизительно определить и после кратковременной (в несколько недель) выдержки скважины. Мерзлая толща на геотермическом графике может выделяться безградиентной линией, перегиб которой и будет соответствовать глубине залегания нижней поверхности мерзлой толщи.

Следует помнить, что слабо обоснованная экстраполяция мощности мерзлой толщи по температурной кривой, полученной по замерам в неглубокой скважине, может иногда привести к грубым ошибкам, так как геотермическая ступень в многолетнемерзлой толще колеблется в довольно широких пределах.

При интерпретации температурных данных следует учитывать, что нижняя поверхность многолетнемерзлых пород не всегда бывает четко выраженной. Даже отрицательная температура пород не всегда отражает наличие мерзлых пород, например в случаях, когда породы, залегающие ниже их, содержат минерализованную воду. Такие породы не включают в состав мерзлой толщи; они входят в зону охлаждения земной коры.

Определение мощности мерзлых толщ и их распространения с помощью геофизических методов разведки требует большого опыта и обязательного наличия контрольных скважин на всю мощность мерзлой толщи. Поэтому эти методы являются подсобными.

Мощность слоистой толщи мерзлых пород определить весьма сложно. При бурении неглубоких скважин слоистость мерзлой толщи может быть не обнаружена и тем самым будет допущена ошибка. Только бурение глубоких скважин, при должном внимании и надлежащем контроле, позволяет положительно решить этот вопрос [1].

При обнаружении многолетнемерзлых пород небольшой мощности в районах, где по природным условиям мощность должна быть большей,

---

[1] Слоистые мерзлые толщи характерны для Западной Сибири, котловин и долин крупных рек в других районах; в основном обнаруживаются псевдослоистые толщи, слоистость которых обусловлена сложной конфигурацией подрусловых таликов. (*Прим. ред.*)

бурение скважины необходимо продолжить; по ходу бурения следует периодически замерять температуру. Если с глубиной будет наблюдаться некоторое понижение температуры, то это указывает на возможное наличие второго слоя многолетнемерзлых пород.

В этом случае скважина должна быть пробурена на необходимую глубину для вскрытия и пересечения нижнего горизонта мерзлых горных пород.

§ 2. ИССЛЕДОВАНИЕ СЛОЯ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОЧВ (ГОРНЫХ ПОРОД)

Ход процессов сезонного промерзания и протаивания грунтов во времени, мощность слоя сезонного промерзания и протаивания, режим слоя годовых колебаний температуры и его мощность настолько же разнообразны, насколько разнообразны природные условия. Они в своем развитии связаны с широтной географической зональностью и высотной поясностью.

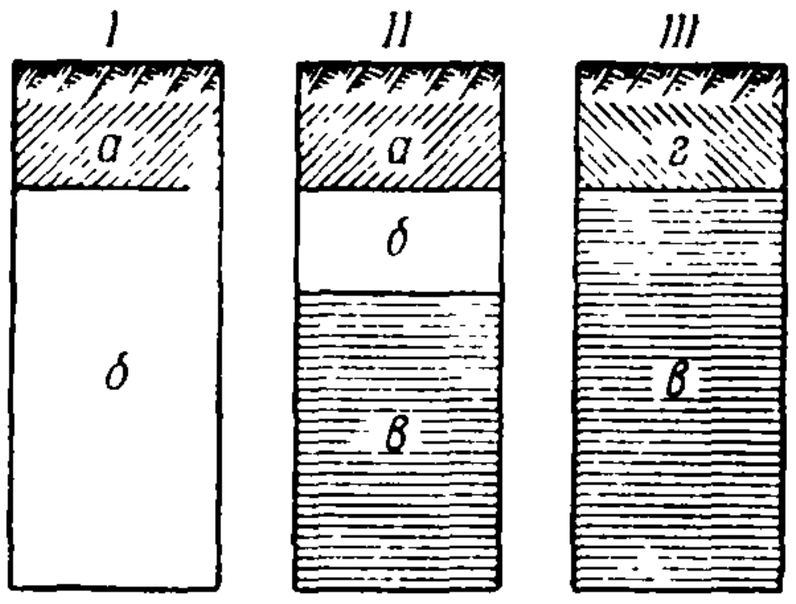


Рис. 2. Схема сезонного промерзания и протаивания:

I — сезоннопромерзающий слой (*а*) при мерзлых горных породах (*б*); *II* — то же (*а*), при глубоком залегании многолетнемерзлых горных пород (*в*); *III* — сезоннопротаивающий слой (*г*) при многолетнемерзлых породах (*в*)

Следует различать понятия «слой сезонного промерзания» и «слой сезонного протаивания». Под слоем сезонного промерзания понимается верхний слой почвы (грунта), промерзающий в холодный сезон года, подстилаемый постоянно немерзлой почвой (грунтом).

Под слоем сезонного протаивания понимается верхний слой почвы (грунта), протаивающий в теплый сезон года, подстилаемый толщей многолетнемерзлых пород.

Их общность заключается в том, что в обоих случаях происходят процессы сезонного промерзания и последующего сезонного протаивания. Разница между ними заключается в том, что слой сезонного промерзания почвы развивается при отсутствии многолетнемерзлых горных пород или залегающих глубже, а слой сезонного протаивания возможен только при неглубоком их залегании. Для слоя сезонного промерзания характерны: положительная средняя годовая температура грунтов; промерзание этого слоя происходит только сверху, а протаивание сверху и снизу.

Для слоя сезонного протаивания характерны: отрицательная средняя годовая температура почвы (грунта); промерзание этого слоя происходит сверху и снизу, а протаивание только сверху. В области многолетнемерзлых горных пород слой сезонного промерзания развивается только на участках, где многолетнемерзлые породы отсутствуют или залегают на глубине, превышающей глубину сезонного промерзания.

Наибольшей мощности слой сезонного промерзания достигает во второй половине зимы (рис. 2); наибольшая мощность слоя протаивания бывает осенью, иногда в начале зимы.

Мощность слоев сезонного промерзания и протаивания величина весьма динамичная и зависит от сочетания условий, определяющих процессы промерзания и протаивания. Изменения мощности слоя сезонного протаивания приводят к понижению или повышению верхней поверхности многолетнемерзлой толщи. Если на протяжении ряда лет происходит повышение температуры пород этого слоя, то слой сезонного протаивания переходит в слой сезонного промерзания. Критерием устойчивости слоя сезонного про-

мерзания или слоя протаивания является средняя годовая температура горных пород (грунтов).

При полевых геокриологических исследованиях в каждом конкретном участке необходимо изучать: а) состав и криогенное строение почв (грунтов) слоев сезонного промерзания и протаивания; б) физические и прочие свойства почв (грунтов); в) зависимость глубины промерзания и протаивания почв (грунтов) от различных физико-географических условий (форм рельефа, экспозиции поверхности, мощности снежного покрова, видового состава и свойств растительного покрова и т. д.); г) глубину сезонного промерзания и протаивания горных пород в конкретных природных условиях.

1. Изучение состава и криогенного строения грунтов слоя сезонного промерзания и протаивания

При изучении состава и криогенного строения грунтов необходимо знать их генезис, т. е. способ и условия их образования. Эта задача решается методами геоморфологии. При исследовании сезоннопромерзающих отложений основное внимание также следует обращать на особенности их криогенной текстуры.

Закономерности криогенного строения сезоннопромерзающих слоев изучены еще недостаточно. Сопоставление данных показывает, что в криогенном строении почв (грунтов) слоя сезонного промерзания и слоя сезонного протаивания имеются заметные различия. В слое сезонного промерзания ледяные включения, прослойки и мелкие линзы льда преобладают в верхней его части, что связано с односторонним промерзанием почвы. В слое сезонного протаивания распределение ледяных включений по разрезу неравномерное, связанное с двусторонним (снизу и сверху) промерзанием почвы (грунтов).

Для сезонномерзлого слоя Западной Сибири, например, характерна относительно тонкослоистая текстура мерзлых грунтов, тогда как для многолетнемерзлых пород типична крупнослоистая.

Для многих районов области многолетнемерзлых горных пород, в которых существует двустороннее промерзание сезоннопротаивающего слоя, характерны следующие особенности криогенной текстуры грунтов:

а) наиболее отчетливо она выражена в нижней части слоя, у границы с многолетнемерзлой толщей, где помимо мелких ледяных линз наблюдаются и крупные (плоские горизонтальные — в аллювиальных и торфяно-болотных отложениях; пологоволнистые — в делювии);

б) для верхней части слоя типичны мелкие ледяные включения различной формы (табл. 1);

в) средняя часть слоя отличается сравнительной сухостью, которая обусловлена миграцией влаги вверх и вниз в период промерзания, поэтому криогенные текстуры здесь выражены слабо.

На участках мало увлажненных (крутые склоны, сухие надпойменные террасы и т. д.) в слое сезонного протаивания крупные ледяные включения не образуются.

Криогенные текстуры, схематические зарисовки которых приведены в табл. 1, характеризуют сезоннопротаивающие грунты. По криогенным текстурам и другим признакам в ряде случаев без особого труда удается распознать аллювиальные, делювиальные и элювиальные образования и объяснить природу неодинаковой льдистости толщ многолетнемерзлых горных пород.

В местах аккумуляции отложений образующиеся сезонные криогенные текстуры сохраняются в многолетнемерзлой сингенетичной толще. Изучение криогенных текстур сезоннопротаивающего слоя представляет интерес для определения максимальной глубины протаивания.

Криогенные текстуры сезонномерзлых аллювиальных,

(составила Е. Г. Катасонова на примере

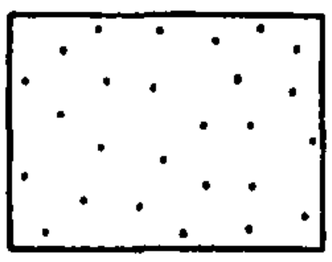
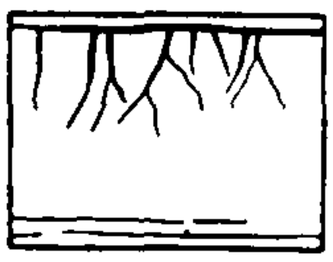
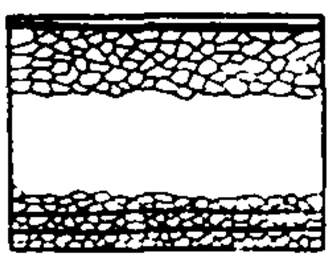
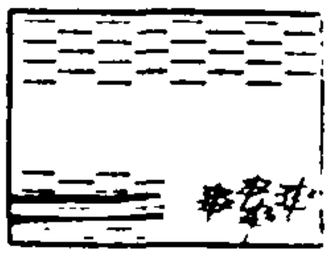
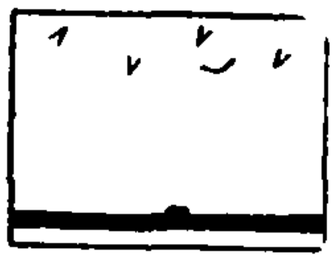
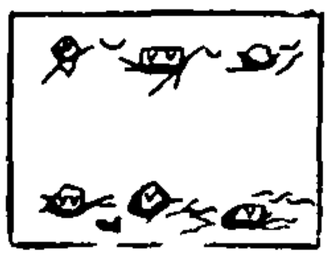
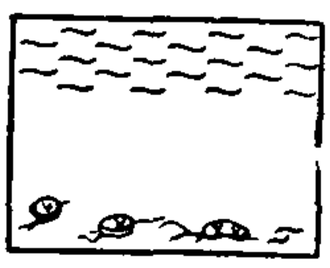
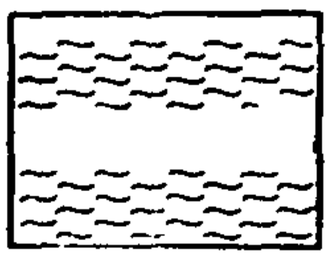
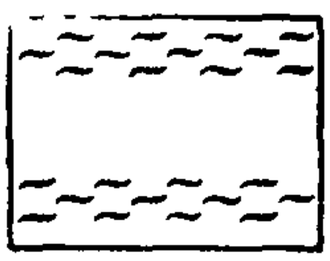
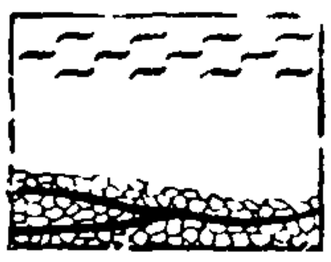
Криогенное строение сезонномерзлого слоя			Форма мезорельефа
Схематическая зарисовка слоя сезонного промерзания и протаивания	Мощность ледяных включений	Описание криогенных текстур, наблюдаемых в разрезе	
	—	Массивная	Прирусловые отмели и гривы на низкой пойме и валы высокой поймы
	От долей *мм* до 1—2 *мм*	Прожилковая, с тонкими горизонтальными прослойками в нижней части сезонномерзлого слоя	Межгривные ложбины и плоские выровненные участки на низкой пойме
	От долей *мм* до 0,5 *см* От 0,5 до 2 *см*	Сетчатая, с горизонтальными ледяными прослойками в нижней части сезонномерзлого слоя	Плоские выровненные участки на высокой пойме
	От долей *мм* до 1 *мм* От 0,5 до 3 *см*	Тонкая линзовидная, с ровными ледяными прослойками в нижней части сезонномерзлого слоя (в заторфованных отложениях) и смешанная (сетчатая, с косыми линзами льда) в оглеенных суглинках	Ложбины на высокой пойме и надпойменных террасах
	От 1—2 *мм* до 3—5 *см* От 1 до 5 *см*	Гнезда и корки льда, облекающие растительные остатки; крупные горизонтальные ледяные прослойки в нижней части сезонномерзлого слоя	Выполненные осадками старицы
	От долей *мм* до 1 *мм*	Корковая	Крутые склоны, сложенные грубообломочным материалом
	От долей *мм* до 1 *мм* От долей *мм* до 2 *мм*	Тонкая линзовидная вверху, корковая внизу слоя	Малообводненные склоны средней крутизны с неглубоким залеганием коренных пород

Таблица 1

делювиальных и элювиальных отложений

северо-западной Якутии)

Генетический тип породы	Состав породы	Льдистость, в % к сухой навеске	Увлажнение участка	Мощность мохово-лишайникового покрова
Аллювиальные	Пески тонко- и мелкозернистые, супеси негумусированные	5—20	Сухой	Отсутствует в большинстве случаев
	Супеси, суглинки, иногда опесчаненные, слабо гумусированные	20—30	Заболочен только в дождливое время	Маломощный (1—2 *см*), на некоторых участках отсутствует
	Суглинки, реже супеси и тонкозернистые пески, заиленные, в некоторых случаях заторфованные	50—60	Постоянно заболочен	Сплошной, мощность 4—6 *см*
	Суглинки заторфованные, торф заиленный, подстилаемые в некоторых случаях темными оглеенными суглинками, бедными органическими остатками	60—100	Сильно заболочен	Сплошной, мощность 6—8 *см*
Торфяно-болотные	Торф	Больше 100	Постоянно обводнен	Сплошной, мощность 8—10 *см* и более
элювиальный	Дресва, щебень с небольшой примесью пылеватого суглинка	10—20	Сухой	Не сплошной
элювиально делювиальный	Суглинки и супеси с большим количеством обломков пород, иногда опесчаненные	20—40	*	Сплошной, мощность 2—3 *см*

Криогенное строение сезонномерзлого слоя			Формы мезорельефа
схематическая зарисовка слоя сезонного промерзания и протаивания	Мощность ледяных включений	Описание криогенных текстур, наблюдаемых в разрезе	
	От долей *мм* до 1 *мм*	Тонкая линзовидная	Сухие склоны с глубоким залеганием коренных пород; делювиальные шлейфы у склонов южной экспозиции
	От долей *мм* до 0,5 *см*	Крупная линзовидная	Малообводненные склоны с глубоким залеганием коренных пород; делювиальные шлейфы у склонов северной экспозиции
	От долей *мм* до 0,5 *см* От 0,5 до 5 *см*	Линзовидная вверху слоя; сетчатая, с льдистыми пологоволнистыми прослойками-поясками внизу слоя	Пологие заболоченные склоны с глубоким залеганием коренных пород

Состав и криогенное строение сезоннопромерзающих отложений изучают по кернам из скважин и по структуре пород на стенках шурфов и траншей. Для исследований наиболее удобны шурфы и траншеи, в которых можно проследить особенности распределения и залегания ледяных включений на большом протяжении. Глубина шурфов, траншей и скважин должна превышать мощность слоя сезонного промерзания или протаивания не менее чем на 30—50 *см*.

При описании состава и криогенного строения пород исследователь должен в первую очередь:

а) указать местоположение горной выработки, охарактеризовать элемент рельефа, экспозицию участка, степень заболоченности поверхности, мощность мохово-лишайникового покрова и пр.;

б) определить литологический тип породы (суглинок, супесь, песок) и сделать детальное описание разреза;

в) изучить первичную слоистость породы, если она наблюдается (тип слоистости: горизонтальная, волнистая, линзовидная, косая; установить мощность и состав каждого слоя);

г) установить наличие карбонатности, ожелезнения и гумусирования породы;

д) выяснить, к какому генетическому типу и фации относятся описываемые отложения;

е) установить наличие растительных остатков или заторфованности пород (например, тип залежи торфа — аллохтонный или автохтонный);

ж) указать, наблюдается ли оглеенность пород, окраску слоя; каким глубинам и горизонтам она свойственна; с чем оглеение связано; какую форму и границы имеют оглеенные горизонты;

з) определить влажность слоя сезонного промерзания и протаивания (послойную и суммарную) [1];

[1] Важны зимние и летние определения влажности грунтов.

Таблица 1 (окончание)

Генетический тип породы	Состав породы	Льдистость, в % к сухой навеске	Увлажнение участка	Мощность мохово-лишайникового покрова
делювиальный	Суглинки и супеси с обломками пород	30—50	Сухой	Сплошной, мощность 2—3 *см*
	То же	40—60	Заболочен	Сплошной, мощность 3—5 *см*
	Суглинки и супеси слабо гумусированные, с небольшим количеством обломочного материала	60, часто более 100	Сильно заболочен	Сплошной, мощность более 5 *см*

и) тщательно изучить формы, размеры и особенности распределения ледяных включений (линз, корок, гнезд); описать, зарисовать и сфотографировать криогенные текстуры — системы ледяных включений различных генетических горизонтов; выяснить, с какими системами трещин связаны ледяные образования и какими процессами обусловлены трещины-полости, включающие лед.

Каждый генетический тип и разновидность (фация) пород, под влиянием неоднородных тепловых процессов в них и в зависимости от направления теплового потока и скорости промерзания, характеризуется определенным криогенным строением. Поэтому выделение литолого-генетических типов сезоннопромерзающих отложений и их геокриологический анализ — одна из основных задач изучения слоя сезонного промерзания и протаивания.

2. Изучение зависимости глубины промерзания и протаивания от природных условий

Мощность слоя сезонного промерзания и протаивания зависит от природных условий данного района или участка. Поэтому необходимо тщательно изучать физико-географические и геологические особенности исследуемой территории.

1. Состав пород. Влияние состава пород на глубину промерзания и протаивания объясняется тем, что различные литологические разновидности отложений отличаются по своим физическим и теплофизическим свойствам. Большое значение при этом имеет льдистость (влажность) пород, определяющая основные затраты тепла при промерзании и протаивании, существенно изменяющая теплофизические свойства пород. Столь же важную роль играют и фильтрационные свойства протаивающих и талых грунтов. Инфильтрующиеся атмосферные осадки вносят значительное количество тепла в процессе протаивания грунтов.

Существенное влияние на глубину сезонного промерзания и протаивания оказывают плотность, особенности сложения и условия залегания горных пород. С увеличением плотности возрастает коэффициент температуропроводности, что способствует увеличению глубин сезонного протаивания (промерзания).

2. Рельеф влияет на глубину сезонного промерзания и протаивания вследствие неоднородного распределения снежного покрова и увлажнения поверхности, ее заторфованности, различия во влажности (льдистости) отложений и пр. На более дренированных и лучше прогреваемых возвышенных участках, в области многолетнемерзлых пород, мощность сезонопротаивающего слоя больше, чем в западинах.

Вне области многолетнемерзлых пород, на повышенных участках, за счет сдувания снега, глубина сезонного промерзания больше, чем в понижениях.

3. Экспозиция и крутизна склонов. Глубина сезонного протаивания на склонах южной экспозиции в среднем на 50—60% больше, чем на склонах северной экспозиции. В южных районах области многолетнемерзлых пород эта разница часто превышает 100%. По мере движения с юга на север эта разница постепенно уменьшается.

Влияние инсоляции на южных склонах увеличивается с возрастанием их крутизны. Для склонов крутизной до 30° при прочих равных условиях разница в глубине сезонного протаивания почвы может достигать 1 *м*.

4. Снежный покров, его мощность, плотность, нарастание и динамика, как известно, являются существенным условием в ходе развития процессов промерзания и протаивания рыхлых отложений, влияют на глубину промерзания — протаивания.

При малых мощностях снежного покрова (2—10 *см*) преобладает отражательная способность снега, теплоизолирующая же роль мала. С увеличением мощности снега увеличивается его теплоизолирующая роль. На оголенных от снега площадках глубина сезонного промерзания иногда на 40—60% больше, чем на площадках с ненарушенным снежным покровом.

В некоторых континентальных районах влияние снежного покрова относительно однородно; на глубину протаивания почвы снег влияет незначительно, так как часто сходит до начала теплого сезона.

5. Растительный покров (живой и мертвый) на промерзание и протаивание почвы оказывает многогранное влияние. Растительность и органические остатки в почве и на почве (подстилка, моховой покров, торф) способствуют увеличению влажности (льдистости) ее верхних горизонтов, понижают температуру и уменьшают ее амплитуду, глубину промерзания и протаивания. Под пологом леса уменьшается (иногда в 50 раз и более) интенсивность солнечной радиации, вследствие чего ограничивается прогревание почвы. Ослабляя силу ветра, лесная растительность способствует равномерному отложению снега и сохранению его в рыхлом состоянии, что уменьшает излучение тепла почвой. Поэтому под лесным покровом глубина протаивания в два-три раза меньше, чем на безлесных участках. Влияние растительности тем значительнее, чем больше ее густота, высота и сомкнутость, чем больше содержится в почве и на ее поверхности растительных остатков.

Выяснение качественных зависимостей глубины сезонного промерзания и протаивания от литологического состава, рельефа, снежного и растительного покровов и пр., является одной из задач полевых исследований. Количественные зависимости можно установить лишь с помощью стационарных наблюдений, проводимых по особой программе.

Исследование глубины протаивания и промерзания следует проводить дифференцированно по элементам рельефа, т. е. в различных типах местности.

В полевых условиях требуется выяснить.

а) мощность слоя сезонного промерзания и протаивания в различных литологических разновидностях рыхлых отложений при прочих однородных и сложных природных условиях;

б) влияние различных форм рельефа на промерзание и протаивание в однородных и сложных природных условиях;

в) ход протаивания почв на склонах разной экспозиции, при одной и разной их крутизне, однородных литологических разностях отложений, при однотипном растительном покрове и т. д.;

г) зависимость между глубиной промерзания почвы, мощностью и плотностью снежного покрова;

д) влияние различных видов растительного покрова на ход сезонного промерзания и протаивания рыхлых отложений в различных типах местности.

Запись наблюдений производят в журнале по приведенной ниже форме (см. приложение к этому параграфу).

3. Определение глубины сезонного промерзания или протаивания почвы

Для определения глубины промерзания или протаивания почв в полевых условиях применяются следующие способы: а) непосредственного определения. б) температурный; в) экстраполяционный. г) текстурный и д) расчетный.

а) Непосредственное определение глубины сезонного промерзания основано на определении глубины промерзания и протаивания с помощью производства различных горных выработок. Слой сезонного промерзания изучают по зачищенной стенке шурфа или по керну из скважины. Глубину промерзания устанавливают по видимым глазом кристаллам или прослойкам льда, а также по изменению прочности горных пород, их цвета (мерзлые породы обычно несколько светлее, чем талые), по таянию образца.

Шурфы закладывают в труднопроходимых горных породах. В песчаных и суглинистых породах обычно бурят скважины. При определении небольших глубин сезонного протаивания почв и грунтов (1—1,20 *м*) часто употребляют щуп — стальной заостренный прут диаметром 5—6 *мм*, снабженный рукояткой. На щупе должны быть деления через 5 *см*. Однако применение щупа не всегда дает удовлетворительные результаты.

На каждой исследуемой точке производят двукратные и трехкратные замеры, в журнал записывают результаты, не вызывающие сомнений. Глубина протаивания, установленная в конце осени, является максимальной в данном году для данного участка. Глубину сезонного промерзания определяют во вторую половину зимы или ранней весной. Установленная мощность этого слоя характеризует условия промерзания в данном году на данном участке.

б) Температурный способ применяют при обработке стационарных и полевых наблюдений за температурой почвы. По данным замеров строят кривую температуры. Глубина, на которой кривая пересекает ось нулевой ординаты, соответствует глубине протаивания или промерзания. Такой метод менее точен, чем метод непосредственного определения. Следует учитывать, что охлаждение некоторых почв до 0° может не совпадать с глубиной фактического промерзания почвы. Такое несоответствие наблюдается в высокодисперсных почвах, в которых кристаллизация воды происходит при температуре ниже 0°. В случае повышенной минерализации воды, кристаллизация начинается при еще более низкой температуре.

Температура почв, равная 0°, часто наблюдается на сравнительно большом интервале глубины, что характеризует недостатки этого метода.

в) Способ экстраполяции основан на использовании данных стационарных наблюдений за интенсивностью (ходом) и глубиной

Таблица 2

Ход сезонного протаивания супесчано-суглинистых отложений в Якутске и пылеватых суглинков в Игарке

Район Якутска		*Район Игарки*	
Время	Протаивание, %	Время	Протаивание, %
1—5 мая	10	2-я декада мая	Начало протаивания
5—10 мая	20	Конец мая	10—15
10—15 мая	35	Конец июня	30—40
15 мая—1 июня	45	Конец июля	50—60
1 июня—15 июня	60	Конец августа	60—80
15 июня—1 июля	80	2-я декада сентября	85—95
1—15 июля	85	Начало октября	95—100
15 июля—1 августа	90	2-я декада октября	100
1 августа—15 сентября . . .	95		
15 сентября—1 октября . . .	100		

протаивания почвы, полученных на ближайшей метеорологической станции. Известно, что сезонное протаивание почвы является функцией времени, поэтому на любой период времени протаивание может быть выражено в процентах от максимального протаивания за сезон. Такие данные за каждый отрезок времени, выраженные в процентах, служат эталоном для расчета максимального протаивания по наблюдениям, сделанным в более ранние сроки. Этот расчет применим в случае однородности природных условий.

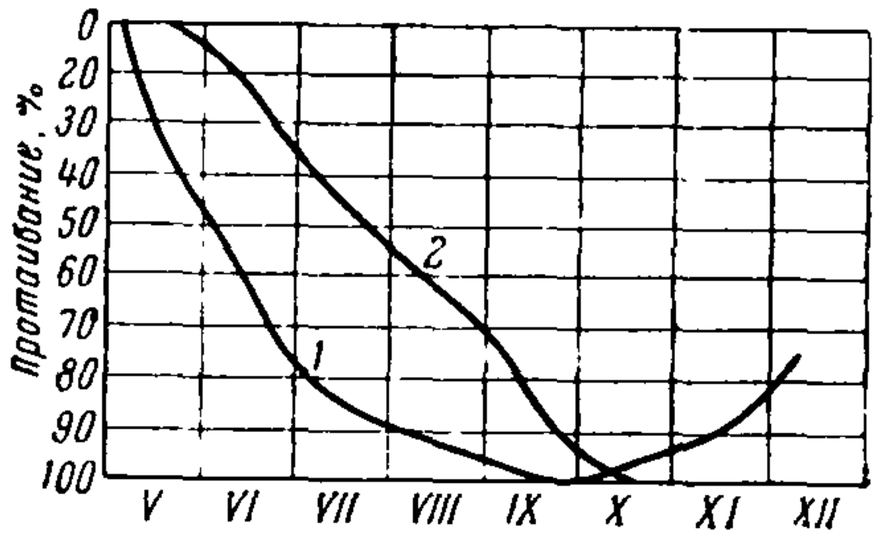


Рис. 3. Интенсивность сезонного протаивания почв по данным многолетних наблюдений, в % от максимальной глубины сезонного протаивания:

1 — на площадке Якутской мерзлотной станции АН СССР (П. И. Мельников и П. А. Соловьев, 1952); *2* — в районе Игарки (Тумель, 1941)

В табл. 2 приведены данные по интенсивности сезонного протаивания в районе Игарки (Тумель, 1941) и в районе Якутска (Мельников, 1952), в % от максимальной глубины сезонного протаивания.

В обоих районах интенсивность протаивания установлена по многолетним наблюдениям на площадках, поросших травой, при влажности почвы, не превышающей полную влагоемкость. Графическое изображение интенсивности протаивания представлено на рис. 3. Расчет глубины протаивания на основании табл. 2 можно произвести по формуле

$$H = \frac{h \cdot 100}{n},$$

где H — максимальная глубина протаивания, *см* или *м*;
h — глубина протаивания на момент исследования, *см* или *м*;
n — показатель протаивания на момент исследования, %.

Пример расчета. В конце августа пылеватые суглинки в районе Игарки протаяли на глубину $h = 1{,}20$ *м*. По табл. 2 глубина протаивания в августе для этого района или показатель протаивания n составит 60 или 80% от максимального, что зависит от особенностей лета, литологического состава почвы и грунта и других условий. Допустим, что для лета было характерно небольшое количество осадков. Тогда максимальное протаивание в октябре H составит 1, 50 *м*

$$H = \frac{h \cdot 100}{n} = \frac{1{,}20 \cdot 100}{80} = 1{,}5\ [м].$$

Приводим высчитанную А. В. Леонтьевым интенсивность сезонного протаивания рыхлых отложений в районе Норильска (в % от максимальной глубины сезонного протаивания) и возможную ошибку определения глубины протаивания в различные периоды года:

	I.VI	15.VI	1.VII	15.VII	1.VIII	15.VIII	1.IX	15.IX
Глубина протаивания, %	5	25	45	65	75	90	95	100
Возможная ошибка, %	±50	±25	±20	±15	±10	±5	±3	0

г) Техника определения многолетней максимальной глубины сезонного протаивания почвы по ее криогенной текстуре состоит в следующем.

На изучаемой площадке проходят шурф или скважину и наблюдают за изменением количества ледяных включений по глубине. Когда с глубиной содержание льда постепенно уменьшается до минимального (лед даже перестает быть заметным), а затем резко увеличивается, то граница этого перехода часто и будет глубиной максимального протаивания. Чтобы убедиться в том, что эта глубина является максимальной, следует углубить выработку не менее чем на 1 *м*. Если мощность ледяных прослоек увеличивается или порода более или менее однородно насыщена льдом, то отмеченная выше граница соответствует максимальной глубине протаивания. При чередовании массивной и слоистой текстур максимальная глубина протаивания будет находиться на самой нижней границе перехода массивной текстуры в слоистую. Самая верхняя граница такого перехода соответствует глубине сезонного протаивания в один из промежуточных годов, после максимального протаивания.

Для подобных определений следует рекомендовать кернобратель А. М. Пчелинцева (1951) и др. Извлеченные керны распиливают вдоль оси, зачищают ножом и фотографируют (или детально зарисовывают и описывают). Фотографии керна склеивают в одну колонку, по которой и заканчивают анализ криогенной текстуры исследуемой породы.

Преимущество шурфования перед бурением состоит в том, что в шурфе границу протаивания можно проследить на большом протяжении. Однако шурфование более трудоемко, летом затруднено оплыванием грунта или притоком воды. Поэтому шурфы можно пройти не везде.

Рассмотрим примеры анализа криогенной текстуры некоторых типичных разрезов мерзлых толщ.

В табл. 3 приведены характеристики различных криогенных текстур и образцы их схематической зарисовки; в табл. 4—9 показаны типичные разрезы мерзлой толщи с определением глубины сезонного протаивания по криогенной текстуре.

Типичный для Западной Сибири разрез эпигенетической мерзлой толщи приведен в табл. 4 (разрез I). На разрезе нижние границы современного и максимального сезонного протаивания совпадают и проходят между слоями 5 и 6, характеризующимися средне- и крупнослоистой криогенной текстурой.

Таблица 3

Характеристика криогенных текстур и их схематическая зарисовка

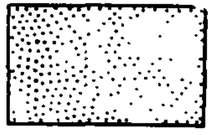
Горная порода	Название текстуры	Характеристика	Схематическая зарисовка
Глинистая	Тонкослоистая	Мощность ледяных прослоек от долей *мм* до 1 *мм*. Мощность минеральных прослоек от 1 до 2 *мм*	
»	Среднеслоистая	Мощность ледяных прослоек от 2 до 10 *мм*. Мощность минеральных прослоек от 2 до 5 *мм*	
»	Крупнослоистая	Мощность ледяных прослоек от 10 *мм* (в верхней части) до 400 *мм* (в нижней части слоя). Мощность минеральных прослоек от 20—30 *мм* (в верхней части) до 1000 *мм* (в нижней части слоя)	
»	Массивная	Видимые ледяные включения отсутствуют	
Песчаная	»	То же	

Таблица 4

Разрез I

№ слоя	Горная порода	Мощность слоя, *см*	Криогенная текстура	Нижняя граница слоя сезонного протаивания	
				современная	максимальная
1	Глинистая	3—5	Тонкослоистая		
2	»	10—20	Среднеслоистая		
3	»	35—50	Тонкослоистая		
4	»	100—120	Массивная		
5	»	10—20	Среднеслоистая	У подошвы слоя 5	У подошвы слоя 5
6	»	1000—1400	Крупнослоистая		
7	»	1000—1500	Массивная		

Многолетнемерзлая порода залегает ниже верхней границы слоя с крупнослоистой текстурой.

Среднеслоистая текстура слоя 5 образовалась вследствие промерзания талого слоя снизу. Тонкослоистые текстуры в слое 1 обусловлены быстрым промерзанием породы, исключившим возможность формирования крупных ледяных линз; слои 3 и 4 с незначительной влажностью промерзавшей породы. Слой 2 был достаточно влажным, а его промерзание медленным.

Таблица 5

Разрез II

№ слоя	Горная порода	Криогенная текстура	Нижняя граница слоя сезонного протаивания	
			современная	максимальная
1	Глинистая	Тонкослоистая		
2	»	Среднеслоистая		
3	»	Тонкослоистая		
4	»	Массивная		
5	»	Среднеслоистая	У подошвы слоя № 5	У подошвы слоя № 7
6	»	Массивная		
7	»	Среднеслоистая		
8	»	Крупнослоистая		

На разрезе II (табл. 5) в отличие от разреза I граница слоя современного сезонного протаивания находится выше границы максимального протаивания, расположенной между слоями 7 и 8, и проходит у подошвы слоя 5, образовавшегося в результате промерзания снизу. Об этом свидетельствуют размер и расположение ледяных линз. Большая мощность линз льда указывает на значительное увлажнение породы.

На разрезе III (табл. 6), нижние границы современного и максимального сезонного протаивания совпадают и проходят у подошвы слоя 8. Текстура слоя 6 напоминает текстуру слоя 5 на разрезе II, но формирование этих текстур различно. Слой 6 на разрезе III промерзал сверху вниз, а слой 5 на разрезе II — снизу вверх.

Таблица 6

Разрез III

№ слоя	Горная порода	Криогенная текстура	Нижняя граница слоя сезонного протаивания	
			современная	максимальная
1	Глинистая	Тонкослоистая		
2	»	Среднеслоистая		
3	»	Тонкослоистая		
4	»	Массивная		
5	Песчаная. Мощность слоя до 5 *см*	Массивная		
6	Глинистая	Среднеслоистая		
7	»	Массивная		
8	»	Среднеслоистая	У подошвы слоя 8	У подошвы слоя 8
9	»	Крупнослоистая		

На разрезе IV (табл. 7) нижняя граница слоя максимального сезонного протаивания расположена у подошвы слоя 13. Нижняя граница слоя современного протаивания определенно не выражена.

Таблица 7

Разрез IV

№ слоя	Горная порода	Криогенная текстура	Нижняя граница слоя сезонного протаивания	
			современная	максимальная
1	Глинистая	Тонкослоистая		
2	»	Среднеслоистая		
3	»	Тонкослоистая		
4	»	Массивная		
5	Песчаная. Мощность слоя более 5 *см*	Массивная	В слое песка?	
6	Глинистая	Среднеслоистая		
7	»	Тонкослоистая		
8	»	Массивная		
9	Песчаная. Мощность слоя более 5 *см*	Массивная	В слое песка?	
10	Глинистая	Среднеслоистая		
11	»	Тонкослоистая		
12	»	Массивная		
13	»	Среднеслоистая	У подошвы слоя 13?	У подошвы слоя 13
14	»	Крупнослоистая		

По разрезу V (табл. 8) нельзя точно определить нижние границы современного и максимального протаивания, можно лишь допустить, что они находятся в песчаном слое 5.

Таблица 8

Разрез V

№ слоя	Горная порода	Криогенная текстура	Нижняя граница слоя сезонного протаивания	
			современная	максимальная
1	Глинистая	Тонкослоистая		
2	»	Среднеслоистая		
3	»	Тонкослоистая		
4	»	Массивная		
5	Песчаная	Массивная	В слое 5	В слое 5
6	Глинистая	Крупнослоистая		

На разрезе VI (табл. 9) многолетнемерзлая толща (слой 5) характеризуется равномерным распределением ледяных прослоек. Поэтому указать точно нижнюю границу максимального протаивания не представляется возможным.

Таблица 9

Разрез VI

№ слоя	Горная порода	Криогенная текстура	Нижняя граница слоя сезонного протаивания	
			современная	максимальная
1	Глинистая	Тонкослоистая		
2	»	Среднеслоистая		
3	»	Тонкослоистая		
4	»	Массивная	В верхней части слоя 5 или на границе слоев 4 и 5	В верхней части слоя 5 или на границе слоев 4 и 5
5	»	Среднеслоистая		

Текстурный способ определения максимальной глубины протаивания применим при следующих условиях: 1) когда слой сезонного промерзания систематически сливается с многолетнемерзлой толщей; 2) если нижняя граница слоя сезонного протаивания находится в глинистых породах (глинах, суглинках и супесях).

Рассматривая первое условие, приведем два примера.

Пример 1. Сезонномерзлый слой слился с многолетнемерзлой толщей. Требуется найти границу их слияния. Согласно изложенному выше, эта граница соответствует глубине, на которой массивная или среднеслоистая криогенная текстура переходит в крупнослоистую текстуру, свойственную многолетнемерзлой толще.

Пример 2. Сезонномерзлый слой не сливается с многолетнемерзлой толщей. Определить глубину сезонного протаивания нельзя, так как глубина сезонного промерзания меньше возможной глубины сезонного протаивания.

Можно говорить лишь о максимальной глубине сезонного промерзания, фиксируемой в форме перелетков.

При втором условии описываемый способ применим лишь для глинистых пород, в которых могут возникать линзовидные ледяные включения. В песках и крупнообломочных породах независимо от их влажности ледяные линзы практически не образуются [1].

е) Определение глубин сезонного промерзания и протаивания методом, разработанным В. А. Кудрявцевым, основано на учете влияния комплекса природных условий, определяющих сезонное промерзание грунтов, и на изучении теплооборотов. Теплообороты в почве могут быть определены через температурный режим на ее поверхности, при этом учитываются состав почвы, ее литология, сложение, влажность, льдистость и теплофизические свойства. В. А. Кудрявцев (1959а) выделяет четыре основных признака, характеризующие процессы сезонного промерзания и протаивания грунтов: а) литологический состав, сложение грунта; б) влажность и льдистость грунта; в) среднюю годовую температуру грунта; г) амплитуду температуры на поверхности земли. Их сочетание определяет тип сезонного промерзания и протаивания почв (грунтов) и соответствующую этому типу их глубину.

В отличие от обычного способа фиксирования глубин сезонного промерзания и протаивания в момент исследований, рассматриваемая методика позволяет выяснить закономерности формирования слоя сезонного промерзания и протаивания по связи с комплексом природных условий.

Средняя годовая температура и годовая амплитуда температуры на поверхности почвы (грунта) отражают сложный процесс теплообмена в поверхностном слое литосферы; литологический состав грунтов, особенности их сложения, влажность и льдистость характеризуют условия, в которых происходит их промерзание и протаивание. Каждое из этих условий может быть сравнительно легко определено при полевых работах.

Перечисленные характеристики являются исходными для определения глубин сезонного промерзания и протаивания по предлагаемым ниже расчетным формулам. Увязав данные, полученные по этим формулам, можно прогнозировать изменения глубин сезонного промерзания и протаивания в связи с возникающими нарушениями природных условий при освоении территории.

Рассмотрим порядок определения типов сезонного промерзания и протаивания почв и грунтов. Тип сезонного промерзания и протаивания определяют в поле по четырем указанным выше признакам.

а) *Литологический состав*, характер сложения и строения грунтов определяют с помощью скважин, шурфов, по обнажениям и пр. Из типичных по составу слоев отбирают пробы для лабораторных исследований. Распространение различных литологических типов грунтов отражают на полевой карте, на которой выделяют участки грунтов различного состава и сложения.

б) *Влажность грунтов* определяют при проходке горных выработок. Пробы мерзлого грунта на влажность отбирают методом бороздки, а талого — точечным методом из каждой литологической разности, но не реже чем через 50 *см*. По полученным данным составляют рабочую карту влажностей, на которой выделяют участки с различной средней влажностью грунтов. Диапазон влажности в каждом из участков не должен превышать 5—10%. При мелких масштабах съемки возможны большие диапазоны влажности.

---

[1] При исследовании слоя сезонного промерзания и протаивания, в частности при определении глубины сезонного протаивания, необходимо обращать внимание на окраску горных пород. Для слоя сезонного протаивания характерна ржаво-бурая окраска, обусловленная окисными соединениями железа. Многолетнемерзлой породе свойственна окраска серо-зеленоватая, грязно-голубоватая, синеватая, обусловленная закисными соединениями железа. (*Прим. ред.*)

Карту грунтов и их влажностей составляют по общепринятой методике инженерно-геологического картирования.

В лаборатории определяют характеристики состава типичных литологических разностей грунтов. Количество определений зависит от масштаба съемки, от сложности состава и сложения грунтов. Определяют также объемный вес γ, относительную льдистость i, теплоемкость C, коэффициент теплопроводности λ типичных литологических разновидностей грунтов. Названные характеристики грунта определяются по образцам с ненарушенной и нарушенной структурой.

в) *Средняя годовая температура грунта* $t_{ср}$ в основании слоя ее годовых колебаний может быть определена по годовому циклу наблюдений и по единичным измерениям на разных глубинах (Кудрявцев, 1959в). В последнем случае можно воспользоваться таблицей зависимости глубины слоя годовых колебаний температуры z от величины средней годовой температуры грунта $t_{ср}$ и коэффициента температуропроводности K (табл. 10). Пользуясь этой таблицей и зная значение K, можно найти такую точку на кривой изменения

Таблица 10

Глубины слоя (в *м*) годовых колебаний температуры z в зависимости от средней годовой температуры грунта $t_{ср}$ и коэффициента температуропроводности K

(*по В. А. Кудрявцеву*)

Средняя годовая температура грунта, °С	Коэффициент температуропроводности K								
	0,12	0,01	0,0081	0,0064	0,0049	0,0056	0,0025	0,0016	0,0009
0,5	9,4	8,5	7,6	6,8	5,9	5,1	4,2	3,4	2,5
1,0	13,4	12,1	10,9	9,7	8,5	7,3	6,1	4,9	3,6
1,5	15,7	14,3	12,9	11,4	10,0	8,6	7,2	5,8	4,3
2,0	17,4	15,8	14,2	12,7	11,1	9,5	7,9	6,4	4,7
3,0	19,7	18,0	16,9	14,4	12,6	10,8	9,0	7,2	5,4
4,0	21,4	19,5	17,5	15,6	13,6	11,7	9,7	7,8	5,9
5,0	22,7	20,7	18,6	16,5	14,5	12,4	10,3	8,3	6,2
6,0	23,8	21,6	19,5	17,3	15,1	13,0	10,8	8,7	6,5
7,0	24,7	22,4	20,2	18,0	15,7	13,5	11,2	9,0	6,7
8,0	25,4	23,1	20,8	18,5	16,2	19,9	11,6	9,3	6,9
9,0	26,1	23,8	21,4	19,0	16,6	14,2	11,9	9,5	7,1

температуры по глубине, в которой значения z и $t_{ср}$ совпадают с табличными. Они и будут искомыми величинами z и $t_{ср}$. Если коэффициент температуропроводности неизвестен, то на температурной кривой, полученной при полевых измерениях, находится только одна точка, сходящаяся с табличными значениями z, K и $t_{ср}$. Если таких точек несколько, подбирают наиболее вероятное значение K. Следует отметить, что погрешность в определении глубины слоя сезонного промерзания или протаивания обычно не выходит за пределы нескольких сантиметров и поэтому не имеет большого значения в определении величин z и $t_{ср}$.

Таким путем по единичным измерениям температуры в выстоявшихся скважинах можно определить среднюю годовую температуру грунта. Эти данные также наносят на рабочую карту. С их помощью оконтуривают участки с однородной средней годовой температурой. Диапазон ее колебаний в пределах выделяемых участков при крупно- и среднемасштабной съемке обычно не должен превышать 0,5—1,0°.

г) *Годовую амплитуду температуры* на поверхности грунта определяют по амплитуде среднемесячных температур воздуха путем вычитания разницы, возникающей вследствие влияния снежного и растительного покровов. Остановимся на методике определения влияния снежного и растительного покровов на амплитуду колебания температуры (Кудрявцев, 1954).

Величина уменьшения амплитуды температуры за счет влияния снежного покрова равна

$$S_z = A_в - A_р, \tag{1}$$

где $A_в$ — физическая амплитуда температуры воздуха [1];

$A_р$ — физическая амплитуда температуры под снегом (на растительном покрове).

Из формулы гармонических колебаний определяем

$$A_р = A_в e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{KT}}}, \tag{2}$$

где z — мощность снежного покрова, *м*;

T — период колебания, часы;

K — коэффициент температуропроводности снега, *м²/час*.

Подставляя в формулу (1) значение $A_р$ и обозначив $e^{z\sqrt{\frac{\pi}{KT}}}$ через f, получим: $S_z = A_в\left(1 - \frac{1}{f}\right)$.

При определении величины $\left(1 - \frac{1}{f}\right)$ следует принимать максимальную мощность снежного покрова с определенным коэффициентом K. Значение коэффициента K для определения расчетной мощности снежного покрова приводится ниже:

Мощность снежного покрова, *м*	0—0,2	0,3—0,4	0,5—0,6	0,7—1,0
Коэффициент K	1,0	0,9	0,8	0,7

Величина $\left(1 - \frac{1}{f}\right)$ определяется по табл. 11.

Зная мощность и плотность снежного покрова и определив S_z, можно рассчитать годовую амплитуду под снежным покровом, т. е. на поверхности растительного покрова.

Величина сокращения амплитуды температуры под растительным покровом, включающим моховой, травяной покровы и лесную подстилку, определяется по наблюдениям на площадках, заложенных на характерных участках с различной растительностью. На площадках измеряют суточные амплитуды температуры на растительном покрове $A_р$ и грунте под ним $A_г$. Для этого на поверхности растительного покрова и почвы закладывают максимальный и минимальный термометры, которые выдерживают одни сутки. Минимальные термометры перед установкой нагревают, а их штифты приводят в верхнее положение и снова устанавливают; максимальные термометры, наоборот, охлаждают и снова закладывают сроком на сутки. Такие измерения делают не менее трех раз на одной и той же площадке. В результате измерения получают значение $A_{р.\,сут.}$ и $A_{г.\,сут.}$, что дает возможность рассчитать коэффициент температуропроводности растительного покрова K по зависимости

$$A_{г.\,сут.} = A_{р.\,сут}\, e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{KT}}}, \tag{3}$$

где z — мощность растительного покрова, *м*; T — время в часах (за сутки).

---

[1] Половина амплитуды температуры, принимаемой в метеорологии (*Прим. ред.*).

Таблица 11

Значение величины $\left(1-\frac{1}{f}\right)$ в зависимости от мощности h, плотности снежного покрова p и коэффициента температуропроводности снежного покрова K

ρ	K	Мощность снежного покрова h, м									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
0,075	0,0010	0,094	0,181	0,259	0,329	0,398	0,451	0,503	0,551	0,597	0,632
0,110	0,0015	0,081	0,155	0,224	0,228	0,345	0,400	0,447	0,491	0,532	0,572
0,150	0,0020	0,071	0,136	0,197	0,253	0,306	0,355	0,400	0,442	0,482	0,518
0,190	0,0025	0,064	0,123	0,178	0,230	0,279	0,324	0,367	0,407	0,445	0,480
0,225	0,0030	0,058	0,113	0,164	0,213	0,259	0,302	0,343	0,381	0,416	0,450
0,250	0,0035	0,054	0,105	0,153	0,198	0,242	0,282	0,321	0,357	0,392	0,425
0,300	0,0040	0,051	0,098	0,143	0,186	0,227	0,267	0,303	0,338	0,371	0,403
0,340	0,0045	0,048	0,093	0,136	0,178	0,216	0,254	0,289	0,323	0,356	0,386
0,380	0,0050	0,045	0,088	0,130	0,169	0,206	0,242	0,277	0,309	0,341	0,371
0,415	0,0055	0,043	0,084	0,124	0,161	0,197	0,232	0,265	0,297	0,327	0,356

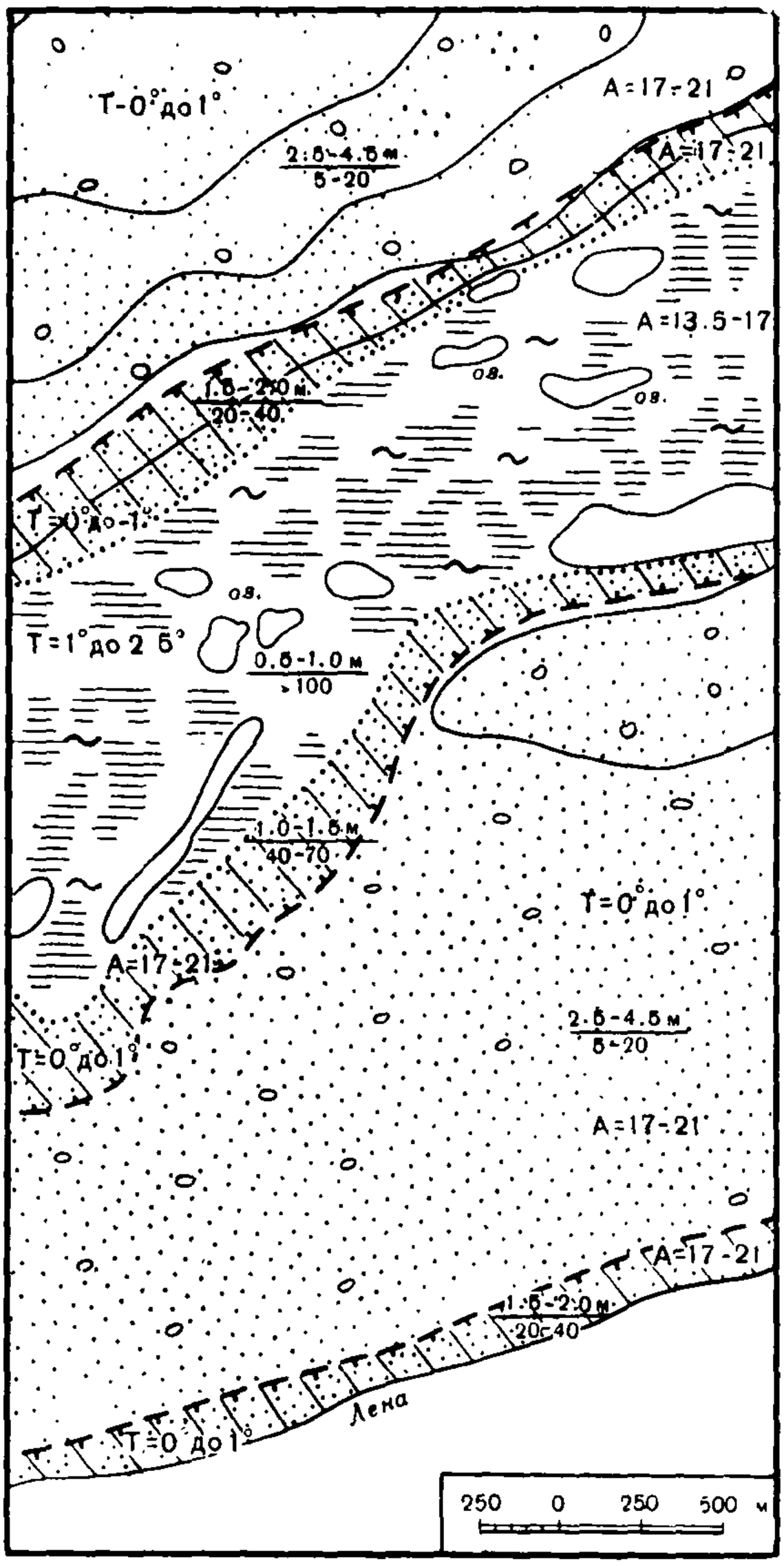


Рис. 4. Карта типов сезонного промерзания и протаивания участков I и II надпойменных террас

1 — пески разнозернистые с включением гравия и гальки; *2* — супесчано-суглинистые отложения; *3* — заторфованные суглинки; *4* — границы типов сезонного промерзания (протаивания); *5* — озера; *T* — средняя годовая температура грунтов; *дроби* — в числителе глубины сезонного промерзания и протаивания в *M*, в знаменателе — влажность грунтов в %; *A* — амплитуда температуры на поверхности грунта

Составив такую же зависимость для годового цикла

$$A_{\text{г. год}} = A_{\text{р. год}} e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{KT}}}, \quad (4)$$

можно определить $A_{\text{г}}$, так как значение $A_{\text{р}}$ за год известно (см. выше способ учета влияния снежного покрова): $A_{\text{р}}$ — амплитуда температуры под снегом; значение K определено на площадке.

От величины уменьшения суточных колебаний температуры под влиянием растительного покрова к уменьшению годовых колебаний можно перейти несколько проще. Делается это следующим образом.

Логарифмируя выражение (3) и (4), получим:

$$\ln\frac{A_{\text{р. год}}}{A_{\text{г. год}}} = z\sqrt{\frac{\pi}{KT365}}, \quad (5)$$

где T — время в часах за сутки;

$$\ln\frac{A_{\text{р. сут}}}{A_{\text{г. сут}}} = z\sqrt{\frac{\pi}{KT}}. \quad (6)$$

Из уравнения (5) и (6) следует

$$\ln\frac{A_{\text{р. год}}}{A_{\text{г. год}}} = \ln\frac{A_{\text{р. сут}}}{A_{\text{г. сут}}} / 19, \quad (7)$$

где $19 = \sqrt{365}$.

Таким образом, при расчетах можно избежать определения K и по данным $A_{\text{р. сут}}$ и $A_{\text{г.сут}}$ непосредственно определяют $A_{\text{г}}$, т. е. годовую амплитуду на поверхности почвы. На полевых площадках определяют частное $A_{\text{г. сут}}$: $A_{\text{г. сут}}$, причем разница, допустимая между повторными определениями, не должна превышать 0,05.

Годовые амплитуды колебаний температуры на поверхности грунта также наносят на рабочую карту.

На основании всех полученных данных составляют окончательную карту типов сезонного промерзания и протаивания грунтов исследуемого района (рис. 4). Выделенные типы, в пределах которых каждая из четырех определяемых величин изменяется по площади в границах, допустимых масштабом съемки, характеризуются определенными глубинами сезонного промерзания и протаивания. Функциональная связь каждой из этих величин с глубиной сезонного промерзания или протаивания отражается в номограммах (рис. 5, 6). Номограммы составлены на основании решения задачи о промерзании и протаивании грунтов по формуле В. С. Лукьянова (1957). Пользуясь номограммами, можно количественно оценить влияние каждого из перечисленных факторов и условий на процессы сезонного промерзания и протаивания, а следовательно, дать и прогноз изменения глубин сезонного промерзания или протаивания при нарушении природных условий, например при изменении влажности грунта, при снятии или создании искусственных покровов и т. д.

Формула Лукьянова имеет вид

$$\tau = \left(Q + \frac{CQ}{2}\right)\left(\frac{\lambda\theta}{q^2}\ln\frac{\lambda\theta - qS}{\lambda\theta - q(h+S)} - \frac{h}{q}\right), \qquad (8)$$

где τ — длительность зимнего или летнего сезона, час;

θ — средняя температура воздуха за зимний или летний период;

q — средний за зиму тепловой поток к границе промерзания из нижележащих слоев грунта, *ккал/м² ·час*;

S — толщина слоя грунта, эквивалентного среднему за зиму термическому сопротивлению теплоизоляции поверхности грунта, *м*;

C — объемная теплоемкость мерзлого грунта, *ккал/м³ ·град*;

λ — коэффициент теплопроводности мерзлого грунта, *ккал/м ·град ·час*;

Q — количество скрытой теплоты плавления льда, содержащегося в единице объема грунта, *ккал/м³*;

h — глубина сезонного промерзания (протаивания), *м*.

Если мы определим влияние снежного и растительного покровов по формулам В. А. Кудрявцева и учтем условия, существующие на поверхности грунта, то S станет равно нулю.

Необходимые для расчета величины τ и θ по $A_г$ и $T_{ср}$ из рабочей карты находят, опираясь на предположение об изменении температуры поверхности грунта по синусоиде. Тогда $\tau = \tau_2 - \tau_1$, где τ_1 — время от начала промерзания, в часах; τ_2 — время конца промерзания, в часах.

$$\tau_1 = \frac{T}{2\pi}\arcsin\frac{t_{ср}}{A}. \qquad (9)$$

Величину θ находят из зависимости $\theta = t_{ср} - \frac{AT}{2\pi\tau}\left(\cos\frac{2\pi}{T}\tau_2 - \cos\frac{2\pi}{T}\tau_1\right)$. Значения величин τ и θ могут быть найдены графическим путем.

Величину теплового потока q из нижележащих талых (мерзлых) толщ определяют по расчетной методике В. С. Лукьянова и М. Д. Головко (1957).

После некоторых преобразований формула Лукьянова приобретает вид

$$\frac{\tau q^2}{\left(Q + \frac{C\theta}{2}\right)\lambda\theta} + 1 = \ln\frac{\lambda\theta}{\lambda\theta - qh} + \frac{\lambda\theta - qh}{\lambda\theta}.$$

Обозначив: $\frac{\tau q^2}{\left(Q + \frac{C\theta}{2}\right)\lambda\theta} + 1$ через v, а $\frac{\lambda\theta}{\lambda\theta - qh}$ через u, получим уравнение: $v = \ln u + \frac{1}{u}$.

Задаваясь значениями u, построим график вида $v = f(u)$. Рассчитав левую часть уравнения и найдя по графику величины u, находим глубину сезонного промерзания (протаивания) грунта:

$$h = \frac{\lambda\theta\,(u-1)}{uq}.$$

Номограммы для карт сезонного промерзания и протаивания для суглинистых и песчаных грунтов составляются отдельно. При необходи-

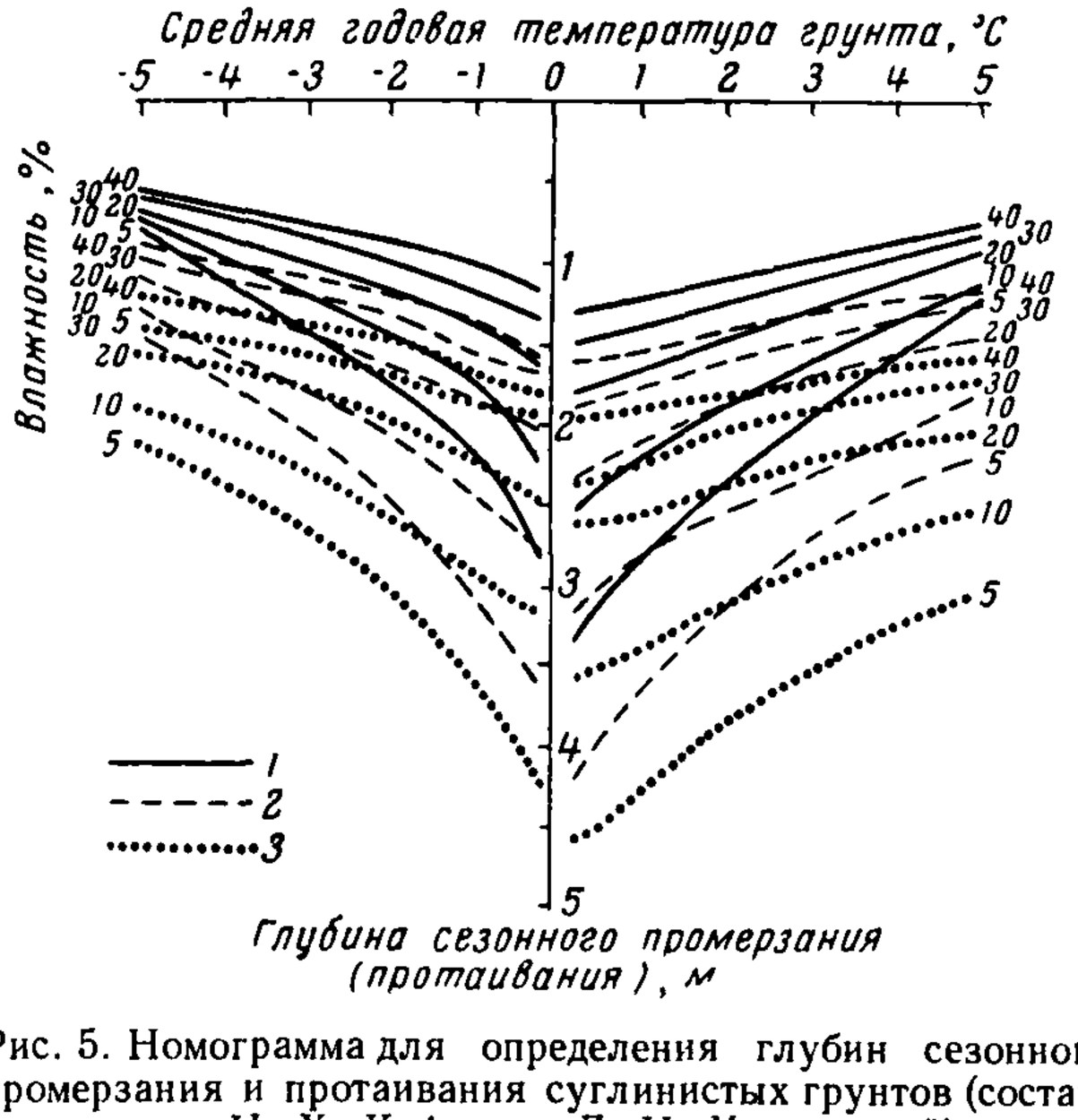


Рис. 5. Номограмма для определения глубин сезонного промерзания и протаивания суглинистых грунтов (составлена Н. Х. Куфман и Л. Н. Максимовой):

1 — амплитуда температур на поверхности грунта, равная 11°; *2* — то же 17°; *3* — то же 24°

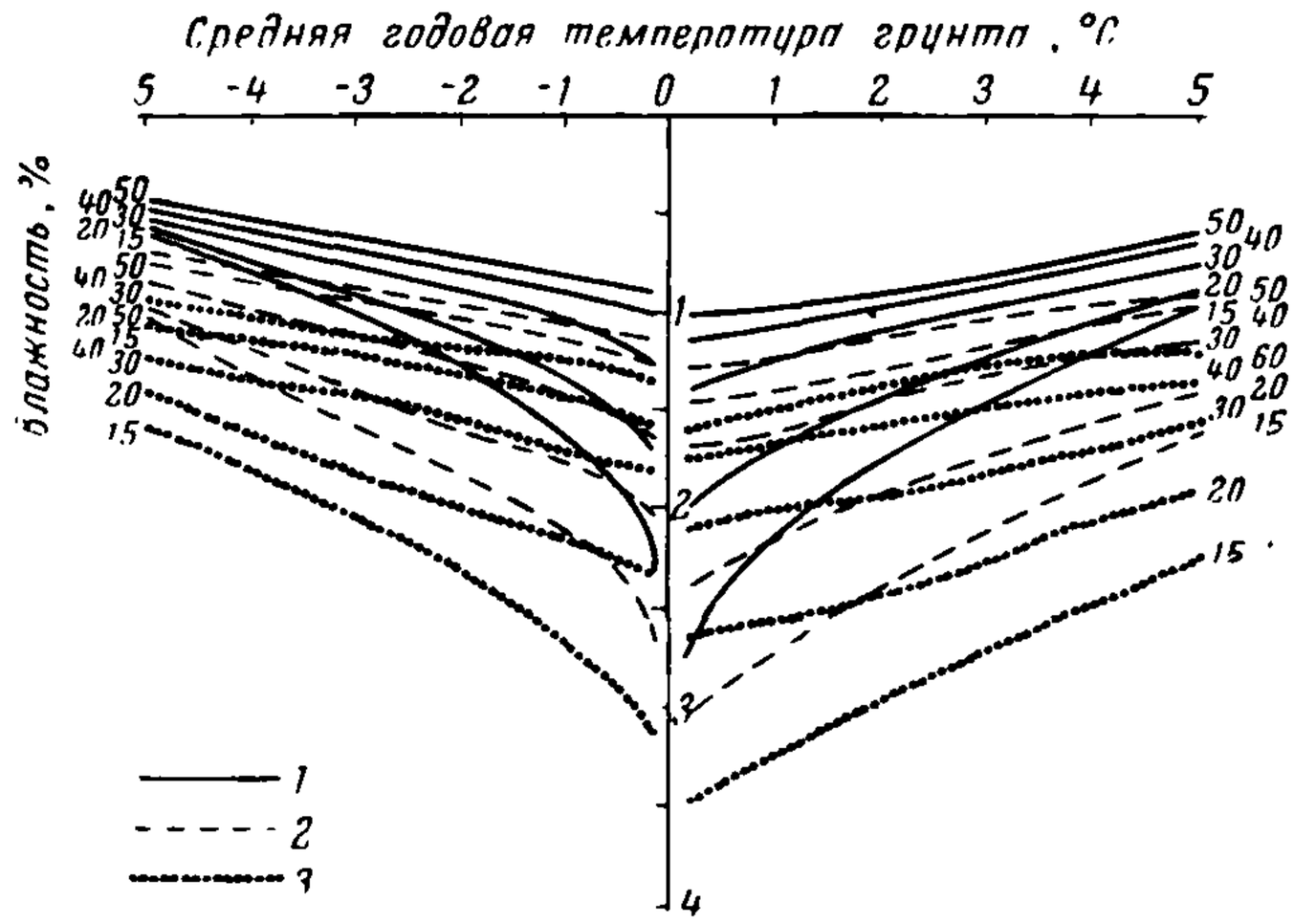


Рис. 6. Номограмма для определения глубин сезонного промерзания и протаивания песчаных грунтов (составлена Н.Х. Куфман и Л. Н. Максимовой):

1 — амплитуда температур на поверхности грунта, равная 11°; *2* — то же 17°; *3* — то же 24°

мости можно составить номограмму для любого литологического типа грунта. Исходные данные для номограмм (рис. 5 и 6) следующие:

1. Средние годовые температуры грунтов в основании слоя годовых колебаний t_1 равны, °С: $\pm 0{,}1$; ± 1; ± 2; ± 3; ± 4; ± 5.

2. Годовые амплитуды поверхности грунта (физические) A составляют 11; 17 и 24°.

3. Влажность грунтов в слое сезонного промерзания (протаивания) W, в % к сухой навеске: для песков 5, 10, 20, 30, 40; для суглинков 15, 20, 30, 40, 50.

4. Теплопроводность грунтов, *ккал/м·град·час*: песков $\lambda_{тал} = 1{,}26$; $\lambda_{мерзл} = 1{,}64$; суглинков $\lambda_{тал} = 0{,}92$; $\lambda_{мерзл} = 1{,}2$.

5. Объемный вес скелета грунта, *кг/м³*: песков $\gamma = 1600$; суглинков $\gamma = 1700$.

6. Относительная льдистость: песков $i = 1{,}0$; суглинков $i = 0{,}8$.

7. Объемную теплоемкость грунта C определяют по формуле

$$C = \gamma_{ск} C_{ск} + \gamma_{ск} \frac{W}{100} i C_л + \gamma_{ск} \frac{W}{100} (1 - i) C_в,$$

где γ — объемный вес скелета грунта, *кг/м³*;
$C_{ск}$ — теплоемкость скелета грунта (0,2), *ккал/м³·град*;
$C_в$ — теплоемкость воды (1), *ккал/м³·град*;
i — относительная льдистость;
$C_л = 0{,}5$ — теплоемкость льда.

Количество тепла Q, затрачиваемое на фазовые переходы, определяется по формуле

$$Q = \gamma_{ск} \frac{W}{100} i\, 80,$$

где 80 — количество тепла в калориях, необходимое для превращения 1 *г* льда в воду.

Приводим пример пользования номограммами.

Допустим, что необходимо определить глубину сезонного промерзания суглинка для случая, когда его влажность равна 20%, амплитуда температуры на поверхности грунта равна 17°, а средняя годовая температура грунта равна 1°.

В данном случае пользуемся номограммой для суглинистых грунтов (см. рис. 5). Находим пучок кривых физической амплитуды, равной 17°, из которого выбираем кривую, соответствующую влажности 20%. Из точки на оси абсцисс, соответствующей значению средней годовой температуры грунта, равной 1°, проводим линию до пересечения с кривой амплитуды. Полученная ордината соответствует глубине сезонного промерзания и при заданных условиях равна 2,4 *м*.

Расчетная номограмма может быть составлена по любой из формул. «Единственным требованием в этом случае является только выражение глубины сезонного промерзания и протаивания грунта через его среднюю годовую температуру и через амплитуду температуры на поверхности» (Кудрявцев, 1959 г.).

При использовании указанных выше параметров исключается субъективность расчета. Правильность расчета можно проверить путем сравнения с реальными глубинами сезонного промерзания и протаивания грунта на местности.

Карта сезонного промерзания и протаивания грунтов, составленная по этому методу, увязывается с общими геокриологическими условиями района исследований и дает возможность судить об их особенностях, свойственных району исследований.

4. Картирование слоя сезонного промерзания и протаивания с помощью ландшафтного метода

В процессе геокриологической съемки составляют карту, на которой отображают следующие данные о слое сезонного промерзания и протаивания:

а) литологический состав грунтов и их сложение, наличие заторфованности, гумусированности и оглеенности, фациальную принадлежность грунтов;

б) особенности криогенного строения грунтов — криогенные текстуры грунтов различных фаций;

в) льдистость грунтов (зимой);

г) глубину сезонного протаивания (промерзания) в границах каждого элемента мезорельефа и соответствующей фации грунтов;

д) влажность талых грунтов (летом).

Для составления карты подобного содержания используется ландшафтный метод, в котором большую роль должно играть выделение криолитологических разновидностей грунтов, слагающих слой сезонного промерзания и протаивания. В основу ландшафтного метода картирования слоя сезонного промерзания и протаивания положено выделение ландшафтов — типов местности, характеризующихся различными физико-географическими и геологическими условиями, а следовательно, соответствующей им неоднородностью сезонного промерзания и протаивания.

Процесс составления карт по этому методу сводится к следующему.

а) Во время полевых работ выявляют наиболее типичные природные комплексы (типы местности); границы выделенных типов местности фиксируют на карте.

б) В период максимального сезонного протаивания (либо весной, в период максимального сезонного промерзания почвы) в каждом типе местности многократно определяют глубину протаивания (промерзания). Среднюю глубину из многочисленных определений и наиболее типичную глубину протаивания (промерзания) наносят на карту или указывают в легенде.

Примером карты, составленной на основе ландшафтного метода, может служить схематическая карта Е. Г. Катасоновой для одного из участков низменности (рис. 7). Такая карта относится к типу морфологических, так как в ней не отражены основные характеристики грунтов и слоя сезонного промерзания (протаивания). Эта карта может быть существенно дополнена данными о криолитологических разновидностях грунтов слоя сезонного промерзания и протаивания. Изучение криолитологических разновидностей грунтов основано на выделении их генетических типов.

Работа по составлению такой карты или элемента более сложной карты [1] сводится к следующему.

а) В течение теплого сезона года исследуют состав отложений в границах различных элементов мезорельефа, выделяют наиболее характерные для района литологические разновидности сезонноталого слоя и определяют их влажность.

б) Зимой и весной, а на севере и в первую половину лета, исследуют их криогенное строение — криогенные текстуры (характер распределения, форму и мощность ледяных включений) и выделяют криолитологические разновидности сезоннопромерзающих отложений. Границы их фиксируют на карте. В большинстве случаев они совпадают с границами элементов мезорельефа.

---

[1] Сочетающей карту типов местности и карту криолитологических разновидностей унт ев. (*Прим. ред.*)



Рис. 7. Схематическая карта типов местности одного из участков низменности:

Типы местности: *1*, *2* — древняя аллювиальная равнина; пойма и аласы. Подтипы местности: *3* — прирусловые отмели и прибрежные полосы озер, занятые злаково-хвощевым лугом, глубина протаивания 0,8—1,0 *м*; *4* — осоково-пущицевые болота, глубина протаивания 0,3—0,4 *м*; *5* — кустарниковые тундры, глубина протаивания 0,5—0,7 *м*; *6* — ровные участки поймы с полигональным рельефом, глубина протаивания в сухих полигонах 0,3—0,4 *м*, в заболоченных полигонах 0,4—0,5 *м*; *7* — участки периодически высыхающих лайд, глубина протаивания более 1 *м*; *8* — ровные поверхности древней аллювиальной равнины, занятые мелкобугристыми мохово-лишайниковыми тундрами, глубина протаивания 0,4—0,5 *м*; *9* — пониженные участки древней аллювиальной равнины, занятые кочарными тундрами, глубина протаивания 0,3—0,4 *м*; *10* — уступы древней аллювиальной равнины, осложненные байджарахами; *11* — полигоны разрушения

в) В период максимального протаивания или промерзания определяют среднюю глубину протаивания (или промерзания) для каждой криолитологической разновидности сезоннопротаивающих и сезоннопромерзающих отложений. Глубину протаивания и промерзания устанавливают при помощи бурения, шурфования или прощупывания металлическим щупом.

Основными таксономическими единицами, которые выделяют на местности и наносят на карту, являются криолитологические разновидности грунтов (их показывают разными цветами или штриховкой). Содержание карты

пополняется данными о составе пород (его показывают условными знаками), влажности и льдистости, а также о глубине сезонного протаивания или промерзания (в цифрах для каждой разновидности).

Примером такой карты может служить карта [1] (рис. 8).

Карту криолитологических разновидностей пород сезонномерзлого слоя целесообразно дополнять номограммами, показывающими зависимость величины протаивания (промерзания) от изменения природных условий, рассчитанными в соответствии с указаниями, изложенными в предыдущем параграфе.

Приложение 1

Форма журнала записи данных о сезонном промерзании и протаивании почвы (грунтов)

Глубина промерзания и протаивания, *м*	Дата замера, число, год	Элемент рельефа (водораздел, терраса, пойма и пр.)	Элемент мезо- или микрорельефа (прирусловый вал, заболоченное понижение, ложбина временного водотока и пр.)	Состав отложений, их влажность (в % к сухой или сырой навеске)		
				глубина, *м*	состав	влажность, %
1	2	3	4	5	6	7

Степень заболоченности и обводненности участка	Мощность снежного покрова, *см*	Экспозиция и крутизна склона	Виды растительного покрова (лесной, луговой и пр.)	Состав и мощность напочвенного покрова, *см*	Состав и мощность подстилки и торфяного горизонта, *м*
8	9	10	11	12	13

ЛИТЕРАТУРА

Баранов И. Я. О методике составления мерзлотных карт (применительно к Забайкалью).— Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР, т. VI, 1938.

Баранов И. Я. Геокриологическая (мерзлотная) карта СССР масштаба 1 : 10 000 000 Фонды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, М., 1957.

Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. Рукопись, фонды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1954.

Колосков П. И. Сезонная мерзлота почвы как один из объектов криосферы — Мерзлотоведение, т. I, вып. 1, 1946.

Колосков П. И. Ближайшие задачи и методы изучения сезонной мерзлоты почвы.— Мерзлотоведение, т. I, вып. 2, 1946.

Колосков П. И. Сезонная мерзлота почвы — Тр. Всесоюзного географического съезда, т. II, 1948.

Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Изд-во АН СССР, 1954.

Кудрявцев В. А. Влияние литологического состава и влажности грунтов на их температурный режим.— Вестник Моск. Гос. ун-та, серия биол почв, геол. и геогр., № 4, 1958.

Кудрявцев В. А. Влияние экспозиции и крутизны склонов местности на глубину сезонного промерзания и оттаивания почвы.— Научные доклады высшей школы, № 2, 1959а.

Кудрявцев В. А. Метод приближенного определения средних годовых температур грунтов при мерзлотной съемке по единовременным измерениям температур грунтов в скважине.— Научные доклады высшей школы, геолого-геогр. науки, № 1, 1959б.

[1] Составлена Е. Г. Катасоновой.

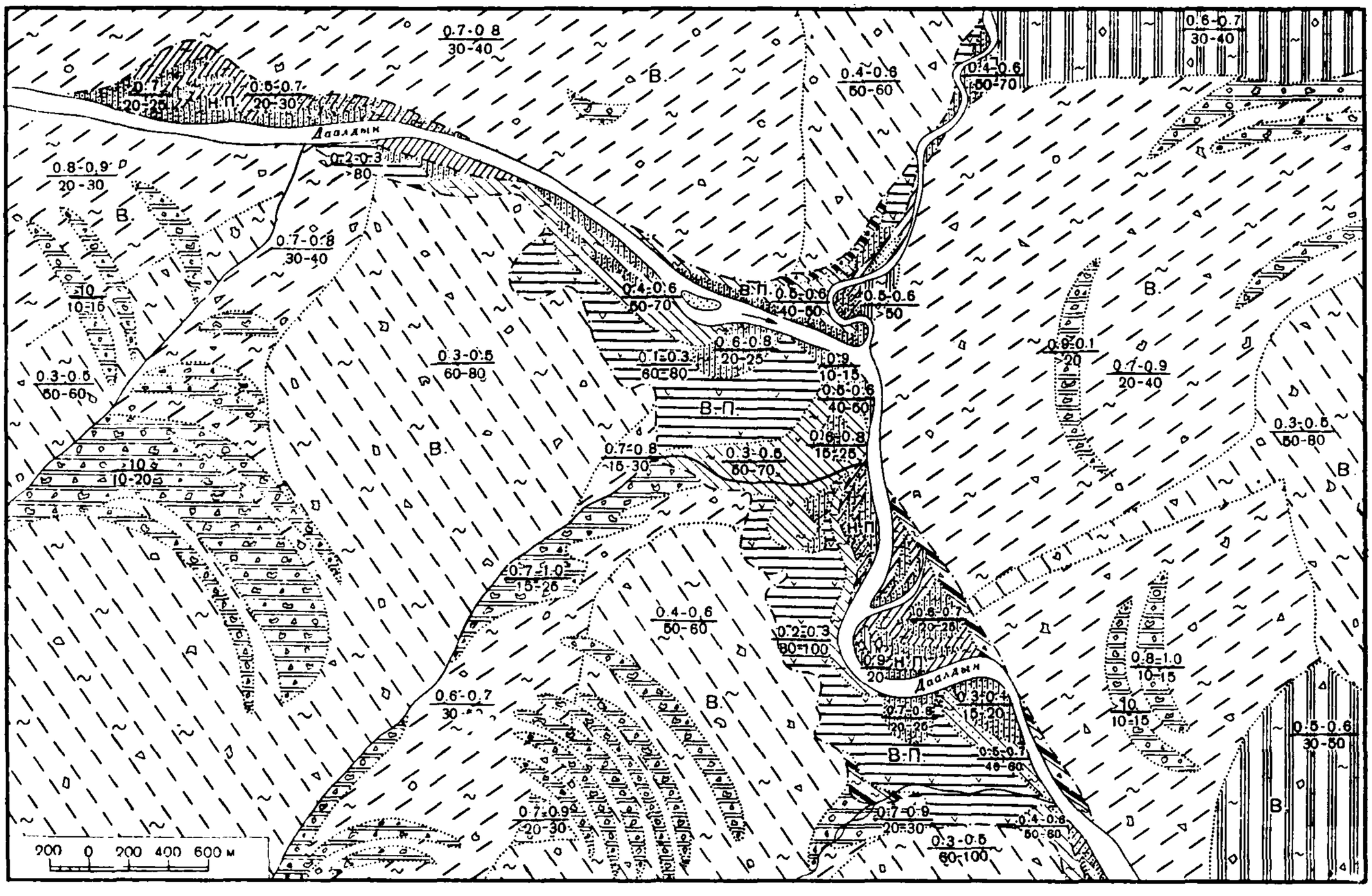


Рис. 8. Схематическая карта криолитологических разновидностей слоя сезонного промерзания и протаивания (р. Даалдын): Элементы рельефа: *1* — границы геоморфологических уровней; *НП* — низкая пойма; *ВП* — высокая пойма; *В* — водораздел. Литологический состав пород: *2* — песок, *3* — супесь и опесчаненный суглинок; *4* — суглинок слабо гумусированный; *5* — суглинок заиленный; *6* — суглинок заторфованный; *7* — суглинок со щебенкой; *8* — щебенка и крупные обломки пород; *9* — отложения прирусловых отмелей, валов и пойменных грив, представленные песчаными разностями, характеризующимися массивной криогенной текстурой; *10* — фация слабозаболоченных межгривных ложбин (низкая пойма), представленная слабогумусированными, иногда заиленными суглинками и супесями, характеризующимися прожилковой криогенной текстурой; *11* — фация высокой поймы, представленная незаторфованными, иногда заиленными суглинками, характеризующимися сетчатой криогенной текстурой; *12* — фация зарастающих вторичных водоемов и заросших староречий, представленная торфом и сильно заторфованными суглинками, характеризующимися тонкой линзовидной криогенной текстурой; *13* — фация крутых склонов, представленная грубообломочным материалом, характеризующимся корковой криогенной текстурой; *14* — фация сухих склонов (с близким залеганием коренных пород), представленная суглинками, содержащими большое количество обломочного материала. Криогенные текстуры: в верхней части сезонномерзлого слоя — тонколинзовидная; в нижней — корковая; *15* — фация сухих и мало обводненных склонов (с глубоко залегающими коренными породами), представленная суглинками с незначительным количеством обломочного материала, характеризующимися линзозидными (крупной и тонкой) криогенными текстурами; *16* — подфация делювиальных шлейфов, представленная суглинками, характеризующимися линзовидной криогенной текстурой; *17* — фация пологих заболоченных склонов, представленная суглинками, характеризующимися линзовидной криогенной текстурой в верхней части сезонномерзлого слоя и сетчатой либо скрытопоясковой — в нижней; *18* — границы криолитологических разновидностей; *дроби* в числителе — глубина протаивания, в *м*; в знаменателе — льдистость, в % к сухой навеске

Полевые геокриологические исследования

Кудрявцев В. А. О сезонном промерзании и протаивании почв. Сб. «Материалы VII междувед. совещания по мерзлотоведению», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1959в.
Кудрявцев В. А. Температура, мощность и прерывистость толщ мерзлых пород Сб. «Основы геокриологии», ч. I, Изд-во АН СССР, 1959 г.
Лукьянов В. С. и Головко М. Д. Расчет глубины промерзания грунтов Трансжелдориздат, 1957.
Мельников П. И. Динамика мерзлоты под зданиями и расчет фундаментов для условий низкотемпературной вечной мерзлоты города Якутска. Сб. «Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 3, 1952.
Пчелинцев А. М. Новый бур для взятия образцов мерзлых почв и грунтов с ненарушенной структурой.— Почвоведение, № 1, 1951.
Пчелинцев А. М. Инструктивные указания по определению объемного веса, влажности и объемной льдистости мерзлых грунтов в полевых лабораториях. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2, 1954.
Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, М., Гидрометеоиздат, 1958.
Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I. Изд-во АН СССР, 1959.
Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. Изд-во АН СССР, 1945
Стоценко А. В. Сезонное промерзание грунтов Дальнего Востока вне области вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1952.
Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
Тумель В. Ф. Отчет о работе по мелкомасштабной мерзлотной съемке в районе г. Игарки. Рукопись, фонды Института мерзлотоведения АН СССР, 1941.
Тумель В. Ф. Карта распространения вечной мерзлоты в СССР.— Мерзлотоведение, т. I, № 1, 1946.
Тыртиков А. П. Протаивание почвы в районе г. Игарки.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953.
Тыртиков А. П. О влиянии растительности на многолетнемерзлую подпочву. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. III. Изд-во АН СССР, 1956.
Хомичевская Л. С. О понятии «деятельный слой» в области распространения многолетнемерзлых горных пород. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. II. Изд-во АН СССР, 1955.
Хомичевская Л. С. Опыт определения глубины сезонного протаивания по текстуре мерзлых горных пород в районе Игарки.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 16, 1960.
Шумский П. А. Строение мерзлых пород. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 3, Изд-во АН СССР, 1957.
Gandahl R. Bergdu W. Two methods for measuring the frozen zone in soil.— Proceedings of the 4 Internation engineering 1957, vol. I, London.

§ 3. ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА И КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Одна из важнейших задач геокриологической съемки заключается в изучении состава и строения мерзлых грунтов (горных пород). Известно, что в мерзлом состоянии могут быть горные породы любого происхождения. Их льдистость в значительной степени определяет особенности строения, физические и инженерно-технические свойства. Установлено, что количество льда, а также форма, размер и размещение ледяных включений в рыхлых горных породах зависят от их генезиса (литологии и фациальных особенностей), а в скальных и полускальных породах — от степени трещиноватости и выветрелости.

Задача изучения состава и строения мерзлых пород в полевых условиях сводится к выяснению их литологического состава и к описанию свойственных им криогенных текстур.

Под криогенной текстурой мы понимаем особенности строения мерзлой горной породы, обусловленные формой, размером и залеганием линз, прослоек, прожилок, корок и гнезд льда. Лед этих включений называется текстурообразующим. Часть льда, связывающая отдельные частицы породы, называется льдом-цементом.

Строение любой горной породы, талой или мерзлой, определяется ее структурой и текстурой; ледяные образования осложняют первичную

Полевая классификация

Тип породы	Ощущение при растирании между пальцами	Вид в лупу и простым глазом	Состояние в сухом виде
Глинистый	Песчаные частицы не чувствуются; комочки раздавливаются с трудом	Песчинок не видно	Твердое в кусках
Суглинистый	Чувствуются песчаные частицы; комочки раздавливаются легче	Ясно видно присутствие песчинок на фоне тонкого порошка	Комья и куски не твердые и под ударом молотка рассыпаются на мелочь
Пылевато-суглинистый	Песок чувствуется мало; комочки раздавливаются легко	Песка очень мало, видны тонкие пылеватые частицы	То же
Пылеватый	Получается впечатление сухой муки	Песка мало, пылеватых частиц много	Комья очень легко рассыпаются
Супесчаный	Песчаные частицы преобладают; комочки раздавливаются без труда	Песчаные частицы преобладают над глинистыми	Комья легко рассыпаются и крошатся от удара
Песчаный	Глинистые частицы не чувствуются	Видны лишь песчаные частицы	Цементации нет
Гравелистый и хрящеватый	Значительное присутствие частиц >2 *мм*. При содержании их свыше половины порода получает название гравия (хряща)	—	Рассыпчатое

структуру и текстуру, отражающую условия и особенности формирования породы. Термины «криогенная структура» и «криогенная текстура» выражают особенности состава и строения мерзлой породы, обусловленные наличием и распределением в ней льда.

Для талых рыхлых пород различают четыре структуры: грубообломочную (псефитовую), песчаную (псаммитовую), мучнистую (алевритовую) и глинистую (пелитовую). Структурные особенности породы отражены в ее названии. Поэтому весьма важно уметь определить размер образующих минеральных частиц и в соответствии с этим правильно назвать породу. В отношении пород, имеющих грубообломочную и песчаную структуру (щебень, гравий, крупнозернистый песок и т. д.), это не представляет особой сложности. Гораздо труднее различать алевриты, суглинки, супеси, с которыми приходится встречаться чаще всего. В качестве практического руководства можно рекомендовать полевую классификацию грунтов В. В. Охотина (1940) или составленную на ее основе табл. 12.

Таблица 12

груитов (*по В. В. Охотину*)

Состояние во влажном виде	При скатывании в сыром виде	При резке ножом в сыром виде	Другие признаки
Вязкое, пластичное, липкое (мажется)	Возникают длинные тонкие (0,5 *мм*) шнуры	Имеет гладкую поверхность, на которой не видно песчинок	В сухом состоянии чертится, остается блестящий след. Черта узкая и мелкая
Пластичность и липкость слабые	Шнур более толстый и короткий, чем у предыдущего типа	Заметно присутствие песчинок	В сухом состоянии оставляет матовую черту. Черта более глубокая и широкая
Пластичность и липкость малые	Длинный шнур не получается, при раскатывании он рвется	Имеет шероховатую поверхность	То же
Плывун	То же	—	—
Не пластичны	Шнур почти не удается скатать	—	—
Не пластичны	Шнур не скатывается	—	—
—	—	—	—

Известно, что строение осадочной породы в значительной степени характеризуется ее текстурой. Текстурным признаком является слоистость, чередование прослоек и линз, неодинаковых по своему гранулометрическому и петрографическому составу, со скоплением на плоскостях наслоения глинистых частиц, чешуек слюды, растительного детрита. Различают четыре основных типа слоистости: горизонтальную, волнистую, линзовидную и косую (рис. 9).

При полевых исследованиях необходимо четко различать первичную структуру и текстуру осадочной породы (как это делают геологи) и криогенную текстуру.

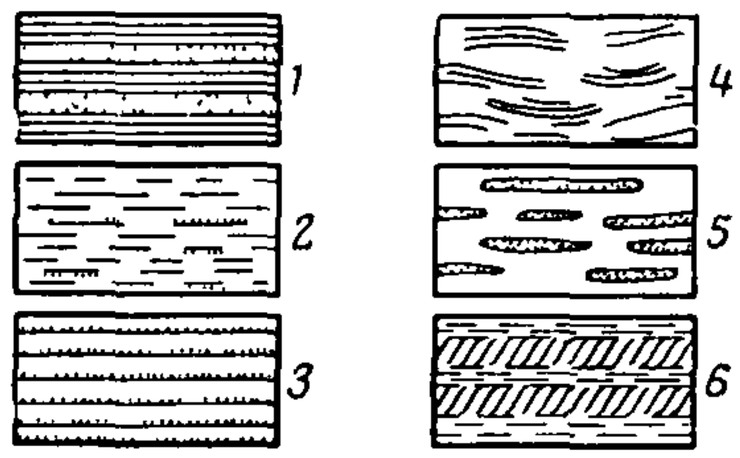


Рис. 9. Типы первичной слоистости осадочных пород (по Е. П. Брунсу):
1 — горизонтальная полосовидная; *2* — горизонтальная прерывистая; *3* — горизонтальная ленточная; *4* — волнистая; *5* — линзовидная; *6* — косая

1. Изучение мерзлых скальных и полускальных пород

Форма и расположение ледяных включений в этих типах пород соответствуют форме трещин и пустот, имеющих различное происхождение. В гранитах, диабазах и других аналогичных породах лед образует гнезда и прожилки (рис. 10). В слоистых породах (известняках, аргиллитах, мергелях, песчаниках и др.) ледяные прослойки и линзы располагаются в трещинах и полостях, приуроченных к плоскостям наслоения. Поэтому при изучении криогенного строения скальных и полускальных пород большое значение приобретают наблюдения над их трещиноватостью.

В гидрогеологии различаются трещинные и трещинно-пластовые (трещинно-поровые) воды. В соответствии с этим можно выделять трещинные криогенные текстуры, свойственные скальным породам, и трещинно-пластовые (трещинно-поровые) криогенные текстуры, характерные для осадочных толщ (табл. 13).

При геокриологической съемке не всегда требуется детально изучать скальные и полускальные породы. Иногда при их описании достаточно осветить лишь следующее:



Рис. 10. Трещинная криогенная текстура кимберлита (табл. 13, № 1).

Лед (белый) заполняет трещины, разбивающие породу на изометрические блоки

а) правильно определить породу;

б) охарактеризовать строение всей толщи породы (однородной, слоистой, плотной и т. д.);

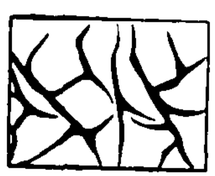
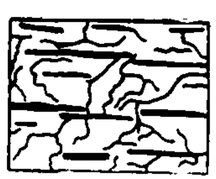
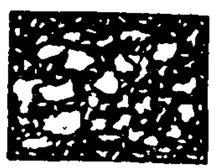
в) определить природу и степень трещиноватости породы; указать, какую форму имеют трещины и пустоты, закономерность их размещения; отметить, все ли они заполнены льдом (сделать зарисовки); обратить внимание на наличие свежих трещин;

г) выяснить, в какой степени породы изменены процессами выветривания, в частности — подвергались ли они выщелачиванию, окислению и пр.; отметить наличие или отсутствие на плоскостях трещин отложения окислов, солей и т. д.;

Криогенные текстуры скальных, полускальных и элювиальных пород

(составил Е. М. Катасонов)

Таблица 13

№ пп.	Схематическая зарисовка криогенных текстур	Толщина ледяных включений, *мм*	Название криогенных текстур	Для каких пород характерна данная текстура	Генетический тип, разновидность	Влажность, % к сухой навеске
1		до 80, иногда более	Трещинная	Для неслоистых, главным образом, скальных пород	Не выделяется	От 3—5 до 30
2		до 10, реже 20	Пластово-трещинная	Для слоистых осадочных толщ	То же	То же
3		от 1 до 50	Корковая	Для выветрелых, сильно разрушенных	Криогенный элювий	25—50
4		Лед преобладает	Базальная	Для сильно разрушенных, представлявших когда-то сезонноталый слой	Криогенный элювий, поверхностный	70—100 и более
5		от 0,1 до 2—3	Трещино-ветвистая	Для сильно размокших, залегавших под руслами рек, ложбинами стока и т. д.	Криогенный элювий, донный	20—40

д) описать строение ледяных включений, обратив внимание на ориентировку встречающихся во льду корочек лимонита, цеолитов, кальцита, а также воздуха и пр.

Более обстоятельно следует изучать коренные породы, когда они составляют самый верхний (до глубины 10—12 *м*) горизонт мерзлой толщи и характеризуются значительными изменениями вследствие выветривания и криогенных процессов, в зонах тектонических нарушений и без них.

2. Изучение многолетнемерзлых четвертичных отложений

Существует несколько приемов изучения четвертичных отложений Наиболее важными из них являются литологический и минералогический, *описанные в соответствующих методических руководствах.*

В задачу геокриологической съемки не входит специальное изучение стратиграфии четвертичных отложений. Однако следует иметь в виду, что специалист, изучающий эти отложения, имеет возможность не только собрать фауну, растительные остатки или изучить валуны, но и критически оценить правильность имеющихся стратиграфических построений.

Исследование многолетнемерзлых толщ производится с помощью метода мерзлотно-фациального анализа. Основные положения этого метода сводятся к следующему:

а) многолетнемерзлые четвертичные отложения имеют неодинаковую льдистость, определяемую их генезисом и фациальной принадлежностью, от которых зависят особенности процесса местной миграции влаги и ее кристаллизации при промерзании;

б) форма, размер и распределение ледяных включений зависят от литологических, точнее фациальных, особенностей вмещающих их отложений, от того, в каких морфогенетических условиях, т. е. в пределах какого элемента рельефа (поймы, склона, притеррасного понижения, пойменной ложбины и т. д.) происходило промерзание этих отложений; породы каждой фации характеризуются определенным криогенным строением — своей криогенной текстурой (табл. 14, 15);

в) ледяные включения определяют криогенное строение пород и являются надежным *генетическим признаком* многолетнемерзлых толщ (пойменных, делювиальных, старичных, ложбинных и озерных отложений, их фаций и подфаций).

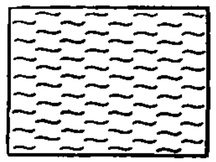
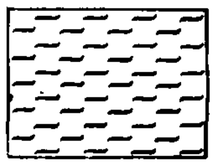
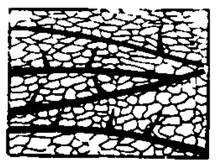
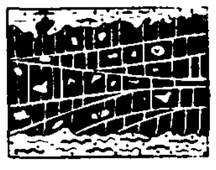
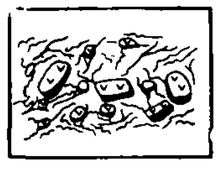
Мерзлотно-фациальный метод позволяет изучить особенности состава и криогенного строения многолетнемерзлых четвертичных отложений; выделить фации отложений и основные генетические типы мерзлых толщ, которые характеризуются двумя группами признаков; во-первых, гранулометрическим составом, слоистостью, фауной, растительными остатками и т. д.; во-вторых, льдистостью, формой, размером и расположением ледяных включений. Эти две группы признаков не просто накладываются друг на друга, а тесно взаимосвязаны.

В настоящее время наиболее приемлемой считается классификация четвертичных отложений Е. В. Шанцера, которой и рекомендуется пользоваться при геокриологической съемке (табл. 16).

Генетические типы четвертичных отложений различаются сравнительно легко. Для этого необходимо достаточно хорошо разбираться в вопросах геоморфологии, уметь расчленять рельеф на генетические элементы, с которыми тесно связаны разновидности четвертичных отложений. Необходимо уметь правильно интерпретировать генетические признаки пород (гранулометрический состав, сортировку, слоистость, растительные остатки и т. д.) и по ним воссоздать обстановку и условия накопления отложений. Значительную помощь в этом отношении оказывает и изучение криогенных текстур мерзлых толщ.

Криогенные текстуры делювиальных отложений
(*составил Е. М. Катасонов*)

Таблица 14

№ пп.	Схематическая зарисовка криогенных текстур	Толщина ледяных включений, *мм*	Название криогенных текстур	В каких породах, при каких условиях образуется данная текстура	Название фаций, для которых характерна данная текстура [1]	Влажность, % к сухой навеске
1		до 1	Тонкая линзовидная	В малоувлажненных и равномерно увлажненных суглинках	Фация крутых, мало обводненных, задернованных склонов	20—40
2		до 5—6	Крупная линзовидная	В достаточно увлажненных суглинках и супесях	Фация пологих, мало обводненных, задернованных склонов	30—60
3		до 30—35	Полого-волнистая, сетчатая	В незаторфованных переувлажненных суглинках, супесях, пылеватых песках	Фация пологих, сильно обводненных, незадернованных и задернованных склонов	60—140
4		до 60	Поясковая (полосчатая)	В сильно переувлажненных щебнистых суглинках	Фация заболоченных склонов	100—500 и более
5		до 20	Корковая	В продуктах разрушения коренных пород (ледяные чехлы)	Фация крутых и пологих склонов, сложенных скальными породами	15—40

[1] Содержание этой графы подлежит дальнейшей доработке и уточнению (прим. редкол.).

Таблица 15

Криогенные текстуры многолетнемерзлых аллювиальных отложений
(составил Е. М. Катасонов)

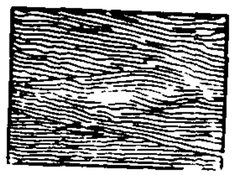
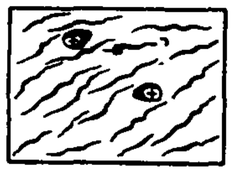
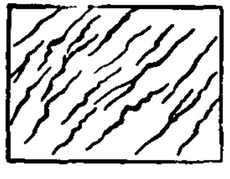
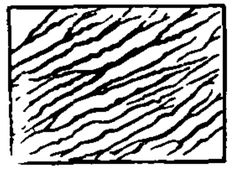
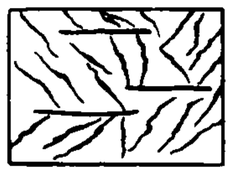
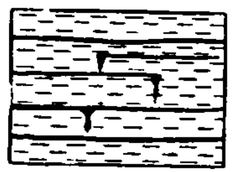
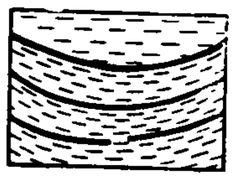
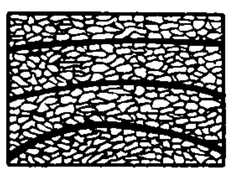
№ пп.	Схематическая зарисовка криогенных текстур	Мощность ледяных включений, *мм*	Название криогенных текстур	В каких породах, при каких условиях образуется данная криогенная текстура	Генетический тип породы	Название фаций, для которых характерна данная криогенная текстура	Влажность, в % к сухой навеске
1		до 1—1,5	Волнистая унаследованная	В пылеватых тонкослоистых малоувлажненных супесях	Русловой аллювий	Фация прирусловых отмелей	20—30
2		до 5—8	Косолинзовидная	В пылеватых, иногда гравийно-галечных песках		Пристрежневая фация	40—60
3		до 1,0	Косолинзовидная	В заиленных суглинках, супесях (донные отложения)	Старичный аллювий	Фация постоянно обводненных стариц	60—80
4		до 20—25	Косослоистая	То же		То же	70—80

Таблица 15 (окончание)

№ пп.	Схематическая зарисовка криогенных текстур	Мощность ледяных включений, *мм*	Название криогенных текстур	В каких породах, при каких условиях образуется данная криогенная текстура	Генетический тип породы	Название фаций, для которых характерна данная криогенная текстура	Влажность, в % к сухой навеске
5		до 15	Смешанная (перистая)	В суглинках и супесях, промерзавших как донные осадки и как сезонноталый слой	Пойменный аллювий	Фация периодически обсыхающих пойменных ложбин	45—80
6		до 10	Горизонтально-параллельнослоистая, линзовидная	В малозаторфованных лессовидных суглинках деятельного слоя		Фация средней поймы	35—55
7		до 20	Вогнуто-параллельнослоистая, линзовидная	В заторфованных суглинках, супесях деятельного слоя		Фация высокой поймы с полигональным микрорельефом	50—70
8		до 20	Вогнуто-параллельнослоистая, сетчатая	В незаторфованных суглинках, супесях, пылеватых песках деятельного слоя снизу		Фация мокрого луга и вторичных водоемов	70—100 и более

Ниже приводится характеристика многолетнемерзлых отложений различного происхождения.

а) К р и о г е н н ы е о с о б е н н о с т и э л ю в и а л ь н ы х о т л о ж е н и й. Известно, что в области многолетнемерзлых горных пород процесс разрушения коренных горных пород происходит более интенсивно, чем за ее пределами. Вследствие влияния процессов промерзания и протаивания породы подвергаются здесь не только более интенсивному дроблению, но и смещению, а иногда и перемешиванию. Поэтому о криогенном элювии можно говорить как о разновидности элювия в общем понимании.

Таблица 16

Генетическая классификация континентальных четвертичных отложений
(по Е. В. Шанцеру)

Группа и парагенетический ряд	Генетический тип
Элювиальный ряд	Элювий Почва
Склоновый ряд	Обвальные и осыпные накопления Оползневые накопления Солифлюкционные накопления Делювий
Ряд отложений русловых водных потоков	Аллювий Пролювий
Ряд озерных отложений	Озерные отложения в целом Химические осадки (соли)
Органогенные болотные отложения	Торфяники
Ледниковый ряд	Ледниковые отложения (морены) Флювиогляциальные отложения Лимногляциальные отложения
Эоловый ряд	Эоловые пески Эоловый лёсс

Состав и строение элювиальных отложений определяются петрографическими особенностями материнских пород. Выделяются разности элювия с преобладанием глыбового, щебнистого и мелкодисперсного (суглинистого) материала, образовавшегося вследствие дезинтеграции скальных и полускальных пород, в одних случаях «морозоустойчивых», в других — «морозонестойких».

При характеристике элювия следует начинать с описания его петрографического и гранулометрического состава, с оценки соотношения мелкозема и дресвяно-щебнисто-глыбового материала, формы и размера обломочных частиц, их выветрелости, окатанности и сортировки. Основное внимание следует обращать на криогенное строение пород — их криогенную текстуру. Как показывают наблюдения, в элювии образуется три вида криогенных текстур [1]: корковые (рис. 11), базальные (рис. 12) и трещинно-ветвистые (см. табл. 13).

[1] Названия криогенных текстур условны. Некоторые из них будут уточнены в процессе дальнейшей работы.

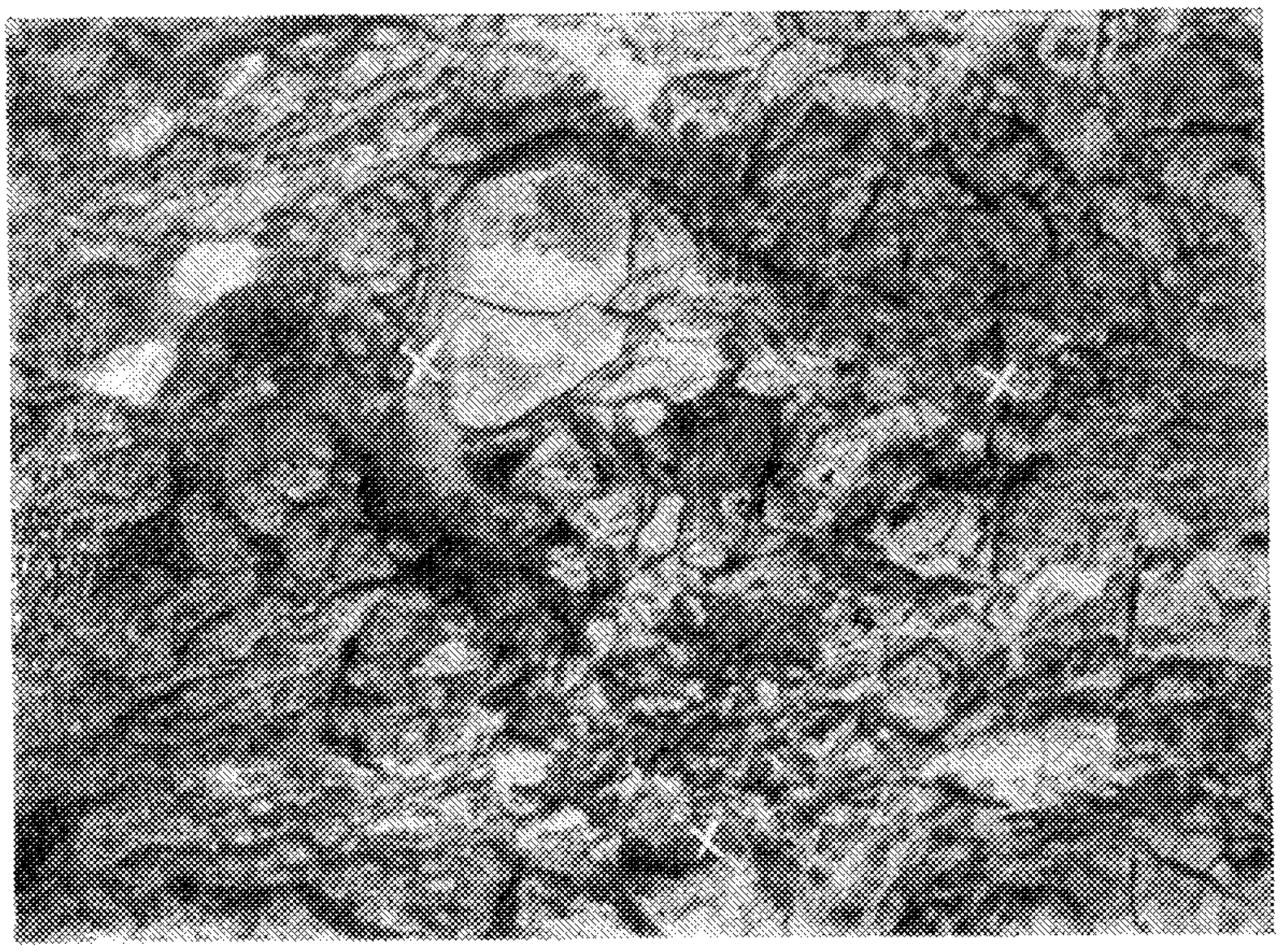


Рис. 11. Корковая криогенная текстура элювия, образовавшегося в результате разрушения кимберлита (табл. 13, № 3).

Лед (помечен крестом) обволакивает обломки пород



Рис. 12. Базальная криогенная текстура элювия кимберлита (табл. 13, № 4)..

Лед составляет основную часть породы (помечен крестом).

При геокриологической съемке надо стремиться изучать все особенности элювиальных отложений, которые могут указывать на условия их формирования и промерзания. Особое внимание необходимо обращать на форму ледяных корок, которые в элювии имеют менее четкие очертания, более расплывчатые, чем, например, в делювии крутых склонов (см. табл. 14).

При описании элювия, имеющего базальную текстуру, в которой лед составляет основу и является своего рода выполнителем — базальным цементом, следует обращать внимание на наличие «взвешенных» во льду минеральных частиц и их агрегатов.

Элювиальные образования часто включают ледяные жилы протяженностью по глубине иногда до 6 *м*.

б) Криогенные особенности делювиальных отложений. Делювиальные отложения иногда имеют мощность свыше 20 *м*. В их составе значительную роль играют неоднородные, часто лессовидные суглинки и супеси с примесью дресвы, щебня и глыб материнских пород. По их наличию обычно и судят о делювиальной природе этих отложений. При отсутствии щебнисто-дресвяного материала распознать делювиальные суглинки довольно трудно. Покрывающие его «покровные суглинки» нередко относят к группе проблематичных по генезису образований [1].

Многолетнемерзлые лессовидные делювиальные отложения характеризуются определенными типами ледяных включений, изучение которых дает возможность сравнительно легко распознавать и выделять среди них генетические разновидности.

Эти разновидности приведены выше в табл. 14.

Делювиальные суглинки и супеси мало обводненных склонов характеризуются линзовидными ледяными образованиями (табл. 14, зарисовки 1, 2), а заболоченных склонов — сетчатыми криогенными текстурами (табл. 14, зарисовка 3) и «поясками» — полого-волнистыми льдистыми прослойками. «Пояски» — очень важный текстурный и генетический признак. Их образование происходит на границе сезонноталого слоя за счет воды, скопившейся на оплавленной поверхности мерзлых пород. Изучение «поясков» позволяет судить об изменении морфологии склонов во времени и обстановке накопления делювиальных отложений.

В отдельных случаях делювиальные отложения сильно заболоченных склонов более чем наполовину состоят из льда и представляют собой своего рода ледобрекчию. В них встречаются довольно мощные (иногда до 1 *м* толщиной) пласты текстурообразующего льда, включающего комочки суглинка, торфа, дресву и даже мелкую щебенку. Пласты льда имеют поясковую текстуру (табл. 14, зарисовка 4), состоят из налегающих друг на друга ледяных слоев-поясков толщиною до 5—6 *см*. Аналогичные отложения, представляющие собой конгломерат из кусков суглинка, торфа, щебенки, глыб, сцементированных льдом, описаны С. П. Качуриным (1950), который образование льда в таких отложениях связывает с процессами солифлюкции.

Ледяные жилы в делювиальных отложениях, как правило, имеют небольшие размеры.

в) Криогенные особенности аллювиальных отложений. Многолетнемерзлые аллювиальные отложения слагают террасы и днища речных долин, а также обширные равнины северных районов Сибири. В этих районах широко распространены аллювиальные отложения, формирование которых происходило одновременно (сингенетично) с их промерзанием. Известно, что аллювий подразделяется на фации: русловую,

---

[1] Покровные суглинки в данном случае представляют собою продукт диагенеза, в частности криогенеза мерзлых горных пород различного происхождения. (*Прим. ред.*)

старичную и пойменную, каждая из которых делится на подфации. С точки зрения геокриологии, выделение генетических разновидностей многолетнемерзлого аллювия имеет исключительно большое значение, так как одни и те же породы (пески, галечники, суглинки и т. д.), относящиеся к разным фациям, часто обладают различной льдистостью и неодинаковым криогенным строением. Ниже дается краткая мерзлотно-фациальная характеристика аллювия, промерзавшего в ходе его накопления, т. е. сингенетически.

Русловые отложения могут быть представлены гравийно-галечными, песчаными, реже супесчаными породами, которые относятся в основном к двум наиболее распространенным фациям руслового аллювия: пристрежневой и фации прирусловых отмелей.

Многолетнемерзлые породы, относящиеся к фациям прирусловых отмелей, иногда имеют поры, не заполненные льдом. Это наблюдается как в галечниках, так и в песках и супесях. Песчаные и супесчаные породы особенно часто оказываются малольдистыми, если они отлагались в пределах надводной части прирусловой отмели, которая осенью к моменту промерзанияи обсыхает. Вода, содержащаяся в них, кристаллизуется и образует зерна льда, располагающиеся по плоскостям наслоения, чем подчеркивается или даже выявляется первичная слоистость осадочных пород (рис. 13). Так образуются унаследованные [1] криогенные текстуры (табл. 15, зарисовка 1).

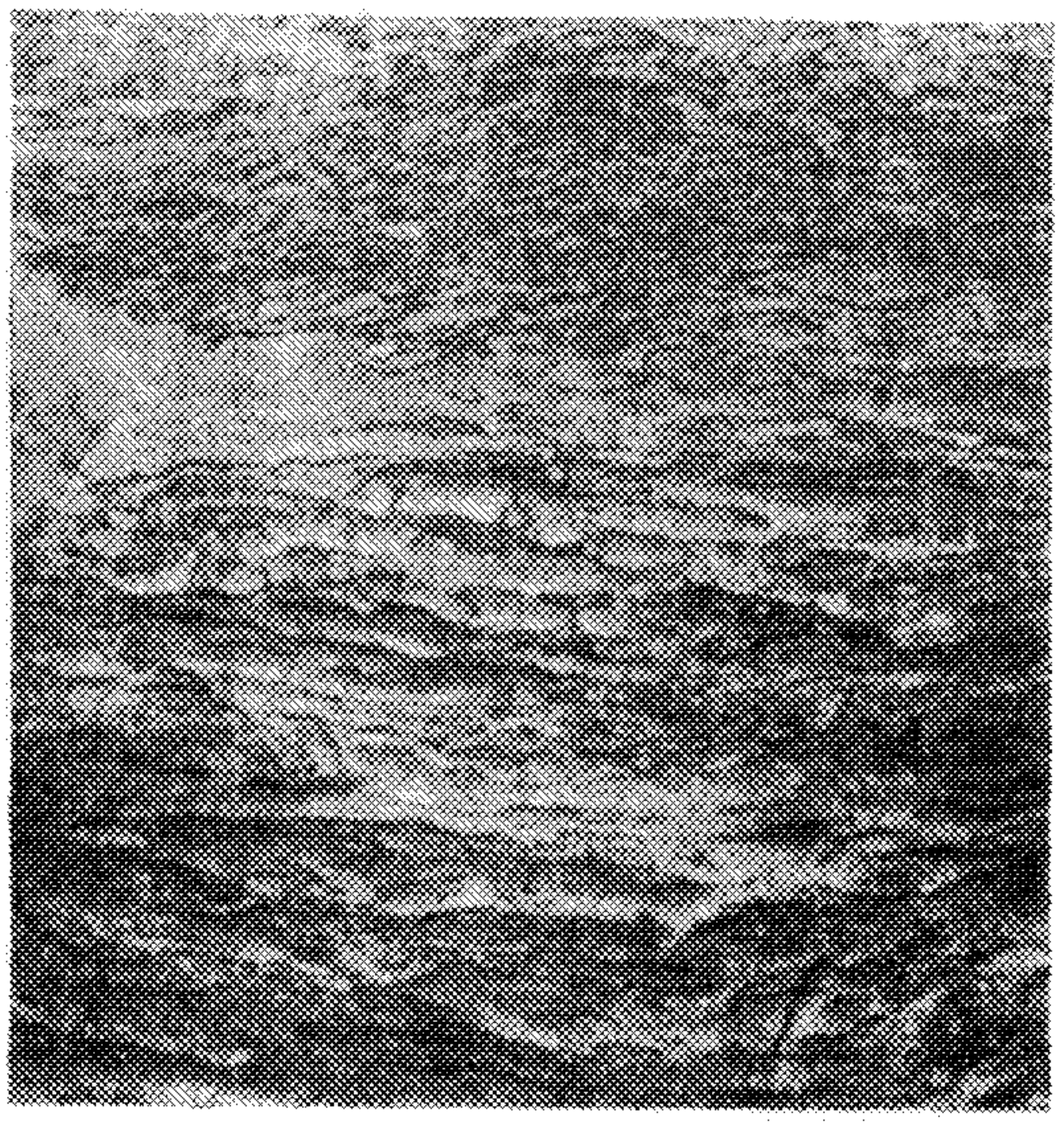


Рис. 13. Волнистая унаследованная криогенная текстура отложений прирусловой отмели (табл. 15, № 1)

Помимо таких текстур и пустот, не заполненных льдом, строение этих отложений характеризуется значительной сортировкой материала и первичной тонкой косой слоистостью.

Пристрежневая фация руслового аллювия представлена сравнительно мало сортированными песчано-галечными отложениями, характеризуется неправильной линзовидной косой слоистостью прослоек, состоящих из материала, имеющего неодинаковый гранулометрический состав. Такие отложения характеризуются значительной льдистостью, главным образом за счет льда-цемента. Иногда перенасыщенным льдом оказываются даже галечники. Пылеватые пески включают неправильные, ломаные линзы льда, создающие косую линзовидную криогенную текстуру (табл. 15, зарисовка 3).

Криогенное строение пород фации прирусловых отмелей и пристрежневой фации, даже если они сходны по гранулометрическому составу, оказывается различным.

Старичные отложения, как известно, по своему составу отличаются целым рядом признаков: 1) преобладанием заиленных суглинков, супесей и тонкозернистых песков; 2) наличием тонкой горизонтальной слоистости;

[1] Большинство криогенных текстур является наложенными — вторичными образованиями.

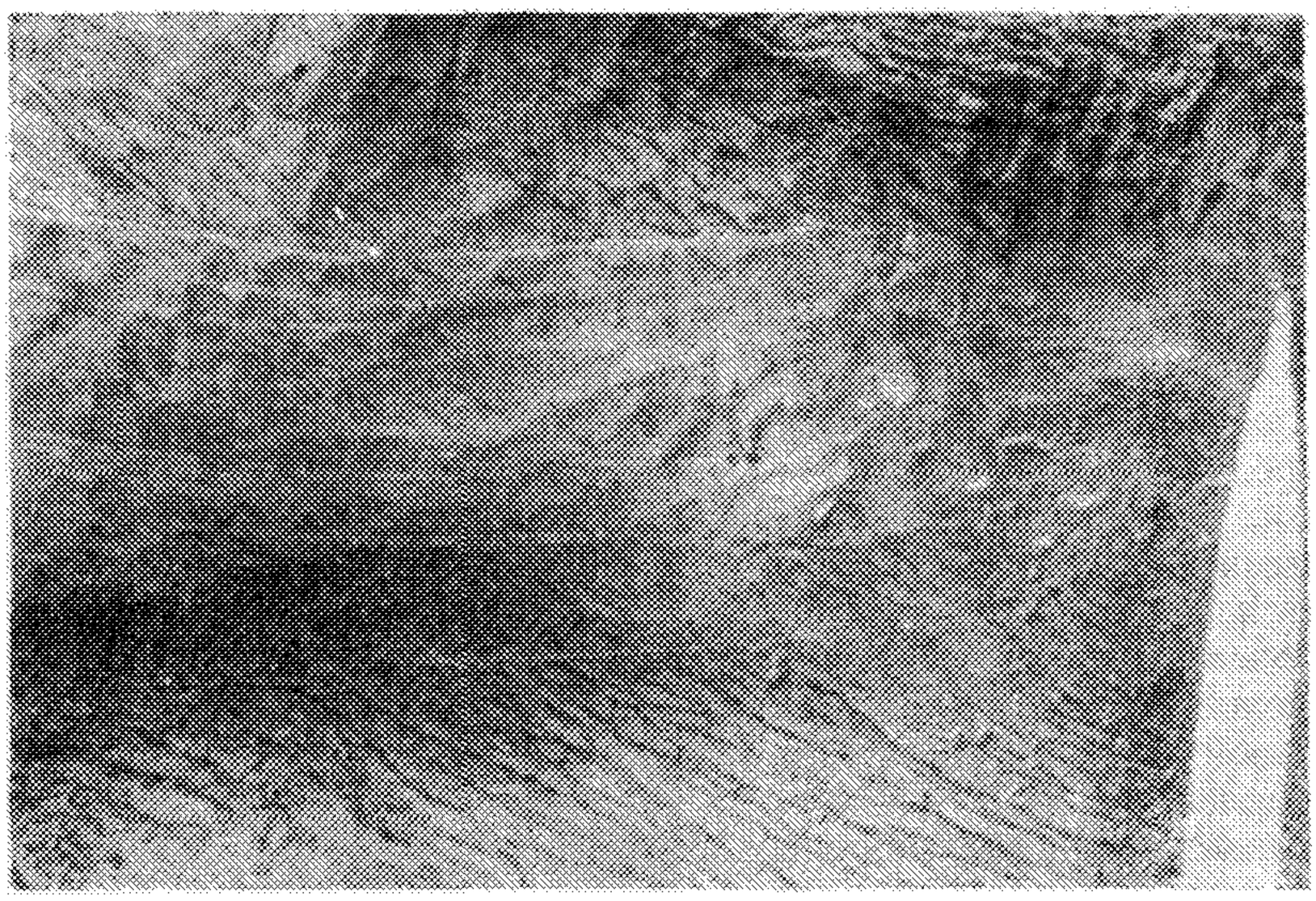


Рис. 14. Косая линзовидная криогенная текстура старичных отложений (табл. 15, № 3).

Видны косые линзы льда (темные) и осадочная слоистость (светлые горизонтальные прослойки). Для масштаба взята ручка ледоруба шириною 4 *см*

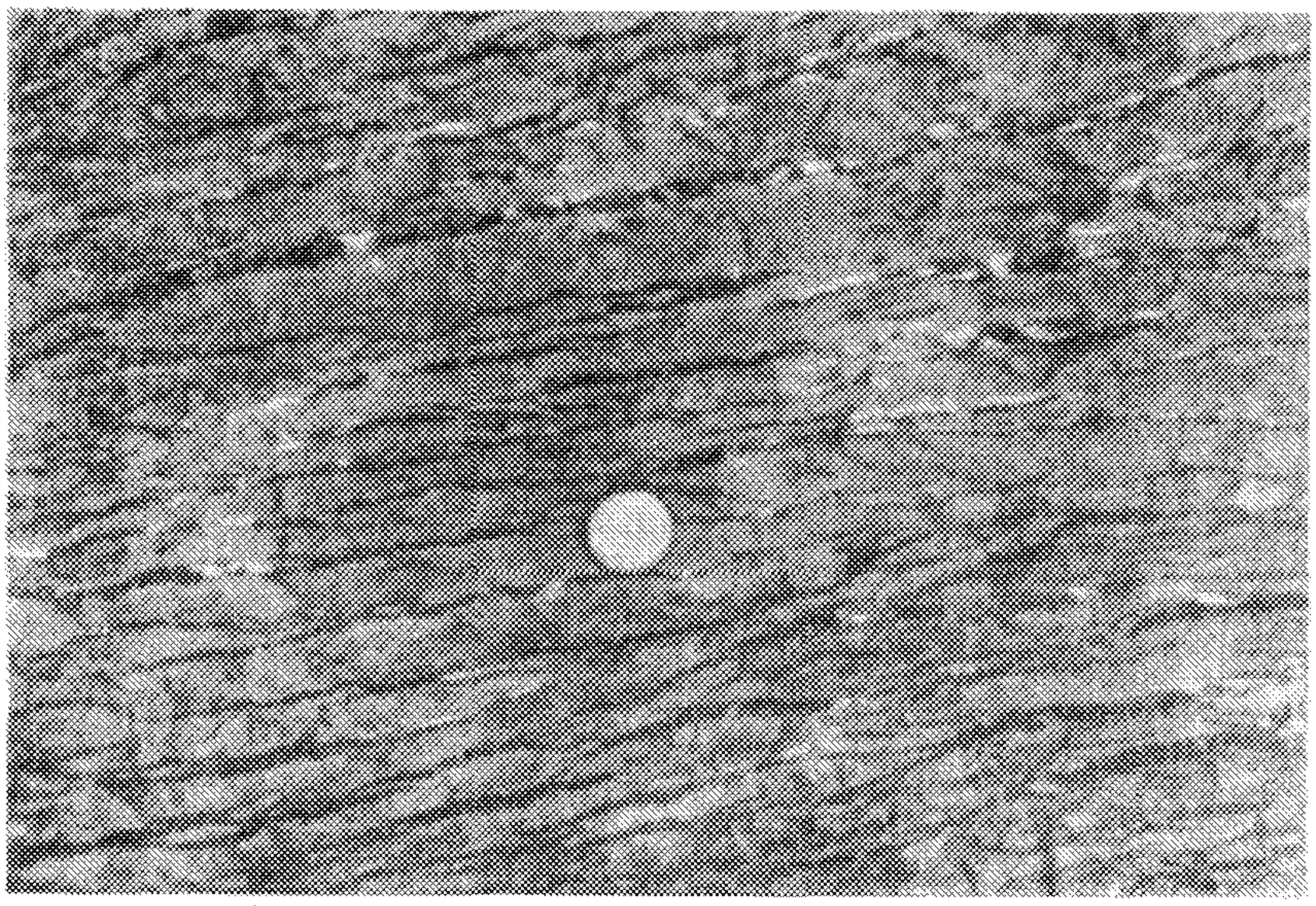


Рис. 15. Косослоистая криогенная текстура (табл. 15, № 4) старичных отложений.

Ледяные прослойки (темные) мощностью до 2 см. Диаметр круга 4,5 *см*

3) наличием одиночных галек, раковин моллюсков, а также кусков древесины; 4) оглеенностью пород (сизовато-серой окраской).

Многолетнемерзлые старичные отложения, как правило, бывают сильно льдистыми. Лед образует характерные ломаные линзы толщиною от долей миллиметра до 2,5—3 *см*, которые обычно наклонены и образуют косую линзовидную (рис. 14) или косослоистую (рис. 15) криогенные текстуры (табл. 15 зарисовки 3, 4). Ледяные включения по плоскостям наслоения встречаются в них сравнительно редко.

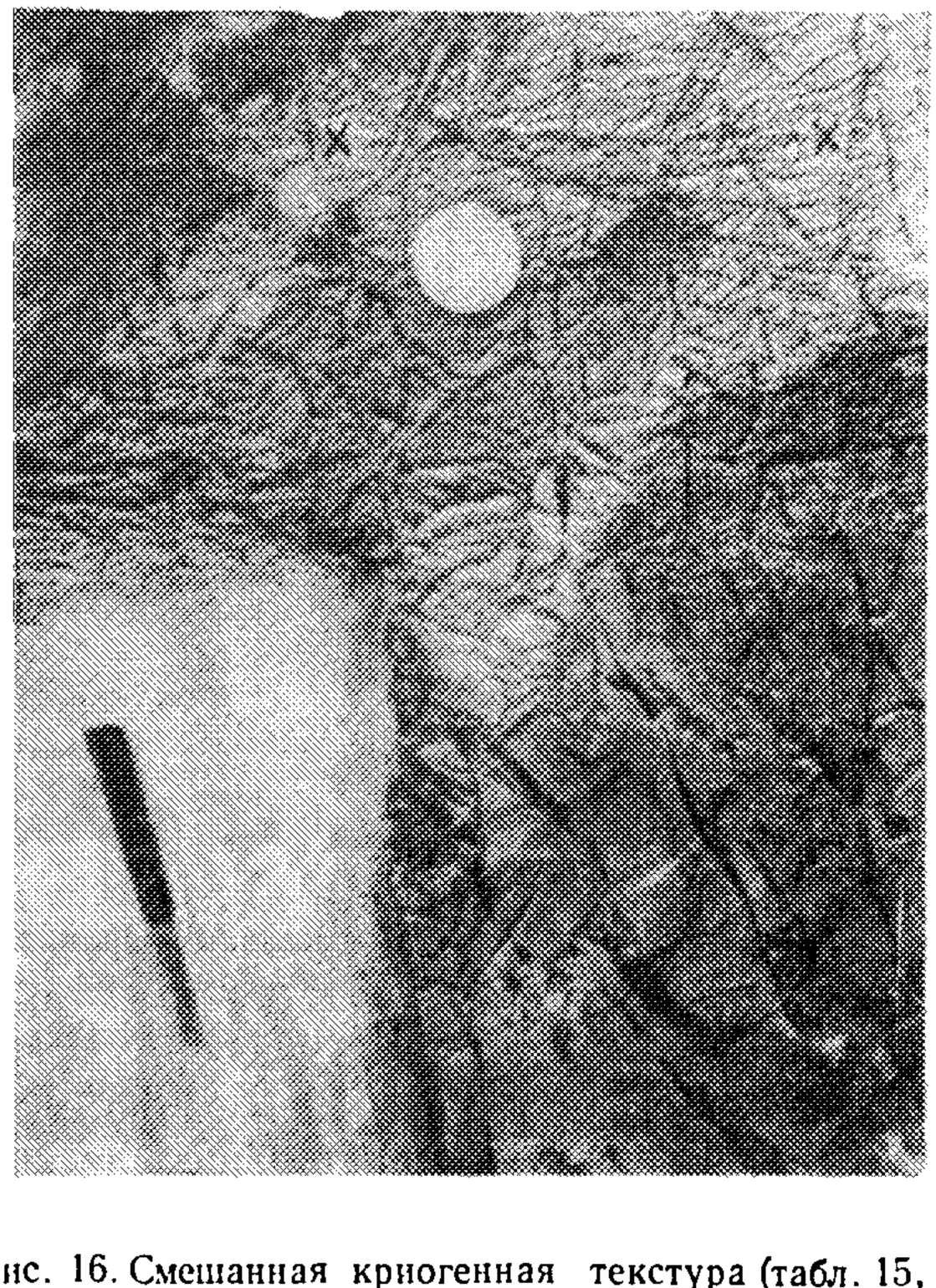


Рис. 16. Смешанная криогенная текстура (табл. 15, № 5).

Видны косые линзы льда, темные и горизонтальные ледяные прослойки (отмечены крестом). Внизу — слева ледяная жила. Диаметр кружка 3,8 *см*

Фация пойменных ложбин является переходной от старичных отложений к пойменным. Представлена она гумусированными суглинками и супесями, в которых содержатся обломки древесины и ветки кустарников. Наряду с принесенными растительными остатками встречаются стебли и корни трав, захороненные на месте их произрастания.

Льдистость пород ложбинной фации велика. Ледяные включения представлены двумя видами: а) ломаными косоориентированными линзами примерно такими же, как в старичных отложениях и б) горизонтальными прослойками, образующимися у нижней границы сезонноталого слоя (рис. 16). Эти ледяные включения, чередуясь в разрезе, создают смешанные (перистые) криогенные текстуры, которые морфологически и генетически занимают промежуточное положение между криогенными текстурами старичных и пойменных отложений (табл. 15, зарисовка 5).

Многолетнемерзлые пойменные отложения очень распространены. Иногда они образуют мощные (до 40—50 *м*) толщи, сложенные в основном суглинками и супесями, в разной степени оглеенными, гумусированными или заторфованными. Среди них встречаются также погребенные торфяники.

Большинство пойменных отложений обогащено растительными остатками, главным образом корнями и стеблями трав (пушицы, осоки и др.). Корешки трав, сплетаясь между собою, нередко образуют своего рода сетку («войлок»), которая придает породе своеобразное строение, препятствующее росту ледяных включений.

Среди пойменных отложений выделяется несколько генетических разновидностей. Наиболее распространенными из них являются: а) фация средней поймы и б) фация высокой поймы.

Фация средней поймы представлена в основном лёссовидными, часто тонкослоистыми коричневато-серыми суглинками и супесями, пронизанными нитевидными корешками трав. Льдистость этих пород незначительна. Лед образует мелкие линзочки менее миллиметра толщиной, на фоне которых

выделяются ровные ледяные прослойки мощностью 3—5, реже 8—10 *мм*, создающие горизонтальную параллельно-слоистую криогенную текстуру (табл. 15, зарисовка 6). Отдельные разновидности этих отложений (подфаций) характеризуются ледяной решеткой (сетчатая текстура), на которую накладываются горизонтальные параллельные прослойки (рис. 17).

Фация высокой поймы представлена отложениями небольших понижений (до 50 *м* в диаметре), называемых вогнутыми полигонами. Среди этих отложений преобладают в разной степени заторфованные суглинки и супеси.

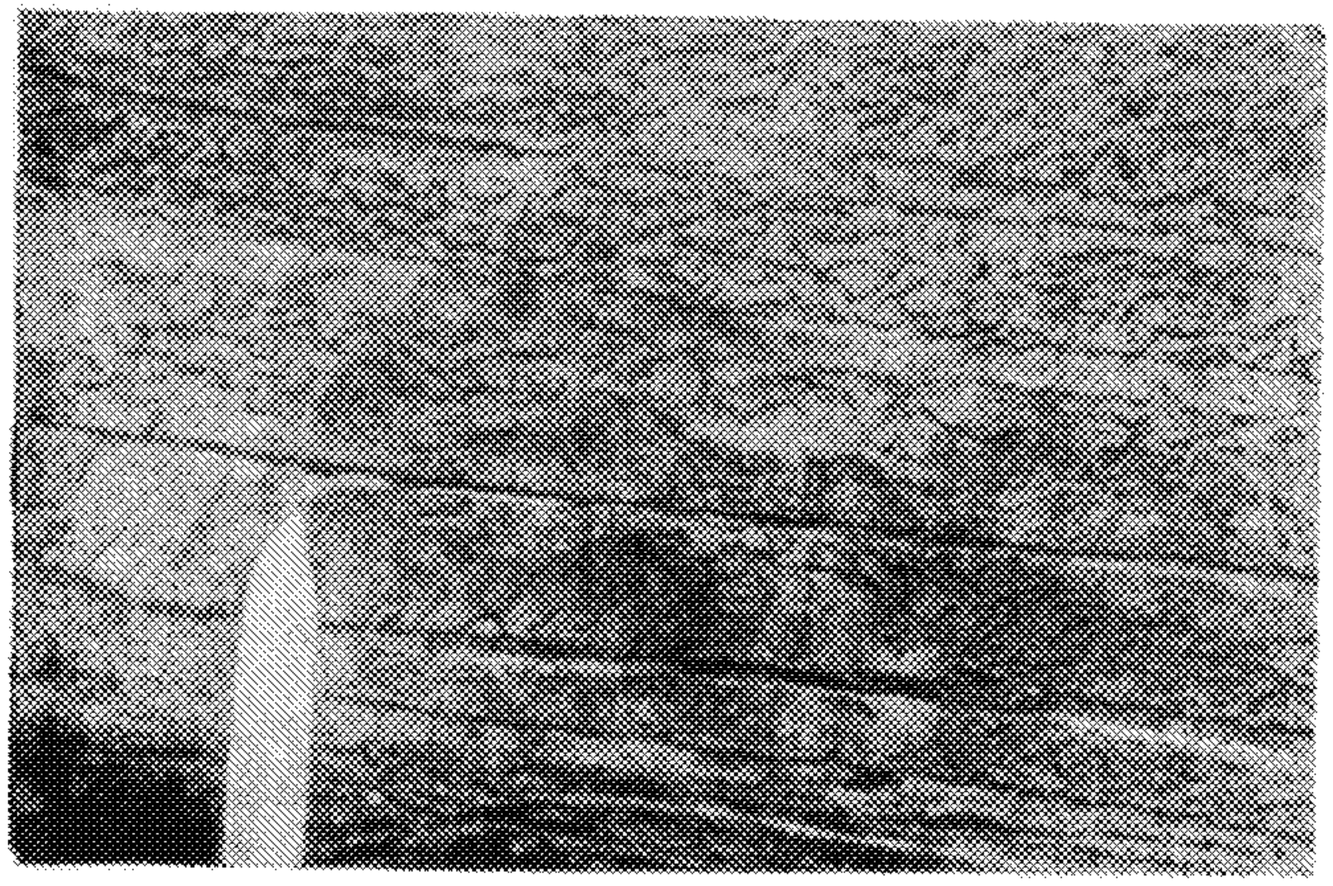


Рис. 17. Горизонтальная параллельно-слоистая, сетчатая криогенная текстура (табл. 15, № 6)

Породы содержат большое количество мелких (до 1 *мм*) линзочек льда и четкие выдержанные по простиранию ледяные прослойки мощностью от 0,5 до 2,5 *см*. Эти прослойки вместе с мелкими линзовидными ледяными включениями образуют вогнуто-параллельно-слоистые, линзовидные криогенные текстуры (табл. 15, зарисовка 7).

Среди отложений высокой поймы различаются две основные подфации:

1) подфация плоских, временами обсыхающих полигонов, представленная лёссовидными суглинками, весьма сходными с отложениями средней поймы. Заторфованность суглинков неодинакова, вследствие чего меняется и их льдистость главным образом за счет льда-цемента и мелких (доли миллиметра) линзочек льда. Для этой подфации характерны слегка вогнутые ледяные прослойки;

2) подфация вогнутых, постоянно обводненных полигонов, представленная сильно заторфованными суглинками, содержащими большое количество остатков болотных растений. Последние образуют скопления в виде «кочек», «котлов заторфования», от которых вниз отходят гумусовые натеки. Встречаются также залежи в разной степени заиленного торфа мощностью до 3 *м*.

Льдистость этих отложений высокая. Помимо льда-цемента и большого количества мелких линзочек льда, наблюдаются четкие, выдержанные по простиранию, сильно вогнутые ледяные прослойки.

К типу пойменных относятся также отложения фации мокрого луга (примерно соответствует фации вторичных водоемов, по Шанцеру). Эта фация представлена незаторфованными слабо оглеенными суглинками, супесями, иногда мелкозернистыми пылеватыми песками. Для многолетнемерзлых отложений обводненного луга характерна густая сеть слившихся между собою ледяных включений, образующих ледяную решетку (сетку), на которую на-

кладываются слегка или сильно вогнутые льдистые прослойки — пояски, создавая вогнуто-параллельно-слоистые и сетчатые криогенные текстуры (табл. 15, зарисовка 8).

Следует иметь в виду, что льдистые «пояски» и ледяные прослойки в свое время образовались у нижней границы когда-то существовавшего и ныне перешедшего в состав многолетнемерзлой толщи сезонноталого слоя. Они повторяют неровности многолетнемерзлого субстрата в пределах элементов поймы. Этим объясняется их неодинаковая вогнутость.

Многолетнемерзлые аллювиальные отложения содержат большое количество сингенетических ледяных жил, с которыми тесно связаны и непосредственно припаиваются льдистые «пояски» и ледяные прослойки.

г) *Криогенные особенности аласных отложений.* В области многолетнемерзлых пород в результате вытаивания подземных льдов образуются впадины (по-якутски — «аласы»). Отложения, формирующиеся в ходе развития и отмирания этих впадин, называются аласными.

Аласные отложения образуются в своеобразных условиях за счет пород, участвовавших в процессе термокарста и переотложениях. По своему происхождению они отличаются от всех других геологических образований, поэтому их, быть может, следует рассматривать как самостоятельный генетический тип отложений.

Термокарстовые впадины размером от нескольких десятков метров до многих километров, судя по данным многих исследователей, особенно широко развиты в центральных и северных районах Сибири и частично севера Европейской части Союза. Геоморфологические приемы позволяют сравнительно легко различать эти впадины и выделять приуроченные к ним разнообразные по составу аласные отложения. Среди последних выделяются следующие генетические разновидности.

1. Фация аласных водоемов, представленная темно-серыми с синеватым оттенком иловатыми суглинками и супесями, а также заиленными песками. В этих отложениях встречаются раковины пресноводных моллюсков, обломки древесины, комки торфа и куски дернины, придающие им пятнистый облик. Их криогенное строение весьма сходно со строением старичных отложений и характеризуется наличием неправильных, ломаных линз и прослоек льда, создающих косую и косослоистую криогенную текстуру (табл. 15, зарис. 3, 4).

2. Фация мокрого луга и «травяных речек», представленная светло и темно-серыми с зеленоватым оттенком незаторфованными суглинками и супесями. Эти породы характеризуются сетчатыми криогенными текстурами.

3. Болотная фация, представленная торфом и суглинками, содержащими большое количество остатков растительности, произраставшей на месте их захоронения. Торфяники имеют значительную льдистость за счет льда-цемента; ледяные включения в виде неправильных линз и гнезд встречаются в них сравнительно редко. Заторфованные суглинки и супеси содержат мелкие линзочки льда (до 1 *мм*) и ледяные прослойки (до 1—1,5 *см*).

Выделяемые фации аласных отложений можно расчленить на подфации. При изучении и описании их следует обращать внимание на криогенные текстуры, которые пока изучены недостаточно. Состав аласных отложений меняется в зависимости от климатических и физико-географических условий. Так, в центральных и южных районах Якутии преобладают отложения аласных водоемов, в северных — торфяники и заторфованные суглинки. В северных районах в них широко развиты ледяные жилы. Вмещающие их породы, которые являются отложениями в разной степени обводненных полигонов, характеризуются вогнуто-параллельно-слоистыми криогенными текстурами. От аллювиальных отложений аласные образования отличаются главным образом соотношением фаций в разрезе и площади.

д) Криогенные особенности морских отложений. Судя по имеющимся данным, в Западно-Сибирской низменности морские отложения представлены в основном темно-серыми песчанистыми глинами и алевритами, в которых встречаются остатки морских моллюсков и валуны. Криогенное строение многолетнемерзлых морских отложений (фация илов), судя по описанию и фотографиям (рис. 18), характеризуется сетью



Рис. 18. Крупная косослоистая криогенная текстура морских отложений.

Ледяные прослойки черные толщиной до 3—4 см.
Фото А. Г. Бродской

ломаных, обычно косо ориентированных ледяных прослоек и линз, мощность которых в среднем составляет 2—10 *см*, достигая иногда 20—30 *см*. По мнению А. И. Попова и А. М. Пчелинцева, эти ледяные включения образуют «разреживающуюся по глубине ледяную решетку», которая свидетельствует об эпигенетическом промерзании рыхлых пород.

3. Способы изучения и порядок описания мерзлых пород

При изучении сезонномерзлых и многолетнемерзлых образований необходимо выявлять все особенности их состава и строения, которые надо рассматривать в связи с их происхождением и условиями образования.

Генетический подход к изучению состава и строения мерзлых толщ практикуется сравнительно недавно. Не все генетические типы многолетнемерзлых четвертичных отложений выявлены и изучены, а их криогенные текстуры установлены. Приведенные выше данные о криогенном строении наиболее распространенных типов и видов отложений могут быть использованы при полевых исследованиях.

Четвертичные отложения слагают определенные элементы рельефа. Поэтому при полевых исследованиях в первую очередь необходимо разобраться в геоморфологии местности, установить, какой элемент рельефа (пойму, склон, днище аласа, ложбину стока и т. д.) слагают интересующие нас отложения. Данные о геоморфологии участка фиксируют при описании естественного обнажения или горной выработки.

Описание разреза многолетнемерзлых отложений производят, как обычно, послойно, сверху вниз. Среди обнаженных пород выделяют слои более или менее однородные по составу и криогенному строению.

Для каждого такого слоя определяют:

а) мощность слоя;

б) название породы и ее состав указывают, какие фракции частиц преобладают в данной породе и какие являются примесью; определяют характер залегания и количество остатков животных и растений, а для органогенных образований (например, торфа) — соотношение их с минеральной частью породы и условия залегания;

в) цвет породы, ее гумусированность, оглеенность, ожелезненность, обогащенность солями и т. д.;

г) текстурные признаки породы: первичный тип слоистости, пятнистость, пористость, кавернозность и т. д.;

д) характер (форму, размер) ледяных включений, особенности криогенных текстур (см. табл. 13, 14, 15).

Наиболее тщательно изучают криогенные текстуры. При этом необходимо четко различать ровные, выдержанные по простиранию (рис. 17) и ломаные (рис. 16) ледяные прослойки и линзы. Надо обязательно указывать их мощность и особенности залегания (горизонтальное, косое, полого-волнистое), а также отмечать, в сочетании с какими другими ледяными включениями (корками, тонкими линзочками и т. д.) они встречаются. Особое внимание уделяется жильным льдам и их связи с криогенными текстурами вмещающей породы.

Описание криогенных текстур желательно дополнять зарисовками и иллюстрировать фотоснимками. Фотографировать льдистые породы можно, когда образцы хорошо прошлифованы (в зимнее время) или в естественных обнажениях (в летнее время). В последнем случае обнажение или его часть предварительно подготавливают: освобождают от оттаявших пород. После этого мерзлые породы зачищают острой лопаткой или кухонным ножом. Зачищенную поверхность, уже после того как наведен объектив фотоаппарата, смачивают (обливают) водой — это придает однотонность, одинаковую яркость объекту фотографирования.

Состав и криогенное строение многолетнемерзлых четвертичных отложений в северных районах лучше всего изучать в естественных обнажениях, которые встречаются по берегам рек, морей и озер. Лучше всего их изучать летом, когда породы, постепенно оттаивая, обрушаются, позволяют изучать свежие обнажения без специальных расчисток. В зимнее время расчистки весьма трудоемки и не дают желательных результатов.

Многолетнемерзлые породы в глубоких канавах и шурфах можно изучать в основном зимой и ранней весной (февраль — апрель). Криогенное строение многолетнемерзлых пород изучают по керну буровых скважин. Успешнее керны изучаются после предварительного ознакомления с однотипными породами в естественных обнажениях или шурфах. Из керна можно подготовить образцы пород для фотографирования.

При описании естественных обнажений и горных выработок можно внести существенный вклад в разработку вопросов стратиграфии четвертичных отложений. Для этого основные исследования необходимо дополнять сбором фауны, образцов для спорово-пыльцевого, диатомового анализа и определения возраста отложений.

При исследовании криогенного строения мерзлых толщ необходимо обращать внимание на наличие пустот и их описание, пытаться объяснить их природу, принадлежность к современной криогенной текстуре или к следам более древней.

ЛИТЕРАТУРА

Катасонов Е. М. О понятиях структура, текстура и строение применительно к мерзлым породам; криогенные текстуры. — Изв. Сибирского отд. АН СССР, геология и геофизика, доп. вып. 2, 1959.

Катасонов Е. М. Криогенные текстуры многолетнемерзлых аллювиальных отложений.— Тр. Северо-Восточного отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, вып. 2, Якутск, 1960.

Катасонов Е. М. Об аласных отложениях Янской низменности.— Изв Сибирского отд. АН СССР, геология и геофизика, вып. 2, 1960.

Качурин С. П. Вечная мерзлота на крайнем Северо-Востоке СССР.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 7, 1950.

Качурин С. П. Некоторые данные о вечной мерзлоте и формах рельефа на Лено-Вилюйском междуречье.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953.

Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. Изд-во АН СССР, 1957.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музылева Госгеолтехиздат, 1954.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, под ред. С. А. Яковлева. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, ч. I, 1954; ч. II, 1955.

Охотин В. В. Грунтоведение. Изд-во Военно-транспортной академии, 1940.

Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. Изд-во АН СССР, 1959.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 135, серия геол., № 55, 1951.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.

§ 4. ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Мерзлые толщи и многочисленные типы и виды сопутствующих им криогенных и посткриогенных образований прямо или косвенно являются следствием тепловых процессов, происходящих в почве и подстилающих их горных породах. Температура как показатель степени относительной нагретости или охлаждения горных пород является одной из характеристик их состояния, отличается от других характеристик большей динамичностью. Изучение закономерностей формирования, распределения в пространстве и динамики температурного поля во времени представляет одну из важных задач, решаемых в процессе полевых геокриологических исследований.

Надо иметь в виду, что изучение температурного поля горных пород имеет наибольшую ценность лишь в комплексе с исследованиями состава и строения толщ мерзлых горных пород, условий их формирования, существования и динамики, а также в комплексе с изучением сопутствующих им явлений и образований. Вне комплекса этих исследований температура пород может служить лишь характеристикой состояния горных пород (мерзлые, талые), и то в случае, если они маловлажные или насыщены неминерализованными водами (почвенными, грунтовыми и глубинными).

Горные породы, насыщенные высокоминерализованными водами хлоридного и сульфатного типа, могут иметь отрицательную температуру до минус 3 — минус 4°, и в то же время быть немерзлыми.

Известно, что процесс фазового перехода воды в лед зависит не только от температуры породы и химического состава воды, но и от степени связности последней с минеральными частицами. Физическое состояние горных пород в определенных пределах температуры ниже 0° (в основном до —2,0°)

зависит от их литологического и гранулометрического состава, свойств и условий существования. Выяснение состояния горных пород и зависимости его от температуры является лишь первой и самой простой задачей полевых исследований, хотя и решаемой не совсем легко.

От способа и темпа охлаждения горных пород ниже 0° зависит их криогенное строение, а от температуры — фазовое состояние и подвижность воды, с чем связаны некоторые физико-механические их свойства.

Температура горных пород, как известно, влияет на возникновение и развитие в них различных по природе процессов — физических, физико-химических (геохимических) и биологических,— которые в свою очередь влияют на ход происходящих в них тепловых процессов.

Температура горных пород обусловлена:

а) тепло- и влагообменом между верхами литосферы и атмосферой, возникающим под воздействием внешнего источника тепла и условий охлаждения;

б) тепло- и влагообменом внутри почвы под влиянием внешних и внутренних энергетических процессов;

в) теплообменом верхов литосферы с земными глубинами путем кондуктивной и конвективной (через водообмен) теплопередачи.

Закономерное распределение температуры по глубине и площади, т. е. температурное поле литосферы, зависит от всех видов тепло- и влагообмена, но в своей основе оно определяется результирующей теплового взаимодействия литосферы с внешней средой (атмосферой).

В вертикальной плоскости температурное поле литосферы подразделяется на следующие элементы: а) *слой суточных колебаний* температуры, мощность которого в зависимости от климатических условий, состава почвы (горной породы), ее свойств и состояния колеблется от 0,2—0,3 до 1,0 *м;* б) *слой годовых колебаний* температуры, мощность которого в зависимости от тех же условий и общей динамики тепловых процессов или их условий колеблется в пределах от 3 до 30 *м* и более [1]; в) *зона разнопериодных — многолетних колебаний* температуры, мощность которой колеблется от десятков до сотен метров; ее динамичность зависит от амплитуды и периода изменения средней годовой температуры пород под влиянием различных причин (например, короткопериодных колебаний климата); г) *зона вековых колебаний* температуры, мощность которой колеблется в пределах сотен и тысяч метров; ее динамичность зависит от амплитуды и периода изменения средней годовой температуры горных пород под влиянием, например, вековых колебаний климата; д) *зона эпохальных колебаний* температуры, в пределах которой затухают тепловые волны большой длины и амплитуды, с периодом времени, соизмеримым с геологическими периодами.

Перечисленные выше термодинамические слои и зоны являются составными элементами особой термодинамической оболочки земли, так называемой экзотермозоны Земли (Баранов, 1951). Температурное поле этой зоны формировалось на протяжении геологической истории Земли, с одной стороны, под воздействием взаимосвязанных процессов внутреннего развития земной коры и более глубоких областей (геохимических и гравитационных и их производных — геологических и вулканических процессов), а с другой — под влиянием внешней среды.

В практическом отношении, в рамках полевых геокриологических исследований, наибольший интерес представляют: слой годовых и зоны многолетних и вековых колебаний температуры. В их границах происходят фазовые переходы воды в лед и обратно.

---

[1] Точность измерения мощности слоя соответствует точности измерения температуры в ± 0,1; при большей точности измерений мощность этого слоя увеличивается.

В верхней части слоя годовых колебаний температуры располагается слой сезонного промерзания и протаивания; в нижней его части, а также в границах указанных зон, происходит многолетнее промерзание и протаивание горных пород.

Температура горных пород слоя годовых ее колебаний есть результат наиболее резко выраженного влияния внешней среды, а его мощность переменна и зависит от совокупности условий, влияющих на тепло- и влагообмен через поверхность почвы. Доля участия глубинного тепла в этом случае бывает иногда довольно значительной, если тепло поступает в результате восходящих потоков подземных вод с больших глубин.

Температура пород на подошве указанного слоя отражает подвижное тепловое равновесие между результирующей сезоннопеременных по направлению теплопотоков сверху и относительно устойчивым потоком глубинного тепла.

Температура пород, залегающих ниже подошвы этого слоя, практически до весьма больших глубин также определяется термодинамическим равновесием между результирующими теплопотоками сверху и снизу. Здесь изменение температуры происходит в связи с направленным увеличением или уменьшением теплопотока через поверхность почвы на протяжении длительного времени или под влиянием усиления активности подземных вод.

Важную сторону в изучении температурного поля составляют: исследования периодических понижений и повышений температуры горных пород, вызывающих фазовые превращения воды, т. е. формирование мерзлых толщ и их протаивание; исследования зависимости тепловых процессов от местных, региональных и зональных природных условий, а также влияния их изменений во времени и пространстве. Таким образом, круг вопросов, подлежащих исследованию, весьма разнообразен.

Теплоприход и теплоотдача из верхов литосферы, а также внутренние энергетические процессы являются объектами специальных исследований как геокриологии, так и ряда других наук; поэтому они не входят в программу полевых геокриологических исследований общего типа. Температура и ее амплитуда колебаний входят обязательными членами во многие расчетные и теоретические формулы, которые используются во всех случаях, когда требуется выяснить состояние горных пород, их изменение, а также когда изучают происходящие в них разнообразные явления.

В геокриологии исследованию температурного поля области многолетнемерзлых горных пород придается гораздо большее значение, чем смежными и родственными науками при исследованиях горных пород вне границ указанной области.

Изучение температуры, как отмечалось выше, играет особо большое значение при исследовании процессов промерзания и протаивания горных пород. В этом случае, обычно на стационарных площадках, изучают не только температуру и влажность пород, но и тепловые потоки. Подобные исследования необходимы и при изучении комплекса сложных процессов, сопровождающих промерзание и протаивание горных пород (*миграции влаги* — перераспределения ее при промерзании, вызывающего *пучение* — криогенное текстуро- и структурообразование; *просадок почвы* — в результате теплового и механического разрушения криогенных текстур; *напряженного состояния* — следствия криогенной динамики грунтовых масс,— их сжатия, расширения, растрескивания и пр.; *динамики* протаивающей грунтовой массы и пр.).

Изучение температуры горных пород производят на всех этапах и при всех видах геокриологических исследований, поставленных в связи с общими и специальными задачами. При маршрутных исследованиях изучают состояние горных пород, распределение температуры по глубине в отдельных точках, в границах типичных (зональных) и нетипичных (азональных)

ландшафтов. При геокриологических съемках более детально изучают особенности температурного поля отдельных площадей и его зависимость от различных природных условий. При стационарных исследованиях изучают динамику температурного поля до различных глубин и процессы изменения состояния горных пород, т. е. процессы промерзания и протаивания. При гематических исследованиях (стационарных — длительных и периодических — кратковременных) изучают влияние тепловых процессов на физические и физико-химические явления, происходящие в горных породах, и пр.

Глубокое исследование закономерностей температурного поля возможно через изучение сложных процессов тепло- и влагообмена почвы и подстилающих ее горных пород с внешней средой и земными глубинами. Содержание этих специальных исследований отчасти освещено в III части настоящего руководства.

В процессе полевых геокриологических работ, таким образом, решают задачи по исследованию, во-первых, особенностей температурного поля в разнообразных природных условиях, обычно до ограниченных глубин; во-вторых, динамики температурного поля в зависимости от изменений природных условий.

В связи с этим изучают:

а) величину и закономерность распределения температуры горных пород в плане и по глубине (в зоне сезонного промерзания почвы — на глубину слоя годовых колебаний температуры; в области многолетнемерзлых пород при возможности — на глубину, превышающую мощность мерзлой толщи на одну—две геотермические ступени);

б) величину и характер затухания амплитуды суточных и годовых колебаний температуры по глубине (с помощью замеров в периоды ее максимума и минимума);

в) величину слоя годовых колебаний температуры;

г) среднюю годовую температуру пород на различных глубинах;

д) величину и характер изменения геотермического градиента: в слое сезонного промерзания, в слое годовых колебаний температуры, а также в нижележащей толще мерзлых и подстилающих ее талых пород.

В инженерных целях замеры температуры производят под различными сооружениями и вблизи них для выяснения влияния сооружений на естественное температурное поле, на процессы сезонного и многолетнего промерзания и протаивания, на процессы, определяющие развитие сопутствующих криогенных и посткриогенных явлений и образований.

При полевых исследованиях необходимо иметь в виду ряд специфических особенностей.

1. Средняя годовая температура горных пород обычно выше (на величину от 2 до 10°) средней многолетней температуры воздуха в данном районе. Это обусловлено различием состава взаимодействующих материальных сред, в которых происходят тепловые процессы, а также комплексом природных условий, воздействующих на ход тепло- и влагообмена через поверхность почвы.

2. Суточные колебания температуры почвы благодаря влиянию тех же условий распространяются на разные глубины и имеют один максимум и один минимум.

3. Годовые колебания температуры горных пород в соответствии с разнородностью природных условий и их изменением во времени распространяются до разных глубин.

4. Амплитуда колебаний температуры уменьшается с глубиной (колебания затухают), а максимумы и минимумы температуры запаздывают. На подошве слоя годовых колебаний температуры их запаздывание достигает половины года.

5. Мощность слоя годовых колебаний температуры динамична во времени и зависит от изменений природных условий, сказывающихся на развитии мерзлых толщ.

6. Ниже подошвы слоя годовых колебаний температуры ее изменения происходят на протяжении длительных периодов времени в связи с продолжительными изменениями естественных условий теплообмена (колебанием климата, развитием рельефа, динамикой водоемов, растительности и пр.) или под воздействием трудовой деятельности человека.

Полученные данные о температуре горных пород группируют в таблицы. На основе таблиц составляют графики и макет карты температуры горных пород, который затем используют при составлении геокриологической или инженерно-геокриологической карты.

Данные по температуре и ее режиму используют при составлении научно-технических отчетов в разделах, в которых излагаются материалы, освещающие процессы промерзания и протаивания, характеристики мерзлых толщ, их динамику и современное направление развития.

Методика и техника измерения температуры горных пород многообразны. Необходимые указания по замерам температуры изложены в специальном разделе, который помещен в качестве приложения к данному руководству.

ЛИТЕРАТУРА

Колосков П. И. К методике наблюдений над температурой почвы в влажных подвижных грунтах.— Метеор. вестник, т. 34, 1924.

Кудрявцев В. А. Обработка результатов температурных измерений, произведенных в Шергинской шахте г. Якутска за 1845 и 1941 гг.—Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953.

Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Изд-во АН СССР, 1954.

Кудрявцев В. А. Температура, мощность и прерывистость толщ мерзлых пород. Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I. Изд-во АН СССР, 1959.

Оболенский В. Н. Метеорология. Гидрометеоиздат, 1938.

Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, 2 изд. М., 1937.

Яновский В. К. Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях. Изд-во АН СССР, 1951.

Глава III

НЕКОТОРЫЕ ПОЛЕВЫЕ ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

§ 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА, ТИПА ГЛИНИСТОГО МИНЕРАЛА, ЕМКОСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ И СУММЫ ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ ДИСПЕРСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Известно, что водные свойства рыхлых отложений — грунтов в значительной мере определяются их дисперсностью. Однако грунты при одной и той же дисперсности могут существенно различаться по своим водным свойствам и по-разному будут деформироваться при пучении, если минералогический состав их различен. Установлено, что при одной и той же дисперсности грунта, но при различном минералогическом составе тонкой фракции пучение возрастает в ряду грунтов, содержащих иллит—монтмориллонит—каолинит (Хархута, Васильев, 1957).

Существенное влияние на водные свойства и особенно на пучение при промерзании грунтов оказывают поглощенные основания. Насыщенный многовалентными ионами (железо, кальций, магний), непучинистый грунт превращается в пучинистый, а ранее пучинистый, в случае насыщения одновалентными ионами (натрий, калий), наоборот, может оказаться непучинистым. Пучинистость грунтов увеличивается при насыщении их многовалентными катионами (Хейли, 1958).

Процесс перераспределения воды в грунтах при промерзании определяет их криогенную структуру и текстуру, т. е. криогенное строение мерзлых толщ. Фациально-однородные грунты часто характеризуются физико-химической неоднородностью, связанной с тем, что при их формировании в комплексе диагенетических изменений большую роль играли криогенные процессы. Вследствие специфичности теплообмена, в ходе которого происходит промерзание грунтов, криогенное преобразование их протекает зонально. Известно, что сезонное изменение окраски отдельных генетических горизонтов или слоев пород связано с физико-химическими изменениями их состава. В частности, смена или чередование коричневой и сине-зеленой окраски грунтов характеризует собой наличие окислительно-восстановительных процессов, в результате которых существенно меняются их дисперсность, минералогический состав и некоторые физико-химические свойства. Эти изменения связаны с соответствующими тепловыми воздействиями внешней среды, поэтому при охлаждении усиливаются те из них, которые обусловливают образование новых соединений, сопровождающееся выделением тепла. Точно таким же образом в зависимости от влаго- и теплообмена протекают и процессы ионного обмена, в совокупности определяющие физико-химическую неоднородность фациально-однородного грунта.

Наряду с установлением гранулометрического состава и типа преобладающего глинистого минерала, а также состава обменных оснований необходимо определять емкость поглощения. Обычно почвы и горные породы, характеризующиеся большой емкостью поглощения и многовалентными обменными катионами, отличаются и резко выраженными пучинистыми свойствами.

Зная гидрогеологические условия данного участка и фациальную принадлежность слагающих его пород, на основании изучения гранулометрического состава, типа глинистого минерала этих пород, емкости поглощения и обменных оснований их можно составить общее представление о возможности пучения пород при промерзании.

При изучении многолетнемерзлых пород и сезонномерзлых почв пока используются методические приемы, разработанные в смежных науках.

Чтобы получать сравнимые данные, необходимо пользоваться единой методикой. Это относится главным образом к определению гранулометрического состава, емкости поглощения и состава обменных катионов. В лабораторных условиях определение гранулометрического состава следует производить по методике, разработанной Н. А. Качинским (1943). Для определения емкости поглощения можно рекомендовать методику З. Г. Ильчевской (1954), а при анализах карбонатных почв и пород — П. Г. Грабаровой и З. А. Уваровой (1939). Состав обменных катионов следует определять по методике, разработанной К. К. Гедройцем (1935).

Наибольшие затруднения встречаются обычно при изучении минералогического состава глинистой фракции, поскольку этот анализ может быть выполнен только специализированными лабораториями.

Следует иметь в виду, что грунты при промерзании претерпевают существенные изменения. В частности значительно меняется состав обменных катионов и емкость поглощения. Поэтому при проведении соответствующих анализов желательно обрабатывать почвы и горные породы реактивами, охлажденными до 0° и ниже. Дальнейший анализ фильтратов можно проводить при комнатной температуре.

Исследование дисперсности почв и горных пород, их минералогического состава и физико-химических свойств требует большой затраты времени, специальной аппаратуры и стационарных лабораторных условий. Так, например, для определения минералогического состава тонкой фракции почв и горных пород необходимо, помимо трудоемкой работы по выделению этой фракции, применение термического и рентгено-структурного анализа, а в ряде случаев — электронной микроскопии.

Для изучения физико-химических свойств также требуется специальная аппаратура и реактивы.

Ниже излагаются наиболее простые доступные в условиях полевых лабораторий методы определения дисперсности преобладающего типа минерала, глинистой фракции и некоторых физико-химических свойств.

1) Ускоренный метод гранулометрического анализа.

Для характеристики дисперсности грунтов используют различные методы анализа; в зависимости от целей исследований применяются и различные способы подготовки грунтов к анализу.

Ускоренный метод микроагрегатного анализа с помощью пипетки [1] емкостью 100 *мл* не требует взвешивания на аналитических весах и длительного выпаривания и высушивания. Количество частиц грунта, находящихся в отобранной пробе суспензии, определяется на основании разности между весом пробы суспензии и весом чистой воды, взятой в таком же объеме.

[1] Разработан Гипроводхозом (Инструкция, 1957)

При геокриологических исследованиях необходимо определять прочность грунтовых агрегатов при взаимодействии их с водой, поэтому рекомендуется проводить микроагрегатный анализ, а не гранулометрический, сопровождающийся химической подготовкой или растиранием грунта, которые приводят к разрушению агрегатов.

Микроагрегатный анализ производят следующим образом. Пробу грунта естественной влажности весом около 100 *г* переносят в бутыль емкостью 1000 *мл* и заливают 500 *мл* дистиллированной воды, а через сутки взбалтывают в течение 2 часов. В параллельной пробе грунта определяют естественную влажность образцов, которую учитывают при расчете. После взбалтывания суспензию через сито с отверстиями 0,1 *мм* переносят в сосуд емкостью 5000 *мл*, при этом грунт легко растирают пальцем на сите. Частицы, задержавшиеся на сите с отверстиями 0,1 *мм*, высушивают и просеивают через комплект сит с отверстиями 0,5 и 0,25 *мм*.

Суспензию, находящуюся в сосуде, доливают дистиллированной водой до объема 5000 *мл*. Одновременно с подготовкой суспензии один сосуд такой же емкости наполняют дистиллированной водой и выдерживают в одинаковых условиях с суспензиями.

Стеклянная пипетка, используемая при этом методе анализа грунтов, состоит из следующих частей:

а) ствола длиной 120, *мм* диаметром 6 *мм*, (с нижней стороны ствол запаян и имеет 4—6 отверстий диаметром 1 *мм*, через которые пипетка заполняется суспензией);

б) резервуара емкостью 100 *мл* (вместе со стволом);

в) трехходового крана со сливной трубкой и шаровидного резервуара над ним;

г) верхней стеклянной трубки диаметром 6 *мм*, к которой присоединена резиновая груша для засасывания суспензии или воды.

После взбалтывания суспензии через соответствующее время (табл. 17) пипетку при закрытом трехходовом кране погружают в суспензию на глубину 100 *мм*, сжимают резиновую грушу и, открыв трехходовой кран, постепенно разжимают грушу. При взбалтывании суспензии перед взятием пробы пипеткой необходимо, чтобы весь осадок был поднят со дна сосуда и перешел во взвешенное состояние. Пипетку заполняют до появления жидкости над краном. После этого кран закрывают и избыток суспензии или воды удаляют через сливную трубку. Затем пипетку поднимают, к нижнему концу ее подносят стеклянный стакан емкостью 120—150 *мл* и, открыв трехходовой кран, сливают в него суспензию или воду. Закрыв кран, согревают рукой основной резервуар пипетки, вследствие чего ее ствол освобождается от суспензии или воды. Это следует производить через одинаковые промежутки времени. При освобождении от суспензии, содержащей фракции меньше 0,05 *мм*, пипетку необходимо слегка покачивать, так как отдельные частицы могут задержаться на стенках нижней части пипетки. Стаканчик с суспензией взвешивают на технических весах с точностью до 0,01 *г*, после чего суспензию взбалтывают и выливают обратно в сосуд. Вес стакана, содержащего 100 *мл* дистиллированной воды, взятой пипеткой, устанавливают путем трехкратного взвешивания. Расхождения в весе параллельных проб не должны превышать 0,04 *г*.

Промежутки времени, необходимые для отбора проб суспензии, определяются по формуле Стокса. В табл. 17 указано время отбора проб суспензии, содержащей различные фракции, при различных значениях удельного веса грунта и температуры суспензии.

Вес суспензии в объеме пипетки определяют по формуле

$$Q = q - \frac{p}{\Delta} + p, \qquad (1)$$

Таблица 17

Интервал времени для взятия проб суспензии в зависимости от температуры
(глубина взятия проб — 10 см)

Удельный вес минеральных частиц	Диаметр частиц, *мм*	Температура суспензии, °С								
		10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0
2,60	0,05 0,01 0,005	1 м. 24 м. 54 с. 1 ч. 40 м.	56 с. 23 м. 12 с. 1 ч. 38 м.	52 с. 21 м. 45 с. 1 ч. 27 м.	49 с. 20 м. 25 с. 1 ч. 22 м.	46 с. 19 м. 14 с. 1 ч. 17 м.	44 с. 18 м. 06 с. 1 ч. 12 м.	41 с. 17 м. 06 с. 1 ч. 08 м.	39 с. 16 м. 09 с. 1 ч. 05 м.	37 с. 15 м. 17 с. 1 ч. 01 м.
2,65	0,05 0,01 0,005	58 с. 24 м. 07 с. 1 ч. 36 м.	54 с. 22 м. 30 с. 1 ч. 30 м.	51 с. 21 м. 06 с. 1 ч. 24 м.	48 с. 19 м. 48 с. 1 ч. 24 м.	45 с. 18 м. 39 с. 1 ч 19 м.	42 с. 17 м. 33 с. 1 ч. 15 м.	40 с. 16 м. 35 с. 1 ч. 10 м.	37 с. 15 м. 39 с. 1 ч. 06 м.	36 с. 14 м. 50 с. 59 м. 19 с.
2,70	0,05 0,01 0,005	56 с. 23 м. 24 с. 1 ч. 34 м.	52 с. 21 м. 50 с. 1 ч. 27 м.	49 с. 20 м. 28 с. 1 ч. 22 м.	46 с. 19 м. 13 с. 1 ч. 17 м.	44 с. 18 м. 06 с. 1 ч. 12 м.	41 с. 17 м. 02 с. 1 ч. 08 м.	39 с. 16 м. 06 с. 1 ч. 04 м.	36 с. 15 м. 12 с. 1 ч. 02 м.	34 с. 14 м. 23 с. 57 м. 34 с.
2,75	0,05 0,01 0,005	54 с. 22 м. 44 с. 1 ч. 31 м.	51 с. 21 м. 13 с. 1 ч. 25 м.	48 с. 19 м. 53 с. 1 ч. 20 м.	45 с. 18 м. 40 с. 1 ч. 15 м.	43 с. 17 м. 35 с. 1 ч. 10 м.	40 с. 16 м. 33 с. 1 ч. 06 м.	38 с. 15 м. 38 с. 1 ч. 03 м.	36 с. 14 м. 46 с. 59 м. 04 с.	34 с. 13 м. 59 с. 55 м. 56 с.
2,80	0,05 0,01 0,005	53 с. 22 м. 06 с. 1 ч. 28 м.	50 с. 20 м. 39 с. 1 ч. 23 м.	46 с. 19 м. 20 с. 1 ч. 17 м.	44 с. 18 м. 09 с. 1 ч. 13 м.	41 с. 17 м. 06 с. 1 ч. 08 м.	39 с. 16 м. 06 с. 1 ч. 04 м.	36 с. 15 м. 12 с. 1 ч. 01 м.	34 с. 14 м. 21 с. 57 м. 26 с.	33 с. 13 м. 35 с. 54 м. 22 с.

Примечание. ч. — час; м. — минута; с. — секунда.

где Q — вес суспензии в объеме пипетки, *г;*
q — вес воды в объеме пипетки, *г;*
p — вес частиц в пробе, взятой пипеткой, *г;*
Δ— удельный вес грунта.

Вес частиц в пробе равен

$$p = \frac{\Delta}{\Delta - 1}(Q - q).$$

2) Ускоренный метод определения типа глинистого минерала. Для ускоренного определения преобладающего типа глинистого минерала в полевых условиях существует несколько методов, например метод Н. Е. Веденеевой (Веденеева и Викулова, 1956) или упрощенный метод Н. А. Максимовича и Н. И. Максимова (1956). Последний метод основан на том, что глины адсорбируют щелочь NaOH малой концентрации. Каждому глинистому минералу соответствует определенное количество адсорбированной щелочи — «адсорбционный показатель» (табл. 18).

Таблица 18

Величина адсорбционного показателя для основных типов глинистых минералов

(*по Н. А. Максимовичу и Н. И. Максимову*)

Тип глинистых минералов	Адсорбциониый показатель, %
Каолинитовый	Менее 0,10
Гидрослюдисто-каолинитовый	0,10—0,20
Каолинито-гидрослюдистый	0,20—0,45
Монтмориллонитовый . . .	Более 0,45

Определение по методу Максимовича—Максимова производят в следующем порядке. Навеску (около 1 *г*) воздушно-сухой пробы грунта[1], просеянную через сито в 0,25—1 *мм*, помещают в фарфоровый тигель или стеклянный стаканчик емкостью 50 *мл* и заливают 4—5 *мл* 0,01 н. раствора NaOH, который можно приготовить путем разбавления водой (до 10 *л*) 1 ампулы фиксонала NaOH.

После тщательного перемешивания суспензию отфильтровывают в пробирку и добавляют к ней 2—3 капли фенолфталеина. Если окраска фильтра остается бесцветной, опыт повторяют с большим количеством щелочи; если окраска фильтрата имеет розовый цвет, опыт проводят снова, но с меньшим количеством щелочи. Предельное количество щелочи определяют по переходу окраски фильтрата из бесцветной в слабо-розовую.

При расчете учитывают количество раствора NaOH, при котором окраска оставалась бесцветной, а следующая капля щелочи уже давала окраску.

Расчет «адсорбционного показателя» производится по формуле

$$A = \frac{T \cdot K \cdot 100}{a}, \qquad (2)$$

где A — адсорбционный показатель, т. е. предельно полное адсорбируемо количество щелочи (NaOH), %;

[1] В случае, если грунт представлен грубодисперсным материалом, навеску следует увеличить или просеять через сито 0,25 *мм* (лучше 0,1 *мм*) и взять 1 *г* фракции менее 0,25 *мм* или менее 0,1 *мм*.

T — титр раствора NaOH;
K — количество раствора NaOH, *мл*;
a — навеска воздушно-сухой глины, *г*.

3) Ускоренный метод определения емкости поглощения бескарбонатных почв по методу С. Н. Алешина. 10 *г* почвы обрабатывают 1,0 н. раствором хлористого бария до полного насыщения почвы поглощенным барием. Хлористый барий не отмывается водой, а навеску вместе с фильтром переносят в колбу. Приливают точно 500 *мл* титрованного 0,05 н. раствора серной кислоты, 5 минут взбалтывают и фильтруют через складчатый беззольный фильтр, берут 50 или 100 *мл* фильтрата, титруют 0,1 н. раствором NaOH в присутствии фенолфталеина.

Поправка на смачиваемость почвы определяется так: 10 *г* воздушно-сухой почвы обливают на фильтре на воронке точно отмеренным количеством 1,0 н. раствора хлористого бария или дистиллированной водой. Фильтрат собирают в мерный цилиндр и определяют задержанное почвой количество воды.

Вычисление результатов анализа производят по формуле

$$A = \frac{(a \cdot K_{H_2SO_4} \cdot 0{,}05 - b \cdot K_{NaOH} \cdot 0{,}1) \cdot 100\, K_{H_2O}\, (500 + n)}{aC},$$

где A — емкость поглощения, *мэкв* на 100 *г* почвы;
a — количество фильтрата, взятое для титрования, *мл*;
$K_{H_2SO_4}$ — поправка на титр;
b — количество 0,1 н. раствора щелочи, ушедшее на титрование фильтрата, *мл*;
K_{NaOH} — поправка на титр;
0,05 — множитель пересчета в *мэкв*;
0,1 — множитель пересчета в *мэкв*;
$(500 + n)$ — фактическое количество жидкости, взятое для анализа;
C — навеска воздушно-сухой почвы, *г*;
K_{H_2O} — коэффициент пересчета воздушно-сухой на сухую почву;
100 — множитель пересчета на 100 *г* почвы.

4) Ускоренный метод определения суммы поглощения оснований по методу Каппена. 25 г воздушно-сухой почвы, просеянной через сито с отверстиями 1 *мм*, помещают в коническую колбу или посуду для взбалтывания и приливают из бюретки 125 *мл* 0,1 н. раствора соляной кислоты точно установленного титра. Взбалтывают в течение часа и оставляют на 24 часа. После указанного срока содержимое колбы взбалтывают и фильтруют через сухой беззольный складчатый фильтр, при этом почву переносят на фильтр полностью. Первые мутные порции фильтрата вновь пропускают через тот же фильтр.

Берут пипеткой две пробы по 50 *мл* в отдельные конические колбы емкостью 200 *мл*, нагревают до кипения, кипятят 2—3 мин. для удаления углекислого газа, прибавляют 2—3 капли фенолфталеина и титруют горячий раствор 0,1 н. едкого натрия точно установленного титра до неисчезающей бледно-розовой окраски.

Вычисление результатов анализа производят по формуле

$$S = \frac{(a \cdot K_{HCl} - b \cdot K_{NaOH}) \cdot 0{,}1 \cdot 100}{10},$$

где S — сумма поглощенных оснований, *мэкв* на 100 *г* почвы;
a K_{HCl} — количество 0,1 н. раствора соляной кислоты, взятое для титрования щелочью, *мл* (обычно берется 50 *мл*); поправка на титр HCl.

bK_{NaOH} — количество 0,1 н. раствора едкого натрия, пошедшее на титрование соляной кислоты, *мл*.

Следует отметить, что все изложенные методики предусматривают проведение определений при положительной температуре, т. е. после оттаивания грунта, которое будет оказывать существенное влияние на дисперсность и физико-химические свойства грунта.

Методики такого рода исследований при отрицательной температуре еще разрабатываются.

ЛИТЕРАТУРА

Айдинян Р. Х. Выделение почвенных коллоидов без химической обработки.— Коллоидный журнал. т. 9, № 1, 1947.

Веденеева Н. Е. и Викулова Н. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей (спектрофотометрический анализ). Львов. гос. ун-т, 1956.

Гедройц К. К. Химический анализ почв. Сельхозгиз, 1935.

Грабарова П. Г. и Уварова З. А. Применение $BaCl_2$ для определения емкости обмена почв.— Тр. Казах. науч.-исслед. ин-та земледелия, т. I, 1939.

Грим Р. Э. Связь мерзлотных явлений с составом глинистых минералов грунта. Мерзлотные явления в грунтах. Изд-во иностр. лит., 1955.

Ильчевская З. Г. Методы агрохимического анализа почв. Изд-во АН СССР, 1954.

Инструкция по проведению гранулометрического анализа грунтов ускоренным методом. М., 1957 (Гипроводхоз, Министерство сельского хозяйства СССР).

Качинский Н. А. Методы механического и микроагрегатного анализа почв. Изд-во АН СССР, 1943.

Максимович Н. А. и Максимов Н. И. Быстрый метод определения типа глинистого минерала.— Разведка и охрана недр, № 3, 1956.

Моисеева В. В. Определение минералогического состава глинистых частей грунта. Сообщ. № 122, ВНИИ транспортного строительства. М., 1958.

Никольский Н. Н. Почвоведение. Сельхозгиз, 1959.

Тютюнов И. А. Миграция воды в торфяно-глеевой почве в периоды замерзания и замерзшего состояния в условиях неглубокого залегания вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1951.

Хархута Н. Я. и Васильев Ю. И. Деформация грунтов дорожных насыпей. М., Автотрансиздат, 1957.

Хейли Дж. Ф. Исследования действия процессов промерзания в грунтах, производившиеся в холодильной камере. Сб. «Мерзлые горные породы Канады и Аляски». Изд-во иностр. лит., 1958.

§ 2. ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Определение количества жидкой фазы в мерзлых горных породах

В мерзлых горных породах всегда содержится некоторое количество воды в жидкой фазе. Это количество зависит от генезиса горной породы, ее дисперсности, химического и минералогического состава, физико-химических свойств и состава воднорастворимых соединений, а также от температуры и давления.

Данные о количестве льда и жидкой фазы воды позволяют установить все основные виды влажности и льдистости мерзлых грунтов, выяснить зависимость физико-механических свойств мерзлых грунтов от температуры.

Определение количества жидкой фазы в мерзлых грунтах в полевых условиях затруднительно, так как необходимо выдерживать исследуемые образцы при постоянной температуре в течение длительного времени (15—20 часов).

Лабораторный метод определения льдистости

При определении количества льда и жидкой фазы воды в мерзлых породах до недавнего времени чаще всего применяли дилатометрический метод, основанный на изменении объема образца при замерзании или оттаивании. Однако этот метод не дает удовлетворительных результатов. Особенно велика бывает ошибка при определении льдистости мерзлой породы в связи с тем, что при оттаивании образца не восстанавливается его первоначальный объем и, следовательно, данные о количестве льда оказываются завышенными.

В лаборатории Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР был разработан калориметрический метод определения фазового состава воды в мерзлых породах (Нерсесова, 1953). Он основан на измерении теплового эффекта при оттаивании образцов мерзлой породы в калориметре и может быть использован для определения количества льда и жидкой фазы воды как при полном оттаивании образцов, так и при температуре ниже 0°, при частичном оттаивании.

Образцы мерзлых пород калориметрируют в латунных бюксах. Образцы сильно льдистых пород должны весить 15—20 *г*, а образцы слабольдистых пород — до 30—35 *г*. При работе с грунтами нарушенного сложения для калориметрирования приготовляют образцы с влажностью, равной или близкой к верхнему пределу пластичности.

Замораживание образцов пород производят в латунных бюксах в криостатах — сосудах, заполненных эвтектическими смесями, поддерживающими при оттаивании постоянную отрицательную температуру (табл. 19) или, если имеется холодильная камера и электроэнергия,— в ультратермостатах ТС-15.

Таблица 19

Эвтектические смеси

Соль	Содержание соли в водном растворе, вес.%	Температура плавления эвтектической смеси, °С
Алюмо-калиевые квасцы . .	Насыщенный раствор при $t=20°$	—0,47
Хромово-калиевые квасцы	То же	—0,6
Сернокислый натрий . . .	»	—1,2
Углекислый натрий	»	—2,1
Азотнокислый калий . . .	»	—2,9
Сернокислый магний . . .	19,0	—3,9
Сернокислый цинк	27,0	—6,5
Хлористый калий	19,7	—11,1
Хлористый аммоний . . .	18,7	—15,8
Азотнокислый натрий . . .	36,9	—18,5
Хлористый натрий	22,4	—21,2
Хлористый магний	21,6	—33,6
Хлористый кальций	29,8	—55,0

После выдерживания образцов в течение 15—20 часов при заданной отрицательной температуре, их переносят в калориметр, где происходит их оттаивание. В процессе оттаивания образцов измеряют температуру калориметрической жидкости термометром Бэкмана с делениями шкалы 0,01°.

По окончании оттаивания образцы вынимают из калориметра, высушивают при 105° до постоянного веса.

Так получают данные об исходной влажности породы и весе ее минерального скелета.

Данные колориметрического опыта позволяют определить содержание льда в породе $g_л$. Высушивание образца после опыта при 105° дает общее содержание воды $g_в$. Количество незамерзшей воды при данной отрицательной температуре вычисляется по разности

$$g_н = g_в - g_л. \qquad (1)$$

Считая, что температура плавления льда равна 0°, теплоемкость жидкой фазы равна 1 *кал/г*, теплоемкость льда 0,5 *кал/г*, и заменяя количество жидкой фазы воды разностью $g_в - g_л$, получаем формулу для определения количества (в *г*) льда в образце мерзлой породы

$$g_л = \frac{[(g_к \cdot C_в) + K](t_0 - t_п') - (t_п' - t_{обр})(g_в \cdot C_ж + g_{гр} \cdot C_{гр} + g_б\, 0{,}09)}{79{,}75 + \frac{t_{обр}}{2}}, \qquad (2)$$

где $g_к$ — количество воды в калориметре, *г*;

$g_{гр}$ — вес скелета грунта, *г*;

$g_б$ — вес бюкса, *г*;

K — тепловое значение калориметра;

$C_в$ — теплоемкость воды в калориметре средняя в интервале температур от t_0 до $t_п'$, *кал/г*;

$C_ж$ — теплоемкость жидкой фазы, *кал/г*;

$C_{гр}$ — теплоемкость скелета породы (определяется экспериментально в том же калориметре); теплоемкость скелета породы можно в среднем принимать: для песка равной 0,17, суглинка 0,19, глины 0,21—0,22 *кал/г*;

0,09 — теплоемкость латуни (материала бюксы), *кал/г*;

79,75 — скрытая теплота плавления льда;

t_0 — температура начала опыта;

$t_п$ — температура равновесия;

$t_{обр}$ — температура образца мерзлой породы.

Расчетный способ определения количества льда-цемента основан на том, что количество жидкой фазы воды в мерзлых породах практически не зависит от влажности породы и ее сложения, т. е. определяется в основном значением отрицательной температуры. Лед-цемент можно рассчитать для любых значений температуры и влажности на основании полевого определения суммарной влажности минеральных агрегатов и кривой, характеризующей изменение количества жидкой фазы воды в данной породе в зависимости от температуры.

Для расчетов необходимо знать полевые определения влажности минеральных агрегатов $W_{мн}$ и температуру горной породы на глубине взятия образца. Далее калориметрическим методом, уже в лаборатории, определяют количество льда и жидкой фазы воды в тех же образцах с нарушенным сложением. Влажность этих образцов должна быть близкой к верхнему пределу пластичности. Определение производят при четырех значениях отрицательной температуры: — 0,3 ÷ — 0,5°; — 1 ÷ — 1,5°; —3 ÷ —4°; 9 ÷ — 10°. На основании данных калориметрических определений строят кривую изменения количества жидкой фазы воды в зависимости от температуры. По этой кривой определяют количество жидкой фазы воды, соответствующее значению температуры, установленной в поле.

Предположим,что количество незамерзшей воды при — 2° составляет 10% веса сухой породы. Тогда льдистость цементации для этой температуры породы при ее естественной влажности (например, 25%) вычисляется по формуле

$$i_0 = 1 - \frac{W_н}{W_{мн}} = 1 - \frac{0{,}10}{0{,}25} = 1 - 0{,}40 = 0{,}60, \qquad (3)$$

где i_0 — относительная льдистость;
$W_н$ — количество жидкой фазы воды;
$W_{мн}$ — влажность минеральных агрегатов.

В табл. 20 приведено ориентировочное содержание жидкой фазы воды в некоторых разностях пород, в зависимости от температуры.

Таблица 20

Осредненные величины содержания жидкой фазы воды в зависимости от температуры для основных типов рыхлых незасоленных пород

(*в процентах к весу сухой породы*)

Породы	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Температура, °С				
		—0,2÷—0,5	—1÷—2	—4,5÷—5	—9÷—10	Ниже —10°
Пески	1—7	0,5—2%	<0,5%	<0,5%	<0,5%	<0,5%
Супеси	9—13	3—10	3—6	3—6	3—6	3—6
Суглинки	15—23	10—20	5—15	5—10	4—8	4—8
Глины	23—35	15—25	10—20	10—15	5—10	5—10
Глины, содержащие монтмориллонит	>30	30—40	20—30	15—25	15—20	15—20

Определение влажности мерзлых горных пород

При определении влажности, льдистости, объемного веса и пористости мерзлых пород следует учитывать их состояние и криогенное сложение. Что касается удельного веса, то его определение производится обычными методами.

Под влажностью мерзлых пород понимают количество воды, находящейся в мерзлой породе в твердой и жидкой фазах, выражаемых в процентах к весу сухой породы.

Мерзлые породы состоят из прослоек минеральных частиц, сцементированных льдом, прослоек льда и некоторого количества незамерзшей воды, содержащейся в минеральных прослойках. Для полной характеристики влажности пород необходимо подходить дифференцированно, в соответствии с разновидностями влаги. Выделяются три вида влажности:

1) влажность минеральных прослоек ($W_{мн}$), не содержащих видимых невооруженным глазом ледяных слоев и линз;
2) влажность за счет незамерзшей воды ($W_н$);
3) суммарная влажность мерзлой породы ($W_с$).

Влажность мерзлых пород входит в многочисленные расчетные формулы и имеет исключительно важное значение в инженерных расчетах, расчетах на осадку при оттаивании и др. Существует несколько способов определения влажности мерзлых пород.

а) Точечный способ применяется лишь в случае, когда мерзлые породы имеют массивную криогенную текстуру, без видимых включе-

ний ледяных, т. е. содержат лед-цемент и незамерзшую воду. Методика определения влажности по этому способу не отличается от обычной, т. е. для талых грунтов; она сводится к следующему.

Через определенный интервал глубин (например, через 50 *см*) с конца бурового инструмента или из шурфа берут две пробы мерзлой породы и помещают их в два бюкса (двойная повторность). Пробы взвешивают на технических весах с точностью до 0,01 *г* и высушивают при 105—110° до постоянного веса. В результате получают все необходимые данные для вычисления влажности.

Точечный способ применим для мерзлых песков, реже — для мерзлых плотных глинистых пород (глины, суглинки), которые до замерзания были сильно уплотнены и осушены, а при промерзании в них не образовались изолированные ледяные включения, видимые невооруженным глазом.

Отбор образцов на влажность отмечают в полевом дневнике, в котором описывают мерзлые породы по форме 1 (см. приложение). Приведенные в этой форме графы, кроме последней, заполняют в поле, на месте отбора проб, а последнюю графу заполняют после того, как будет вычислена влажность. В конце рабочего дня содержание граф переносят в журнал влажности (форма 2), для которого выделяют специальную тетрадь.

б) Способ бороздки применяют в тех случаях, когда представляется возможность извлекать из буровых скважин образцы мерзлой породы с ненарушенной текстурой (керн), а также при исследовании мерзлых пород с помощью шурфов. Метод отбора пробы по этому способу сводится к следующему. В зачищенной стенке шурфа прочерчивают линию, по которой производят выборку породы последовательно из каждых 25—30 *см* по высоте. Породу соскабливают ровным слоем и собирают в бюкс. Таким же образом отбирают и вторую пробу. Собранную пробу взвешивают, сушат до постоянного веса и обычным способом вычисляют влажность. Этим способом определяют лишь суммарную влажность, влажность же однородных минеральных прослоек определяют точечным способом отдельно.

Способ бороздки может быть применен и при бурении ложкой. В этом случае непосредственно из буровой ложки, через прорезь, отбирают образцы на влажность, углубляя бороздку на всю высоту выбуренной породы.

Следует иметь в виду, что чем больше льда содержится в породе, тем большие расхождения дают параллельные определения влажности.

Для документации исследований по способу бороздки запись ведут по ведомости (форма 3). Ведомость заполняют в поле, кроме двух последних граф. В конце рабочего дня данные из ведомости переносят в журнал влажности (форма 2).

в) Способ средней пробы. Способ заключается в следующем. Пробы мерзлой породы (весом от 2 до 5 *кг*), извлекаемые из буровых скважин, шурфов, котлованов и других выработок, отбирают в мешочки и тотчас взвешивают (обозначим этот вес через g_1). При однородных по составу породах пробы отбирают по мере углубления выработки, слоями высотой по 50 *см*, равномерно по всей высоте изучаемого слоя; при неоднородных породах пробы отбирают из каждого отдельного литологического слоя. Пробы помещают в сосуд и после оттаивания породы перемешивают ее до получения однородной тестообразной массы. В том случае, если в пробе недостает воды, чтобы придать ей тестообразную консистенцию, можно добавить недостающее количество воды. Если же проба породы слишком влажная, то лишнюю воду, после ее просветления, необходимо слить. Удаление или добавление воды в пробу породы после ее первого взвешивания никакого влияния на последующие вычисления суммарной влажности не оказывает, так как вода необходима лишь для полного перемешивания взятой породы. После того как проба будет доведена до однородного тестообразного состояния, ее снова взвешивают (обозначим этот вес через g_2) и

из нее отбирают пробу на влажность, которую обозначим через $W_{сп}$. Определение влажности делают с двух-трехкратной повторностью. Полученных данных вполне достаточно для вычисления суммарной влажности породы по формуле

$$W_с = \frac{g_1 (100 + W_{сп}) - 100 g_2}{g_2} \%. \quad (4)$$

Влажность мерзлых минеральных прослоек определяют отдельно. Для этой цели пробу на влажность берут только из неоттаявших минеральных прослоек, при этом из нее тщательно удаляют все видимые ледяные включения.

Способ средней пробы дает более точные результаты, чем способ бороздки. Полевые записи по определению суммарной влажности способом средней пробы ведут по форме 4.

г) Пикнометрический способ определения влажности мерзлых пород основан на определении объемного веса талой породы при ее двухфазном состоянии, при известном удельном весе. Удельный вес может быть взят из справочников (Польшин, 1948).

Зная объемный вес породы γ, удельный вес ее минеральной части Δ и удельный вес воды (1 $г/см^3$), можно вычислить влажность породы по следующей формуле

$$W = \frac{\Delta - \gamma}{\Delta (1 - \gamma)} 100\%. \quad (5)$$

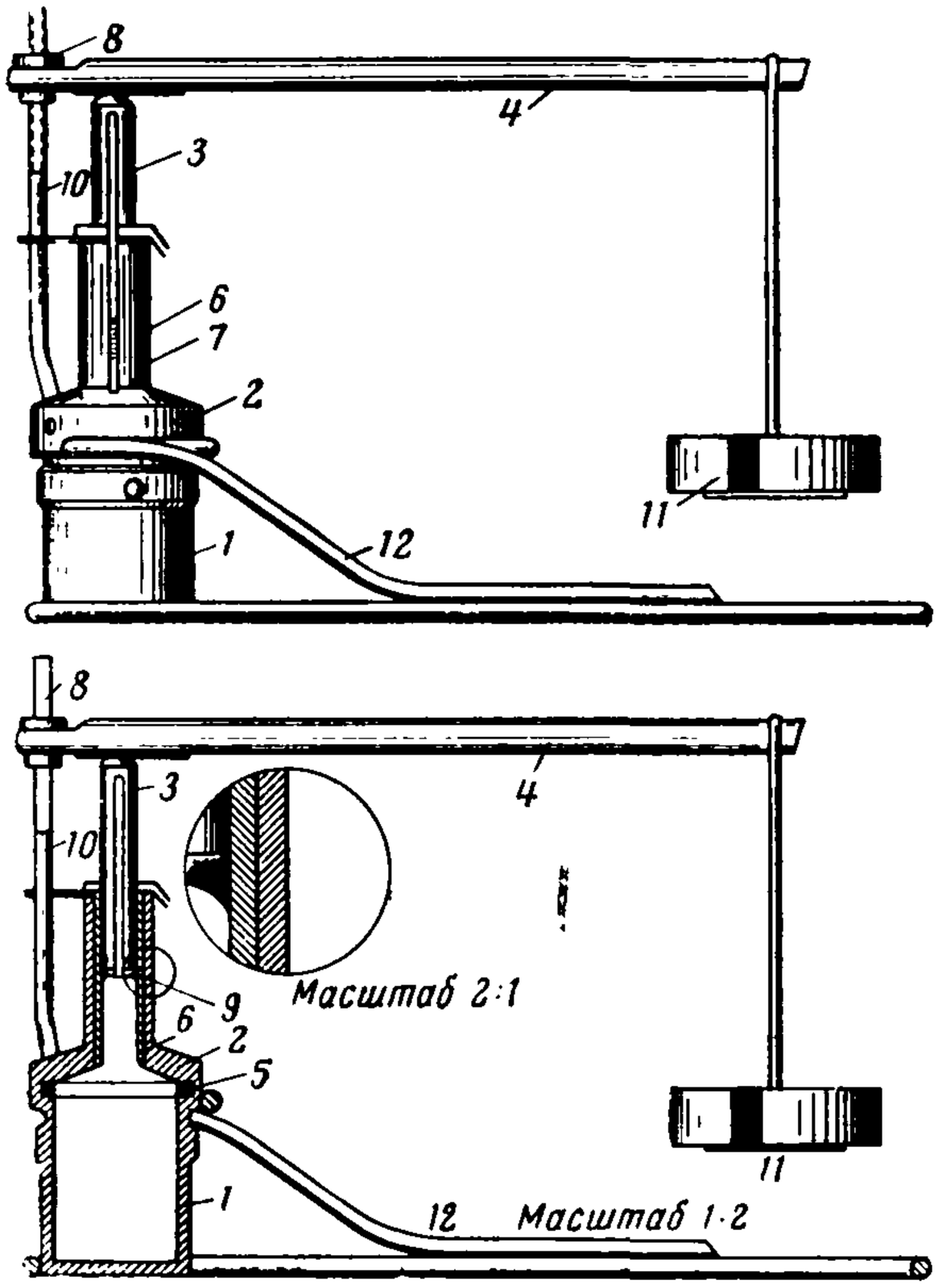


Рис. 19. Пикнометр малой модели:

1 — стакан, *2* — крышка; *3* — поршень; *4* — рычаг; *5* — резиновая прокладка между стаканом и крышкой; *6* — трубка в крышке; *7* — шкала с миллиметровым делением на трубке; *8* — подвижной упор для рычага; *9* — резиновое колечко нижнего конца поршня; *10* — стойка с подвижной перекладиной для упора рычага; *11* — груз; *12* — подставка для пикнометра

Формула (5) может служить для вычисления влажности грунта пикнометрическим способом.

При определении удельного веса породы в обычных стеклянных пикнометрах защемленный в породе воздух удаляется кипячением, созданием вакуума, добавкой диспергирующих веществ и т. п. Это отнимает обычно много времени и не всегда возможно в полевых условиях. Для работы в полевых условиях сконструирован пикнометр II-I (Пчелинцев, 1960). Применение этого прибора исключает необходимость высушивания образца и сокращает время, необходимое для определения влажности пород.

Пикнометрический способ определения влажности дает хорошие результаты. Расхождение параллельных определений влажности пикнометрическим способом и способом высушивания не превышает 3%.

Пикнометрическим способом можно определять суммарную влажность мерзлого грунта и влажность минеральных прослоек, не содержащих видимого льда. Пикнометр сконструирован в двух моделях : малой и большой. Малая модель рассчитана на образцы породы весом до 120—150 *г*, большая — до 5 *кг*.

Пикнометр малой модели состоит из четырех основных частей: стакана, крышки, поршня и рычага (рис. 19). Высота стакана *1* равна 70 *мм*, внутренний диаметр 50 *мм*, толщина стенки и дна 4 *мм*. Сверху стакан имеет нарезку для навинчивания крышки *2*. Ниже нарезки идет небольшой ободок, имеющий круглое углубление, равное 3 *мм*, диаметром 8 *мм*. Этот ободок служит для упора круглого ключа.

В центре крышки *2* сделано отверстие диаметром около 22 *мм*, в которое вделана трубка *6* высотой 60 *мм* и внутренним диаметром 16 *мм*. Снаружи к трубке прикреплена шкала *7* с миллиметровыми делениями. Рядом с трубкой в крышку вделана круглая металлическая стойка *10* высотой 130 *мм*, диаметром 8 *мм*, имеющая вверху упор, высоту которого по желанию можно изменять. Сверху к трубке припаяна ванночка с отверстием, закрытым резиновой пробкой. Изнутри крышка имеет резьбу для навинчивания на стакан. Между стаканом и крышкой имеется резиновая прокладка *5* толщиною около 5 *мм* и шириною около 6 *мм*. В трубке находится резиновый кружок *9* диаметром 17 *мм*, высотою 5 *мм*, со скошенными внутрь (сверху и снизу) краями.

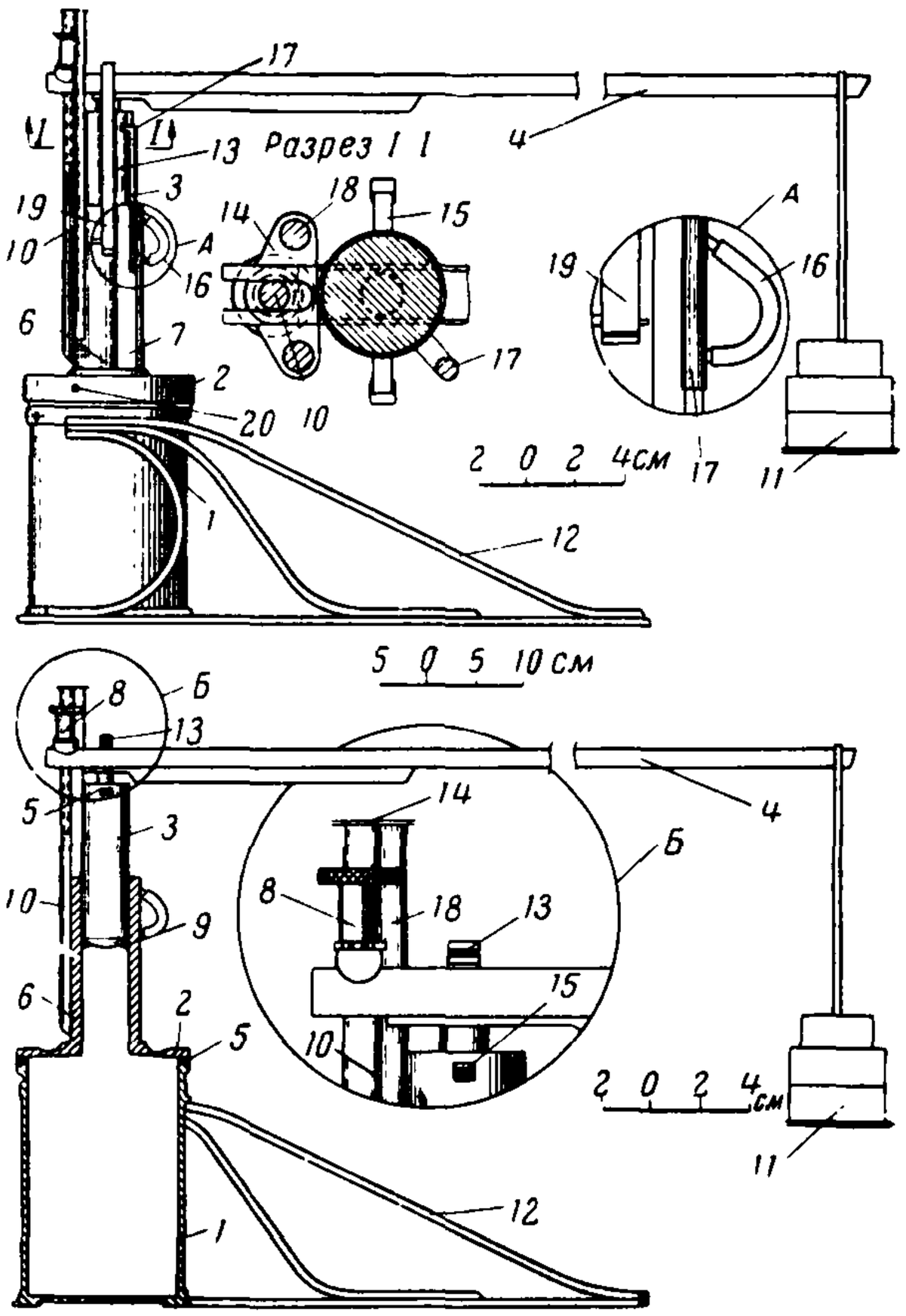


Рис. 20. Пикнометр большой модели:

1 — стакан; *2* — крышка; *3* — поршень; *4* — рычаг; *5* — резиновая прокладка между стаканом и крышкой; *6* — трубка в крышке; *7* — шкала с миллиметровым делением, *8* — подвижной упор для рычага; *9* — резиновое колечко у нижнего конца поршня; *10*, *18* — стойки с подвижной перекладиной для упора рычага; *11* — груз; *12* — подставка для пикнометра, *13* и *19* — планка с зубчиками; *14* — планка, соединяющая стойки *10* и *18*; *15* — выступы у поршня, упирающиеся в зубчики на планке *13* и *19*; *16* — резиновая трубка; *17* — Г-образный стержень на поршне; *20* — углубление в стакане и крышка для ключа

Поршень *3* — металлический стержень, диаметр которого меньше диаметра трубки примерно на 0,1 *мм*. Оба конца поршня имеют слегка выпуклую поверхность. У верхнего его конца прикреплена планка, имеющая Г-образную форму. Нижний конец планки находится примерно на одном уровне с нижним концом поршня.

Рычаг *4* — металлическая пустотелая планка (из дюраля) длиной 30 *см* (соотношение плеч 1: 10), высотой 14 *мм*, толщиной 10 *мм*. Один конец

рычага имеет форму вилки с небольшими углублениями для упора, другой — углубление для подвешивания груза.

Во время работы пикнометр устанавливают на специальную подставку *12*. Пикнометр лучше всего изготовить из нержавеющей стали.

Пикнометр большой модели также состоит из четырех частей: стакана, крышки, поршня и рычага (рис. 20). Стакан имеет высоту 240 *мм*, внутренний диаметр 125 *мм*, толщину стенки и дна 4 *мм*. Диаметр трубки, вделанной в крышку, равен 50 *мм*, высота трубки 135 *мм*. Стойка *10* с прокладиной *8*, в которую упирается конец рычага, для прочности жестко скреплена с двумя другими стойками *18*. Поскольку ход у поршня большой, то сделано специальное приспособление *13*, *15*, *19*, которое задерживает поднятие поршня при смене положения рычага. Устройство пикнометра большой модели в остальном не отличается от пикнометра малой модели.

Пикнометрический способ определения влажности пород состоит в следующем. Сначала тарируют пикнометр; определяют вес стакана *A*, затем — вес стакана с крышкой, поршнем, резиновой прокладкой, резиновым кружком и резиновой пробкой, закрывающей отверстие в ванночке *B*.

В стакан наливают воду, навинчивают крышку, предварительно в трубку помещают резиновое колечко таким образом, чтобы после опускания поршня в трубку конец свободного рычага был несколько поднят вверх. Доливают воду до верхнего края трубки. К отверстию ванночки прикрепляют резиновую трубку для слива лишней воды. Поршень нажимом руки опускают до резинового колечка. Далее пикнометр переносят на подставку и устанавливают рычаг.

У большой модели приводят в рабочее положение приспособления *15*, *19*. Усилием руки через рычаг давление передают на поршень. Перемещением упора рычаг приводят в горизонтальное положение, затем на него подвешивают груз из расчета нагрузки в 20 *кг/см*^{2}. Если при этом рычаг принял наклонное положение, то, передвигая упор вниз, его приводят в горизонтальное положение. При появлении воды в месте соединения стакана и крышки необходимо плотнее навинтить крышку. При таком положении рычага насекают метки на стакане и крышке, до которых в дальнейшем навинчивают крышку. Из ванночки удаляют воду; ее насухо обтирают фильтровальной бумагой и отверстие ванночки закрывают резиновой пробкой. После этого производят отсчет по шкале 7 и сейчас же снимают груз и рычаг. Появившуюся после этого воду в ванночке не удаляют. Пикнометр освобождают от подставки и взвешивают на технических (чашечных) весах (получают вес *C*). Затем расчетным путем находят постоянный объем пикнометра (в *см*^{3})

$$V_0 = \frac{C - B}{\Delta_2} \pi r^2 h,$$

где r — радиус трубки пикнометра, *см*;
Δ — удельный вес воды, *г/см*^{3};
h — отсчет по шкале, *см*.

Пример. Вес пикнометра в собранном виде $B = 700$ *г*, радиус трубки $r = 0{,}8$ *см*, отсчет по шкале в момент сжатия воды $h = 2{,}5$ *см*. Вес пикнометра в собранном виде с водой $C = 950$ *г*. Удельный вес воды $\Delta_2 = 1$. Определяют постоянный объем пикнометра V_0 следующим образом:

$$V_0 = \frac{950 - 700}{1} - 3{,}14 \cdot (0{,}8)^2 \cdot 2{,}5 = 250 - 5 = 245 \ см^3.$$

Определение постоянного объема производят несколько раз подряд и затем выводят его среднюю величину. В процессе работы пикнометр время от времени тарируют.

Для определения влажности пробу породы помещают в стакан и взвешивают вместе с ним (получают вес D). Если вес образца известен, то эта операция не производится. Мерзлую породу оттаивают в стакане. Оттаявшую пробу заливают водой и грунтовую массу слегка размешивают стеклянной палочкой. Прилипшую к палочке породу смывают в стакан. Затем навинчивают крышку на стакан до совпадения тарировочных отметок, нанесенных на крышке и стакане. В трубку предварительно помещают резиновый кружок на таком уровне, чтобы после сжатия образца рычаг занимал приблизительно горизонтальное положение, т. е. примерно такое же, какое он занимал при тарировке прибора. Трубку заполняют водой доверху. Нажимом руки опускают поршень до упора в резиновый кружок. Воду из ванночки сливают через резиновую трубку в сосуд и при дальнейших расчетах ее не учитывают. Пикнометр переносят на подставку и на поршень посредством рычага дают нагрузку из расчета 20 *кг/см*^{2}. Воду, скопившуюся в ванночке, сливают, резиновую трубку снимают, ванночку насухо вытирают, делают отсчет по шкале и сейчас же снимают нагрузку с рычага, предварительно закрыв отверстие в ванночке резиновой пробкой. Все это делают возможно скорее. Появившуюся в это время воду в ванночке не удаляют. Далее, пикнометр (полностью собранный с пробой, залитой водой) взвешивают на технических весах (получают вес E). На этом определение влажности пробы в приборе заканчивается. Пробу удаляют из прибора, а сам прибор приводят в рабочее состояние для следующего определения.

Вычисление влажности породы производят следующим образом. Вычисляют вес пробы породы g_1 (если он не был известен раньше)

$$g_1 = D - A,$$

где D — вес стакана с образцом, *г*;
A — вес стакана, *г*.

Далее определяют вес пробы породы с водой g_2 в пикнометре

$$g_2 = E - B,$$

где E — вес собранного пикнометра с пробой и водой, *г*;
B — вес собранного пикнометра, *г*.

Влажность пробы породы вычисляют по формуле:

$$W = \left\{\frac{g_1(\Delta_1 - \Delta_2)}{\Delta_1[g_2 - \Delta_2(V_0 + \pi r^2 h)]} - 1\right\} 100\%, \qquad (6)$$

где Δ_1 — удельный вес минеральных частиц, либо определенный непосредственно, в лабораторных условиях, либо взятый из справочника для талых грунтов; Δ_2 — удельный вес воды.

Формула (6) применяется для определения влажности пробы пикнометром П-1. Если считать, что удельный вес воды равен 1, то формула (6) упростится

$$W = \left[\frac{g_1(\Delta_1 - 1)}{\Delta_1(g_2 - V_0 - \pi r^2 h)} - 1\right] 100\%. \qquad (7)$$

Записи определения влажности грунтов пикнометрическим способом производят по форме 5 (см. приложение).

д) Способ определения влажности крупноскелетного грунта аналогичен изложенному выше пикнометрическому способу, но менее точен. Он предложен Л. Е. Ведерниковым (1959).

Взвешенную пробу мерзлого грунта весом не менее 3 *кг* опускают в сосуд с водой и полностью оттаивают. После этого грунт хорошо перемешивают для удаления из него пузырьков воздуха. Сосуд доливают водой, пока ее излишек не перельется через водослив (сосуд должен иметь широкий,

прямой водослив), затем сосуд с водой и пробой грунта взвешивают. Заранее должен быть известен вес сосуда без грунта, наполненного водой до уровня водослива. Влажность грунта (в процентах к сухой навеске) вычисляют по формуле

$$W = \left[\frac{g(\Delta - 1)}{(B - A)\Delta}\right] 100\%, \qquad (8)$$

где g — вес глыбы грунта до погружения в воду, *г*;

Δ — удельный вес грунта, определенный для данного грунта или принятый равным 2,68 *г/см*^{2};

B — вес сосуда с грунтом и водой, налитой до перелива, *г*;

A — вес сосуда с водой, наполненного до перелива, *г*;

Оформление результатов полевых исследований влажности мерзлых пород. При точечном способе по каждой скважине, шурфу или какой-либо другой выработке составляют таблицу по форме 6. Затем по значению величин влажности вычерчивают график, который помещают в сводный геокриологический разрез скважины, шурфа или другой выработки. На разрезе изображены: геологическое строение, температура пород, ее криогенная текстура и т. п.

При способах бороздки, средней пробы и пикнометрическом способе результаты определения влажности мерзлых пород вначале сводят в таблицу (форма 7), а затем по этим данным вычерчивают график по указанной выше форме для каждой скважины отдельно.

Для определения влажности мерзлых пород необходимо следующее полевое оборудование:

а) для точечного способа: 1) технические весы (на 1 *кг*) с разновесом; 2) металлические бюксы, пронумерованные алюминиевые стаканчики, объемом около 50 см^3 с крышками; 3) сушильный шкаф с термометром; 4) почвенный нож; 5) керосинка или керогаз.

б) Для способа бороздки: 1) кернобратель и необходимое к нему оборудование; 2) технические весы (на 1 *кг*) с разновесом; 3) металлические бюксы; 4) сушильный шкаф с термометром; 5) почвенный нож; 6) лучковая пила; 7) керосинка или керогаз.

в) Для способа средней пробы: 1) мешочки размером 20 × 30 *см*; 2) чашечные весы на 10—20 *кг* с разновесом; 3) ведро; 4) металлические бюксы; 5) сушильный шкаф с термометром; 6) керосинка или керогаз.

г) Для пикнометрического способа: 1) пикнометр П-1 большой модели; 2) пикнометр П-1 малой модели; 3) чашечные весы на 10—20 *кг* с разновесом; 4) технические весы (на 1 *кг*) с разновесом; 5) мешочки матерчатые размером 30 × 40 *см*.

Полевое определение объемной льдистости мерзлых грунтов

Под объемной льдистостью мерзлых грунтов понимают объем льда, находящегося в образце мерзлого грунта с ненарушенной структурой, выраженный в процентах к объему образца. Объемная льдистость мерзлых грунтов может колебаться от 0 до 100%.

Лед в мерзлых грунтах находится в основном в виде льда-цемента или в виде линз-прослоек. *Лед-цемент* невооруженным глазом не виден и обнаруживается лишь тем, что, цементируя грунт, придает ему высокую механическую прочность и влияет на другие его свойства. Осадка грунта при оттаивании в этом случае бывает небольшой. Лед *линз-прослоек* обнаруживается невооруженным глазом. Вертикальная осадка при оттаивании грунта за счет льда прослоек достигает значительных величин, измеряемых сантиметрами на погонный метр оттаявшего слоя.

Различают два вида объемной льдистости мерзлых грунтов в виде льда-цемента и в виде линз-прослоек. Суммарная объемная льдистость мерзлых грунтов численно равна сумме льдистости обоих видов.

Объемную *льдистость мерзлого грунта* в виде *льда-цемента* $i'_{ц}$ в % по отношению к объему всего мерзлого грунта вычисляют по формУле

$$i'_{ц} = \frac{100\,\Delta\,(W_{мн} - W_{н})}{90 + \Delta\,(W_{с} - 0{,}1\,W_{н})}\ \%, \qquad (9)$$

где Δ — удельный вес грунта, *г/см*³;

$W_{мн}$ — влажность мерзлых минеральных прослоек, % к весу сухого грунта;

$W_{н}$ — влажность грунта за счет незамерзшей воды, % к весу сухого грунта;

$W_{с}$ — суммарная влажность мерзлого грунта, % к весу сухого грунта.

Объемную льдистость мерзлого грунта в виде линз-прослоек (включений) $i'_{вк}$ вычисляют при наличии данных о влажности минеральных прослоек, о суммарной влажности, о количестве незамерзшей воды и об удельном весе грунта по формуле

$$i'_{вк} = \frac{100\,\Delta\,(W_{с} - W_{мн})}{90 + \Delta\,(W_{с} - 0{,}1\,W_{н})}\ \%. \qquad (10)$$

Определение объемного веса мерзлых пород

Под объемным весом мерзлого грунта понимают вес единицы его объема в ненарушенном состоянии. Объемный вес является важнейшей характеристикой мерзлых грунтов. Эта величина входит в ряд формул по физике, механике и тепловым расчетам.

Различают два вида объемного веса мерзлых пород: объемный вес мерзлых минеральных прослоек и суммарный объемный вес мерзлой породы. Под объемным весом мерзлых минеральных прослоек понимают вес единицы их объема (без ледяных включений) в ненарушенном состоянии. Под суммарным объемным весом мерзлой породы понимают вес единицы ее объема в ненарушенном состоянии, включая ледяные и минеральные прослойки.

Определение объемного веса мерзлых минеральных прослоек можно рекомендовать производить двумя основными способами: способом гидростатического взвешивания и способом объемомера.

а) *Способ гидростатического взвешивания.* Образец из мерзлой минеральной прослойки любой формы объемом не менее 50 *см*³ взвешивают на технических весах в воздухе, а затем в жидкости, имеющей отрицательную температуру (охлажденный лигроин, керосин). При взвешивании в незамерзающей жидкости образец помещают на специальную чашечку, заранее взвешенную. По потере в весе образца в жидкости и удельному весу жидкости определяют объем образца. Зная объем и вес образца, вычисляют его объемный вес. Точность измерения объемного веса этим методом равна 0,02 *г/см*³. После определения объемного веса образца определяют его влажность.

Пример 1. Требуется определить объемный вес мерзлой минеральной породы. Образец в воздухе весит 33 *г*, в лигроине 18 *г*. Удельный вес лигроина 0,8 *г/см*³. Потеря в весе образца при взвешивании его в лигроине: 33—18 = 15 *г*. Следовательно, образец вытеснил 15 *г* лигроина. Объем вытесненного лигроина, равный объему образца, равен: 15 : 0,8 = 18,75 *см*³, а объемный вес: $\gamma_{мн}$ — 33 : 18,75 = 1,75 *г/см*³.

Записи по определению объемного веса способом гидростатического взвешивания ведут по форме 8 (см. приложение).

Удельный вес лигроина или керосина может быть определен различными способами. Наиболее точным является следующий. В стеклянную колбу объемом 50 $см^3$ насыпают дробь в таком количестве, чтобы колба тонула в воде; на огне оттягивают ее горлышко и запаивают, делая небольшой крючок на конце, на который надевают тонкую проволоку, конец которой закрепляют на коромысле технических весов. Колбу взвешивают сначала в воздухе, затем в дистиллированной воде, при этом измеряют температуру воды. Значение удельного веса воды берут из справочников. Разделив разницу в весе колбы в воздухе и в воде на удельный вес воды, определяют объем колбы. Колба служит прибором для измерения удельного веса лигроина, керосина или какой-либо другой жидкости.

Пример 2. Вес колбы в воздухе 70 *г*, вес колбы в дистиллированной воде 20 *г*, температура воды 17°. Удельный вес воды при данной температуре 0,9988 $г/см^3$. Объем колбы будет равен

$$\frac{70 - 20}{0{,}9988} = 50{,}06\ см^3.$$

Зная вес колбы в воздухе и ее объем, нетрудно определить удельный вес любой жидкости.

Пример 3. Объем колбы равен 50,06 $см^3$, вес ее в керосине при температуре —2,0° равен 27,5 *г*; вес колбы в воздухе 70 *г*. Удельный вес керосина равен

$$\frac{70 - 27{,}5}{50{,}06} = 0{,}85\ г/см^3.$$

Определяя удельный вес керосина при разных температурах, например при температуре —2, —5, —10, +2, +5, +10°, можно составить график изменений удельного веса керосина в зависимости от температуры. При определениях объемного веса образца породы достаточно измерить температуру жидкости; удельный вес определяют по графику. Описанный способ наиболее точен, но громоздок и может быть рекомендован для стационарных полевых лабораторий.

б) *Способ объемомера.* Вырезанный из мерзлой минеральной прослойки (без ледяных включений) образец любой формы взвешивают на технических весах, затем в объемомере (например, А. Крохиной) определяют его объем. После этого для определения влажности образец помещают в бюкс. Зная вес и объем образца, определяют его объемный вес. Этим методом можно определить объемный вес мерзлого грунта с точностью до 0,03 $г/см^3$.

Объемомер Крохиной (рис. 21) удобен для работы в полевых условиях. Он представляет собой стеклянную трубку с грушеобразными расширениями по концам; одно из них имеет отверстие, закрывающееся стеклянной притертой пробкой; на трубке нанесены миллиметровые деления, как на бюретке.

Методом гидростатического взвешивания и объемомером Крохиной следует определять только объемные веса мерзлых минеральных прослоек, в которых отсутствуют включения льда, видимые невооруженным глазом. Объем ледяных включений необходимо учитывать отдельно.

Мерзлые минеральные прослойки одного состава, в пределах однородного разреза, сохраняют более или менее постоянные объемные веса на значительную глубину. Ледяные включения, видимые невооруженным глазом, распределены неравномерно.

Определение объемного веса в объемомере Крохиной ведут следующим образом. Нейтральную жидкость (лигроин, керосин), имеющую температуру образца мерзлой породы, вливают в объемомер до нижней отметки или

немного выше ее. Закрыв пробкой отверстие верхнего грушеобразного расширения, прибор перевертывают пробкой вниз. Дав стечь жидкости со стенок, по шкале записывают начальный уровень жидкости. Затем перевертывают прибор пробкой кверху, вынимают пробку и в верхнее расширение помещают взвешенный образец мерзлой породы. Закрыв опять прибор пробкой его вновь перевертывают пробкой вниз, дают стечь жидкости со стенок и делают второй отсчет уровня, занятого жидкостью, в которую помещен образец породы. Вычитая из второго отсчета начальный, определяют объем образца в $см^3$.

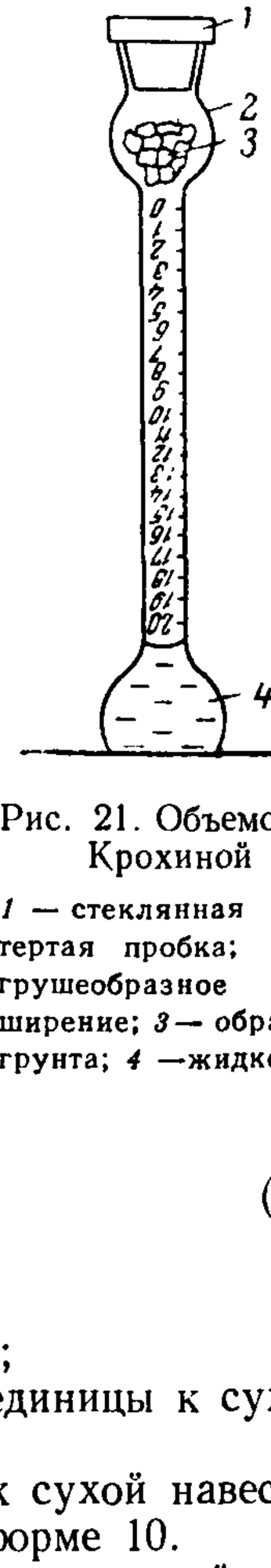


Рис. 21. Объемомер Крохиной

1 — стеклянная притертая пробка; *2* — грушеобразное расширение; *3* — образец грунта; *4* —жидкость

Чтобы придать нейтральной жидкости температуру, близкую к температуре образца, ее наливают в металлический сосуд и помещают в углубление, сделанное в стенке или дне шурфа, вырытого в мерзлом грунте, или в скважине.

Записи измерения объемного веса прибором Крохиной ведут по форме 9.

Определение суммарного объемного веса мерзлой породы, т. е. с включением ледяных прослоек, линз, прожилков и т. п., имеет ряд технических трудностей; поэтому образцы породы необходимо брать по способу монолитов.

Непосредственное определение суммарного объемного веса оказывается очень трудоемким и не всегда целесообразным. Поэтому рекомендуется пользоваться расчетным способом (Пчелинцев, 1953, 1954). Для расчетов определяют суммарную влажность мерзлой породы, ее удельный вес и количество незамерзшей воды (при данной температуре породы). Считая, что все поры породы заполнены льдом или незамерзшей водой [1], вычисляют суммарный объемный вес мерзлой породы по формуле

$$\gamma_c = \frac{0{,}9\,\Delta\,(1 + W_c)}{0{,}9 + \Delta\,(W_c - 0{,}1\,W_н)}, \qquad (11)$$

где 0,9 — удельный вес льда, $г/см^3$;

Δ — удельный вес минеральной части породы, $г/см^3$;

W_c — суммарная влажность мерзлой породы, в долях единицы к сухой навеске;

$W_н$ — количество незамерзшей воды, в долях единицы к сухой навеске.

Записи определения γ_c расчетным способом ведут по форме 10.

Удельный вес минеральной части рыхлой породы, не содержащей растительных остатков, водорастворимых солей и не вскипающей от соляной кислоты, равен (по Полынину, 1948), в $г/см^3$: песок 2,66; супесь 2,70; суглинок 2,71; глина 2,74.

Удельный вес других разновидностей пород следует определять с помощью обычной методики, выработанной для немерзлых пород (Васильев, 1953).

Если суммарная влажность мерзлых пород определена достаточно точно, то этот способ позволяет определить суммарный объемный вес мерзлой породы с точностью до 0,04 $г/см^3$.

Для определения *объемного веса* галечно-гравелистого или другого *крупноскелетного грунта*, вес образца должен быть не менее 2—3 *кг*. Вес образца зависит от размера наиболее крупных фракций грунта. Образец

[1] Формула (9) не учитывает пор.

вырубают в забое или стенке шурфа после предварительной очистки верхнего оттаявшего или выветрившегося слоя. Образец должен быть доставлен к месту определения в мерзлом состоянии.

Определение объемного веса приходится выполнять с образцами неправильной формы. Мерзлая глыба грунта с достаточно низкой температурой при опускании в воду, температура которой близка к 0°, покрывается тонким слоем льда, что позволяет считать воду подходящей средой для определения объема глыбы грунта.

Глыбу грунта (предварительно взвешенную), подвешенную на крепкой нитке, погружают в сосуд, наполненный водой до краев или до сливного отверстия. При погружении ниже уровня воды образец вытесняет часть воды из сосуда. Через 10 *сек* образец извлекают. Затем, непосредственным измерением в мензурке или по весу, определяют объем вытесненной воды, который равен объему погруженной глыбы.

Объемный вес грунта вычисляют по формуле

$$\gamma = \frac{g}{V_в}, \qquad (12)$$

где g — вес образца в воздухе, *г*;

$V_в$ — объем вытесненной из сосуда воды, $см^3$.

При низкой температуре образца результат определения может быть несколько неточен в связи с образованием корки льда вокруг образца. Эта ошибка исключается путем повторного взвешивания глыбы с образовавшейся на ней коркой льда.

Количество замерзщей воды находим по выражению

$$g_л = g_1 - g,$$

где g_1 — вес образца с коркой льда, *г*.

Объемный вес грунта с поправкой на ледяную корку определяют по выражению

$$\gamma = \frac{g}{V_в - 0{,}09\, g_л}. \qquad (13)$$

В случае высокой температуры образца, когда есть опасение, что образец в воде может начать разрушаться, определение объемного веса следует производить в незамерзающей жидкости, имеющей температуру ниже 0°. Если применяется незамерзающая жидкость (керосин, лигроин и т. д.), то для определения объема образца V, в $см^3$ можно воспользоваться зависимостью

$$V = \frac{g - g_2}{d_ж}, \qquad (14)$$

где g — вес образца в воздухе, *г*;

g_2 — вес образца в незамерзающей жидкости, *г*;

$d_ж$ — удельный вес жидкости, $г/см^3$.

Определение объемного веса оттаявшего грунта

Рассчитывая возможную осадку мерзлых крупноскелетных грунтов при оттаивании, необходимо знать объемный вес скелета оттаявшего грунта с ненарушенной структурой после его уплотнения вследствие осадки.

Определение объемного веса путем создания искусственно уплотненного образца в мерном сосуде для крупноскелетных грунтов не дает положительных результатов, поэтому это определение следует делать непосредственно в горной выработке. В рассматриваемых условиях удобно применять метод, предложенный М. И. Шмаковым (1955).

В забое шурфа после оттаивания грунта горячим штампом подготовляют ровную площадку размером 40 × 40 *см*. На площадке устанавливается металлическое кольцо диаметром 270 *мм* и с высотой стенок 20—40 *мм*. К кольцу должны быть приварены четыре анкерных держателя для воронки. Держатели имеют вид лап с острыми отогнутыми вниз концами.

С помощью воронки, установленной над центром кольца, в кольцо насыпают мелкий сухой песок, избегая при этом какого-либо уплотнения. Поверхность песка осторожно выравнивают линейкой до уровня края кольца. Вес песка, израсходованного на засыпку кольца, записывают (вес *К*). Объемный вес мерного песка $\delta_п$ определяют заранее.

Внутри кольца, в оттаявшем грунте выкапывают ямку глубиной 20 *см*, с поперечным сечением, близким к размеру кольца; извлеченный галечник высушивают и затем взвешивают (вес *Г*). После его взвешивания для определения гранулометрического состава грунта может быть отобрана проба весом 2—3 *кг*.

Ямку вместе с кольцом вновь заполняют песком через воронку. Поверхность песка опять выравнивают линейкой заподлицо с верхней гранью кольца. Песок, израсходованный на заполнение ямки и кольца, взвешивают (вес *П*). На этом операции заканчиваются. Объемный вес скелета талого грунта $\delta_т$, в естественном его залегании, вычисляется по формуле

$$\delta_т = \frac{Г \cdot \delta_п}{П - К}. \qquad (15)$$

Расчет вероятной осадки мерзлых галечно-гравелистых грунтов после их протаивания под фундаментом может быть сделан согласно формуле Н. М. Герсеванова, по которой осадка принимается пропорциональной уменьшению пористости

$$S = \frac{\Sigma_м - \Sigma_т}{100 + \Sigma_м} \, см/м, \qquad (16)$$

где S — удельная конечная осадка, в сантиметрах на 1 *м* высоты оттаявшего грунта;

$\Sigma_м$ — коэффициент пористости мерзлого грунта естественного сложения, %;

$\Sigma_т$ — коэффициент пористости талого грунта на момент завершения оттайки и уплотнения, %.

Коэффициент пористости $\Sigma_м$ в данном случае можно рассчитывать по удельному весу Δ, влажности W и объемному весу мерзлого грунта ненарушенной структуры γ:

$$\Sigma_м = \frac{\Delta (100 + W)}{\gamma} - 100. \qquad (17)$$

Коэффициент пористости талого грунта $\Sigma_т$ рассчитывают на основании объемного веса скелета грунта по формуле

$$\Sigma_т = \frac{\Delta}{\delta_т} - 1. \qquad (18)$$

В данном случае $\delta_т$ выражает объемный вес скелета талого и уплотненного грунта в естественном залегании.

Если величина $\delta_т$ не определялась (например, из-за сложности постановки такого опыта в полевых условиях), значение $\Sigma_т$ с некоторым приближением можно взять как среднее из значений пористости мерзлого грунта по образцам, влажность которых менее 12%.

Полученный цифровой материал записывается в журнал (форма 11).

Для определения объемного веса мерзлых пород необходимо следующее основное полевое оборудование.

а) Для способа гидростатического взвешивания: 1) технические весы (на 1 *кг*) с разновесом; 2) лигроин или керосин (5—10 *л*); 3) металлические бюксы; 4) сушильный шкаф с термометром и керосинкой или керогазом; 5) прибор для измерения удельного веса керосина (пикнометр, колба).

б) Для способа объемомера; 1) объемомер Крохиной; 2) лигроин или керосин; 3) фарфоровый стакан на 500 $см^3$; 4) металлические бюксы; 5) сушильный шкаф с термометром и керосинкой; 6) технические весы с разновесом.

в) Для определения объемного веса крупноскелетного грунта: 1) чашечные весы (на 10—20 *кг*) с разновесом; 2) металлический сосуд на 2—3 литра, с ровной, острой кромкой или отверстием для слива воды; 3) мензурка.

г) Для определения объемного веса оттаявшего грунта: 1) кольцо конструкции М. И. Шмакова; 2) технические весы (на 1 *кг*) с разновесом.

Определение коэффициента пористости мерзлых пород

Под коэффициентом пористости мерзлых пород $\Sigma_м$ понимают отношение объема пор к объему скелета (минеральных частиц) породы в единице объема в мерзлом состоянии

$$\Sigma_м = \frac{V_п}{V_{ск}}, \tag{19}$$

где $V_п$ — объем пор;

$V_{ск}$ — объем скелета (минеральных частиц) породы.

В соответствии с двумя видами объемного веса мерзлой породы, различают и два вида коэффициента пористости мерзлой породы: 1) коэффициент пористости мерзлых минеральных прослоек $\Sigma_{мн}$; 2) суммарный коэффициент пористости мерзлой породы $\Sigma_с$.

Коэффициент пористости мерзлых минеральных прослоек вычисляют по формуле

$$\Sigma_{мн} = \frac{\Delta - \delta_{мн}}{\delta_{мн}}, \tag{20}$$

где Δ — удельный вес скелета породы;

$\delta_{мн}$ — объемный вес скелета мерзлых минеральных прослоек, который определяется по формуле

$$\delta_{мн} = \frac{\gamma_{мн}}{1 + W_{мн}},$$

где $W_{мн}$ — влажность мерзлых минеральных прослоек, в долях единицы к сухой навеске.

Суммарный коэффициент мерзлой породы определяется по формуле

$$\Sigma_с = \frac{\Delta\,(W_с - 0{,}1\,W_н)}{0{,}9}, \tag{21}$$

где $W_с$ — суммарная влажность мерзлой породы, а $W_н$ влажность за счет незамерзшей воды, в долях единицы к весу сухой породы.

Определение сил сцепления мерзлых грунтов

Под силами сцепления мерзлых грунтов понимают взаимную связь их частиц, оказывающую сопротивление их разъединению. Сцепление обусловливается цементирующим действием льда и определяет прочность мерзлых грунтов. Установление величины сил сцепления является одним из

основных испытаний мерзлых грунтов на прочность. Зная величину сил сцепления мерзлого грунта, можно путем вычисления установить предел пропорциональности между напряжениями и общими деформациями, соответствующими фазе линейных деформаций мерзлых грунтов и предельной нагрузки на грунт.

Определение сил сцепления мерзлых грунтов производится путем вдавливания шарикового штампа в мерзлый грунт. Методика основана на наличии обратной пропорциональной зависимости между величиной сил сцепления и глубиной погружения штампа, вдавливаемого под действием постоянной нагрузки (Цытович, 1954). Наибольшее сцепление будет в начале приложения нагрузки, наименьшее — после ее длительного действия, когда деформации грунта под штампом закончатся. Поэтому различают наибольшее, или мгновенное, сцепление $C_{мг}$, которое измеряется непосредственно после приложения нагрузки, и длительное сцепление $C_{дл}$, установившееся после длительного действия постоянной нагрузки и учитывающее расслабление напряжений в мерзлом грунте с течением времени.

Вычисление сил сцепления производится по формуле

$$C_л = 0{,}18 \frac{P}{\pi D h}, \tag{22}$$

где $C_л$ — сцепление в момент времени t, отнесенное к единице площади, *кг/см*^{2}:

P — нагрузка на шариковый штамп, *кг*;

D — диаметр шарикового штампа, ·*см*;

h — глубина погружения штампа в любой момент времени, *см*.

Прибор Н. А. Цытовича [1] представляет собой рычажный пресс и состоит из опорной площадки с установочными винтами, подкладками к ним и круглым отверстием в ее центре; двух стоек, связанных между собой поперечной пластиной, к которой крепятся индикатор и стопорное приспособление; подвижного стержня с шариковым штампом; рычага с контргрузом. Рычаг имеет фигурный вырез для размещения держателя, передающего усилие, увеличенное в четыре раза, на площадку подвижного стержня. Кроме того, имеется удлинитель к штампу, используемый при работе прибора в природных условиях, и две гири весом 1250 и 2500 *г*. Нагрузка на грунт располагается на шпильке левого плеча рычага.

Установленный на приборе индикатор регистрирует погружение штампа до 10 *мм* с точностью непосредственного отсчета до 0,01 *мм*. Прибор позволяет производить испытания мерзлых грунтов, различных по литологическому составу и криогенной текстуре, при различной отрицательной температуре.

Для производства определений в мерзлом грунте закладывают шурф размером не менее 1,6 × 1,6 *мм*; на необходимых глубинах в боковых его стенках выдалбливают ниши, в которые помещается прибор. Для обеспечения относительного постоянства температуры грунта ниша закрывается стеклом или плексигласом, а устье шурфа — настилом из досок. Прибор помещается в нишу за 2—3 часа до начала испытаний, для того чтобы он приобрел температуру, близкую к температуре грунта. Недопустимо проведение испытаний с прибором, имеющим температуру выше нуля, так как в этом случае может произойти некоторое протаивание грунта под штампом.

В нише устанавливают термометры для измерения температуры испытываемого грунта и воздуха. Установка прибора производится строго гори-

---

[1] Чертежи прибора можно получить в Институте мерзлотоведения АН СССР. В настоящее время Цытовичем разработан прибор новой конструкции. (*Прим. ред.*)

зонтально. Поверхность грунта под круглым отверстием опорной площадки прибора должна быть зачищена от выветрелого слоя, освобождена от камней и других включений, которые могут исказить результаты испытаний. Для того чтобы с поверхности испытываемого грунта не происходило испарение льда, рекомендуется вокруг прибора укладывать куски льда. Место непосредственного испытания покрывается кружком бумаги с отверстием для шарикового штампа.

Удлинитель к штампу закрепляют в приборе следующим образом. Освободив шариковый штамп поворотом стопорного приспособления влево, вынимают штамп, вставляют ножку удлинителя и сочленяют ее с подвижным стержнем и шариковым штампом. При помощи установочных винтов приводят прибор в такое положение, чтобы шарик штампа, поднятый вверх, находился на расстоянии 2—3 *мм* от поверхности грунта. После этого опорную площадку прибора следует дополнительно нагрузить, чтобы обеспечить его устойчивость. При работе с малой гирей, сообщающей нагрузку на шариковый штамп в 5 *кг*, дополнительными грузами могут служить гиря весом 2,5 *кг*, которую следует установить на опорной площадке у малой стойки прибора, и гиря в 5 *кг* торгового образца, устанавливаемая под контргрузом.

Проведение испытаний с большой гирей, дающей усилие в 10 *кг* на шариковый штамп, требует увеличения дополнительной нагрузки. В этом случае у малой стойки прибора можно поставить две гири по 2 *кг* и у большой — две гири по 5—6 *кг*.

Закончив установку прибора в нише, через 2—3 часа приступают к производству испытаний. Освободив шариковый штамп поворотом стопорного приспособления влево, подводят шарик штампа к поверхности грунта. Затем, поддерживая шарик у поверхности грунта, поворачивают стопорное приспособление вправо. Вращением рифленого ободка индикатора поворачивают подвижную шкалу его до того положения, при котором большая стрелка индикатора будет установлена на нуль.

После этого подвешивают к прибору большую или малую гирю и поворотом стопорного приспособления влево освобождают подвижный стержень, передавая таким путем нагрузку через шариковый штамп на мерзлый грунт. Величина общего погружения шарикового штампа в мерзлый грунт не должна превышать одной десятой диаметра штампа.

По окончании испытаний поворотом стопорного приспособления влево закрепляют подвижный стержень, снимают гирю, освобождают подвижный стержень и поднимают его немного вверх, после чего перемещают весь прибор в сторону, чтобы центр следующего погружения штампа в грунт отстоял от предыдущего не менее 1 *см*. Установив на новом месте прибор, проводят повторные определения.

Определение глубины h погружения шарикового штампа в мерзлый грунт производят по индикатору через разные промежутки времени. Как минимум определяются: сцепление через 10 *сек* после приложения внешней нагрузки $C_{мг}$ и сцепление, соответствующее 30 *сек*; 1 *мин*; 15 *мин*; 30 *мин*, а также, если возможно, 8 *час* после приложения нагрузки. Эти данные позволяют определить величину длительного сцепления $C_{дл}$. Для ориентировочных расчетов величину длительного сцепления можно принимать около 0,8 величины сцепления при выдерживании нагрузки в течение 8 *час* или около половины от величины сцепления при выдерживании нагрузки в течение 30 *мин*.

Весьма желательно, если представится возможным, путем длительных наблюдений за деформацией мерзлого грунта определить величину установившейся осадки шарикового штампа и по ней непосредственно вычислить длительное сцепление. Как показывают соответствующие опыты, для определения длительного сцепления глинистых грунтов их необходимо

выдерживать под нагрузкой около 10 суток. Испытания этого рода удобно проводить в подземных лабораториях, так как там легче обеспечить постоянство температуры в течение опыта.

Испытания регистрируются в журнале по форме 12 (см. приложение). Все обстоятельства испытания, не учитываемые формой записи, записываются в примечании к ней.

Для определения величины сцепления мерзлого грунта необходимо определить среднюю величину погружения шарикового штампа (минимум из 10 отдельных измерений) и подставить в формулу (1).

ЛИТЕРАТУРА

Бакулин Ф. Г. Осадки при оттаивании и льдистость четвертичных отложений Воркутского района. Изд-во АН СССР, 1958.

Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов, изд. 2. Изд-во литер. по строительству и архитектуре, 1953.

Ведерников Л. Е. Исследования мерзлых крупноскелетных грунтов.— Тр. ВНИИ-1, вып. 13, Магадан, 1959.

Вотяков И. Н. Физико-механические свойства многолетнемерзлых грунтов в Центральной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960.

Коннова О. С. К методике определения теплоемкости мерзлых грунтов. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1953.

Нерсесова З. А. Изменение льдистости грунтов в зависимости от температуры.— Докл. АН СССР, т. 75, № 6, 1950.

Нерсесова З. А. О таянии льда в грунтах при отрицательных температурах.— Докл. АН СССР, т. 79, № 3, 1951.

Нерсесова З. А. Калориметрический метод определения льдистости грунтов. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1953.

Нерсесова З. А. Инструктивные указания по определению количества незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.

Польшин Д. Е. О средних значениях удельного веса частиц основных видов грунтов. Сб. «Вопросы механики грунтов», № 11. Стройвоениздат, 1948 (Науч.-иссл. ин-т по основаниям и фундаментам).

Пчелинцев А. М. Новый бур для взятия образцов мерзлых почв и грунтов с ненарушенной структурой.— Почвоведение, № 1, 1951.

Пчелинцев А. М. К вопросу о влажности и льдистости мерзлых горных пород.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 9, 1952.

Пчелинцев А. М. Инструктивные указания по определению объемного веса, влажности и объемной льдистости мерзлых грунтов в полевых лабораториях. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.

Пчелинцев А. М. Новый прибор для определения влажности мерзлых горных пород в полевых условиях, минуя высушивание образцов.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 16, 1960.

Федосов А. Е. Новый метод лабораторного определения объема замерзающего грунта.— Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР, т. VI, 1938.

Федосов А. Е. Фазовый состав мерзлых грунтов. Сб. «Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 1, Якутск, 1942.

Шмаков М. И. Полевое определение плотности песчано-галечных грунтов.— Гидротехническое строительство, № 3, 1955.

Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах.— Изв АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 5—6, 1945.

Цытович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1947.

Цытович Н. А. Механика грунтов. Изд-во литер. по строительству и архитектуре, 1951.

Цытович Н. А. Некоторые общие вопросы методики исследования физико-механических свойств мерзлых грунтов. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.

Цытович Н. А. Основания и фундаменты на мерзлых грунтах. Изд-во АН СССР, 1958.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Форма 1

Ведомость учета проб на влажность

Выработка №... (или шурф №...)

№ пп	Дата	Краткое описание породы	Глубина взятия пробы, *м*	№ бюкса	Вес мерзлой породы с бюксом *, *г*	Влажность, % к сухой навеске
1	2	3	4	5	6	7

* Вес бюкса определяется заранее

Форма 2

Журнал влажности горных пород

№ пп	Дата	№ и название выработки	Краткое описание породы	Глубина взятия образца, *м*	№ керна	№ бюкса	Вес бюкса, *г*	Вес бюкса * с мерзлой породой
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Вес бюкса с сухой породой			Вес сырой навески, *г*	Вес сухой навески, *г*	Содержание воды, *г*	Влажность, % к сухой навеске	
после 1-го взвешивания	после 2-го взвешивания	после 3-го взвешивания				$W_{мн}$	W_c
10	11	12	13	14	15	16	17

* Вес бюкса определяется заранее

Форма 3

Ведомость учета проб на влажность

Выработка (скважина, шурф) №...

№ пп	Краткое описание мерзлых пород	Глубина взятия пробы	№ керна	№ бюкса	Вес мерзлой породы с бюксом *, *г*	Влажность минеральных прослоек, % к сухой навеске	Суммарная влажность, % к сухой навеске
1	2	3	4	5	6	7	8

* Вес бюкса определяется заранее

Форма 4

Ведомость учета проб на влажность

Выработка (скважина, шурф) №...

Дата	№ пп	Глубина, *м* от...до...	Название породы	№ мешочка	Вес мешочка, *г*	Вес мерзлой породы вместе с мешочком, *г*	Вес мерзлой породы g_1, *г*
1	2	3	4	5	6	7	8

Вес сосуда для размешивания, *г*	Вес размешанной породы вместе с сосудом, *г*	Вес размешанной породы g_2, *г*	№ бюкса с пробой на влажность из размешанной породы и его вес, *г*	Влажность размешанной породы $W_{сп}$, % к сухой навеске
9	10	11	12	13

Форма 5

Ведомость учета проб на влажность пород

Дата	№ пп	№ выработки	Глубина, *м* от...до...	Название породы	Постоянный объем пикнометра v_0, *см*³	Радиус трубки *r*, *см*	Отсчет по шкале *h*, *см*
1	2	3	4	5	6	7	8

Удельный вес грунта Δ, *г/см*³	Вес сырого грунта g_1, *г*	Вес пикнометра в полном сборе *B*, *г*	Вес пикнометра с грунтом и водой *E*, *г*	Вес пробы с водой g_2, *г*	Влажность, % к сухой навеске
9	10	11	12	13	14

Форма 6

Таблица влажности пород

Скважина №...

№ пп	Краткое описание мерзлой породы	Глубина взятия пробы, *м*	Влажность, % к сухой навеске
1	2	3	4

Форма 7

Таблица влажности пород

Скважина №...

Краткое описание мерзлой породы	Влажность минеральных прослоек $W_{мн}$		Суммарная влажность W_c	
	Глубина взятия пробы, м	Влажность, % к сухой навеске	Глубина, *м* от...до..	Влажность, % к сухой навеске
1	2	3	4	5

Форма 8

Объемный вес мерзлых минеральных прослоек

№ пл	№ выработки	Глубина взятия пробы, *м*	Краткое описание пробы	Вес образца в воздухе g_1, *г*	Вес образца в керосине, g_2, *г*
	1	2	3	4	5

Температура жидкости, °С	Удельный вес жидкости, *d*	Потеря в весе пробы жидкости $(g_1 - g_2)$, *г*	Объем образца $(U = \frac{g_1 - g_2}{d})$, *см*³	Объемный вес грунта $(\gamma_{мн} = \frac{g_1}{V})$	№ бюкса
6	7	8	9	10	11

Форма 9

Объемный вес мерзлых минеральных прослоек

(по объемомеру Крохиной)

№ пп	№ выработки	Глубина взятия образца, *м*	Краткое описание образца	Вес образца в воздухе, *г*
1		2	3	4

Отсчеты по шкале объемомера		Объем образца U, $см^3$	Объемный вес $\gamma_{мн}$	№ бюкса
начальный	конечный			
5	6	7	8	9

Форма 10

Суммарный объемный вес мерзлых пород

№ пп	% выработки	Глубина, *м* (от...до...)	Краткое описание породы	Удельный вес минеральных частиц породы Δ	Количество незамерзшей воды $W_н$, доли единицы сухой навески	Суммарная влажность $W_с$, доли единицы сухой навески	Объемный вес $\gamma_с$
1	2	3	4	5	6	7	8

Форма 11

Объемный вес мерзлых пород

№ пп	% выработки	Краткое описание породы	Глубина взятия образца, *м*	Суммарный объемный вес (расчетный способ)		Объемный вес	
				мерзлой породы $\gamma_с$	скелета мерзлой породы $\sigma_с$	мерзлых минеральных прослоек $\gamma_{мн}$	скелета мерзлых минеральных прослоек $\delta_{мн}$
1	2	3	4	5	6	7	8

Суммарная влажность мерзлой породы $W_{мн}$, % к сухой навеске	Влажность образца мерзлых минеральных прослоек $W_с$, % к сухой навеске	Удельный вес породы Δ	Коэффициент пористости породы	
			$\Sigma_с$	$\Sigma_{мн}$
9	10	11	12	13

Форма 12

Определение сцепления грунта

№ пп	Дата		Наименование грунта и место закладки шурфа	Температура испытания, °С	Нагрузка на шариковый штамп P, *кг*	Показания индикатора, *см*	Глубина погружения шарикового штампа h, *см*
	число	часы, минуты					
1	2	3	4	5	6	7	8

§ 3. ПРИМЕНЕНИЕ КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Применение кристаллооптического метода исследования мерзлых пород дает возможность судить об условиях их промерзания (о скорости охлаждения, направлении теплового потока, подтоке воды) и о влиянии физико-химических свойств породы, ее минералогического состава и дисперсности на форму, размер и ориентировку кристаллов. Этот метод также позволяет установить взаимосвязь между структурами сегрегационного льда и особенностями текстуры мерзлых пород, образующихся в весьма различных природных условиях. С помощью этого метода можно выяснить характер изменения структуры льда в мерзлых породах, происходящего при сдвиге в них или при сжатии их под нагрузкой.

Изучать структуры льда мерзлых пород в проходящем поляризованном свете можно с помощью поляроидов, поляризационной лупы и поляризационных микроскопов, при искусственном и дневном свете. Для этой цели рекомендуются поляризационные микроскопы МП-3, МИН-4 или МИН-8 и специальные осветители ОИ-9 и ОИ-19. Дополнительно к ним необходимо иметь универсальный столик для определения ориентировки оптических осей кристаллов и дефектоноскоп типа П-7 СКБ Главчаспрома ММиП СССР, с помощью которого производят исследования оптических аномалий.

При наличии длиннофокусных микрообъективов ОСФ конденсора КСФ для столика Федорова представляется возможным одновременно определять коноскопически ориентировку оптических осей кристаллов и их осность.

Для фотографирования структуры льда в проходящем поляризованном свете необходимо иметь фотоаппарат зеркального типа с набором удлинительных колец и цветные негативные фотопленки ДС-2 светочувствительностью 45 ед. по ГОСТ. Могут быть использованы фотоаппараты «Зенит» или «Зенит-С».

Для микрофотографирования к фотоаппарату необходима микрофотонасадка МФН-1 с пленочной камерой МФК-3 или микрофотонасадка другого типа. Фотографирование криогенной текстуры образцов мерзлых пород производится с помощью электронной фотовспышки многократного действия («Молния» ЭВ-1).

Для взятия ориентированных в пространстве образцов мерзлой породы без нарушения структуры ледяных включений в них необходимо иметь геологический молоток, стамеску, ножовочные полотна, тиски для выпиливания заготовок из мерзлой породы, наждачные шкурки (№ 80, 180 и М-28) и держатель для ручной шлифовки, сделанный из органического стекла. В держателе должно быть углубление по размеру предметного стекла в 5, 2, 1 и 0,5 *мм* на каждой стороне держателя. Приклеивание шлифов к предметному стеклу производится клеем, приготовленным из канифоли и ксилола. Необходимо иметь эксикатор для хранения шлифов. Оборудование лаборатории дополняется равноплощадной сеткой Шмидта. Для стереографической обработки полученных материалов требуется калька и миллиметровая бумага.

Подготовка к исследованию криогенной текстуры породы и определение ее льдистости

На исследуемом разрезе (стенке шурфа) выделяют горизонты мерзлой породы, имеющие различную криогенную текстуру. Производят их описание и фотографирование. При описании каждого горизонта характеризуют его литологический состав, особенность слоистости, ориентировку ледяных прослоек и угол их падения; отмечают степень прозрачности льда, наличие

включений минеральных агрегатов, воздуха, пустот, участков рыхлого и загрязненного льда; прослеживают характер трещин в минеральных прослойках и на контакте льда с ними.

Для каждого горизонта определяют суммарную влажность (льдистость) и влажность минеральных прослоек. Выделяют участки с наиболее характерной для него текстурой, из которых берут образцы размером 10 × 10 *см*. Отбор образцов следует производить без разрушения ледяных включений, так как в них предстоит производить кристаллооптическое исследование структуры льда.

Кристаллооптические исследования в полевых условиях необходимо производить в осенний, зимний или весенний периоды при температуре воздуха ниже минус 10°.

По кернам, отобранным при бурении скважин, могут быть получены менее точные данные, так как порода при бурении нарушается и происходит дезориентировка образца. Лед в кернах подвергается частичному разрушению и плавлению, что не позволяет использовать эти образцы для коноскопических исследований и выяснения вторичных криогенных процессов внутри льда.

При отборе образцов ориентируют их по отношению к плоскости промерзания. Для этого на образцах отмечают верх и низ, а также глубину их взятия. Затем образцы фотографируют в вертикальном срезе в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях. Производят определение суммарной влажности (льдистости) породы, влажности за счет льда-цемента и жидкой фазы воды в минеральных прослойках или в образцах с массивной текстурой. Описывают криогенную текстуру образца, фиксируют цвет породы, прозрачность льда, его слоистость и слоистость минеральных прослоек, наличие включений во льду (воздуха и минеральных зерен), наличие пустот и трещин.

Пробы на льдистость подготовляют путем отпиливания части образца породы по всей его высоте. Отпиливают полоску толщиной в 1 *см*, при этом следят, чтобы не были разрушены ледяные включения и чтобы не было талого слоя на границе распила. Пробы для определения влажности минеральных прослоек отпиливают отдельно. В случае горизонтально-слоистой текстуры породы и массивной текстуры ее минеральных прослоек последние отделяют от льда ножом и складывают в бюксы. В случае слоисто-сетчатой и сетчатой текстур породы кусочки минеральных пород вынимают скальпелем малыми порциями.

Для определения влажности минеральных прослоек на верхней и нижней границе ледяной прослойки пробы берут отдельно. Особенно важно брать пробы в том случае, если прослойка (линза) льда образована на контакте двух литологически различных пород. Взятые пробы высушивают до постоянного веса при температуре + 105°. Полученные данные о льдистости используют для выяснения взаимосвязи криогенной текстуры с льдонасыщенностью отдельных горизонтов мерзлой толщи или отдельного слоя. Данные о влажности минеральных прослоек используют для выяснения количества воды, удерживаемой поверхностью минеральных частиц при льдовыделении. Их сопоставляют в породах с различным литологическим и гранулометрическим составом и структурой льда.

Шлифы из мерзлой породы с различной криогенной текстурой приготовляют без применения твердой углекислоты в качестве охладителя, или с применением ее в случае тонких включений льда. При недостаточном охлаждении в процессе шлифовки шлифы плавятся или загрязняются минеральными частицами. Шлифовку породы, имеющей тонкую горизонтально-слоистую, сетчатую и слоисто-сетчатую криогенную текстуру, следует производить при температуре воздуха ниже —25 ÷ —30°. Более толстые ледяные включения (3—5 *мм* и толще) препарируют из породы и

шлифуют при температуре —10° с помощью тонкой шкурки, а затем приморáживают к стеклу.

Из породы, имеющей тонкие включения льда, шлиф приготавливается следующим образом. Из образца породы выпиливают заготовки толщиной 5—10 *мм* и площадью по размеру предметного стекла. Необходимо иметь заготовки шлифов из породы по трем взаимно-перпендикулярным плоскостям. Заготовку помещают в держатель, поверхность ее выравнивается с двух сторон скальпелем или тонким острым ножом. Затем заготовку шлифуют вручную, применяя наждачную бумагу. Первоначально снимают слой породы 3 *мм* крупнозернистой бумагой № 80, затем на бумаге № 180; толщину шлифов уменьшают до 1—2 *мм*.

Отшлифованную плоскость полируют на микронаждачной бумаге М-28 и разрезают бритвой или распиливают ножовкой на две части, после чего приклеивают шлиф к предметному стеклу отполированной стороной. Длина шлифа должна быть равной 34 *мм*, т. е. соответствовать размеру препаратоводителя федоровского столика. Из каждой заготовки получают два шлифа размером 20 × 20 *мм*.

Шлиф приклеивают к стеклу специально приготовленным и охлажденным клеем. Для этого на отполированную поверхность заготовки наносят каплю клея, накладывают предметное стекло, слегка прижимая его так, чтобы между заготовкой и стеклом не было защемленных пузырьков воздуха и избытка клея. Заготовка шлифа хранится в эксикаторе со льдом в течение 5—10 суток, до полного затвердевания клея. После этого сошлифовывается вторая плоскость заготовки до толщины шлифа в 0,5—0,3 *мм* и заклеивается покровным стеклом. Заклеивать шлиф покровным стеклом не обязательно, если структура льда в шлифе исследуется сразу же после его приготовления и в том случае, когда ориентировка оптических осей кристаллов определяется без полусфер или только с одной нижней полусферой. Не исключается возможность ее определения в шлифе без покровного стекла и между двумя полусферами, но при более низкой температуре (—15°). Если передвижение шлифа на столике осуществляется специальным препаратоводителем, толщина наружной рамки которого несколько толще шлифа, то давление верхней полусферы на шлиф исключается. В том случае, когда ледяные шлиры имеют толщину больше 3 *мм*, шлифы можно готовить из одного куска льда после отделения от него минеральных прослоек.

Из ледяных шлиров, имеющих толщину 2—10 *см* и больше, готовят поляроидные шлифы большого размера путем сошлифовки одной плоскости льда наждачной бумагой № 180 и приморáживания к стеклу. Затем сошлифовывают вторую плоскость до необходимой толщины. В процессе приморáживания пластинки льда к стеклу нельзя допускать сильного оплавления льда, так как это может вызвать образование вторичных кристаллов льда и пузырьков воздуха между стеклом и льдом.

Приготовление шлифов из мерзлой породы с применением охладителей проводят вручную на наждачной бумаге, плотно прилегающей к толстому стеклу, под которым находится измельченная твердая углекислота. В этом случае препараты во время шлифовки имеют температуру около минус 60°. При температуре воздуха минус 10 — минус 12° одного килограмма твердой углекислоты хватает на 1—2 часа шлифовальной работы. При наличии 10 *кг* твердой углекислоты, хранимой в термостате, этого количества достаточно для приготовления более 20 шлифов.

Приготовление шлифов из мерзлых песков или пород, содержащих песчаные частицы, осуществляется при охлаждении шлифовального диска жидким азотом [1], температура которого при испарении равна минус 195,7°.

---

[1] При этом необходимо проявить максимум осторожности и принять меры против ожогов.

Вращающийся шлифовальный диск охлаждают путем заполнения его внутренней полости жидким азотом. Заготовки шлифуют шлифовальными порошками, смачиваемыми авиационным бензином. Шлифуемую заготовку помещают в металлический держатель, который имеет высокую полую трубку, куда заливают азот для охлаждения препарата сверху. В процессе сошлифовки скорость вращения шлифовального диска незначительна и это дает возможность добавлять бензин и шлифовальный порошок. Отшлифованную поверхность заготовки промывают чистым охлажденным бензином до полного удаления шлифовального порошка; избыток бензина удаляют фильтровальной бумагой, затем заготовку приклеивают к стеклу. После этого сошлифовывают вторую плоскость с помощью держателя другой конструкции. В последней стадии сошлифовка производится на невращающемся диске.

Охлаждение жидким азотом дает возможность получить шлиф толщиной 3—5 *м* из мерзлой породы более или менее однородного гранулометрического состава и массивной текстуры. Полученные таким путем шлифы из тонкодисперсного песка позволяют исследовать структуру льда-цемента. Весь процесс шлифовки с применением жидкого азота проводится при температуре воздуха минус 15 — минус 20°.

Исследование структуры льда мерзлых пород под микроскопом

Основы кристаллооптического исследования мерзлых пород изложены в работах П. А. Шумского (Шумский, 1954, 1955). В них освещается методика исследования структуры сегрегационного льда в мерзлых породах в полевых и лабораторных условиях.

Структуру льда в шлифах мерзлой породы на плоском и федоровском столиках поляризационного микроскопа исследуют в такой последовательности. Шлиф просматривают на плоском столике поляризационного микроскопа без анализатора, при скрещенных николях. При этом выясняют форму, размер и взаимное расположение кристаллов льда, а также включения воздуха и минеральных частиц. Затем при окуляре 12,5 × и объективе 8 × просматривают структуру льда в зоне его контакта с минеральными прослойками. В результате просмотра делают описание криогенной текстуры пород в шлифе и структуры льда каждой ледяной прослойки.

После описания нескольких шлифов фотографируют структуру льда в проходящем поляризованном свете. С помощью поляризационной установки фотографируют весь шлиф. Отдельные его участки фотографируют под микроскопом с различными увеличителями. Снимки структуры льда в мерзлом пылеватом суглинке, полученные с помощью поляризационной установки, приведены на рис. 22 и 23. Как видно на фото, лед, взятый с глубины 1,1—1,3 *м*, имеет гипидиоморфно-зернистую структуру, а на глубине 23 *м* аллотриоморфно-зернистую структуру.

Поляризационная установка, используемая при фотографировании структуры льда и породы, представляет собой штатив с резьбой, на котором находятся два кольца, предназначенные для передвижения двух муфт с держателями. На верхней муфте укрепляют фотоаппарат «Зенит-С» с удлинительными кольцами; на нижней укрепляют два поляроида в оправе, между которыми на стекле укладывают изучаемый шлиф. Ниже поляроидов помещается осветитель-отражатель с матовой опаловой электрической лампочкой на 100 *вт* и конденсорной линзой. Осветитель включают в сеть через понижающий регулировочный трансформатор типа ЛАТР-П 220 *в* или с помощью трансформатора к осветителю микроскопа 9А. Фотографируют при температуре минус 10 — минус 15°. Шлиф помещают между осветителем и фотоаппаратом на таком расстоянии, чтобы изображение на ма-

товой плоскости линзы, видимое через окуляр фотоаппарата, было резким и занимало почти весь кадр фотопленки. Пользуясь удлинительными кольцами (№ 1, 2, 3, 4), добиваются четкого изображения видимой структуры льда и границ между кристаллами. Чтобы избежать таяния льда в процессе наводки на резкость, с помощью трансформатора понижают напряжение до 20 *в*. В момент фотографирования освещение повышают на всю мощность лампы. Наиболее четкие отпечатки получаются на цветной негативной фотопленке ДС-2, светочувствительностью 45 ед. ГОСТ. В случае необходимости каждый шлиф фотографируют 2—3 раза в различных положениях погасания интерференционной окраски кристаллов.



Рис. 22. Гипидиоморфно-зернистая структура льда пылеватого суглинка на глубине 1,1—1,3 *м* (× 15)



Рис. 23. Аллотриоморфно-зернистая структура льда пылеватого суглинка на глубине 23 *м* (× 15)

Микрофотографирование производят на столике микроскопа при фотоокуляре 10× и объективах с различным увеличением. Для этого на тубусе поляризационного микроскопа укрепляют микрофотонасадку МФН-1 с пленочной камерой МФК-3. Микрофотографии структуры льда в пылеватом суглинке и распределение воздушных пузырьков различного типа в кристаллах льда при 80× увеличении приведены на рис. 24.

На позитивном отпечатке шлифа с помощью фотоувеличителя делают подрисовку границ тех кристаллов, которые на фотоотпечатке слились. Иногда подрисовку границ кристаллов приходится делать с помощью микроскопа.

Фотоотпечаток используют для измерения площади среза кристаллов, их длины и поперечника, для измерения размеров включений воздуха и минеральных частиц. В случае мелкозернистой структуры льда или неточного структурного отпечатка измерение площади среза, длины и поперечника кристаллов осуществляется на федоровском столике одновременно с определением кристаллографической ориентировки. Для этой цели шлиф помещают на федоровский столик без полусфер или с полусферами, но в специальный препаратоводитель, с помощью которого шлиф перемещают параллельно его структурным направлениям к осям столика.

С помощью препаратоводителя каждый кристалл подводят к пересечению креста нитей окуляра 8×, после чего определяют ориентировку его оптической оси. Затем в тубус микроскопа вставляют окуляр 6× с сеткой или шкалой и измеряют этот кристалл. Аналогичным способом определяют ориентировку пузырьков воздуха в пространстве и их размеры. Применение препаратоводителя позволяет определять одновременно ориентировку оптических осей и размер очень мелких кристаллов при большом

увеличении в шлифах, не заклеенных покровными стеклами. Такие шлифы можно подвергнуть вторичной сошлифовке до толщины, при которой просматриваются очертания кристаллов более тонких ледяных включений.

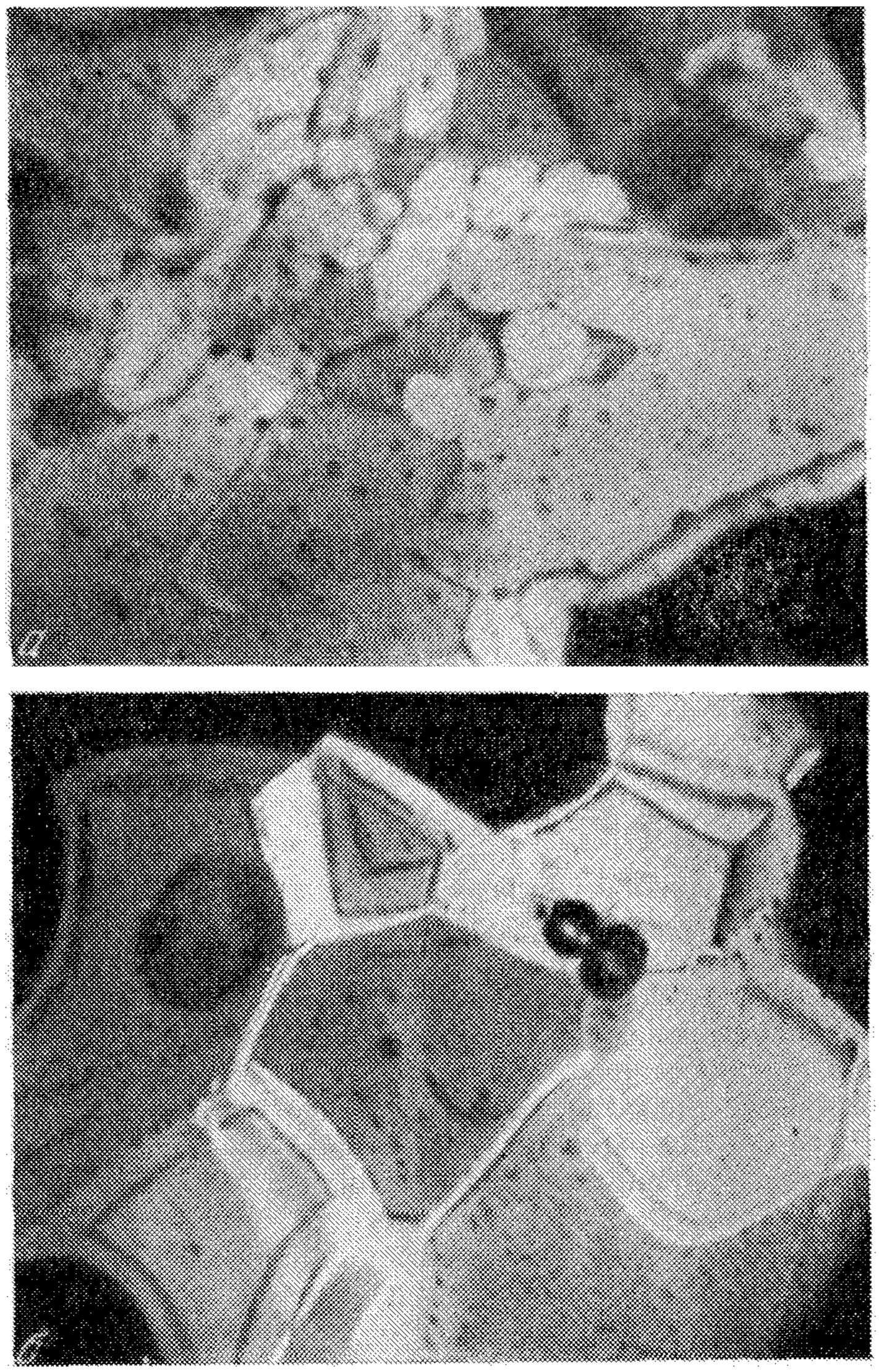


Рис. 24. Микрофотография структуры льда пылеватого суглинка (в горизонтальном срезе):

а — мелкозернистая структура с дифференциацией кристаллов по размеру (× 30); *б* — обильное содержание воздушных пузырьков ориентированного и пойкилитового прорастания в кристаллах льда (× 30)

Определение осности и угла оптических осей двухосных кристаллов льда, а также оптических аномалий производят коноскопически на дефектоконоскопе типа П-7 или с помощью оптической системы микроскопа (рис. 25).

Определение осности кристаллов на дефектоконоскопе гораздо удобнее и быстрее по сравнению с микроскопом, поскольку можно видеть коноско-

пическую фигуру в целом, а также характер оптических аномалий в тонких шлифах, не требующих дальнейшей сошлифовки. Большое поле столика дефектоноскопа позволяет исследовать угол поворота плоскости оптической оси в различных участках крупного кристалла, так же как и появление и исчезновение фигуры двухосности. В случае мелкозернистой и крупнозернистой структуры льда исследование двухосности кристаллов производится путем наложения микроконоскопа на поле кристалла с помощью специального приспособления.

Ориентировка оптических осей кристаллов на универсальном станке Федорова определяется двумя способами: 1) установкой оптических осей кристалла параллельно оси микроскопа; 2) установкой параллельно оси микроскопа плоскости индикатрисы, перпендикулярной к оптической оси кристалла (Шумский, 1955). Ориентировку ледяных включений, трещин, слоистости во льду и пузырьков воздуха измеряют на универсальном столике Федорова обычным способом.

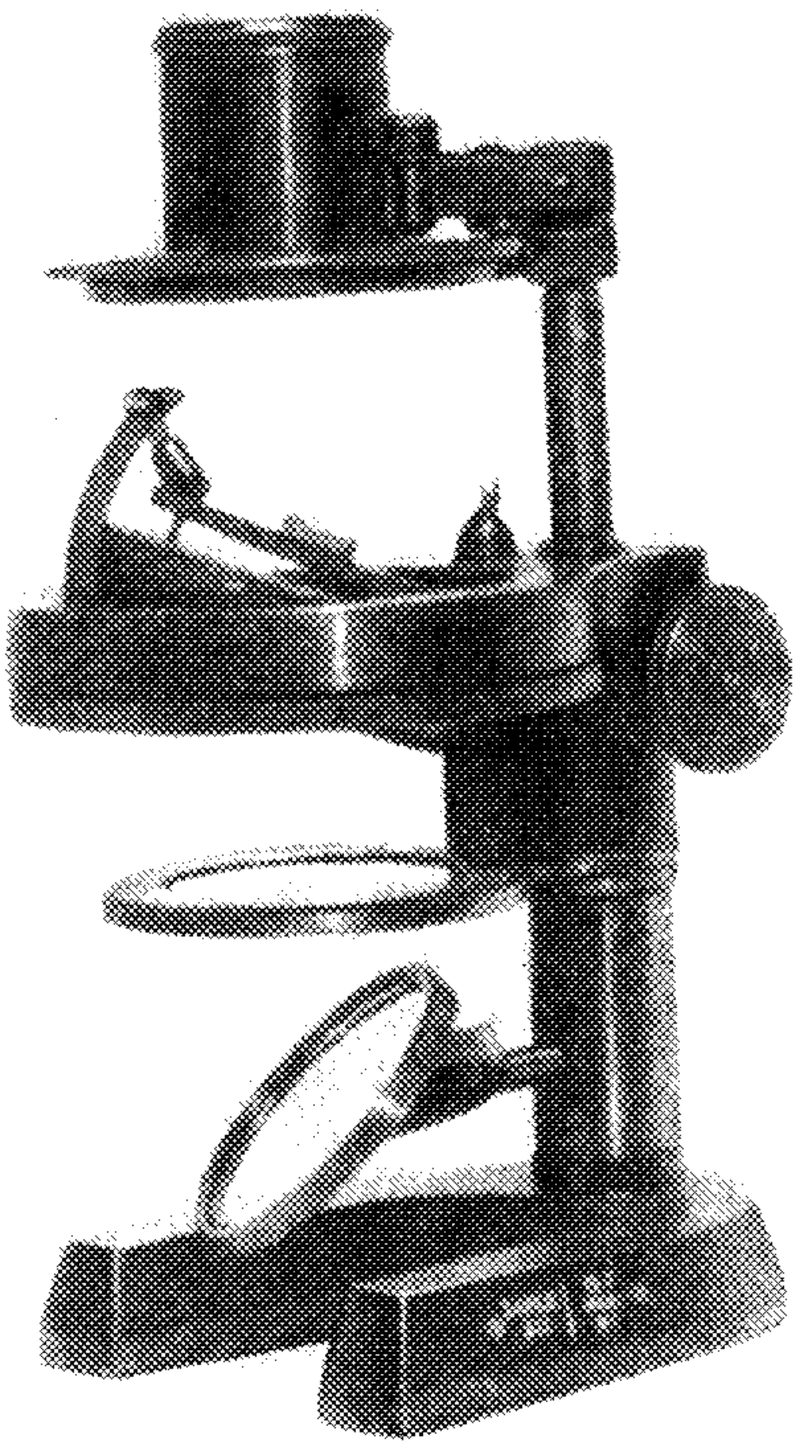


Рис. 25. Общий вид дефектоноскопа типа П-7 для определения оптических аномалий в кристаллах

При работе с поляроидами структуру льда исследуют в шлифах и пластинках льда большого размера. По сравнению с микроскопом поляроиды имеют значительно большее поле зрения, поэтому они удобны для фотографирования и кристаллооптического исследования льда с крупными и средними размерами кристаллов наряду с поляризационным микроскопом, а в полевых условиях и без микроскопа. Поляроидные шлифы в зависимости от величины кристаллов и их поперечника могут быть различного размера и толщины. При исследованиях используют поляроиды диаметром 60, 100 и 180 *мм*, заклеенные между стеклами и скрепленные подвижной оправой из малотеплопроводного материала. Поляроидные шлифы изготовляются из ледяных прослоек размером 10 × 10 и 10 × 5 *см*, имеющих толщу 1—2 *мм* при крупнозернистой структуре льда и тоньше 1 *мм* — в случае мелкозернистой структуры.

Между поляроидными пластинками каждый кристалл льда имеет свою интерференционную окраску, поэтому в шлифе четко видны их очертания. По высоте интерференционной окраски можно судить об ориентировке оптических осей кристаллов по отношению к плоскости среза. Структуру льда в поляроидных шлифах либо фотографируют в проходящем поляризованном свете, либо зарисовывают границы кристаллов на кальке, наложенной на верхней поляроидной пластинке. Фотографировать шлифы не всегда целесообразно и возможно в полевых условиях. Измерять площади среза кристаллов вполне можно и по рисунку на кальке. После зарисовки границ кристаллов на кальке проводится измерение размеров кристаллов

непосредственно на верхней поляроидной пластинке с помощью прозрачной миллиметровой сетки или линейки, помещенной на верхней стороне поляроидов. Измерение производят в следующем порядке:

1) на кальку наносят нумерацию измеряемых кристаллов и делают отметку об интерференционной окраске, дающей представление об ориентировке оптических осей кристаллов и их распределении на данной площади среза. Записывают данные о размерах площади среза, поперечника и длины каждого кристалла или группы кристаллов в соответствии с нумерацией, установленной на кальке;

2) включения воздуха различной формы измеряют путем передвижения прозрачной миллиметровой линейки по верхней поляроидной пластинке; при этом фиксируют их расположение по отношению к границам кристаллов;

3) после этого шлиф переносят на столик дефектоноскопа типа П-7, где определяют осность кристаллов по характеру коноскопической фигуры и ориентировку кристаллов по углу наклона пластинки по отношению к оптической оси. Чтобы определить ориентировку оптической оси исследуемого кристалла, его прижимают к стеклу полусферы дефектоноскопа при помощи мостика, на котором укреплен микроконоскоп. Затем, надев на лупу точечную диафрагму и просматривая коноскопическую фигуру, наклоняют полусферу так, чтобы оптическая ось кристалла была расположена вертикально и совпадала с осью прибора. Отсчитывая наклон угла полусферы по дужке с градусным делением, определяют угол наклона оси кристалла от перпендикуляра к плоскости его среза и от оси прибора (полярное или вертикальное положение кристалла). В более крупных кристаллах с помощью дефектоноскопа исследуют оптические аномалии, связанные с внутренними напряжениями и деформацией кристаллической решетки;

4) по коноскопическим фигурам при наложении 3—4 микроконоскопов (приклеенных на стекле) на пластинку льда, вырезанную перпендикулярно оптической оси, исследуют поворот плоскости оптических осей по отношению друг с другом в различных участках одного кристалла. При исследовании на дефектоноскопе можно также наблюдать мозаичное строение, указывающее на нарушение правильности кристаллов.

5) ориентировку оптических осей кристаллов с помощью поляроидов в пластинках льда большого размера диаметром 60 × 100 *мм*, вырезанных в горизонтальной плоскости, можно определять также и на универсальном столике модели Антарктической экспедиции. В шлифах малого размера, как отмечалось раньше, измерение ориентировки оптических осей кристаллов проводится на обычном универсальном столике Федорова.

Обработка данных кристаллооптического исследования

По каждому шлифу с помощью структурного рисунка или зарисовки на кальке, а также записей суммируется площадь среза измеренных кристаллов в $мм^2$ или $см^2$; делением суммы на общее число кристаллов определяется средняя площадь среза одного кристалла. Затем определяют площадь среза наибольшего и наименьшего кристаллов. Полученные таким путем данные о размере площади среза кристаллов в трех взаимноперпендикулярных срезах используют для вычисления их линейных размеров по трем структурным направлениям a, b, c. Вычисление производят по формулам П. А. Шумского (1954, 1955):

$$a = \sqrt{\frac{ab \cdot ac}{bc}} \cdot 1{,}25; \quad b = \sqrt{\frac{ab \cdot bc}{ac}} \cdot 1{,}25;$$

$$c = \sqrt{\frac{ac \cdot bc}{ab}} \cdot 1{,}25.$$

В шлифах мерзлой породы вертикальное направление обозначено буквой *c*, которое совпадает с направлением теплового потока, определяющего формирование структуры льда и криогенной текстуры горной породы. Направления *a* и *b* перпендикулярны к плоскости *c*, выделены условно и физического различия не имеют.

Объем кристалла вычисляют по формуле

$$V = a \cdot b \cdot c \sqrt{ab \cdot ac \cdot bc}.$$

Соотношение линейных размеров по трем структурным направлениям характеризует типичную форму кристаллов. Коэффициент удлинения K_y по оси *c* (в случае горизонтальных ледяных шлиров, по срезу *ab* и удлинения кристаллов нормально их плоскости) вычисляется по формуле

$$K_y = \frac{c}{\sqrt{ab}}.$$

В случае удлинения кристаллов в плоскости ледяных шлиров в направлении *a* или *b* коэффициент удлинения вычисляется по формуле

$$K_y = \frac{a}{\sqrt{bc}}.$$

Коэффициент сплющенности K_c по оси *c* вычисляют по формуле

$$K_c = \frac{\sqrt{ab}}{c}.$$

Данные о размере и форме кристаллов льда по всем шлифам записываются в журнал по прилагаемой форме.

Данные измерения ориентировки оптических осей кристаллов льда обрабатывают по методу В. Шмидта (Шумский, 1955). Данные измерений изображают в виде стереограмм в одной или трех проекциях. На каждую стереограмму наносят точки, соответствующие не менее чем 100—200 кристаллам. Стереограммы кристаллографической ориентировки сегрегационного льда в мерзлых дисперсных породах, составленные в горизонтальной плоскости, приведены на рис. 26. Цифры внизу стереограммы обозначают наибольшую концентрацию точек выхода оптических осей на поверхности

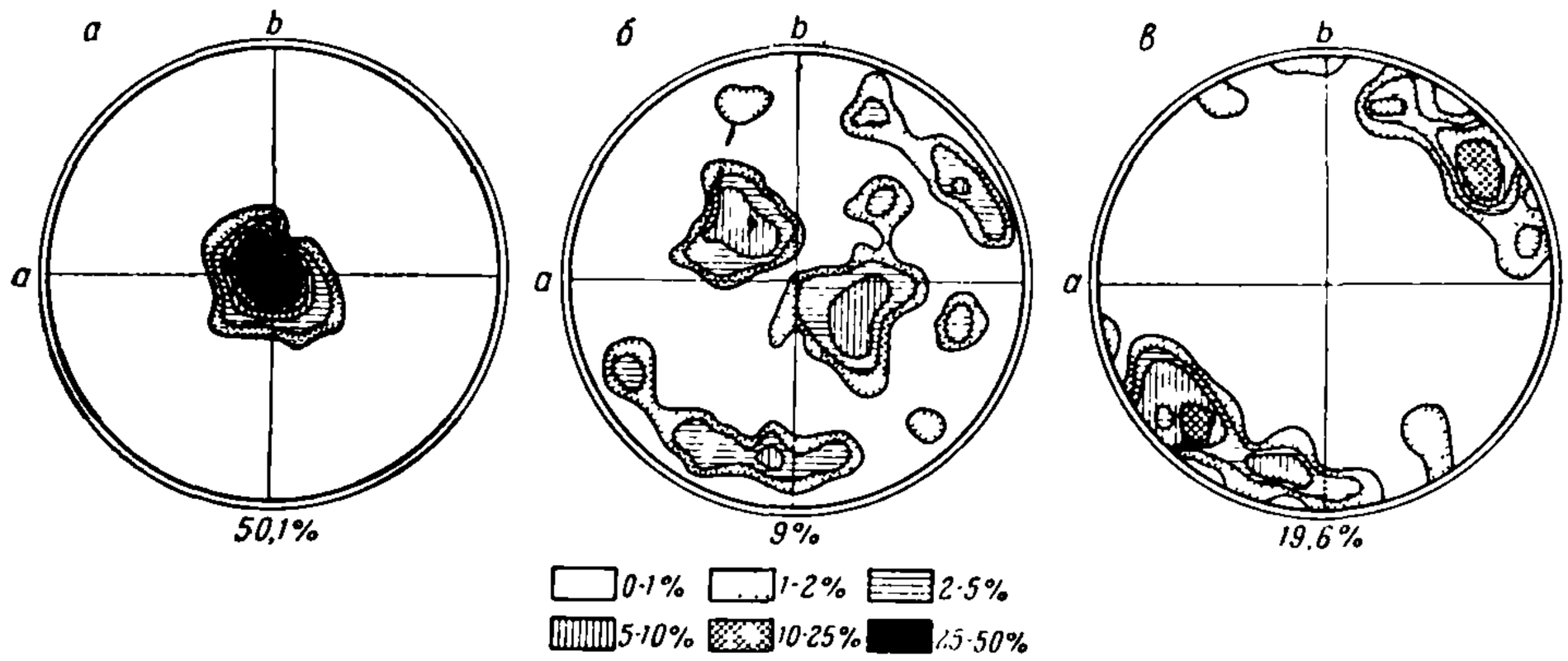


Рис. 26. Стереограммы кристаллографической ориентировки сегрегационного льда мерзлых дисперсных пород:

а — четко выраженная ориентировка осей кристаллов нормально к поверхности промерзания; *б* — хаотическая ориентировка главных осей; *в* — поясная ориентировка главных осей кристаллов, расположенных преимущественно нормально поверхности промерзания (*ab* — плоскость основания)

полусферы. Разной штриховкой показана концентрация точек выхода оптических осей на площади 1% поверхности полусферы (от общего их числа).

Наряду с стереограммами кристаллографической ориентировки всех кристаллов можно составлять стереограммы отдельно для крупных и мелких кристаллов, а также для кристаллов определенной формы. Данные об ориентировке и пространственном положении кристаллов льда используют для анализа распределения осей по методу Б. Зандера (Шумский, 1955).

Таким путем, по данным кристаллооптического исследования, составляют характеристику структуры сегрегационного льда в мерзлых породах. Анализ этих данных, как и их обработка, в зависимости от поставленной задачи может быть проведен с целью выяснения физико-химических свойств мерзлой породы, скорости промерзания, характера перераспределения влаги при промерзании, особенности процессов преобразования ледяных включений в мерзлой толще, природы деформации многолетнемерзлых пород в естественном залегании и под воздействием внешних усилий и др.

Приведенные в этом параграфе указания предусматривают лишь основные вопросы кристаллографического изучения сегрегационного льда в мерзлых породах.

Приложение

Форма записи данных о структуре льда в шлифах мерзлой породы

№ шлифа	Ориентировка шлифа	Площадь шлифа, *мм*²	Количество кристаллов	Площадь среза одного кристалла, *мм*²			Линейные разрезы одного кристалла, *мм*			Средний объем кристалла, *мм*³	Коэффициент удлинения по главной оси	Коэффициент сплюснутости
				средняя	максимальная	минимальная	Структурное направление	средние	максимальные	минимальные		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	*ab*						*a*						
2	*ac*						*c*						
3	*bc*						*b*						

№ шлифа	Ориентировка шлифа	Поперечник кристалла, *мм*			Диаметр пузырьков воздуха сферической формы, *мм*			Площадь среза кристалла, *мм*²	Размер пузырьков воздуха цилиндрической формы			
		средний	максимальный	минимальный	средний	максимальный	минимальный		длина, *мм*	диаметр, *мм*	площадь, *мм*²	площадь пузырьков воздуха, % площади кристалла
		15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
1	*ab*											
2	*ac*											
3	*bc*											

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С., Петров В. П. Кристаллсоптика. Госгеолиздат, 1951.
Грум-Гржимайло С. В. Приборы для исследования оптических аномалий синтетического корунда и его ориентировки.— Тр. Ин-та кристаллографии, вып. 2, 1953.
Кузнецов Е. А. Краткий курс метода Федорова в петрографии. Изд-во МГУ, 1949.
Лодочников В. Н. Основы кристаллооптики. Госгеолиздат, 1947.
Савельев Б. А. Инструктивные указания по изучению термических свойств льда. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.
Соболев В. С. Федоровский метод. Госгеолиздат, 1954.
Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод определения вещества. Ленинград. гос. ун-т, 1949.
Шубников А. В. Основы оптической кристаллографии. Изд-во АН СССР, 1958.
Шумский П. А. Инструктивные указания по определению давления включенных во льду газов. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.

§ 4. СОХРАНЕНИЕ ОБРАЗЦОВ В МЕРЗЛОМ СОСТОЯНИИ

Исследования физико-механических свойств мерзлых горных пород, льда и т. д. производят на образцах, отобранных из горных выработок (котлованов, расчисток, шурфов, скважин и шахт). Образцы необходимо сохранять в мерзлом состоянии до момента их исследования.

Определения могут производиться в полевой лаборатории, расположенной в непосредственной близости к горным выработкам или на базе экспедиции; в стационарной лаборатории ближайшего исследовательского центра или в стационарной лаборатории исследовательского центра, расположенного на значительном расстоянии от места полевых работ. Подготовка образцов к перевозке в мерзлом состоянии связана с некоторыми особенностями.

Вполне понятно, что исследование образцов лучше всего производить вблизи места их отбора при температуре, наиболее свойственной породам в естественных условиях. В этом случае количество испытаний и возможность их повторности не ограничены ни количеством образцов, ни их объемом.

При работе в зимнее время полевую лабораторию можно устроить в палатке или любом подходящем неотапливаемом помещении (сарае, зимовье). Отбор образцов, их сохранение и доставка в лабораторию в этом случае ничем не лимитируются. Следует лишь учитывать, что образцы мерзлых пород при длительном лежании сильно выветриваются (лед испаряется), в результате чего нарушается влажность (льдистость) породы, ее структура и пр. Во избежание этого рекомендуется образцы мерзлых пород плотно обернуть бумагой и покрывать ледяной оболочкой, которую периодически восстанавливают путем опрыскивания пресной водой.

В теплый период года для хранения достаточно большого количества образцов необходимо соорудить специальное помещение. Наиболее целесообразно для этой цели использовать одну или две из имеющихся горных выработок (разведочных шурфов в толще мерзлых пород) или пройти специальную выработку (рис. 27). Эта выработка должна быть заглублена в многолетнемерзлую толщу с наиболее низкой (для данного района) температурой и расположена на участке, не имеющем водоносного горизонта в пределах слоя сезонного протаивания. Такую выработку проходят в легко разрабатываемых мерзлых породах (супесях, суглинках, в подземных льдах), вблизи основных горных выработок, из которых отбираются образцы. Рабочая камера такой выработки должна быть заглублена в мерзлые породы не менее чем на 2—2,5 *м*. Общая глубина шурфа в зависимости от конкретных условий должна быть не менее 3 *м* (на севере) и 4—5 *м*

(на юге области многолетнемерзлых пород); сечение шурфа — не менее 1,5 × 1,5 *м*.

В боковой камере делают ниши и полки для хранения образцов и установки приборов. Верхняя часть шурфа, заканчивающаяся на глубине 30—50 *см* ниже основания слоя сезонного протаивания, закрепляется срубом

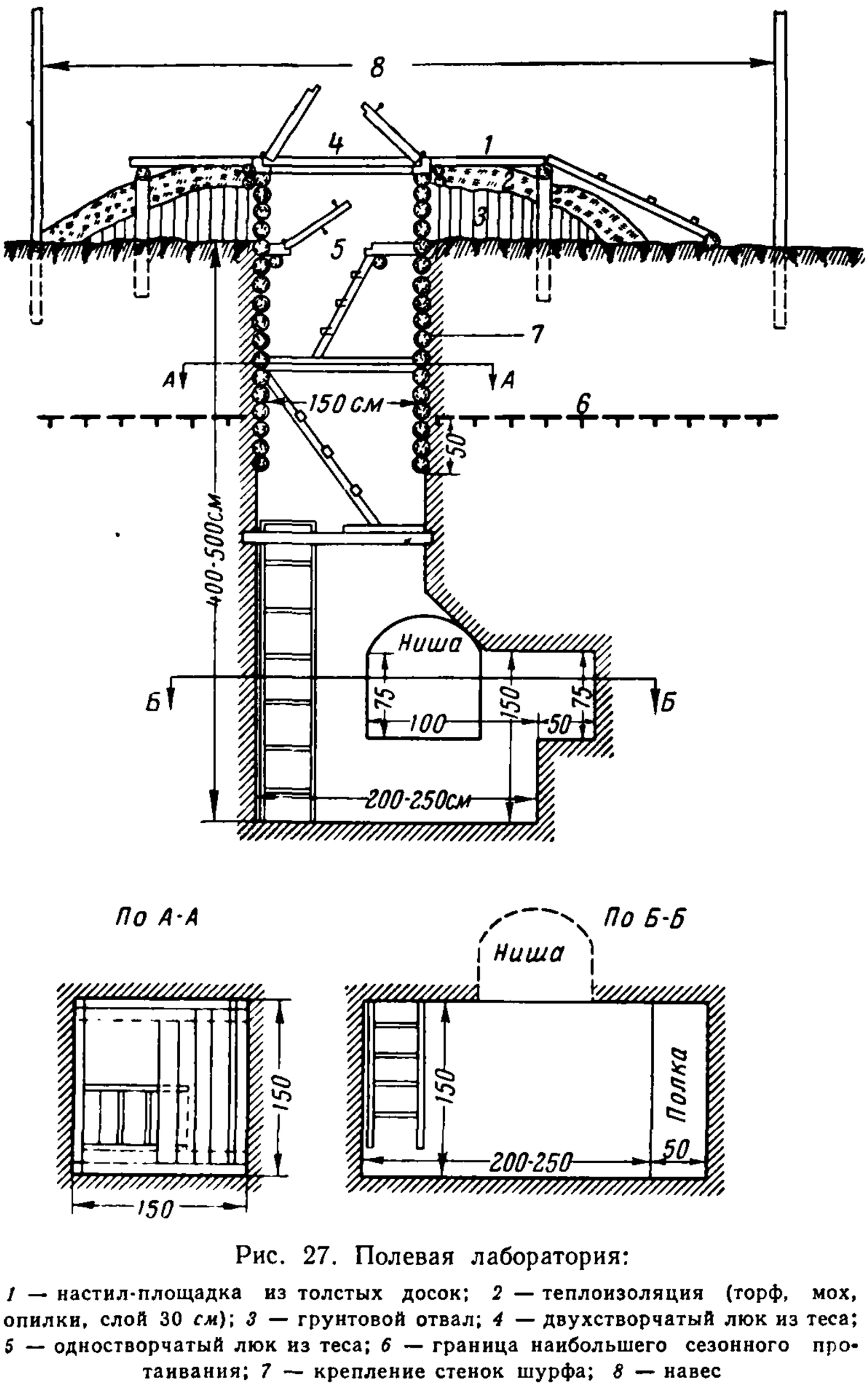


Рис. 27. Полевая лаборатория:

1 — настил-площадка из толстых досок; *2* — теплоизоляция (торф, мох, опилки, слой 30 *см*); *3* — грунтовой отвал; *4* — двухстворчатый люк из теса; *5* — одностворчатый люк из теса; *6* — граница наибольшего сезонного протаивания; *7* — крепление стенок шурфа; *8* — навес

или опалубкой и оборудуется двумя-тремя плотно закрывающимися люками. Крышку верхнего люка желательно сделать двухстворчатой и покатой из досок, нижнюю — плоской, обив ее ветошью или брезентом. Над устьем шурфа необходимо установить навес (из брезента, ветвей). От устья шурфа обеспечивают водоотвод. В период, когда в шурфе не проводят работ, пространство между люками закладывают ветошью или мешками

с мхом. Работа в камере производится при закрытых люках, при освещении электрической лампой, питаемой аккумулятором или электрическим фонарем, в крайнем случае свечой. Опыт показывает, что в хорошо изолированных шурфах-лабораториях глубиною в 4—5 *м* в мерзлых породах, имеющих температуру минус 1 — минус 3°, при 8-часовой работе в камере сохранялась стабильная температура испытуемых образцов (несколько ниже 0°). Если в камере установить ящики или бочки с подсоленным льдом, то температуру образцов можно понизить на несколько градусов.

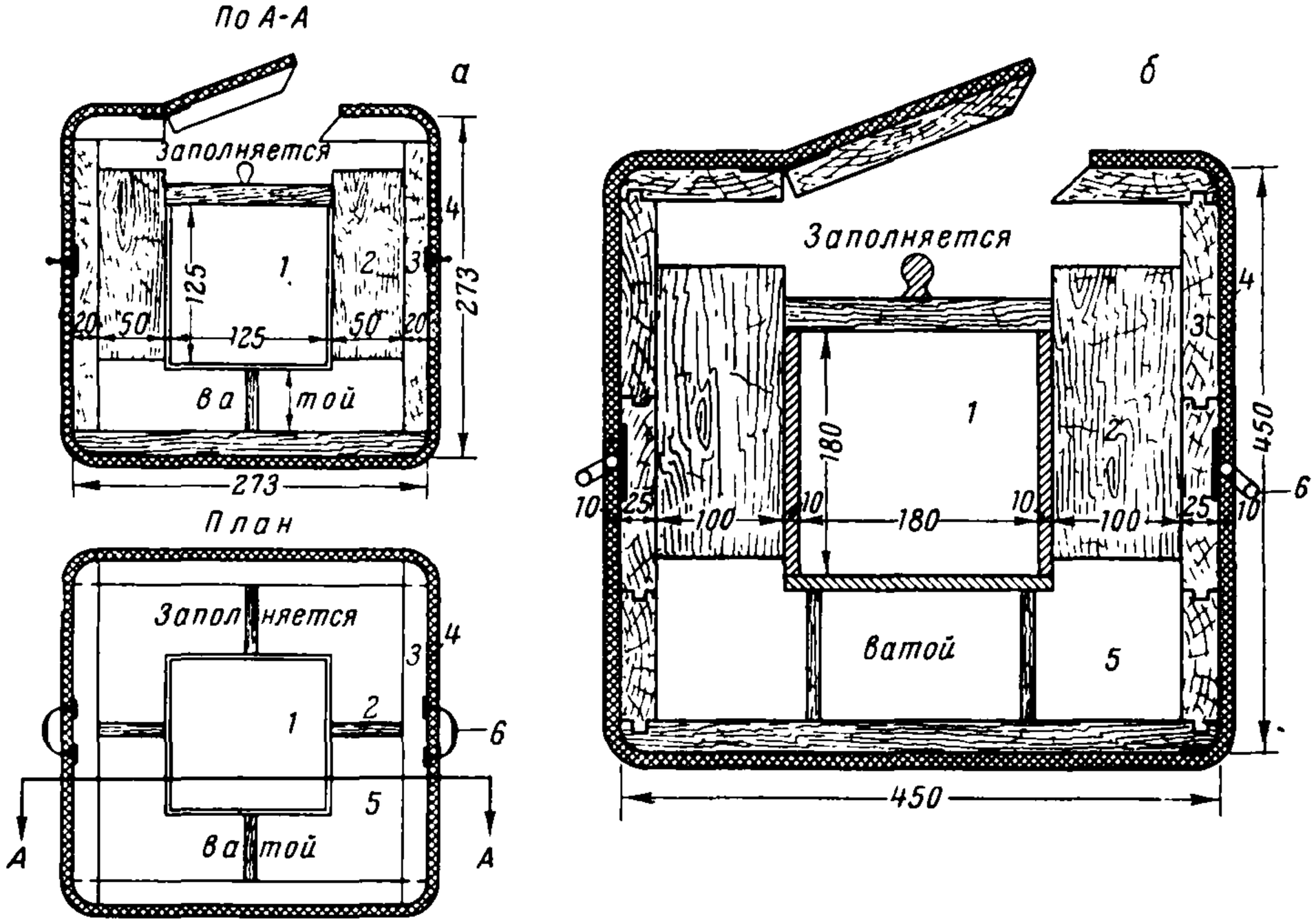


Рис. 28. Термос для транспортировки мерзлого грунта:

а — на 4 образца; *б* — на 12 образцов; *1* — внутренний ящик из фанеры или досок; *2* — распорки из досок; *3* — внешний ящик из досок; *4* — обшивка войлоком и брезентом; *5* — заполнитель-вата, пакля; *6* — ручки

Для устройства полевой лаборатории могут быть приспособлены не только шурфы, но и другие сухие горные выработки, пройденные в толще мерзлых пород (заброшенные штольни, шахты), небольшие изотермические ледяные склады системы М. М. Крылова.

При работе в теплый сезон года образец мерзлой породы следует подвергнуть быстрой черновой обработке молотком, зубилом или ножовкой и придать ему удобную для последующей работы форму. При этом применяют брезентовые рукавицы. На образце делают четкие отметки, указывающие на его ориентировку в пространстве (зарубки, этикетки). К образцу прилагают этикетку-паспорт. Образец заворачивают в бумагу и помещают в широкогорлый термос, в котором и переносят в походную лабораторию.

Наиболее удобна следующая конструкция термоса (рис. 28). Термос (рис. 28,*а*) служит для транспортировки образцов мерзлых пород на близкие расстояния. В нем помещаются четыре образца размерами 5—6 × 10—12 *см*. Образцы в термосе этого типа могут сохраняться в течение 2—2,5 *час*, но если термос обернуть мехом или ватной тужуркой, то срок хранения и перевозки можно увеличить до 4—5 часов.

Термос (рис. 28, *б*) той же конструкции, но большего размера служит для транспортировки мерзлых пород на значительные расстояния. В него

входят 10—12 образцов размером 6—8 × 8—9 *см* (при укладке в два яруса); в мерзлом состоянии они сохраняются на протяжении 6—8 *час*, а при хорошей дополнительной упаковке — 10—12 *час*. Образцы должны быть ровными и тщательно обернутыми в 2—3 слоя бумаги. В некоторых случаях образцы следует подвергнуть дополнительному охлаждению с помощью холодильного ящика, в котором заложена льдо-соляная смесь.

Термоизолирующим материалом для термосов может служить вата хлопковая и стеклянная, сухой мох, торфяная или пробковая мелочь, пеносиликат, пенопласт и др.

Наружный ящик (оболочку) термоса с двух сторон покрывают олифой и окрашивают белилами; дермантиновую или брезентовую обшивку красят в белый цвет.

Если описанная полевая лаборатория находится на расстоянии нескольких километров и работа производится летом, то отобранные образцы, завернутые в бумагу или уложенные в термос, в течение рабочего дня следует хранить на дне наиболее холодного и сухого шурфа, пройденного в мерзлых породах и изолированного от внешнего тепла. В северных районах Сибири такие временные хранилища удобно делать в ледяных жилах. Транспортировка образцов производится в ночное, более прохладное время. Зимой образцы перевозят в обычном ящике, но завернутыми в бумагу.

Если нет возможности устроить полевую лабораторию, то можно производить некоторые исследования мерзлых пород в поле в простейшем холодильнике — «морозном ящике» конструкции Белолюбского. Это — деревянный ящик с двойными стенками, двойными дном и крышкой, обшитый снаружи войлоком и брезентом. Пространство между стенками (10 *см*) заполняется теплоизолирующим материалом. Во внутреннюю рабочую камеру ящика устанавливают сосуд с охлаждающей смесью (смесь снега или льда с поваренной солью). Изменяя количество соли, можно добиться снижения температуры в ящике до минус 15 — минус 20°. Сосуд с охлаждающей смесью перекрывается решеткой, на которой устанавливают образцы и приборы.

Если образцы мерзлых пород необходимо транспортировать в стационарную лабораторию, расположенную в нескольких сотнях километров от места работы, то это лучше всего делать зимой. Образцы мерзлых пород, полученные во время летних работ, завернутые в несколько листов плотной бумаги и уложенные в ящики с толстой прокладкой из слабовлажного мха или дернины, до времени транспортировки следует сохранять в сухих шурфах, штольнях, хозяйственных ледниках, имеющих отрицательную температуру.

Более целесообразен следующий способ упаковки образцов. Монолит льда или мерзлой породы обертывают бумагой, обкладывают пластинами влажной дернины толщиной в 10—20 *см* (грунтовой стороной к образцу). Стыки между пластинами забиваются влажным грунтом. Подготовленный таким образом образец обвязывают шпагатом, обкладывают слоем влажного мха (пакли, опилок, ваты) толщиною 10—20 *см* и укладывают в холодный шурф. В таком виде их можно перевозить поздней осенью, ранней весной, сохраняя в мерзлом состоянии в течение 10—20 дней.

Перевозка образцов мерзлых пород летом на расстоянии в сотни километров возможна только автомобильным или воздушным транспортом и требует большой оперативности. Образцы, уложенные, как указано выше, в ящики или мешки, предварительно выдержанные в шурфе с отрицательной температурой, грузятся в автомобиль или самолет. По прибытии к месту назначения их немедленно переносят в холодильную камеру или холодильник.

Доставка образцов мерзлых пород в лаборатории на большие расстояния от места работы еще более сложна и применяется лишь для особо сложных

исследований уникальных образцов мерзлых пород или льда. Перевозка их летом возможна в рефрижераторных вагонах и пароходах, а зимой — в автомобилях, на открытых железнодорожных платформах, в грузовых самолетах. Образцы упаковывают в бумагу и толстый слой слабо влажного мха, помещают в деревянный или фанерный ящик с двойными стенками или в два ящика, вкладываемые один в другой. Внутренний ящик может быть картонным, просмоленным или парафинированным. Наружные стенки ящика обшивают брезентом. Перевозка образцов возможна лишь в сопровождении человека, который следил бы за тем, чтобы ящики с образцами не подвергались нагреванию.

Многолетнемерзлые торф, ил и другие породы, богатые органическим веществом, представляют интерес для микробиологического изучения. Эти исследования следует вести на месте работы, так как при длительной транспортировке не исключается опасность их заражения другими организмами.

Отбор образцов для микробиологических исследований производят из свежеобнаженной стенки шурфа, предварительно обмытой раствором сулемы (концентрация 1 : 1000), при этом применяют стерильные инструменты, посуду или пакетики из стерильной бумаги. В случае необходимости хранения монолит мерзлой породы помещают в ящик, облитый изнутри парафином. Для микробиологических исследований используют центральную часть («ядро») монолита (Крисс и Граве, 1944; Громов, 1957).

В практике может возникнуть необходимость временного предохранения от протаивания некоторого массива мерзлой породы, вскрытого в результате оползня, подмыва рекой или горными выработками, для подготовки и проведения тщательных исследований этого участка. Такое положение может возникнуть, например, в случае, если в мерзлой породе неожиданно обнаружен труп вымершего животного. Ввиду исключительной редкости и ценности для науки подобных находок исследования следует проводить после тщательной, иногда длительной подготовки.

Чтобы предохранить объект, подлежащий исследованию, от гибели в результате таяния вмещающей породы, необходимо принять меры к максимальному уменьшению процесса таяния на данном участке. В этом случае рекомендуется: а) отвести в сторону сток атмосферных вод; б) не допускать размыва породы поверхностными водами; в) прикрыть обнаженный участок мерзлых пород землей, торфом, мхом, кустарником или настилом из бревен и веток; г) сделать на месте находки четкие опознавательные знаки и сообщить о находке в Академию наук СССР или ближайшее научное учреждение.

ЛИТЕРАТУРА

Громов Б. В. Микрофлора скальных пород и примитивных почв некоторых северных районов СССР.— Микробиология, т. XXVI, вып. 1, 1957.

Крисс А. Е., Граве Н. А. Об анабиозе в вечной мерзлоте тысячелетнего возраста.— Микробиология, т. XIII, вып. 5, 1944.

Глава IV

ПРИЕМЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

§ 1. ПРОИЗВОДСТВО ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК

Геокриологические исследования производятся с помощью шурфов, канав, траншей, расчисток, прикопок и буровых скважин, позволяющих изучать состав, строение и свойства мерзлых пород. Применение типа выработок зависит от задач исследований, природных условий и технической вооруженности исследователя.

Применение шурфов дает возможность лучше изучить сезонно- и многолетнемерзлые породы в их естественном залегании, их текстурные особенности, часто нарушаемые при бурении. В этом случае глубина исследований ограничена, что является большим недостатком.

Канавы и траншеи позволяют установить строение криогенного рельефа, строение и размещение крупных ледяных тел, проследить строение сезонно-протаивающего слоя и верхнего горизонта мерзлой толщи на большом протяжении, но на небольшую глубину. Расчистки обычно применяются при изучении естественных обнажений.

Многие характеристики мерзлых толщ можно получить, применяя один тип выработок, например буровые скважины. Скважины дают возможность установить распределение температуры горных пород по глубине, их строение и т. д., даже если мощность этой толщи равна сотням метров. Этот тип выработок дает возможность исследовать мерзлые горные породы в сложных условиях, например под водоемами — морем (на мелкоморье), озером, рекой и в других местах, где проходка других типов выработок затруднена или невозможна.

При геокриологических исследованиях большая часть выработок проходится в породах четвертичного возраста, которые меняют свои свойства не только при протаивании, но и при повышении температуры в пределах ее отрицательных значений. При проходке разведочных скважин необходимо возможно меньше нарушать температуру горных пород в процессе бурения, извлекать образцы в мерзлом состоянии в виде кернов, что необходимо для определения физических и физико-механических свойств мерзлых пород с ненарушенной структурой.

Механическое бурение с промывкой не обеспечивает выполнения указанных требований. В последние годы осваивается новый способ механического бурения глубоких скважин с очисткой забоя сжатым воздухом. Этот метод проходки скважин в мерзлых породах, как показывает опыт, может быть применен весьма успешно и скважины оказываются пригодными для полного цикла геокриологических наблюдений.

Шурфовочные работы

Основные шурфовочные работы на сырых участках целесообразно планировать на те периоды года, когда сезоннопротаивающий слой менее водонасыщен или находится в мерзлом состоянии и выработку легче сохранить сухой.

Если полевые работы производятся летом, то место заложения шурфа следует окопать канавой для отвода поверхностных и неглубоко залегающих грунтовых вод.

Проходку шурфов в мерзлых породах осуществляют с применением кайла, лома и клиньев, пневматических и электрических отбойных молотков и взрывным способом. При региональных исследованиях шурфы, канавы и траншеи обычно проходят ручным способом.

Нельзя оттаивать мерзлый грунт кострами, нагретыми камнями или паровыми иглами, так как это существенно нарушает естественное состояние мерзлых пород.

Шурфы проходят преимущественно в мерзлых породах, обладающих достаточно высокой прочностью. Неустойчивыми могут быть породы сезоннопротаявшего слоя мощностью около 1,5—2 *м*. Если шурфы проходят до глубины, не превышающей 3—5 *м*, а после их описания и взятия из них образцов засыпают, то крепить стенки шурфов не обязательно. Чтобы предотвратить обрушение пород сезоннопротаявшего слоя, устьевую часть шурфа в пределах этого слоя проходят несколько бóльшим сечением или ставят временную крепь.

Глубокие шурфы, подлежащие сохранению в течение длительного времени, необходимо крепить хотя бы в верхней их части. Лучше всего применять сплошное венцовое крепление с засыпкой и утрамбовкой глинистым материалом пространства вокруг крепи на всю глубину слоя сезонного протаивания.

Летом для защиты шурфа от атмосферных осадков и от солнечных лучей над ним рекомендуется устраивать навес из подручных материалов или теса, фанеры, брезента и т. п. При проходке шурфов необходимо обеспечивать наименьшее нарушение стенок. Для описания и отбора образцов следует использовать стенку шурфа, обращенную на север.

В холодный период года, когда оттаивание пород исключается, навес можно не устраивать; для изучения мерзлых пород выбирают южную стенку, так как она лучше освещена. После окончания рабочей смены шурф перекрывают жердями, досками или бревнами, поверх которых настилают слой сухого мха или веток.

По мере углубления шурфа составляют его описание и отбирают образцы для анализов. Все, что изложено в отношении шурфовочных работ, в значительной мере относится к проходке канав и траншей.

Ручное бурение

При региональных и инженерно-геокриологических исследованиях обычно применяют ручное бурение. Несмотря на малую производительность и пригодность лишь для небольших глубин (до 30 *м*), ручное бурение дает возможность использовать скважины для комплексных геокриологических наблюдений.

Ручное бурение в сравнении с механическим бурением с промывкой имеет ряд преимуществ в отношении геокриологических наблюдений. В скважинах ручного бурения можно: 1) с помощью кернобрателя получить образцы мерзлых пород с ненарушенной структурой; 2) производить температурные наблюдения сразу же после проходки.

Буровые работы в области многолетнемерзлых пород имеют свои особенности вследствие мерзлого состояния пород, повышенной увлажненности пород сезоннопротаивающего слоя и пр. Большая прочность мерзлых пород сильно затрудняет и усложняет их бурение. Рабочие наконечники буровых комплектов и способы бурения, применяемые при проходке скважин

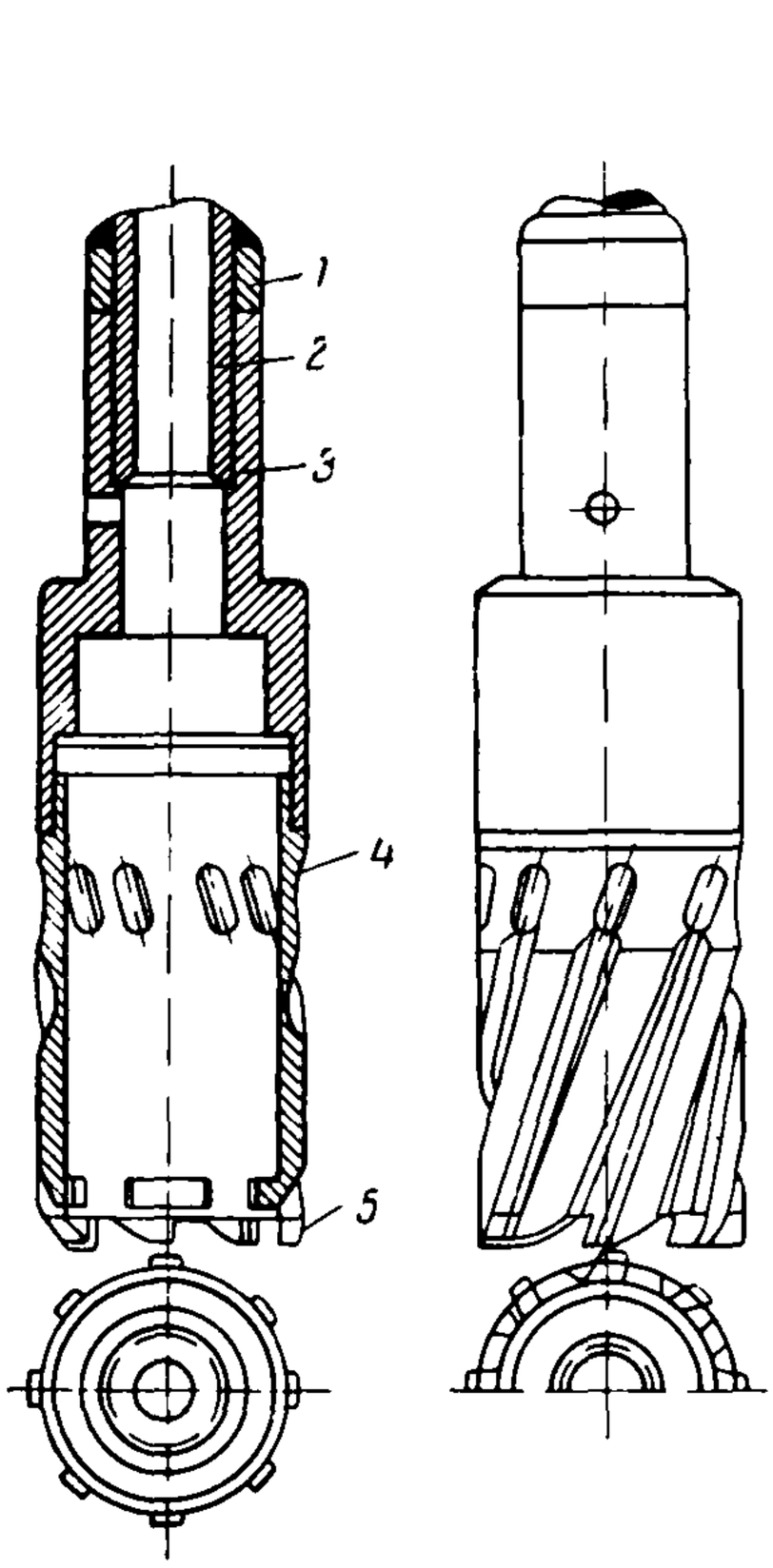


Рис. 29. Кернобратель системы А. М. Пчелинцева:

1 — кольцо; *2* — штанга; *3* — переходник; *4* — коронка; *5* — победитовая пластинка

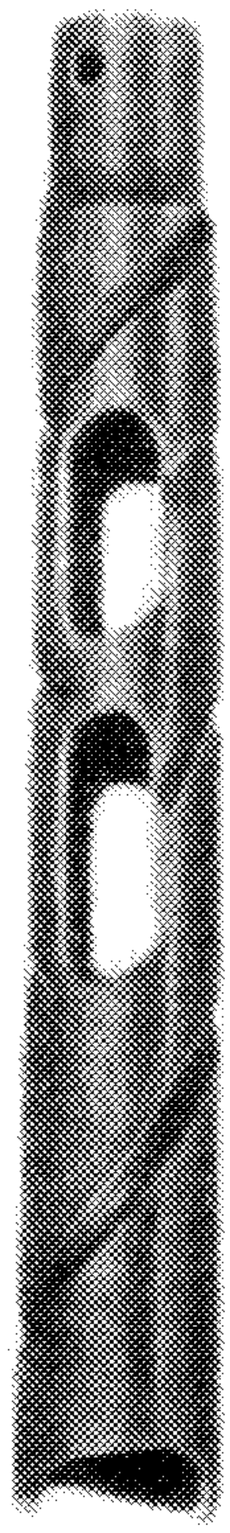


Рис. 30. Общий вид бура И. Е. Потцгера для отбора проб мерзлого грунта

в талых породах, оказываются мало пригодными для бурения мерзлых горных пород того же литологического состава.

Мерзлые глины, суглинки, супеси и пески, не содержащие валунно-галечникового материала, наиболее успешно проходят вращательным способом. В качестве рабочих наконечников применяются ложковые буры и колонковые трубы, режущие части которых заправлены несколько иначе, чем наконечники стандартного бурового комплекта. При чередовании дисперсных мерзлых пород с горизонтами галечников или при наличии валунно-галечникового материала проходку скважин производят поочередной работой долотом и ложковым буром или желонкой. Мелкую и среднюю гальку, встречающуюся в мелкозернистых мерзлых отложениях, целесообразнее проходить колонковой трубой длиною до 1 *м*. Дробление крупной гальки осуществляется без подъема снаряда ударами металлической бабой по шарнирному хомуту, установленному на штангах. В этом случае применяют буровые штанги диаметром не менее 42 *мм* и два шарнирных хомута,

устанавливаемых один над другим. Одновременно с ударами по шарнирному хомуту производится вращение бурового снаряда.

При бурении мерзлых пород необходимо применять специальные наконечники, которые могут быть изготовлены и кустарным способом. Одним из таких наконечников является кернобратель А. М. Пчелинцева, КП-1 (Пчелинцев, 1951). Кернобратель состоит из коронки, колонковой трубы и переходника, с помощью которого коронка навертывается на буровую штангу (рис. 29). Коронка представляет собой полый стальной цилиндр, наружный диаметр которого равен 75 *мм*, а внутренний — 63 *мм*. Нижний

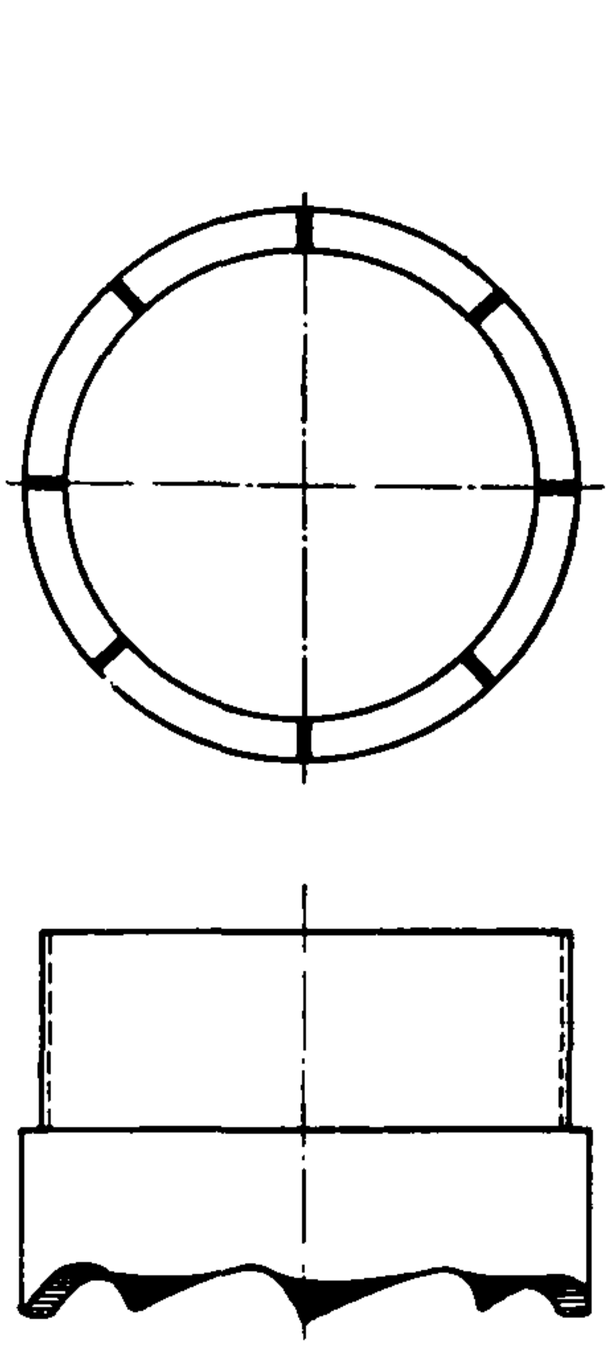


Рис. 31. Схема буровой коронки с наваренными зубьями для бурения мерзлых пород, содержащих валунно-галечниковый материала

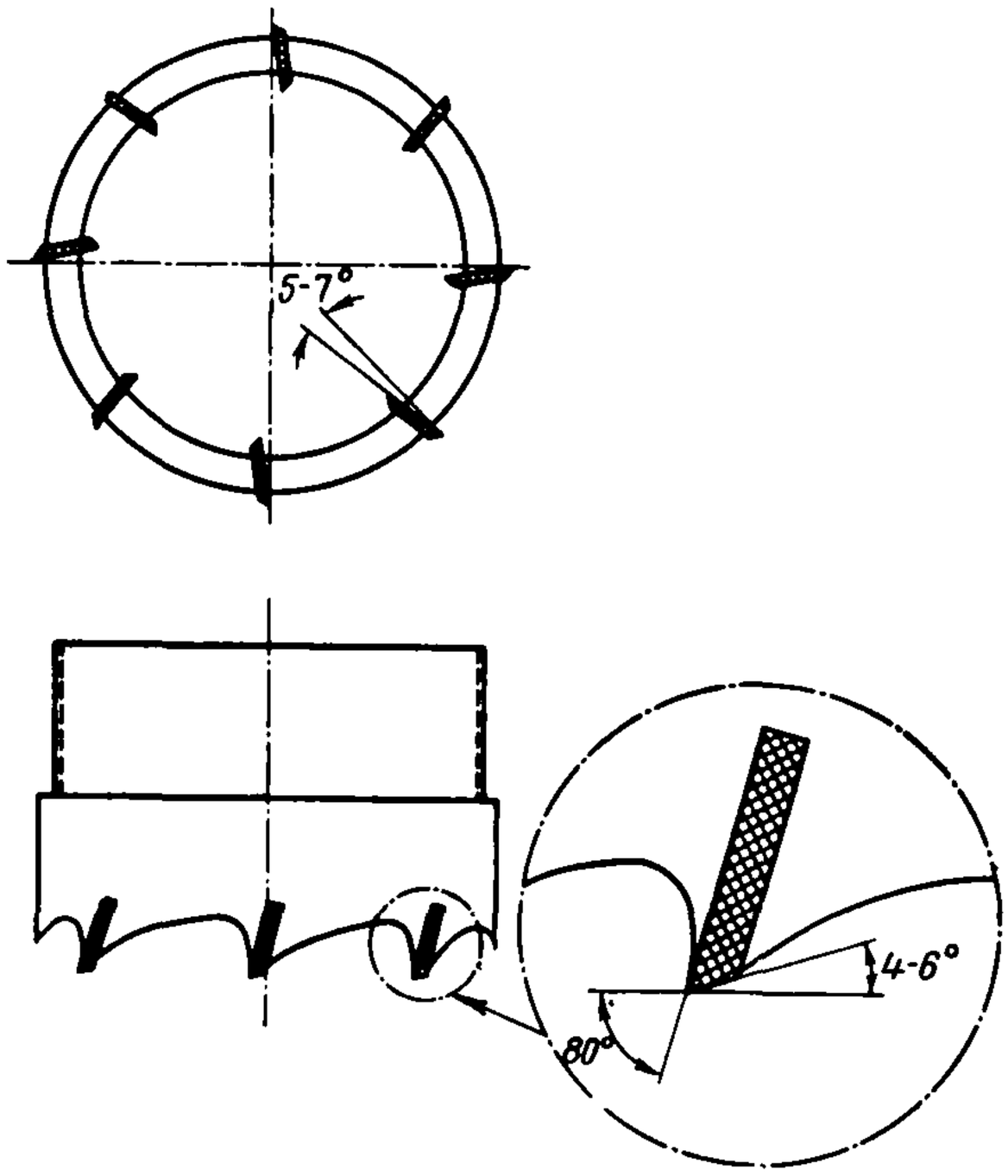


Рис. 32. Схема буровой коронки с победитовыми зубьями для бурения мерзлых пород, не содержащих валунно-галечникового материала

торец коронки имеет 8 победитовых резцов. Кернобратель позволяет получать образцы мерзлой породы с ненарушенной структурой высотою 12—15 *см* при одном углублении снаряда.

Аналогичный буровой наконечник, но с резцами без твердых сплавов, предназначенный для взятия образцов грунта с ненарушенной структурой, применяется в Канаде (Potzger, 1955). Диаметр внутренней части его также 63 *мм* (рис. 30).

Для проходки скважин ручного бурения в мерзлых породах могут быть использованы стандартные победитовые коронки, применяемые при колонковом бурении. На место сработавшихся победитовых резцов электросваркой наваривают зубья из качественных электродов марки Т-600 (рис. 31). С помощью таких модернизованных коронок успешно проходились мерзлые моренные суглинки и супеси с галькой диаметром до 8—10 *см*. Можно использовать обычные коронки, установив на них резцы из победитовых пластинок, применяемых для кернобрателя. Пластины должны быть установлены на торцовой части коронки таким образом, чтобы угол резания был равен примерно 80° (рис. 32).

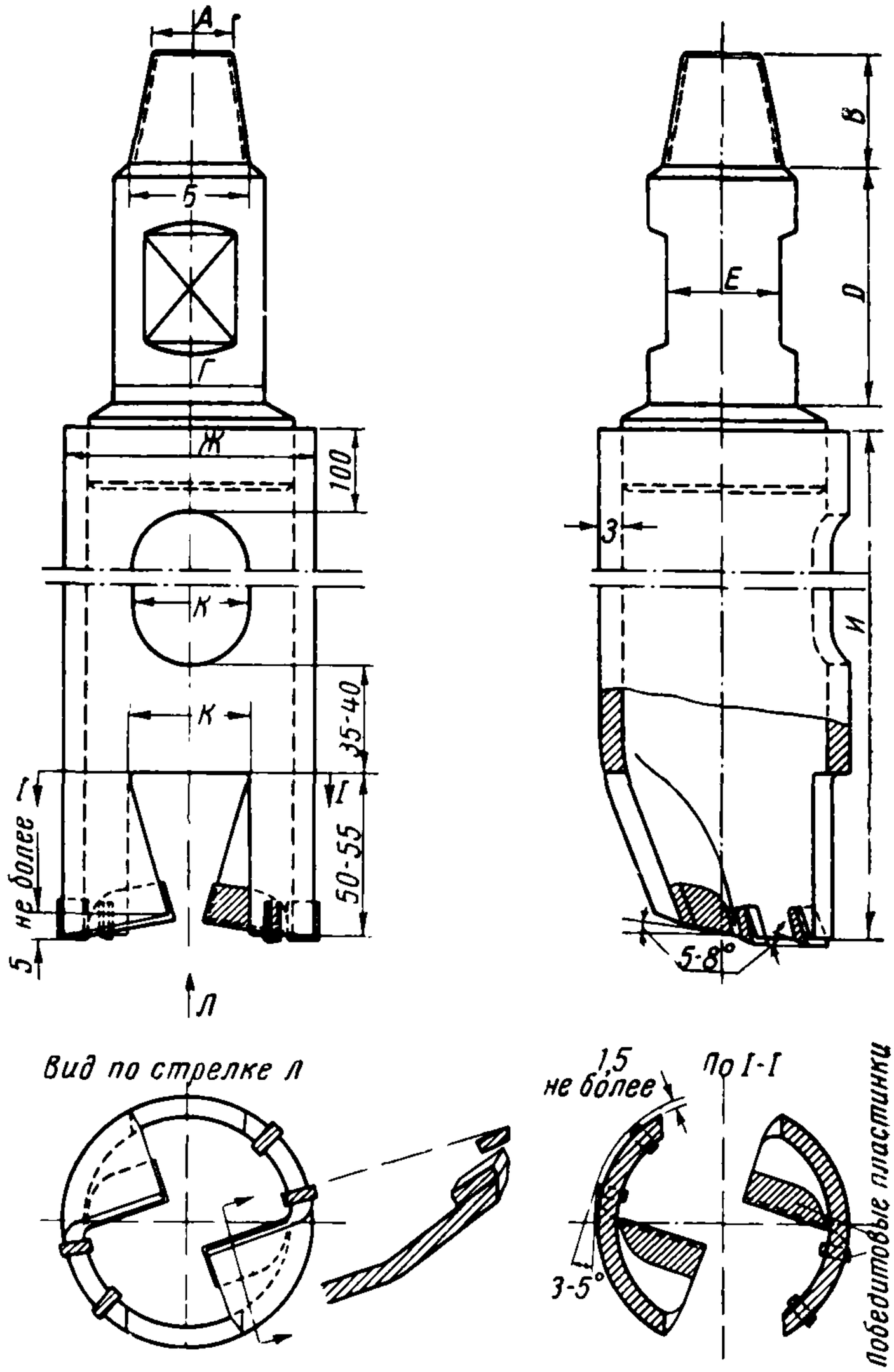


Рис. 33. Ложковый бур с победитовыми пластинками, которые привариваются медью или латунью при помощи автогена

Параметр	Обозначение на рисунке	Внутренний диаметр обсадных труб, *мм*	
		78	115
Диаметр верхнего основания	*А*	22,75	315
Диаметр нижнего основания	*Б*	32,5	45
Высота	*В*	39	54
Число нитей резьбы на 1″	—	8	8
Диаметр шейки ложки	*Г*	42	60
Высота шейки ложки	*Д*	70	70
Ширина выемки для ключа	*Е*	36	50
Наружный диаметр трубы ложки	*Ж*	70	102
Толщина стенки ложки	*З*	6	6,5
Длина трубы ложки	*И*	700	700
Ширина выреза в корпусе	*К*	38	44

При работе кернобрателем и коронками основная трудность заключается в отрыве керна от забоя. Отрыв керна осуществляется за счет трения, существующего между мерзлым керном и внутренней стенкой коронки. Однако при очень большой прочности мерзлых пород этого трения недостаточно, особенно если площадь сечения керна будет более 10 *см*^{2} (диаметр больше 60 *мм*). Твердость мерзлых пород и сопротивление на разрыв тем больше, чем ниже температура пород. Особенно сильно они увеличиваются при температуре льдистых дисперсных пород ниже —5°. Поэтому проходка скважин кернобрателем и коронками в таких породах замедленна, а иногда и вообще невозможна.

Для проходки скважин в супесчаных, суглинистых и песчаных породах с низкой температурой применяют ложковый бур, режущая часть которого имеет специальную заправку и армирована пластинами из твердых сплавов. Режущие части такого бура состоят из четырех перьев (рис. 33). Два из них, прорезные, размельчают породу по кольцевому забою и при углублении в грунт образуют керн внутри бура. Два других пера (подборочные) подрезают и дробят остающийся после работы прорезаных перьев грунт, подают его раздробленные частицы внутрь бурового наконечника и при подъеме снаряда удерживают грунт внутри бура. Изменяя величину и расположение подборочных перьев по отношению к осевой плоскости бурового инструмента, можно добиться того, что в забое будет оставаться керн диаметром 30—40 *мм*, который можно оторвать несмотря на высокую прочность пород.

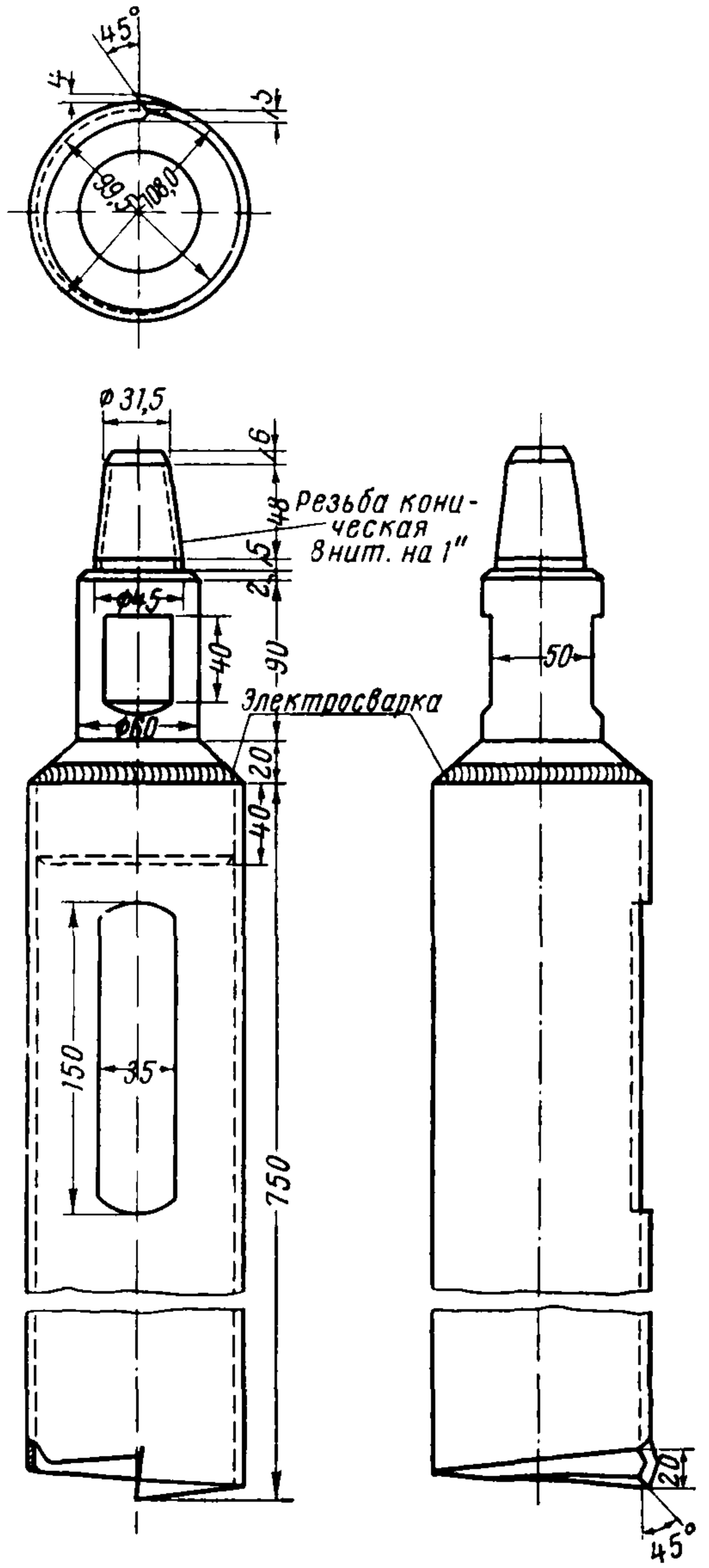


Рис. 34. Бур ложковый для бурения мерзлых пород системы «Севморпроекта»

Пластинки из твердых сплавов устанавливают на все режущие грани бурового наконечника. В каждое прорезное перо ложкового бура диаметром 3″ вставляют по две пластинки размером 10 × 10 × 3 *мм*, следующие одна за другой через 20—25 *мм*, а на подборочные перья — по одной пластинке размером 30×20 × 3,5 *мм*. Все пластинки привариваются к буровому наконечнику медью или латунью.

Для получения керна величина подборочных перьев должна быть уменьшена и пластины подбирают несколько меньших размеров. Форма и размер пластин для изготовления буров подбирается по справочникам.

Для бурения мелкодисперсных пород, не содержащих песка и имеющих температуру не ниже минус 2—3°, могут быть применены ложковые буры, изготовленные из стальных труб, режущая часть которых аналогична описанной выше, но перья не армируются пластинами твердых сплавов. На рис. 34 приведен чертеж такого бура. Бур изготавливается кустарным способом из стальных (марка 45) горячекатаных колонковых труб 108 × ×4,25 *мм*. После заправки рабочий конец ложки закаливается. Изготавливать буры из более толстостенных труб не следует, так как это снижает скорость проходки. При помощи этих буров удается получать керны мерзлых грунтов, пригодные для лабораторных испытаний.

Использование змеевика при бурении мерзлых пород не рекомендуется, так как он обычно заклинивается, и исключается возможность отбора образцов пород с ненарушенной структурой.

Для полевых исследований наиболее удобны комплекты ручного ударно-вращательного бурения диаметром в 2″ и 3″; в отдельных случаях можно рекомендовать буровое оборудование большего диаметра (4″ $^1/_2$ и 6″).

Бурение мерзлых льдистых песков, особенно кварцевых, сопровождается значительным износом наконечников. Буровой комплект должен содержать большее, чем обычно, количество ложковых буров — по 4—5 буров каждого диаметра на летний сезон — и не менее 15 буровых коронок, применяемых для проходки суглинков с галькой.

При бурении ложковыми бурами, кернобрателями и коронками следует предусматривать пополнение бурового комплекта необходимыми переходниками и колонковыми трубами различных диаметров (по 1—2 трубы каждого диаметра), а также запасными шарнирными хомутами (не менее 3 шт.).

Бурить скважины наконечниками, разогретыми на огне, или подливать в скважину горячую воду категорически запрещается, так как при этом полностью нарушаются влажность (льдистость) породы, ее структура и тепловой режим скважины. Необходимо постоянно контролировать соблюдение этого правила.

Ручное бурение в мерзлых породах имеет свои особенности в зависимости от того, в какое время года производятся геокриологические исследования. Проходка скважин в теплый сезон года при некоторых условиях осложняется из-за повышенной увлажненности пород сезоннопротаивающего слоя. По мере углубления в этот слой производят обсадку скважины трубами и заглубляют их в многолетнемерзлые породы. В зимнее время надобность в обсадке отпадает при условии, если скважина не будет использоваться для длительных температурных наблюдений. Заглублять трубы в многолетнемерзлые породы следует так, чтобы исключить возможность протаивания пород в затрубном пространстве под влиянием теплопередачи через тело обсадной трубы. Иначе по затрубному пространству вода проникнет в скважину и заполнит ее. Глубина обсадки для полного перекрытия сезоннопротаивающего слоя зависит от его мощности и температуры верхнего горизонта многолетнемерзлой толщи. При температуре —3° и ниже и мощности сезоннопротаивающего слоя не более 1 *м* заглубление труб в многолетнемерзлые породы может быть не более 1 *м*. При температуре пород —1° или близкой к 0° и мощности слоя сезонного протаивания более 2 *м* величина заглубления обсадных труб должна быть не менее 1,5—2 *м*.

Помимо обводненного сезоннопротаивающего слоя, обсадке трубами подлежат все слои талых пород, которые будут встречены в мерзлой толще.

Когда забой скважины останавливается в талых породах, а ее необходимо сохранить в сухом состоянии, производят обсадку трубами на всю глуби-

ну и тщательно тампонируют забой. Тампонаж забоя скважины производят слоями глины или вязкого суглинка, чередующимися с промасленной паклей, в которые и задавливают обсадные трубы не менее чем на 0,5 *м*. При значительной водоносности пород, если производится обсадка колонной труб, нижняя труба должна иметь приваренное дно. После обсадки скважины внешняя колонна труб вытаскивается.

Проходку скважин в летнее время осложняет примерзание бурового инструмента в скважине. Поэтому необходимо соблюдать следующее правило: не оставлять инструмент на забое без движения и полностью извлекать его даже при коротких перерывах в работе. Ствол неглубокой скважины рекомендуется периодически осматривать при помощи пучка солнечного света — «зайчика», направляемого небольшим вогнутым зеркалом. Это позволяет проверить, не просачивается ли вода из под башмака обсадной трубы, что может привести к образованию ледяной пробки.

Примерзший буровой инструмент освобождают путем подливания в ствол скважины небольшого количества насыщенного раствора поваренной соли. Это делается в том случае, когда скважина имеет обсадку.

Чтобы сохранить скважины для систематических температурных наблюдений, требуется: а) обсаживать и тампонировать скважины в соответствии с рекомендациями; б) предохранить от нагревания и охлаждения выступающий конец обсадной трубы. Для выполнения второго требования устье обсадной трубы закрывают хорошо подогнанной деревянной пробкой или навертывающейся металлической крышкой; над устьем скважины устанавливают плотный деревянный ящик с крышкой, размером не менее 40 × 40 *см*; промежутки между стенками ящика и трубой заполняют теплоизолирующим материалом — шлаком, опилками, мхом или сухим торфом. На ящике или на столбе-пробке скважины пишут ее номер, год бурения, глубину скважины и название организации, производившей бурение. Эту надпись следует повторить и на конце обсадной трубы.

Обсадные трубы извлекают из скважин теми же подъемными приспособлениями и методами, которые применяются в обычных условиях. Для облегчения подъема труб непосредственно перед его началом прогревают обсадную трубу, подливая в нее горячую подсоленную воду, или опускают нагретый буровой инструмент.

Глубина проходки скважин зависит от поставленных задач. Чтобы определить глубину сезонного протаивания и получить данные, характеризующие сезоннопротаивающий слой, глубина скважины ограничивается 1,5—3, реже 5—6 *м*. При исследовании строительных площадок скважины закладывают на глубину 10—15 *м*, а при проектировании крупных и ответственных сооружений глубина скважин достигает нескольких десятков метров. В этом случае скважины проходят с помощью механического бурения. При региональных геокриологических исследованиях, когда нельзя бурить скважины на всю мощность мерзлой толщи, их углубляют несколько ниже основания слоя годовых колебаний температуры, т. е. до 15—30 *м*.

Список оборудования, необходимого для бурения скважин ручным способом, сверх стандартного бурового комплекта

1. Кернобратель КП-1 3″. 1
2. Кернобратель КП-1 4″. 1
3. Ложковый бур 4″, заправленный на четыре режущие грани 2
4. Ложковый бур 4″, заправленный на четыре режущие грани и армированный победитовыми пластинами 1
5. Ложковый бур 3″, заправленный на четыре режущие грани и армированный победитовыми пластинами 3
6. Ложковый бур 3″, заправленный на четыре режущие грани, но без победитовых пластин 3

7. Коронки буровые диаметром 92 *мм*, армированные победитовыми пластинами . 3
8. Коронки буровые, диаметром 75 *мм*, армированные победитовыми пластинами 3
9. Коронки буровые диаметром 92 *мм* с наваренными зубьями из качественных электродов 10
10. Коронки буровые диаметром 75 *мм* с наваренными зубьями из качественных электродов 5
11. Колонковая труба для коронок диаметром 92 *мм*, укороченная до 1 *м* 2
12. Колонковая труба для коронок диаметром 75 *мм*, укороченная до 1 *м* 2
13. Переходник для колонковой трубы диаметром 92 *мм* 1
14. Переходник для колонковой трубы диаметром 75 *мм* 1
15. Хомут шарнирный (жимки) 3

Указанные в перечне (1—10) буровые наконечники могут взаимно заменять друг друга, поэтому их количество необходимо подбирать в зависимости от состава и температуры пород.'

Механическое бурение

Организация и проведение буровых работ механическим способом в области многолетнемерзлых пород и за ее пределами различны.

Методика и технология бурения скважин определяются следующими особенностями многолетнемерзлых пород: их отрицательной температурой; быстрым и существенным изменением прочности мерзлых пород при нарушении их теплового режима; льдистостью пород; наличием минерализованных вод в жидкой фазе, встречающихся в отдельных районах; чередованием пород с положительной и отрицательной температурами в одном и гом же геологическом разрезе и пр.

Для успешного проведения буровых работ в многолетнемерзлых породах необходимо соблюдать следующие условия:

1) поддерживать температуру промывочной жидкости близкой к температуре проходимых пород;

2) не допускать замерзания промывочной жидкости в скважине в процессе бурения и при вынужденных остановках ее циркуляции;

3) соответствующими мерами предупреждать смятие обсадных труб в зоне мерзлых пород;

4) защищать устье скважины от размыва промывочной жидкостью.

Степень разрушения мерзлых пород буровым наконечником находится в прямой зависимости от физико-механических свойств разбуриваемых пород, а последние, в свою очередь, зависят от минерального состава мерзлых пород структуры, влажности (льдистости) и глубины залегания этих пород.

Наличие льда в порах и трещинах, а также свободного льда в виде линз придает повышенную пластичность разбуриваемой породе, и для ее разрушения требуется применение высоких осевых давлений на забой и большое число оборотов бурового снаряда. Наименьшей устойчивостью при бурении скважин с очисткой забоя промывочной жидкостью обладают малольдистые, сухие, преимущественно крупноскелетные горные породы (крупнозернистые пески, галька, гравий), которые недостаточно прочно сцементированы льдом.

Рассмотрим бурение скважин твердосплавными коронками с очисткой забоя промывочной жидкостью.

Замерзание промывочной жидкости в скважине происходит в случае длительного прекращения ее циркуляции (3—10 часов).

Очистка забоя скважин жидкостью, имеющей положительную температуру, приводит к нарушению теплового режима, к оттаиванию пород, к оползанию стенок скважин, разрушению керна и другим нежелательным осложнениям. В процессе бурения происходит разрушение мерзлых пород промывочной жидкостью, а также вследствие механического отрыва отдельных частиц породы в результате трения жидкости о стенки скважины.

В зависимости от времени года, температуры и устойчивости проходимых пород в качестве промывочной жидкости может применяться вода (пресная или подсоленная) или глинистый раствор.

Если разбуриваемые мерзлые породы относятся к твердым разностям (песчаники, известняки, плотные глинистые сланцы, крепкие аргиллиты и т. п.), то для промывки можно применять воду, имеющую положительную температуру, так как существенного разрушения ствола в результате некоторого обогревания таких пород не произойдет.

Если бурение производится в толще мерзлых осадочных пород без включений сухих сыпучих пород или пород, насыщенных высокоминерализованной водой, то для промывки скважины можно применять подсоленную воду, имеющую отрицательную температуру.

Таблица 21

Объемный вес и температура замерзания водных растворов поваренной соли различной концентрации

Концентрация соли		Удельный вес раствора, *кг/л* (при 15°)	Температура замерзания раствора, °С	Концентрация соли		Удельный вес раствора, *кг/л* (при 15°)	Температура замерзания раствора, °С
%	*кг/м³*			%	*кг/м³*		
0,1	1	1,00	0	14,9	175	1,11	—11,0
1,5	15	1,01	—0,9	16,2	193	1,12	—12,2
2,9	29	1,02	—1,8	17,5	206	1,13	—13,6
4,3	45	1,03	—2,6	18,8	230	1,14	—15,1
5,6	59	1,04	—3,5	20,0	250	1,16	—18,2
7,0	75	1,05	—4,4	22,4	290	1,17	—20,0
8,3	90	1,06	—5,4	23,1	300	1,17	—21,2
9,6	106	1,07	—6,4	23,7	320	1,18	—17,2
11,0	124	1,08	—7,5	24,9	331	1,19	— 9,5
12,3	141	1,09	—8,5	26,1	352	1,20	— 1,7
13,6	157	1,10	—9,8	26,6	360	1,20	0

Для предупреждения замерзания воды к ней добавляют поваренную соль в зависимости от температуры проходимых пород (табл. 21).

Определение количества соли $P_с$ для приготовления водных растворов различной степени солености производится по формуле

$$P_с = \frac{n \cdot Q_в}{100 - n},$$

где $Q_в$ — вес воды, *кг*;

n — концентрация соли, %.

Пример. Необходимо получить водный раствор соли с температурой замерзания — 4,4°. По табл. 21 находим, что такой раствор должен иметь концентрацию 7% ($n = 7$). Для получения солевого раствора указанной концентрации на каждые 100 *кг* (100 *л*) воды требуется взять соли:

$$\frac{7 \cdot 100}{100 - 7} = 7{,}5 \text{ кг или } 75 \text{ кг/м}^3.$$

Следует иметь в виду, что промывочная жидкость, содержащая значительное количество соли, разрушает лед, связывающий частицы породы. Отмечено, что разрушающее действие соли на лед возрастает по мере увеличения концентрации раствора (рис. 35).

При бурении мерзлых и охлажденных ниже нуля пород осадочного происхождения (сухих сыпучих или неустойчивых и рыхлых, содержащий высокоминерализованную воду) рекомендуется применять только глинистый раствор.

Параметры глинистого раствора для бурения в мерзлых породах приведены в табл. 22.

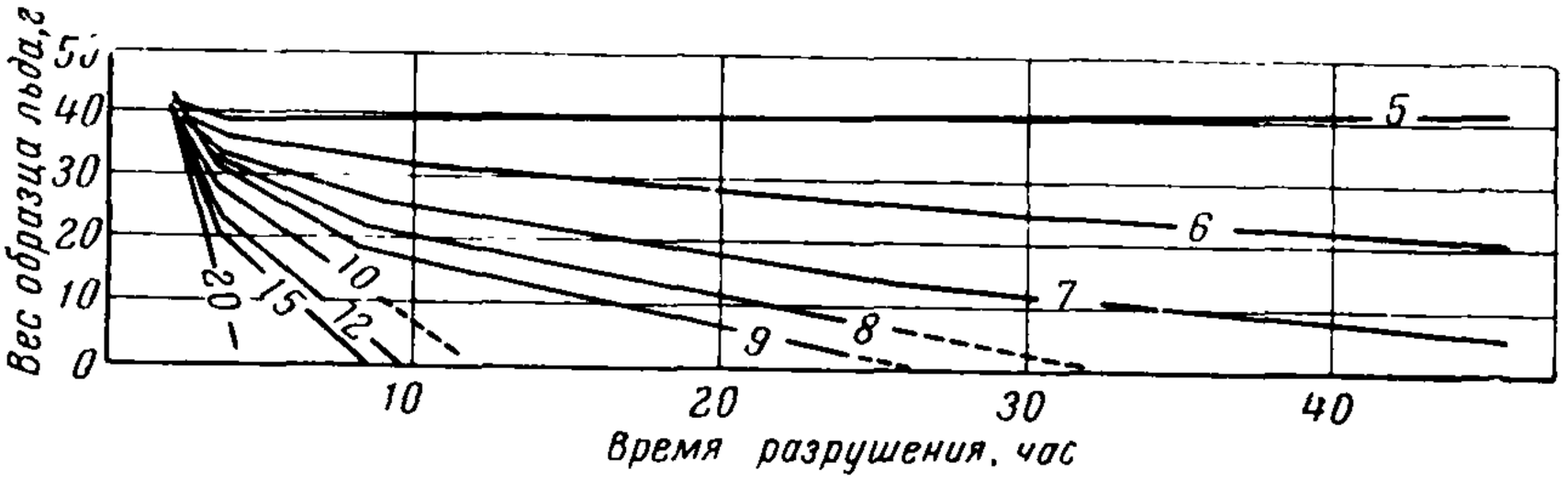


Рис. 35. График разрушения льда водным раствором поваренной соли различной концентрации, в % (по А. В. Марамзину)

Температура глинистого раствора должна быть отрицательной и по возможности более низкой, чем температура проходимых пород. Летом промывочную жидкость охлаждают в специальных шурфах, пройденных в мерзлых породах на 2—3 *м* ниже слоя сезонного протаивания.

Таблица 22

Параметры глинистого раствора для бурения мерзлых пород

Вид мерзлых пород	Вязкость, *сек*	Водоотдача, *см³*/30*мин*	Толщина глинистой корки, *мм*	Напряжение сдвига, *мг/см²*	Стабильность	Суточный отстой, %	Содержание песка, %	Удельный вес, *г/см*
Монолитные мерзлые породы с прослойками или линзами льда:								
пылевато-илистые пески	40	⩽20	3—4	⩽30	0,03	⩽4	⩽5	1,30
пески с галькой . . .	40	⩽20	3—4	⩽30	0,04	⩽4	⩽4	1,30
скопления гальки . .	50	⩽20	3—4	⩽40	0,04	⩽4	⩽4	1,40
Сухие мерзлые песчаные породы	40	⩽10	2—3	⩽30	0,03	⩽3	⩽5	1,30
Пески с влагой в жидкой фазе	50	⩽10	2—3	⩽40	0,03	⩽3	⩽4	1,40
Мерзлые крупнозернистые пески, глины, слабые песчаники, известняки	20	⩽20	2—3	⩽30	0,02	⩽3	⩽4	1,20

Чтобы сохранить глинистый раствор в рабочем состоянии (с отрицательной температурой) и предохранить его от замерзания, к нему добавляют оптимальное количество поваренной соли, которое определяется в зависимости от качества применяемой глины.

Количество соли, необходимой для приготовления глинистого раствора требуемой концентрации, определяется следующим образом.

Пример. Предположим, что нужно получить глинистый раствор с температурой замерзания —4,4°. По табл. 21 находим, что такой раствор дол-

жен обладать соленостью в 7%. В этом случае к 1 $м^3$ глинистого раствора, удельный вес которого равен 1,2 $г/см^3$, должно быть добавлено следующее количество сухой соли

$$P_c = \frac{n \cdot Q_1}{100 - n} = \frac{7 \cdot 1200}{100 - 7} = 90{,}3 \text{ кг},$$

где $n = 7\%$ — степень солености жидкости;

$Q_1 = 1200$ *кг* — вес 1 $м^3$ глинистого раствора.

Добавлять соль к глинистому раствору необходимо только в виде насыщенного водного рассола, для получения которого требуется иметь объем воды, равный

$$Q_2 = \frac{P_c}{0{,}36} = \frac{90{,}3}{0{,}36} = 251 \text{ л},$$

где 0,36 *кг* — количество соли, необходимое для насыщения одного литра воды.

Чтобы сохранить соленость глинистого раствора, равную 7%, нужно добавить еще некоторое количество соли (в связи с добавлением 251 *л* воды). Это количество соли вычисляется следующим образом:

$$P_{c_1} = \frac{n \cdot Q_2}{100 - n} = \frac{7 \cdot 251}{93} \approx 19 \text{ кг}.$$

Общее количество соли P, необходимое для получения концентрации промывной жидкости, равно

$$P = P_c + P_{c_1} = 90{,}3 + 19 = 109{,}3 \text{ кг}.$$

Общее количество воды Q, необходимое для получения насыщенного раствора соли, равно

$$Q = \frac{P}{0{,}36} = \frac{109{,}3}{0{,}36} = 304 \text{ л}.$$

Таким образом, для придания промывочной жидкости 7% концентрации необходимо на каждый кубический метр глинистого раствора удельного веса 1,2 $г/см^3$ взять 109,3 *кг* сухой поваренной соли и растворить ее в 304 *л* воды. Полученный насыщенный раствор соли постепенно добавляют к глинистому раствору при тщательном его перемешивании.

Различные конструкции твердосплавных коронок применяются в зависимости от структурных и абразивных свойств разбуриваемой породы. Следует выбирать такие буровые коронки, которые дают максимальную скорость проходки.

При бурении пород малой твердости с повышенной льдистостью, особенно в тех случаях, когда наблюдается «прессовка» насоса, рекомендуется применять ребристые коронки, а также коронки с малым числом резцов (6—9) и увеличенными выпусками по торцу и на сторону коронки.

Для уменьшения сопротивления движению промывочной жидкости короночные кольца должны иметь большие вырезы (холодильники). При бурении абразивных пород рекомендуется применять самозатачивающиеся коронки, а при проходке скважин в сильно трещиноватых породах целесообразно применять коронки, армированные крупными резцами с меньшим их выпуском по торцу и на стороны коронки.

В справочнике укрупненных сметных норм на геологоразведочные работы (1954) приведены категории твердости мерзлых пород; так, к III категории отнесен чистый лед; IV категории — мерзлые мелко- и среднезернистый песок, ил, торф; V категории — мерзлые крупнозернистый песок, дресва, плотный ил. песчанистые глины; VI категории — мерзлые плотные

глины, связанные глинистым материалом, галечник, с ледяными прослойками. Для этих категорий пород приняты следующие нормы проходки:

Категория породы	III	IV	V	VI
Чистое бурение, *м/час*	2,3	1,6	1,1	0,75

Для конкретных производственных условий в зависимости от разбуриваемой породы и конструкции скважины выбирается определенный тип и диаметр коронки (табл. 23).

Таблица 23

Типы буровых коронок для пород различной буримости

Типы коронок	Категория буримости пород					
	III	IV	V	VI	VII	VIII
Коронки ребристые:						
КР-1	+	+	+	—	—	—
КР-2	+	+	+	—	—	—
Многорезцовые коронки:						
МР-2	—	—	+	+	+	—
МР-2-III	—	—	—	+	+	+
МР6-1	—	—	—	+	+	+
МР6-16	—	—	+	+	+	—
ЦКБ	—	—	—	+	+	+
БК-8М	—	—	—	+	+	+
ТП-3	—	—	—	+	+	+

Таблица 24

Параметры рационального режима бурения

Типы буровых наконечников	Категория буримости пород	Нагрузка на 1 резец, *кг*	Окружная скорость коронки, *м/сек*	Расход промывочной жидкости на 1 *см* диаметра коронки, *л/сек*
КР-1; КР-2	III	20—25	0,7—1,2	8—10
	IV	25—30	1,9—1,4	10—12
	V	30—35	1,0—1,6	10—14
МР-2	V	50—75	0,8—1,2	>14
	VI	75—100	0,8—1,0	>12
	VII	100—125	0,7—0,9	>10
МР-2-НП	VI	75—100	0,8—1,0	>12
	VII	100—125	0,7—0,9	>10
	VIII	125—135	0,6—0,8	>10
МР6-1	VI	50—60	0,8—1,0	>12
	VII	55—65	0,8—0,9	>10
	VIII	55—65	0,7—0,9	>10
МР6-16	V	40—55	0,8—1,2	>14
	VI	50—60	0,8—1,0	>12
	VII	55—65	0,7—0,9	>10
ЦКБ; БК-8М; ТП-3	VI	120—150	1,2—1,4	>12
	VII	130—160	1,0—1,2	>10
	VIII	150—170	0,9—1,1	>10

В табл. 24 приведены параметры рационального режима бурения. Для определения общей нагрузки на коронку необходимо нагрузку на один резец умножить на общее число резцов в коронке. Скорости вращения шпинделя бурового станка приведены к окружным скоростям коронки (*м/сек*). Общий расход промывочной жидкости определяется путем умножения удельного расхода жидкости, приходящегося на 1 *см* диаметра буровой коронки, на наружный диаметр (в *см*) выбранной коронки. Во избежание размыва пород около устья скважины рекомендуется забуривание ее производить всухую на глубину до 10—15 *м*. Пройденный участок ствола скважины крепится колонной обсадных труб, к верхнему концу которой присоединяется тройник для отвода промывочной жидкости от скважины. Дальнейшее углубление скважины можно вести с очисткой забоя промывочной жидкостью.

Трудность поддержания температуры промывочной жидкости близкой к температуре проходимых пород, оползание стенок скважины и разрушение керна, связанные с нарушением температурного режима пород, нездоровые условия труда рабочих буровых бригад, оссбенно в зимнее время,— все это требует изыскания таких способов очистки забоя скважины, которые не изменяли бы свойств пород при отрицательной температуре и не разрушали бы керн и стенки скважины.

В последние годы Якутское геологическое управление применяло для очистки забоя дизельное топливо, но в связи со значительным его поглощением скважиной, быстрым разрушением шлангов и других резиновых деталей насосов этот вид промывочной жидкости оказался неприемлемым. Гораздо лучший эффект очистки забоя скважин получен при замене жидкостной промывки продувкой сжатым воздухом[1].

Рассмотрим бурение скважин с очисткой забоя сжатым воздухом.

Механическая скорость бурения при продувке сжатым воздухом увеличивается по сравнению с жидкостной промывкой в 4—6 раз в наиболее твердых породах и в 2—3 раза в мягких. Это определяется рядом причин: уменьшением гидростатического давления на поверхность забоя скважины, улучшением очистки его от шлама и др. При этом способе бурения исключается повторное нерациональное измельчение частиц породы в забое и устраняется проскальзывание бурового наконечника по забою при отсутствии смазки, роль которой выполняла промывочная жидкость. В результате указанных факторов, а также благодаря улучшению охлаждения буровых наконечников вследствие расширения протекающего через них потока ранее сжатого воздуха стойкость коронок и долот возрастает от 1,5 до 10 раз, а в отдельных случаях даже более. Увеличивается выход керна и улучшается его качество. Керн не загрязняется и не размывается. Это облегчает и уточняет количественную и качественную оценку пород на той глубине, с которой производится отбор керна.

Бурение скважин с продувкой сжатым воздухом имеет следующие преимущества перед другими способами бурения:

1) устраняются расходы на доставку воды и приготовление соляного или глинистого раствора;

2) исключаются аварии, вызываемые замерзанием промывочной жидкости;

3) улучшаются условия для изучения температуры многолетнемерзлых пород, так как почти не происходит изменение температурного режима проходимых пород;

4) значительно улучшаются условия труда буровых бригад.

Наряду с отмеченными преимуществами, этот метод бурения имеет и ряд недостатков, ограничивающих его применение. Наибольшие трудности

[1] Применение сжатого воздуха для удаления шлама из скважины впервые было осуществлено в 1918 г. на нефтяных промыслах в г. Бориславе.

возникают при проходке скважин, вскрывающих водонасыщенные горизонты (особенно высоконапорные), а также горизонты пластичных, липких, сильно льдистых или сыпучих пород.

Бурение с очисткой забоя сжатым воздухом можно вести станками: ЗИФ-1200А, ЗИФ-650А, ЗИФ-300, В-3, КАМ-500, КА-2М-300, УРБ-ЗАМ и СБУ-150 ЗИВ.

Метод бурения с продувкой забоя сжатым воздухом изложен в работе А. В. Марамзина (1958), Б. С. Филатова (1958) и И. П. Елманова (1958).

ЛИТЕРАТУРА

I. По ручному бурению

Бурение геологоразведочных скважин колонковым способом с очисткой забоя воздухом. Сб. статей под ред. Е. С. Бубнова. Госгеолтехиздат, 1958.

Володченко К. Г. и Марамзин А. В. Руководство по бурению скважин ударно-вращательными комплектами. Госгеолиздат, 1951.

Прейскурант №02-03 оптовых цен на твердые сплавы и изделия из них. Металлургиздат, 1955.

Пчелинцев А. М. Новый бур для взятия образцов мерзлых почв и грунтов с ненарушенной структурой.— Почвоведение, № 1, 1951.

Технические указания по изысканиям, проектированию и постройке железных дорог в районах вечной мерзлоты (проект). ВНИИ транспортного строительства, 1958.

Яновский В. К. Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях. Изд-во АН СССР, 1951.

Potzger G. E. A bore for sampling in permafrost, Ecology, v. 36, №1, Can., 1955.

II. По механическому бурению

Воздвиженский Б. И., Волков С. А. и др. Разведочное колонковое бурение. Гостехиздат, 1957.

Володченко К. Г. Колонковое бурение. Госгеолтехиздат, 1957.

Елманов И. П., Ильин И. Н. Бурение скважин с очисткой забоя сжатым воздухом. Якутск, 1958.

Кирсанов А. И., Илларионова Т. М. Бурение геологоразведочных скважин с очисткой забоя воздухом в условиях вечной мерзлоты. «Сб. научно-технической информации ВНИИ минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1958.

Кирсанов А. И., Илларионова Т. М. Бурение скважин с очисткой забоя воздухом. Л., 1958 (Изд. Всесоюзн. ин-та техники разведки).

Липовецкий А. Я. Цементирование скважин в «зоне вечной мерзлоты». — Тр. Инта Геологии Арктики, т. 52, 1952.

Марамзин А. В. Краткая производственная инструкция по бурению колонковых скважин в районах развития мерзлоты (преимущественно для Арктики). Л., Изд-во Главсевморпути, 1950.

Марамзин А. В. Инструктивные материалы по бурению колонковых скважин в мерзлых породах. Госгеолтехиздат, 1955.

Марамзин А. В. Бурение скважин в условиях Крайнего Севера (в многолетней мерзлоте). Гостоптехиздат, 1958.

Справочник укрупненных сметных норм на геологоразведочные работы, вып. V, Разведочное бурение. Госгеолиздат, 1954.

Филатов Б. С. и др. Инструкция по бурению колонковых разведочных скважин с продувкой воздухом в породах с положительной температурой. М., 1958.

§ 2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Физические свойства мерзлых пород в отличие от талых существенно изменяются под влиянием температуры и льдистости. В настоящем разделе приводятся данные о тех методах геофизических исследований, без которых трудно производить геокриологическую съемку в области многолетнемерзлых пород.

Мерзлые горные породы резко отличаются от талых истинным удельным электрическим сопротивлением ρ, диэлектрической постоянной ε и скоростью прохождения продольных волн. Из распространенных геофизических

методов для исследования толщ мерзлых пород физически оправданными оказываются: геотермия, методы постоянного тока, однометрические, сейсмометрические и акустические. В отношении гравитационных и магнитных полей мерзлые и талые породы практически не различаются. Рассмотрим перечисленные выше методы.

а) Сейсмометрические методы (методы преломленных и отраженных волн) в приложении к геокриологическим исследованиям в СССР и США опробовались неоднократно и давали удовлетворительные результаты, но по ряду причин (отсутствие портативной аппаратуры для исследований малых глубин, недоработанность некоторых вопросов интерпретации и относительно высокая стоимость исследований) на практике не применялись.

б) Ондометрические методы также неоднократно испытывались в естественных условиях, но недостаточная глубина проникновения электромагнитных волн и наличие ряда условий, искажающих данные наблюдений, препятствовали разработке этих методов. Однако современный уровень развития радиоэлектроники, в частности техники радиолокации, позволяет допустить, что ондометрические методы, особенно вариант метода «просвечивания» из скважин, могут быть в какой-то степени применены в геокриологии.

в) Радиолокационный метод может оказаться пригодным для решения задач по оконтуриванию различных таликов, по определению толщины слоя мерзлых (льдонасыщенных) грунтов вокруг промораживающих скважин, по обнаружению полигональных земляных клиньев и пустот в них и др.

г) Метод естественного поля используется в США для выявления мест коррозии труб и кабелей в области многолетнемерзлых пород (Bull. geol. Soc. America, 1956).

д) Электромагнитный метод зондирования и ультраакустический метод в настоящее время находятся в стадии разработки. Методы электромагнитного зондирования могут оказаться пригодными для расчленения мало дифференцируемых по физическим характеристикам слоев, для определения глубин залегания нижней поверхности мерзлой толщи и для определения водоносных горизонтов, залегащих ниже толщи мерзлых пород. Полевой ультраакустический метод сможет, вероятно, применяться для определения формы и глубины «чаш» протаивания под зданиями, глубины залегания верхней поверхности многолетнемерзлых пород, мощности слоя сезонного промерзания (при работе в зимнее время), мощности мерзлой толщи, глубины залегания таликов, толщины ледников и т. д. С помощью ультраакустического каротажа можно определять относительную льдистость мерзлых пород, уточнять границы литологических разностей пород и измерять величины упругих констант пород в естественных условиях.

е) Электрометрия (метод сопротивления) и термометрия получили наибольшее распространение при исследовании толщ мерзлых горных пород.

В зависимости от температуры влажность (льдистость) мерзлых пород претерпевает количественные изменения в горизонтальном и вертикальном направлениях. В общем случае за счет неравномерного распределения льда в горной породе наблюдаются отклонения от прямой функциональной зависимости сопротивления от температуры. Известно, что количество незамерзшей воды в горных породах является убывающей функцией охлаждения.

Установлено, что различные грунты имеют неодинаковые области значительных фазовых превращений. Глины и суглинки, в которых вода начинает замерзать при температуре ниже минус 0,2°, в природных условиях в мерзлом состоянии могут быть при температуре от 0 до минус 0,2°. Присутствие льда-цемента и ледяных прослоек в таких грунтах в этом ин-

тервале температуры обусловлено неодинаковым течением процессов промерзания и протаивания, отставанием процесса таяния льда при повышении температуры от процесса образования льда при понижении температуры. Вследствие этого при прямом и обратном направлении процессов промерзания — протаивания наблюдаются остаточные явления — своеобразный «криогенный гистерезис».

Резкие различия физических параметров у границы мерзлых и талых грунтов наступают уже в начале интервала значительных фазовых превращений. Вследствие этого верхняя поверхность мерзлой толщи по истинному удельному электрическому сопротивлению довольно четко отграничивается от вышележащих талых пород. У нижней поверхности мерзлой толщи это разделение менее четко, и оно, по-видимому, будет зависеть от литологического состава и влажности пород у нижней поверхности мерзлой толщи. В мерзлых глинах и суглинках, имеющих температуру от 0 до —1°, неоднородность сопротивлений остается достатчно заметной, поэтому по кривым вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) можно пытаться определить глубину залегания нижней поверхности мерзлой толщи. Это становится возможным в том случае, когда переход от мерзлых пород к талым происходит при отсутствии резких их литологических различий.

Это положение подтверждается данными каротажа скв. 19, расположенной в южной окраине области многолетнемерзлых пород (рис. 36). В процессе бурения не удалось определить физическое состояние плотных тяжелых суглинков у нижней поверхности высокотемпературной мерзлой толщи и предполагалось, что ее мощность превышала глубину скважины. Температурные измерения также не помогли определить положение нижней поверхности мерзлой толщи, так как с глубины 7 *м* появилась вода, поступившая из забоя. Температурный каротаж дал сведения о физическом состоянии суглинков до глубины 7 *м* (рис. 36, кривая *4*). С помощью электрического каротажа была точно установлена глубина залегания нижней поверхности мерзлой толщи.

По кривой *3* (рис. 36) до глубины 8 *м* сила тока почти не изменяется (около 6 *ма*), и только с глубины 8,75 *м* она резко возрастает до 40 *ма*. С этой же глубины кажущееся удельное электрическое сопротивление резко уменьшается от $\rho_к > 30\,000$ *ом·м* (кривая *1*) и $\rho_к > 5\,000$ *ом·м* (кривая *2*) до $\rho_к = 8 \div 10$ *ом·м*. Точка расхождения кривых тока (кривая *3*) и кажущихся сопротивлений (кривая *2*) фиксирует глубину залегания нижней поверхности мерзлой толщи на 7,75 *м*.

Приведенная диаграмма наглядно подтверждает пригодность электрического каротажа для определения глубины залегания нижней поверхности мерзлой толщи.

Известно, что точка фазового равновесия лед — вода в области отрицательных температур грунтов подвижна. Это необходимо учитывать при контрольных вертикальных электрических зондированиях и при интерпретации электроразведочных материалов, например при сопоставлении кривых вертикальных зондирований следует учитывать дату замеров.

Литологические различия мерзлых пород заметно сказываются на их электрическом сопротивлении, особенно в диапазоне температуры от 0 до минус 2°. Крупноскелетные мерзлые породы, содержащие в основном гравитационную воду даже при температуре, близкой к минус 0°, обладают наибольшим электрическим сопротивлением. Мелкодисперсные породы, содержащие в значительном количестве связанную воду, не замерзающую при очень низкой температуре, обладают невысоким сопротивлением. Сопротивление пород промежуточного гранулометрического состава занимают среднюю часть большого спектра сопротивлений мерзлых пород.

Коренные породы (аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы) в мер-

злом состоянии обладают меньшим сопротивлением, чем рыхлые породы. При температурах ниже минус 2° литологические различия пород не приводят к значительной дифференциации сопротивления.

Относительно невысокие сопротивления мерзлых пород (200—1000 *ом·м*) указывают на то, что в мерзлых породах остается не только вода в жидкой фазе, но и непрерывные токопроводящие пути в системе решеток ледяного каркаса породы.

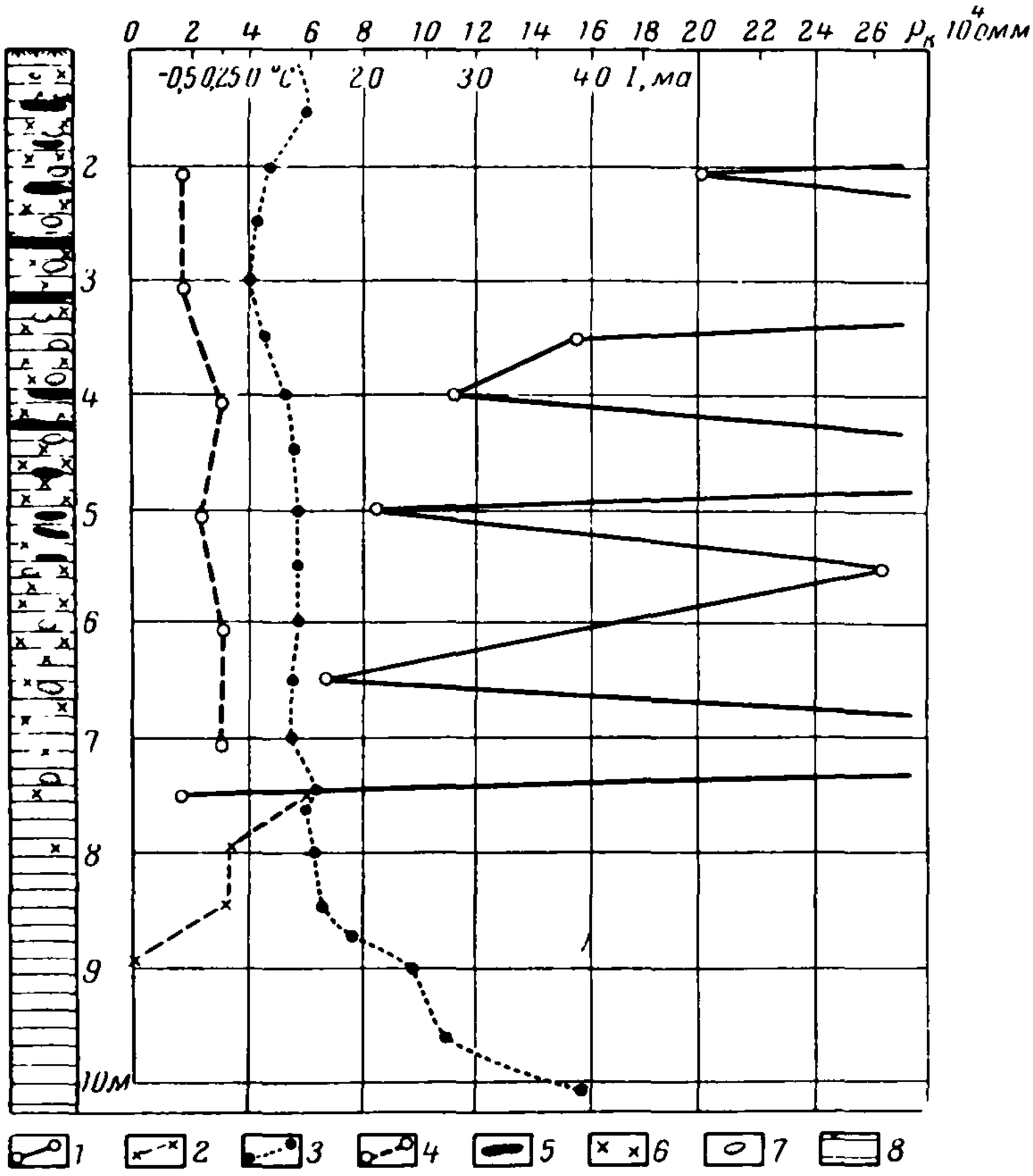


Рис. 36. Каротажная диаграмма скв. 19:

1 — кривая кажущихся сопротивлений ($\rho_к$ ом·м), по данным измерений с двухдюймовым зондом; 2 — то же, с трехдюймовым зондом; 3 — кривая тока J, ма; 4 — кривая температур t, °С; 5 — линзы льда; 6 — кристаллы льда; 7 — валуны; 8 — моренный суглинок

Мерзлые породы отличаются от талых тем, что токопроводящие линии в них ввиду наличия ледяных перегородок оказываются длиннее, а электролит имеет другую величину проводимости тока вследствие изменения количества и концентрации солей грунтовых растворов, температуры и давления.

Таким образом, в общем случае сопротивление горных пород зависит от их минерального состава и дисперсности, химического состава, концентрации растворов и степени насыщенности ими пород, давления и температуры. Последнее условие для области многолетнемерзлых пород является определяющим. Для грунтов естественной влажности сопротивление есть возрастающая функция их охлаждения.

Электросопротивления мерзлых пород варьируют в весьма широких пределах. Наиболее изучены сопротивления толщ мерзлых рыхлых отложений. На Дальнем Востоке сопротивления мерзлых наносов (главным образом песков) изменяются в пределах от 35 000 до 1 500 000 *ом·м*; в Центральной Якутии сопротивления мерзлых пород изменяются от десятков *ом·м* (на участках с сильно засоленной почвой) до 18 000 *ом·м* и более; в районах Крайнего Севера (Яно-Индигирская низменность) — от 4000 до 40 000 *ом·м* и более; в Южной Якутии сопротивление коренных пород варьирует в пределах от 1000 *ом·м* до нескольких десятков тысяч *ом·м*; на европейском Севере и северо-западе Сибири — от 200 до 8000 *ом·м*. В отдельных прибрежных районах Севера породы, содержащие охлажденную ниже 0° морскую воду, имеют сопротивление равное единицам и долям единицы *ом·м* (рис. 37). Интерпретация кривой (рис. 37) дала следующее: мощность первого мерзлого слоя равна 6 *м*, что и подтверждено бурением; мощность нижележащего слоя, имеющего отрицательную температуру, более 13,3 *м*.

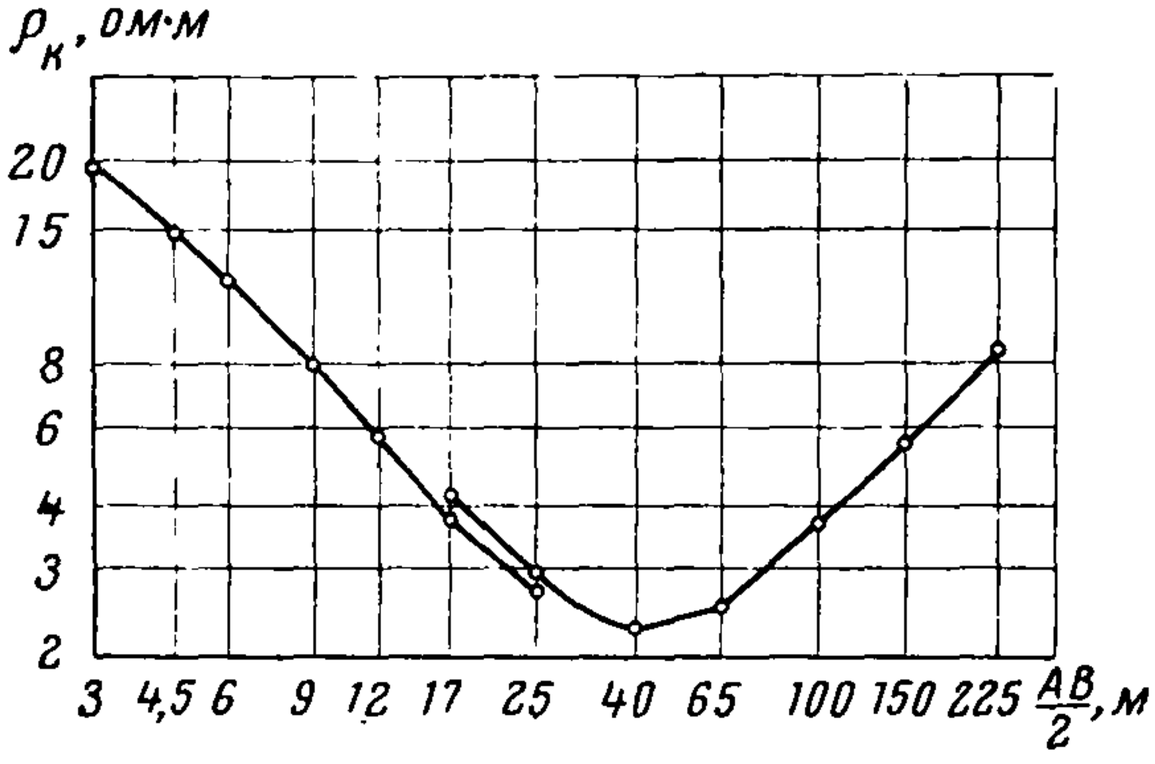


Рис. 37. Трехслойная кривая вертикальных электрических зондирований.

Первый слой — мерзлые морские отложения; второй слой — талые морские отложения, насыщенные сильно минерализованной водой, имеющие отрицательную температуру; третий слой — мерзлые морские отложения

Различные сочетания температуры и литологического состава горных пород обусловливают большой диапазон величины сопротивлений. Несмотря на это подмечается определенная закономерность их изменения. Так, сопротивление рыхлых отложений уменьшается от крупноскелетных отложений (гравийно-галечниковых песков) к мелкодисперсным (тяжелым суглинкам, глинам). Для коренных пород характерно уменьшение сопротивлений от плотных крупнозернистых (конгломераты, песчаники, кристаллические породы) к тонкозернистым (аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы). Наибольшие сопротивления свойственны низкотемпературным мерзлым конгломератам, песчаникам и пескам. Низшие пределы свойственны высокотемпературным мерзлым аргиллитам, алевролитам, сланцам и глинам.

Помимо выраженного регионального изменения сопротивления мерзлых пород, наблюдается изменение сопротивления по глубине. В тех случаях, когда в мерзлой толще нет значительного скопления подземного льда и ледяных прослоек, ее сопротивление уменьшается с глубиной в зависимости от нормального повышения температуры.

Наиболее льдонасыщенные породы бывают в верхнем горизонте мерзлой толщи (от верхней поверхности ее до подошвы слоя сезонных колебаний температуры). Ниже этого слоя содержание льда уменьшается и часто мало изменяется с глубиной. Поэтому при интерпретации кривых вертикальных электрических зондирований, полученных в районах с температурой мерзлой толщи от 0 до —2°, эту толщу по величине сопротивлений разделяют на два горизонта: первый — с сопротивлением $\rho_2' > 1000$ *ом·м*, характерный для слоя сезонных колебаний температуры h_2'; второй — с сопротивлением $\rho_2'' < 1000$ *ом·м*, имеющий мощность $h_2'' = H - h_2'$, где H — мощность всей мерзлой толщи.

Интерпретация верхней кривой (рис. 38) позволяет определить мощность слоя сезонного протаивания, в данном случае равного 1,7 *м*. Мощность первого, наиболее льдистого горизонта мерзлой толщи равна 15 *м*; мощность второго горизонта мерзлой толщи равна 85 *м*. Общая ее мощность достигает 100 *м*.

Деление мерзлой толщи на два горизонта облегчает интерпретацию кривых. Установление мощности первого горизонта мерзлой толщи имеет большое практическое значение в связи с тем, что он бывает сильно насыщен льдом. Его мощность равняется толщине слоя годовых колебаний температур периода формирования мерзлой толщи. Этот слой отличается высокими значениями $\rho_к$ в максимуме кривых вертикальных электрических зондирований при малых разносах питающих электродов.

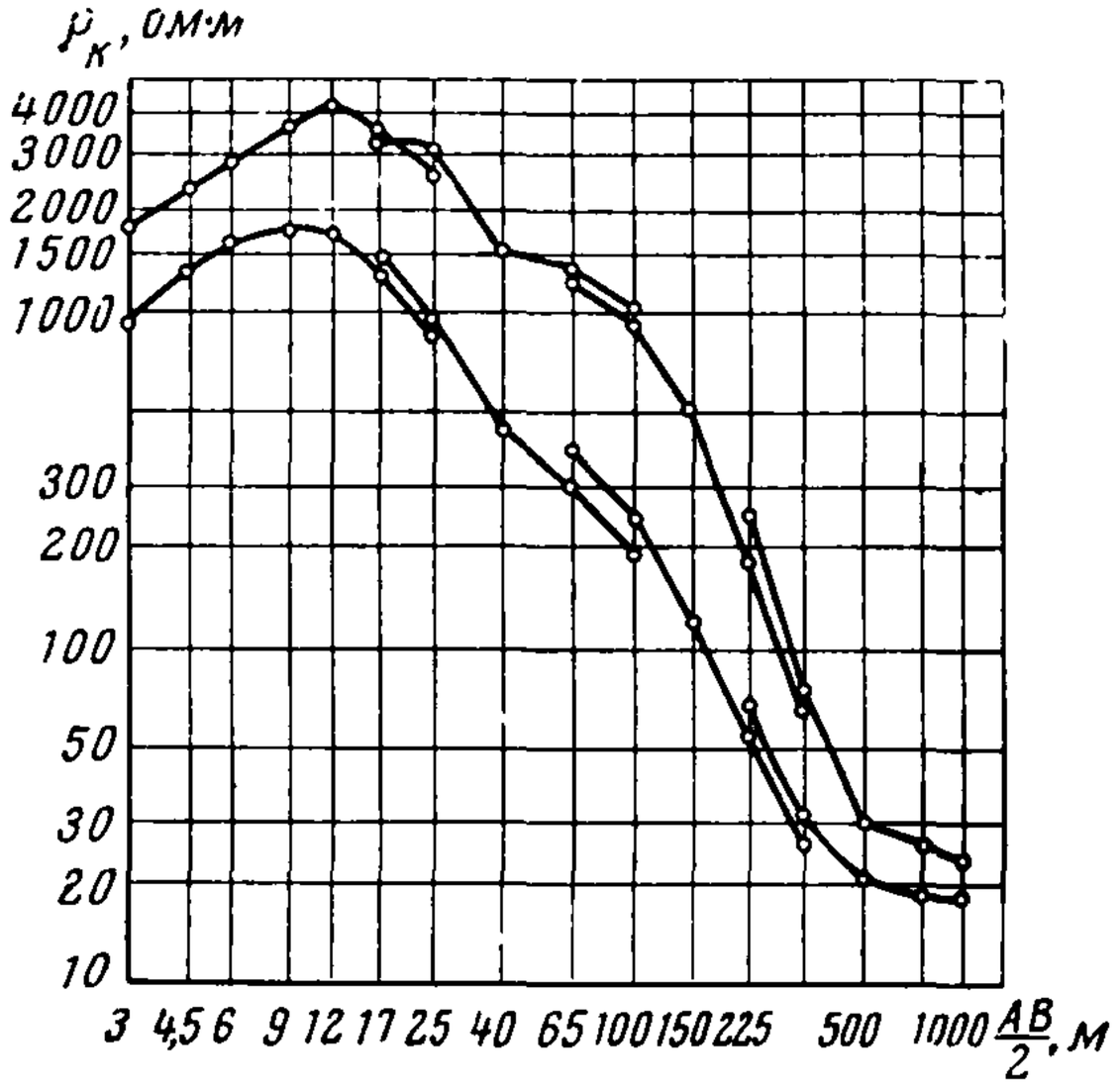


Рис. 38. Кривые вертикальных электрических зондирований над мерзлой толщей, подразделяемой на два различных по сопротивлению горизонта

Характерно, что максимумы $\rho_к$ наблюдаются не только в равнинных районах с мощными рыхлыми отложениями, но и в горных, где коренные метаморфические осадочные или кристаллические породы залегают у самой дневной поверхности. На рис. 38 и 39 приведены кривые, одна из которых характеризует мерзлую толщу, сложенную рыхлыми породами, а другая — сложенную скальными породами. В обоих случаях общая мощность мерзлой толщи примерно одинаковая. Разделять мерзлую толщу на два горизонта по кривым

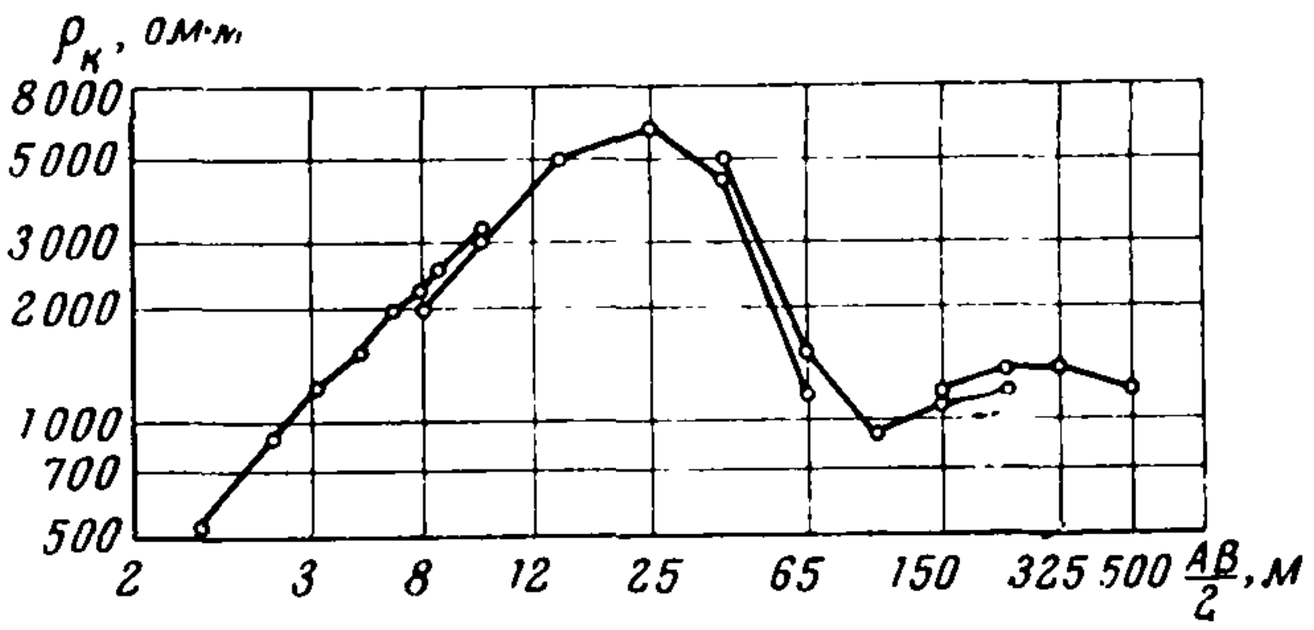


Рис. 39. Кривая вертикальных электрических зондирований над мерзлыми коренными породами

вертикальных электрических зондирований (рис. 38, 39) имеет смысл в тех районах, где ее температура находится в пределах 0—минус 2° и имеет место соотношение

$$\frac{h'_2}{H} \geqslant 0{,}1.$$

В северных районах, где температура мерзлых пород ниже минус 2° (достигает минус 9 и даже минус 11°), электро-геокриологический разрез

усложняе ся в значительной степени. Первый горизонт образует слой сезонного протаивания, его мощность достигает 1,5—3 *м*. Сопротивление этого горизонта равно нескольким сотням *ом·м*. Второй горизонт, мощностью до 2—3 *м*, названный В. С. Якуповым (1960) промежуточным, представлен мерзлыми рыхлыми отложениями. Температура пород этого горизонта изменяется сверху вниз от 0 до минус 2°; его сопротивление возрастает с глубиной. Третий горизонт мерзлых наносов имеет температуру ниже минус 2° и сопротивление от нескольких тысяч до нескольких сотен тысяч *ом·м*. Четвертый горизонт, соответствующий мерзлым коренным породам, имеет сопротивление во много раз меньше, чем третий горизонт (порядка 3000 — 5000 *ом·м*). Ниже залегают талые коренные породы с сопротивлением от 100 до 1000 *ом·м*. Величины сопротивлений мерзлых пород иногда достигают таких значений, для которых не существует теоретически рассчитанных палеток. Поэтому, чтобы определить мощность мерзлых наносов, В. С. Якупов предлагает заменить четырехслойный разрез эквивалентным трехслойным с отношениями сопротивлений (модулями), которые имеются в альбомах обычных трехслойных палеток.

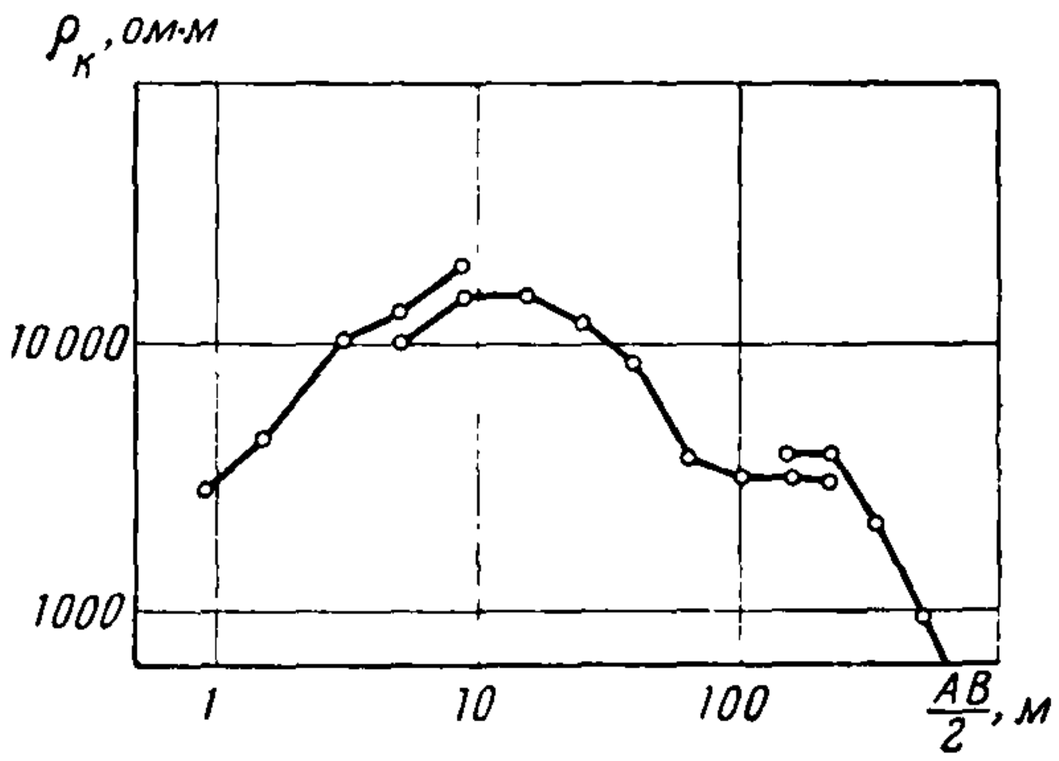


Рис. 40. Кривая вертикальных электрических зондирований над маломощным слоем мерзлых наносов (5 *м*), подстилаемым коренными породами. Глубина залегания нижней поверхности толщи многолетнемерзлых горных пород (около 120 *м*)

На рис. 40 приведена одна из кривых вертикальных электрических зондирований по району р. Колымы. Максимум кривой отражает сопротивление наиболее льдистого верхнего горизонта мерзлой толщи, включающего второй промежуточный горизонт и часть третьего горизонта (зоны разрушенных коренных пород).

В пределах Верхоянско-Колымской горно-складчатой области сопротивление мерзлых рыхлых отложений в 10—100 раз превышает сопротивление подстилающих мерзлых коренных пород. В районах Центральной Якутии сопротивление мерзлых четвертичных и подстилающих их коренных пород почти одного порядка и четкой их дифференциации по сопротивлению не отмечалось (рис. 41, 42). Максимум сопротивления $\rho_к$ на кривой рис. 41, имеет меньшую величину абсциссы, чем максимум $\rho_к$ на кривой рис. 39 хотя мощность мерзлой толщи в первом случае больше, чем во втором. Величина и положение максимума на рис. 41 обусловлены сопротивлением мерзлых рыхлых отложений. В данном случае сопротивления находятся в зависимости от изменения температуры мерзлой толщи по глубине. Поэтому величина и положение максимума на кривой рис. 41 являются показа-

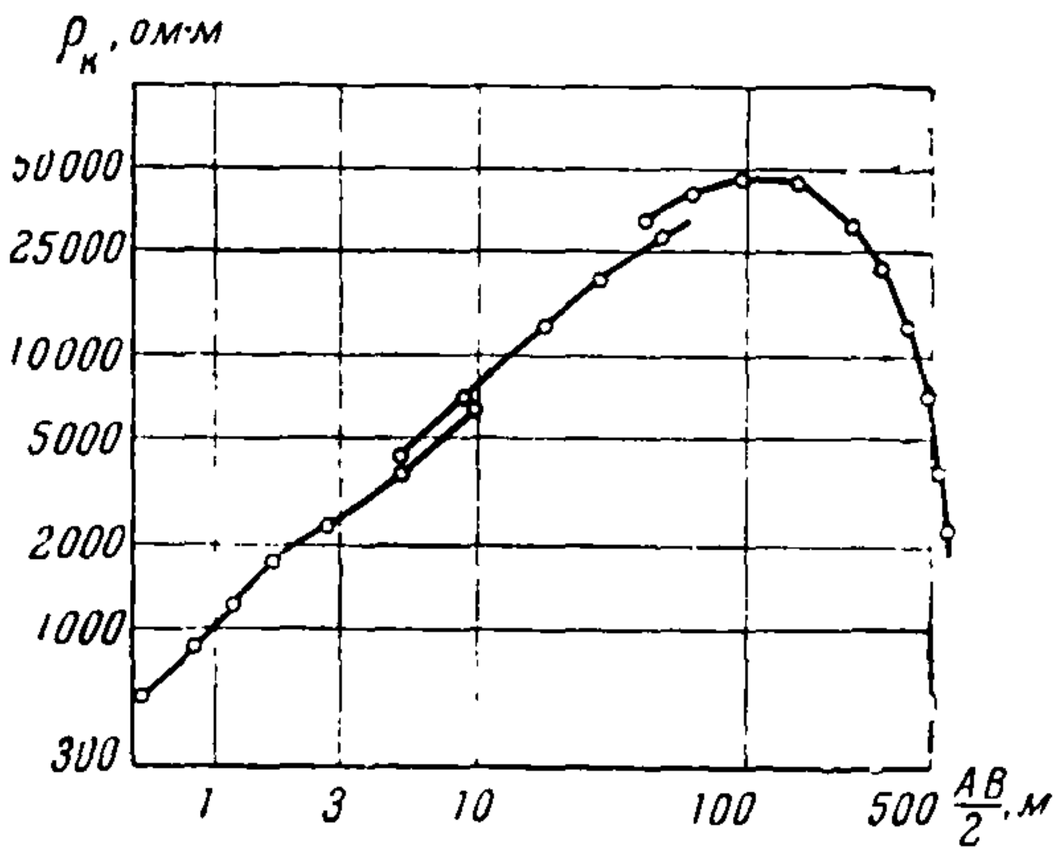


Рис. 41 Кривая вертикальных электрических зондирований над мощной мерзлой толщей около 300 *м*)

тельными для оценки мощности мерзлой толщи. Такие кривые могут интерпретироваться как трехслойные, без искусственного разделения мерзлой толщи на отдельные горизонты.

Изменения сопротивлений в горизонтальном направлении в пределах отдельных районов (локальные изменения) при прочих равных условиях (литологической однородности, отсутствии очагов химических процессов с выделением или поглощением тепла, отсутствии искажений за счет гидрогеологических условий и др.) в основном обусловлены неоднородностью рельефа поверхности и растительного покрова.

Зональное изменение сопротивлений носит закономерный характер: величины сопротивлений в общем увеличиваются с юга на север, что обусловлено главным образом изменением климатических особенностей, и при переходе от горных областей к равнинным.

Степень изменения сопротивлений в широтном и меридиональном направлениях различна в различных пунктах Севера СССР. Для большеземельской тундры, например, заметные изменения наступают на протяжении 40 *км* по долготе и более 300 *км* по широте.

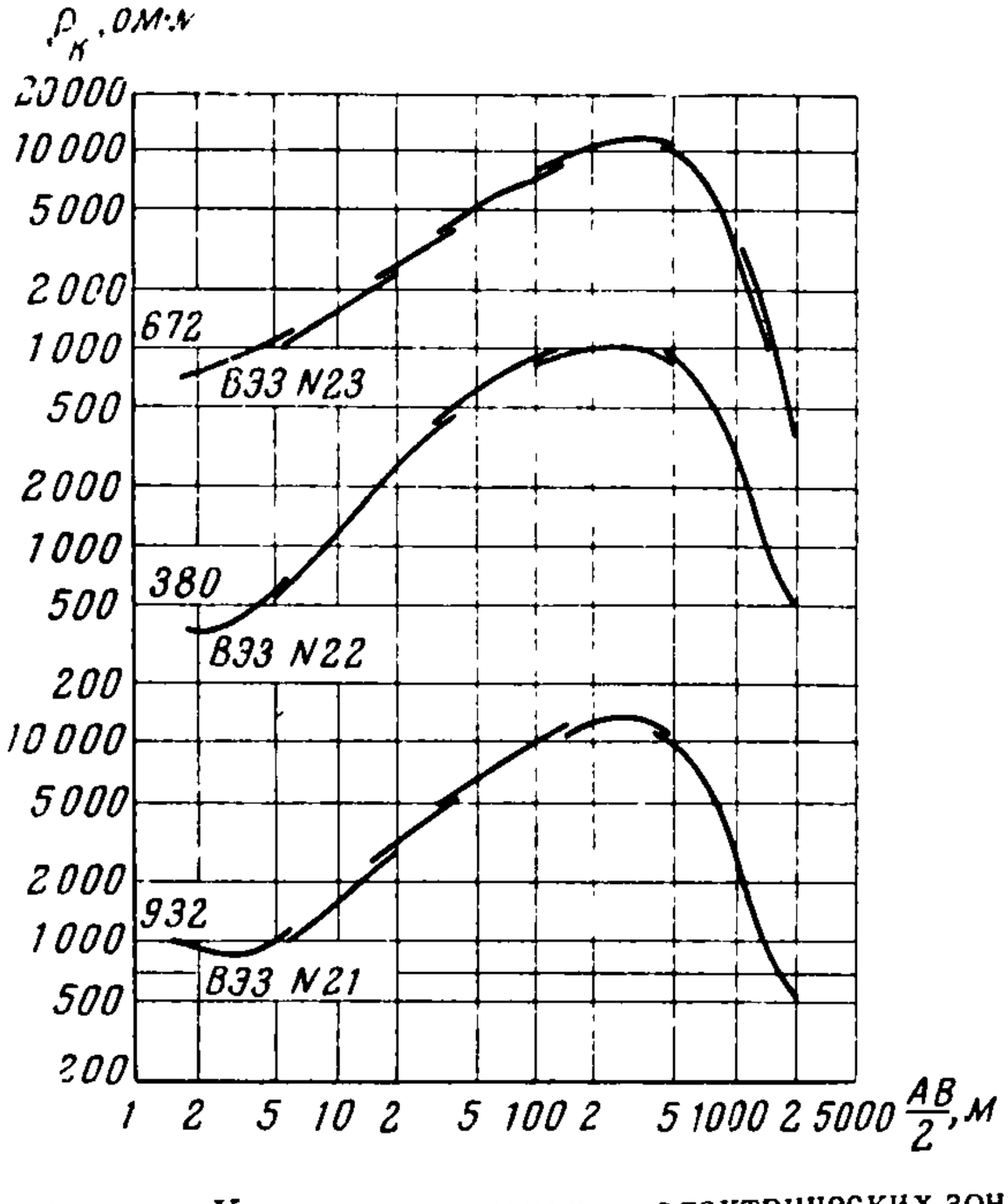


Рис. 42. Кривые вертикальных электрических зондирований над толщей мерзлых рыхлых коренных горных пород. Температура мерзлых пород—2,5°, мощность мерзлой толщи 250 *м*

В верхнем горизонте низкотемпературной мерзлой толщи незамерзшей воды мало, поэтому его сопротивление наибольшее ($\rho > 1000$ *ом·м*). Высокотемпературная мерзлая толща содержит больше незамерзшей воды, поэтому сопротивление ее относительно невелико (400—1000 *ом·м*). Когда слой сезонного промерзания не сливается с толщей многолетнемерзлых пород, эта толща содержит еще больше незамерзшей воды; поэтому сопротивление слагающих ее пород часто не превышают 400 *ом·м*.

Такое же сопротивление могут иметь и породы низкотемпературной мерзлой толщи, если они представлены мелкодисперсными разностями и не содержат больших скоплений льда.

Среди рыхлых осадочных пород самым высоким сопротивлением обладают мерзлые, а также малоувлажненные талые пески. Особенно большим сопротивлением обладают мерзлые пески, имеющие низкую температуру. Сопротивление слабоувлажненных талых песков в отдельных случаях может превышать сопротивление мерзлых супесей, суглинков и глин. Приуроченность песков к определенным формам рельефа (к долинам рек) позволяет безошибочно выделять их на кривых электропрофилей.

Пески, гравийно-галечниковые и валунные горизонты в талом состоянии нередко обводнены, поэтому они по сопротивлению сравнительно мало отличаются от других пород четвертичной толщи. Только талые, но сухие аллювиальные пески, залегающие на склонах речных долин, имеют

высокие сопротивления. Талые глины, суглинки и супеси, залегающие на мерзлой толще, имеют сопротивление обычно меньше 100 *ом·м*.

Рассмотрим приемы полевых геофизических исследований.

1. Для правильной постановки полевых электроразведочных работ в районах с мерзлыми породами необходимо учитывать геокриологическую обстановку исследуемых участков. Для этого геофизик должен быть знаком с признаками связи между отдельными элементами ландшафта (в частности, рельефа и растительного покрова) и мерзлой толщей. Успех электроразведочных работ обеспечивается путем правильного выбора точек зондирования. Без учета влияния рельефа, микрорельефа и растительного покрова на характер распространения мерзлых пород невозможно сделать правильный выбор точек зондирования.

2. При проведении полевых геофизических работ необходимо учитывать местные климатические особенности. Так, во многих северных районах сезонное протаивание почвы достигает обычной глубины забивки заземлителей лишь во второй половине июня, а сезонное промерзание начинается в среднем в начале сентября. Однако в отдельные годы бывают значительные отклонения от этих сроков. Поэтому полевой сезон геофизической партии оказывается равным 3, максимум 3,5 месяца. Увеличение времени полевой работы целесообразнее всего производить за счет удлинения полевого сезона осенью. В первые 10—20 дней сезонного промерзания (в октябре) проходимость болот значительно увеличивается, электрический же контакт электродов с почвой продолжает оставаться хорошим.

Электроразведочные полевые работы надо начинать тогда, когда глубина сезонного протаивания достигает глубины забивки заземлителей. Более позднее начало полевых работ в северных районах диктуется также стремлением упростить электроразведочную задачу для участков с глубоким залеганием мерзлой толщи. Пятислойный электрогеокриологический разрез вида $\rho_1 < \rho_1' > \rho_1'' < \rho_2 > \rho_3$ в результате полного сезонного протаивания упрощается и сводится к трехслойному виду $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ (здесь ρ_1 — сопротивление пород сезонноталого слоя; ρ_1' — мерзлых пород перелетка; $\rho_1'' = \rho_1$ — талых пород, залегающих между перелетком и мерзлой толщей; ρ_2 — толщи много летнемерзлых пород; ρ_3 — талых пород, залегающих ниже мерзлой толщи).

В лесной зоне период полевых работ несколько длиннее, чем в тундре.

Геофизические работы следует проводить с учетом метеорологических характеристик каждого месяца полевого сезона.

В дни с переменной погодой, когда дождь периодически сменяется прояснением, работу не следует прерывать. Электрозондирование можно производить в палатке или ином укрытии (например, под тентом), а электропрофилирование можно производить с помощью соответствующего покрывала для прибора, например брезентового чехла с вырезом в верхней части, в который вставлена прозрачная плексигласовая пластинка, закрепленная гидроизоляционным материалом. Размер брезентового чехла должен быть таким, чтобы оператор мог производить необходимые измерения. Можно применять специальные рукава, вшитые в чехол.

Намокший провод, намотанный на катушки, оставлять в поле на длительное время или на ночь в период заморозков не рекомендуется. В заболоченных и вообще сырых местах целесообразно работать со стале-медным проводом в хлор-виниловой изоляции (ПВР-0,35 или ПВР-0,26). Следует иметь в виду, что при отрицательных температурах изоляция этого провода растрескивается и теряет свои защитные свойства.

В зимний период электроразведочные работы производить весьма трудно и дорого. Зимой можно производить только глубинные зондирования (с разносом питающих электродов $AB > 6000$ *м*), с применением специальных отепленных передвижных будок, малогабаритной электрической станции, осциллографической записи, тракторной тяги и санных прицепов.

3. При организации геофизического отряда следует предусмотреть возможность использования различных видов транспорта, позволяющих быстро передвигаться по району работ.

При работе в тундровых районах необходимо запастись достаточным количеством вешек для визирных линий и колышков для пикетов.

Чтобы уменьшить груз и обеспечить максимальную подвижность отряда в процессе электропрофилирования, вместо полевых геофизических батарей сухих элементов Б-72 следует применять хладостойкие или любые анодные батареи. Перед выездом в поле выводы у них должны быть вмонтированы в панель с переключателем на ряд наиболее часто встречающихся напряжений.

Учитывая трудности полевых работ, а также большой диапазон изменений величин разности напряжений Δv и силы тока I, желательно иметь электронные потенциометры типа ЭКС-1 или КСР.

Так как при работе на малых разносах AB наблюдаются малые величины тока, то при работе со старым потенциометром в его выключателе необходимо заменить шунт с сопротивлением 0,01 *ом* на шунт в 1 *ом* и получить тем самым возможность измерять силу тока не только в линейных величинах (сантиметрах) но и в миллиамперах.

4. Оборудование и электропитание в первые месяцы полевых работ и осенью следует ставить на резиновый коврик, положенный на решетку из свободных вешек и пикетов или на подстилку из веток. Более солидный деревянный настил требуется делать при зондировании на заболоченных участках. Батареи аккумуляторов или сухих элементов без надежного укрытия от дождя и подстилки оставлять в поле нельзя. Мох ввиду его большой гидрофильности в качестве подстилки и защиты сверху употреблять нельзя.

При больших разносах электродов приемной цепи ($MN > 100$ *м*) помехами являются нестационарные естественные электрические поля большой величины, отсутствующие при меньших разносах цепи. Появление этих полей связывается с существованием теллурических токов, особенно интенсивных в высоких широтах. Максимум их проявления приходится на вечерние и ночные часы, поэтому при отсутствии пульсатора геофизические работы рекомендуется проводить в дневные и утренние часы. Влияние этих токов необходимо выявлять на месте.

Помехой в работе являются большие и непостоянные электродвижущие силы, возникающие при химическом взаимодействии электродов с грунтовыми растворами. Для уменьшения явления поляризации в приемной цепи необходимо: применять электроды из красной химически чистой меди; перед снятием отсчетов досуха обтирать электроды; уменьшать контактирующую поверхность электродов или же использовать принцип взаимности, т. е. менять местами приемную и питающую цепи.

Параметрические замеры истинного электрического сопротивления ρ, диэлектрической проницаемости ε и скорости прохождения продольных волн v_e для талых и мерзлых пород необходимо производить в расчистках, в неглубоких шурфах, в обнажениях, на пятнах-медальонах и на солифлюкционных образованиях. Размеры расчисток и шурфов должны превышать максимальные разносы параметрической установки.

Измерения величин ρ, ε и v_e как талых, так и мерзлых пород требуется производить для всех наиболее распространенных пород и на всех основных типах ландшафта. Небольшие зонды для измерения ρ целесообразно делать с тремя-четырьмя разносами электродов от $\frac{AB}{2} = 0{,}3$ *м* до $\frac{AB}{2} = 1{,}2$ *м*.

Летом величины сопротивления талых пород деятельного слоя обычно убывают, а диэлектрическая проницаемость и скорость прохождения продольных упругих волн увеличиваются сверху вниз. Поэтому при

параметрических измерениях в двух-трех шурфах желательно делать несколько параметрических зондирований, повторяемых по мере углубления шурфа (до глубины 0,5—0,7 *м*).

Для уменьшения объема земляных работ параметрические измерения мерзлых пород удобнее производить на участках с мощным моховым и торфяным покровом, где мерзлые породы обычно залегают неглубоко.

Переход от качественных представлений о глубине залегания верхней поверхности мерзлой толщи, получаемых на основании карты равных сопротивлений, к количественным осуществляется путем использования данных бурения, ультраакустических измерений, вертикальных электрических зондирований, минимальное количество которых должно быть сделано на участках, подлежащих исследованию методом электрического профилирования.

Ввиду неоднородности мерзлой толщи в горизонтальном направлении трудно получить неискаженные кривые вертикальных электрических зондирований. Иногда они настолько искажены эффектами экранирования и обтекания, что часто половина полученных в поле кривых непригодна для количественной интерпретации.

Для уменьшения числа неинтерпретируемых кривых центр электрозондировочной установки следует помещать в средней части выбранного однородного элемента рельефа, радиус контура которого должен быть больше 80—100 *м*. Ближайшая от центра электрозондировочной установки периферия должна быть однообразной, по возможности располагаться в радиусе, равном полуразносу питающих электродов, при котором достигается максимум кривой вертикальных электрических зондирований.

При большом разнообразии и сложных формах покровного комплекс пород и мезорельефа, в условиях которых нельзя выполнить поставленные выше требования, следует добиваться получения удовлетворительной кривой зондирований с помощью установки, имеющей один питающий электрод в бесконечности. В этом случае следует ориентировать зондирования в том направлении, в каком возможны наименьшие искажения со стороны рельефа и от неоднородности мерзлой толщи. В сложных природных условиях неизбежны дополнительные электрические зондирования, ориентированные вкрест направлению основных. Количество дополнительных зондированний может быть 3—4. Электрические зондирования, выполненные близ границы участков, на которых слой сезонного промерзания сливается или не сливается с многолетнемерзлой толщей, а также недалеко от глубоких и сквозных таликов, дают неинтерпретируемые кривые.

Во избежание брака в работе необходимо неуклонно соблюдать указанные выше жесткие требования к выбору точек на местности для производства зондирования. Если нельзя получить неискаженную кривую во всех ее отрезках, следует возможно тщательней замерить нижнюю часть нисходящей ветви кривой зондирования, точку перегиба при переходе к правой асимптоте и, наконец, саму асимптоту, положение которой желательно определять по трем точкам.

В полевой книжке подробно описывают рельеф участка, растительность и гидрографию, по крайней мере в радиусе, равном величине полуразноса питающих электродов. Кроме того, должно производиться описание участков, ближайших к тем электродам питающей цепи, при перемещении которых появились искажения в кривой электрических зондирований.

Для каждого геофизического профиля вычерчивают профиль земной поверхности и наносят на него (в условных обозначениях) типы ландшафтов. Точками привязки для изображения ландшафтных особенностей служат пикеты геофизических измерений. Профили дневной поверхности вычерчиваются по горизонтали в относительном, а по вертикали — в прибли-

женном масштабе. В качестве образца изображения особенностей ландшафта приводим рис. 43.

Электроразведочные партии, ведущие в течение ряда лет работы по прослеживанию больших и протяженных геологических структур, в своих проектах должны предусматривать электроразведочные работы для выяснения геокриологической обстановки района. Желательно, чтобы эти работы содержали небольшое количество электропрофилей, проведенных на всех основных типах местности, два-три вертикальных электрических зондирования и две скважины ручного бурения глубиной до 8—10 *м* с каротажем температуры T и кажущегося удельного электрического сопротивления $\rho_к$.

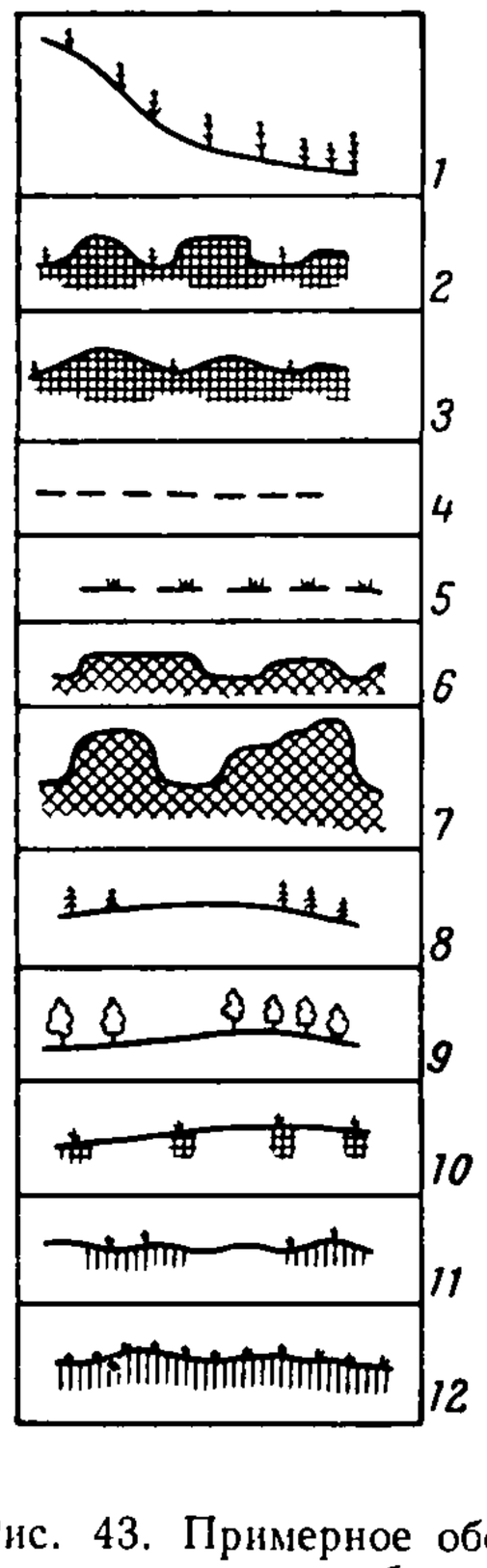


Рис. 43. Примерное обозначение для изображения типов местности при геофизических исследованиях:

1 — ивняковая тундра; *2* — кочковато-ерниковая тундра (мелкобугристый микрорельеф); *3* — слабокочковато-ерниковая тундра (мелкобугристый микрорельеф); *4* — заболоченность; *5* — осоковая заболоченность; *6* — плоскоторфянистая тундра; *7* — торфяные бугры; *8* — отдельные ели и группы елей; *9* — отдельные березы и группа берез; *10* — пятнистая тундра; *11* — деградирующая пятнистая тундра; *12* — ковровая тундра

Такие работы выполняют кустами, через каждые 50 *км* магистральной линии, если она ориентирована вдоль меридиана. Это позволит приближенно осветить геокриологическую обстановку района будущих разведочных работ. При исследованиях в широтном направлении расстояние между кустами увеличивают до 100—150 *км*. Точки для электрических зондирований и буровых скважин должны располагаться на аналогичных элементах рельефа и ландшафта. Точки работ закрепляются земляными турами — в тундровой зоне и деревянными реперами — в лесной. Привязка точек измерения и разбивка измерительных линий производится топографом по инструкции для топографов геофизических партий или привязку точек и линий делает сам геофизик.

5. При электропрофилировании и электрозондировании предъявляются следующие требования.

Если кровля скальных коренных пород залегает выше нижней поверхности мерзлой толщи или несколько ниже ее, то определение кровли без достаточного количества надежных каротажных данных о сопротивлениях нижних горизонтов рыхлых мерзлых и скальных пород (талых или мерзлых) затруднительно. Электрическое зондирование с целью определения глубины залегания нижней поверхности мерзлой толщи в этом случае нецелесообразно.

Картирование верхней поверхности толщи многолетнемерзлых пород осуществляется при помощи схемы сдвоенного электропрофиля $AA'MNB'B$, в которой расстояние между питающими электродами большого разноса (внешней питающей цепи) $AB = 40$ *м*; расстояние между питающими электродами малого разноса (внутренней питающей цепи) $A'B' = 16$ *м*; расстояние между электродами приемной цепи $MN = 2$ *м*. Для детального освещения геокриологических условий небольших площадок шаг установки не должен превышать 8—10 *м*, а расстояние между профилями 25—50 *м*. При рекогносцировочных работах, когда делается приближенная оценка геокриологической обстановки, допустимо применение более простой и дешевой схемы симметричного профиля $AMNB$.

При рекогносцировочных геокриологических исследованиях шаг

установки увеличивается до 20 *м*, а на участках однородного ландшафта до 40—80 *м*. На участках, характеризующихся большой пестротой ландшафта, близ скважин и точек вертикальных электрических зондирований шаг установки уменьшается до 8 *м*, а при разведке повторно-жильных льдов — до 1—2 *м*.

Маршрутные исследования на больших расстояниях целесообразно производить так называемым кустовым способом, методом опорных площадей. Через определенные промежутки по намеченному маршруту выделяются участки, в которых осуществляется комплекс буровых, каротажных, электропрофильных, электрозондировочных и ландшафтных исследований. На таких участках точки бурения и зондирования выбираются на одних и тех же типах местности. Электропрофилирование в таких участках целесообразно планировать в виде профилей, скрещивающихся в точке бурения скважины. Длина профилей определяется потребностью в охвате разведкой всех прилегающих типов местности.

При электрокартировании определенной территории отдельные профили должны выходить за ее пределы в целях освещения всех типов местности. Это делается в тех случаях, когда исследуемая территория не охватывает всего их многообразия.

Если в районе работ есть буровые скважины, то их при возможности следует каротировать.

6. Электрический и ультразвуковой каротаж скважин представляет собой достаточно точный способ выявления толщи многолетнемерзлых пород, установления их верхней и нижней поверхностей и определения степени их льдистости.

Принципиально возможны следующие способы электрического каротажа: способ кажущегося сопротивления, токовый, концентрационных э. д. с., электродных потенциалов, диэлектрический и температурный. Предпочтение отдается каротажу кажущихся сопротивлений, тока и температуры.

Распространенный в нефтяной промышленности боковой каротаж для изучения мерзлых пород является весьма перспективным (Долль, 1956; Уинн, 1956). Ценность бокового каротажа, осуществляемого при помощи микрозонда, заключается в том, что он позволяет производить измерения величин, близких к величинам истинного удельного электрического сопротивления. Боковой каротаж может дать еще более точные результаты при измерении сопротивлений по методу скользящих контактов. Для облегчения процесса измерений в этом случае целесообразно перед каротажем смачивать стенки скважины водой (например, с помощью оттартовывающей тряпки).

Технически более простая схема каротажа с охранным электродом (экранированным заземлением) имеет преимущества перед обычной схемой каротажа сопротивлений, так как применение ее в значительной степени исключает искажающее влияние низкого сопротивления бурового раствора или воды в случае пород высокого сопротивления. Эту схему также возможно осуществлять при помощи микрозонда.

Каротаж сопротивлений дает сравнимые данные о кажущихся сопротивлениях мерзлой толщи различных районов (необходимые для интерпретации кривых вертикальных электрических зондирований) и позволяет точнее устанавливать глубину залегания верхней поверхности мерзлой толщи. Кроме того, имея в виду большой диапазон кажущихся сопротивлений в зависимости от льдистости, с его помощью можно регистрировать льдистость грунтов разреза и уточнять границы литологически различных горизонтов.

Различие в гидрохимическом составе водных растворов на границе талых и мерзлых пород служит причиной появления заметных концентраци-

онных э. д. с. Каротаж концентрационных потенциалов в сочетании с каротажем сопротивлений может оказаться дополнительным способом уточнения положения верхней поверхности мерзлой толщи, а также может служить для установления перелетков и таликов внутри мерзлых толщ.

Токовый каротаж прост в исполнении, но более грубо изображает изменения льдистости по разрезу. Заземление на поверхности для токового каротажа производят около скважины; патрубок обсадной трубы скважины в качестве этого заземления употреблять нельзя.

Питание цепи с помощью батарей сухих элементов производится только при каротаже сопротивлений и в токовом каротаже. Эффективность применения этих методов показана на примере определения глубины залегания нижней поверхности мерзлой толщи (см. рис. 36).

При выполнении токового каротажа должны строго выполняться следующие требования: количество заземлителей на поверхности должно быть неизменным; величина их заглубления и расстояния от устья скважин должны быть одинаковы; величина подаваемого напряжения должна быть постоянной, т. е. следует добиваться одинаковых условий заземления.

В установке с двумя электродами, изготовленными из двух разных металлов, передвигаемой в скважине в неодинаковых мерзлотно-грунтовых условиях, появляются электродные потенциалы. Каротаж электродных потенциалов может оказаться побочным способом исследования мерзлой толщи.

Различие диэлектрической проницаемости воды ($\varepsilon_в = 81$) и льда ($\varepsilon_л = 3$) является основанием для применения диэлектрического каротажа. При диэлектрическом каротаже отпадает необходимость в создании надежного электрического контакта скважинных датчиков с мерзлыми породами, что является преимуществом этого способа перед другими. Он позволяет различать фазовое состояние воды в породе; является перспективным для уточнения разреза мерзлых пород в дополнение к другим видам каротажа. Он наиболее применим в практике геофизических исследований мерзлых пород.

Электрический каротаж скважин ручного бурения может производиться как по методу скользящих контактов — при измерениях в сухих скважинах, так и с помощью обычного зонда — при измерениях в скважинах, содержащих буровой раствор. Первый вид каротажа пригоден только в южных районах области многолетнемерзлых пород при невысокой отрицательной температуре горных пород; второй вид применим во всех остальных районах. Измерения могут быть непрерывными или точечными; интервалы между точками измерения 15—20 *см*. Отсчеты величин напряжения Δv и силы тока I производятся на полевом потенциометре марки ЭП, ЭКС-1 или КСР без применения регистраторов. В токовом каротаже замеры величин могут производиться с помощью миллиамперметра. Точки измерения параметров по всем перечисленным видам каротажа должны располагаться на одинаковых глубинах.

Для каротажа скважины бурятся всухую; обсаживаются трубой только на глубину протаявшего слоя пород. При бурении применяются стандартные диаметры скважин, т. е. 2″, 3″ и 4″. Электрический или ультразвуковой каротаж производится после окончания измерения температуры. Для каротирования верхней части разреза обсадная труба последовательно поднимается.

Расстояние между приемными электродами MN в зонде для измерения сопротивлений и электродами для измерений концентрационных э. д. с. равно 5—15 *см*.

Опытными работами установлено, что расстояние между питающим электродом и центром измерительных электродов AO в схеме градиент-зонда ввиду больших значений величин напряжения должно быть не менее

75 *см*, в противном случае при столь малых величинах коэффициента формы *K* и больших величинах кажущихся сопротивлений мерзлой толщи напряжения становятся настолько большими, что выходят за пределы измерения их полевым потенциометром.

Опускание снаряда до забоя скважины производится с помощью бурильных штанг или груза.

Щетки для каротажа сухих скважин по методу скользящих контактов должны быть изготовлены для всех диаметров скважин (2″, 3″ и 4″). Для большей прочности и упругой амортизации во время движения по скважине щетки должны быть ограждены с обеих сторон кольцами из толстой резины.

Для каротажа электродных потенциалов можно употреблять щетки из следующих пар металлов: железо—медь, железо—латунь, железо—цинк.

Для каротажа скважин, заполненных буровым раствором, необходимо применять воду, имеющую возможно большее сопротивление (атмосферная вода, вода из заболоченных участков и торфяных озер).

Ультразвуковой каротаж может производиться в скважинах сухих и заполненных раствором. При каротировании сухих необсаженных скважин акустический контакт пьезодатчиков со стенкой скважины осуществляется посредством резиновых баллончиков, наполненных воздухом и соединенных резиновой трубкой с наземным насосом. Ультразвуковой каротаж по методу скользящих контактов можно также выполнить, используя пружинную основу микрозонда с применением *рс*-резины (или резины другой марки с наполнителем, обеспечивающим требуемые изоляционные и акустические качества этой резины), как контактирующего и датчиковмещающего материала.

Каротаж скважин, заполненных буровым раствором, производят с помощью ультразвукового герметичного скважинного зонда, изготовляемого по моделям Института физики Земли АН СССР.

В районах с большими градиентами температуры мерзлой толщи каротажные измерения величин сопротивлений тока, концентрационных э. д. с. и электродных потенциалов ведутся без выстойки скважины, сразу после окончания бурения, а измерения температуры после шести — двенадцатичасовой выстойки. Измерения производятся многократно, до совпадения предыдущих отсчетов с последующими.

В районах с высокотемпературной мерзлой толщей для геофизических замеров требуется выстойка скважин от нескольких дней до нескольких месяцев. Выстойка скважин считается достаточной, если при заданной точности измерений (до 0,1°) последние замеры совпадают с предыдущими на всех интервалах глубин.

Температурный каротаж был описан выше, поэтому на нем мы не останавливаемся.

Для того чтобы иметь возможность проверять результаты количественной интерпретации кривых вертикальных электрических зондирований при определении элементов залегания мерзлой толщи и мощности ее верхнего наиболее динамического горизонта, необходимо близ точек зондирований измерять температуру на так называемой охлаждающей поверхности (на глубине 4—6 *м*). По этим данным, пользуясь геотермическим методом Д. В. Редозубова (1955), расчетным путем можно проверять результаты электрозондировочных исследований. Точки измерения температуры следует размещать в соответствии с расчетной схемой, принятой для вычисления при данных условиях местности и форме мерзлого тела.

Из материалов термокаротажа глубоких скважин следует получить хотя бы одно значение температуры для глубины 300—500 *м* (ниже мерзлой толщи) или иметь данные о геотермическом градиенте в исследуемом районе.

7. Полевые исследования многолетнемерзлых горных пород до настоящего времени проводились преимущественно с помощью метода сопротивлений. Электрическое профилирование оправдало себя при картировании верхней поверхности многолетнемерзлых пород, при выявлении вертикальных или наклонных таликов, участков с наибольшей льдистостью пород, а также повторно-жильных льдов. Наглядной иллюстрацией этому служат кривые (рис. 44), не требующие особых пояснений.

Вертикальное электрическое зондирование пригодно для определения глубины залегания верхней и нижней поверхностей мерзлой толщи, глубины залегания и мощности горизонтально протяженных таликов соизмеримых по мощности с вышележащим мерзлым слоем. На рис. 45, 46, и 47 приведены кривые вертикальных электрических зондирований, характеризующие расчлененную и нерасчлененную мерзлую толщу.

На рис. 45 кривая *2* имеет меньший модуль $\mu_1 = \frac{\rho_2}{\rho_1}$, чем кривая *1*, и ее левая асимптота прослеживается до абсциссы $AB/2 = 9$ *м*. С помощью двухслойной палетки легко определить, что кривая *2* фиксирует участок, на котором слой сезонного промерзания не сливается с мерзлой толщей, залегающей на глубине 5 *м*. Кривые рис. 46 отражают наличие одного талого горизонта, заключенного внутри мерзлой толщи. Мощность его по кривой *1* равна 11 *м*, а глубина залегания кровли 13,4 *м*. Соответственные величины для кривой *2* равны 14 и 17 *м*.

Кривая, изображенная на рис. 47, получена на участке, имеющем два горизонтальных слоя талых пород, заключенных внутри мерзлой толщи. Ввиду слабой дифференциации сопротивления шестислойного электрогеокриологического разреза нельзя произвести его количественную интерпретацию. Наличие двух талых горизонтов было подтверждено бурением.

При электрокартировании верхней поверхности мерзлой толщи чаще всего употребляются электрофильные установки с небольшими разносами питающих электродов. В целях уменьшения искажений за счет частных неоднородностей близ электродов целесообразно применять схему с питающими электродами, отнесенными в бесконечность т. е. схему $AA'MNB' \rightarrow \infty$, $B \rightarrow \infty$.

На основании опытных и производственных работ установлено, что для соблюдения условия бесконечности, не выходя за заданные пределы погрешностей, практически достаточно отнести электрод B или B' от середины установки O на пятикратное расстояние OA или OA'.

Сдвоенная дипольная электропрофильная установка в условиях сложного залегания верхней поверхности мерзлой толщи обнаружила свои преимущества перед другими схемами. Эта схема весьма четко выявляет отдельные мелкие неровности в рельефе верхней поверхности мерзлой толщи.

Преимущества дипольной установки отпадают в двух случаях: а) когда верхняя поверхность мерзлой толщи имеет относительно спокойное залегание; б) когда горизонтальные размеры отдельных мелких форм сложно расчлененной верхней поверхности мерзлой толщи меньше размеров приемного диполя.

Имея в виду относительно высокую стоимость работ по дипольной схеме, последнюю можно рекомендовать лишь для детализации при съемке отдельных участков.

Результаты работ, полученные с помощью метода срединных градиентов, как правило не оказываются более наглядными, чем результаты, полученные по другим схемам.

Сочетание бурения с электроразведкой и геотермией, с электрическим каротажем скважин дает наиболее полные и надежные представления о составе и сложении мерзлой толщи.

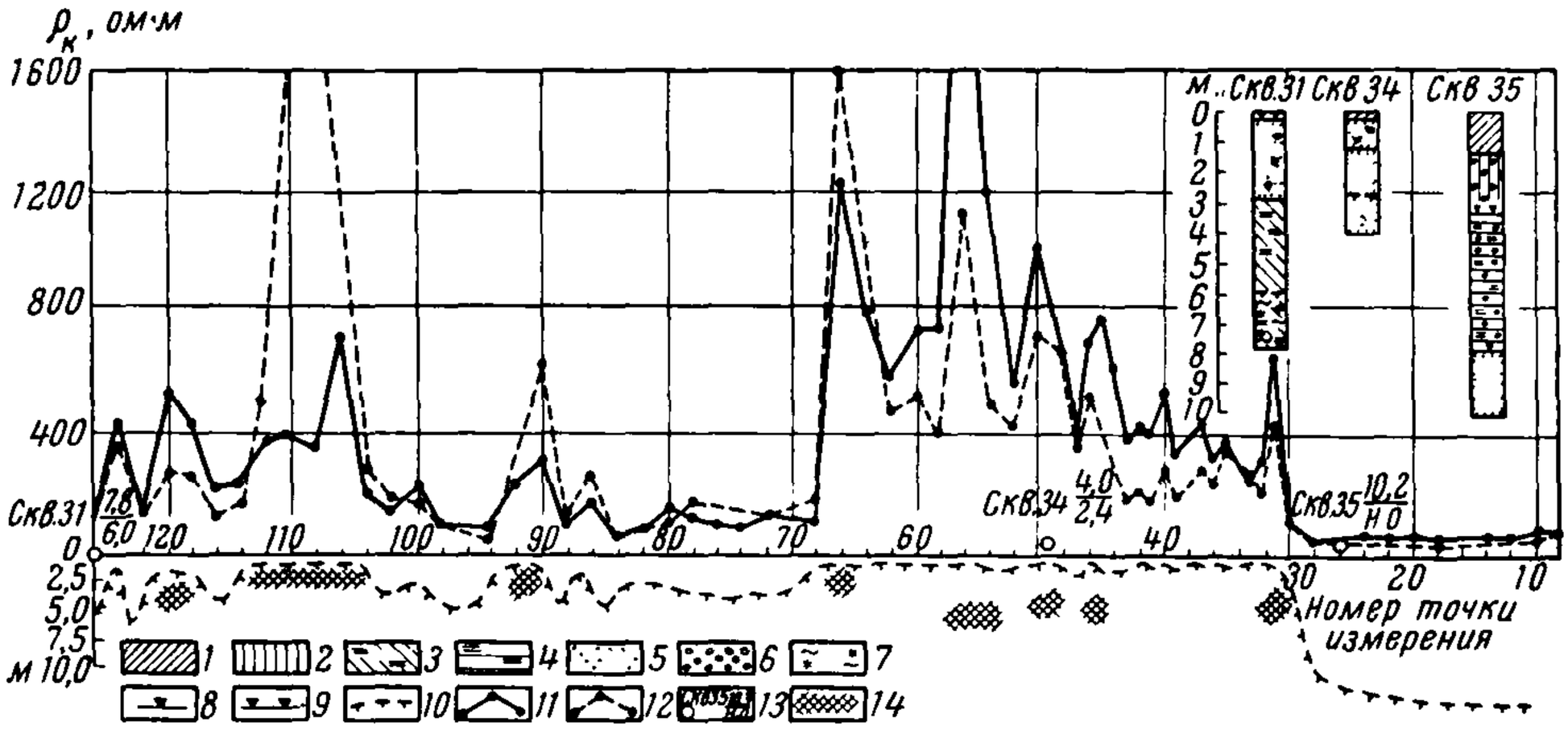


Рис. 44. Кривые кажущихся электросопротивлений к профилю:

1 — делювиальные суглинки; *2* — верхнеморенные суглинки; *3* — озерно-гляциальные суглинки; *4* — озерно-гляциальные глины; *5* — пески; *6* — галька; *7* — линзы и кристаллы льда; *8* — глубина появления грунтовых вод; *9* — установившийся уровень грунтовых вод; *10* — верхняя поверхность многолетнемерзлых пород; *11* — кривая ρ_K — при АВ = 40 *м*; *12* — кривая ρ_K при AB = 16 *м*; *13* — скважина и ее номер (в числителе — глубина скважины, в знаменателе — обнаруженная глубина залегания верхней поверхности мерзлой толщи); *14* — горизонты с весьма льдистой мерзлой толщей. Шаг измерительной установки 4 *м*

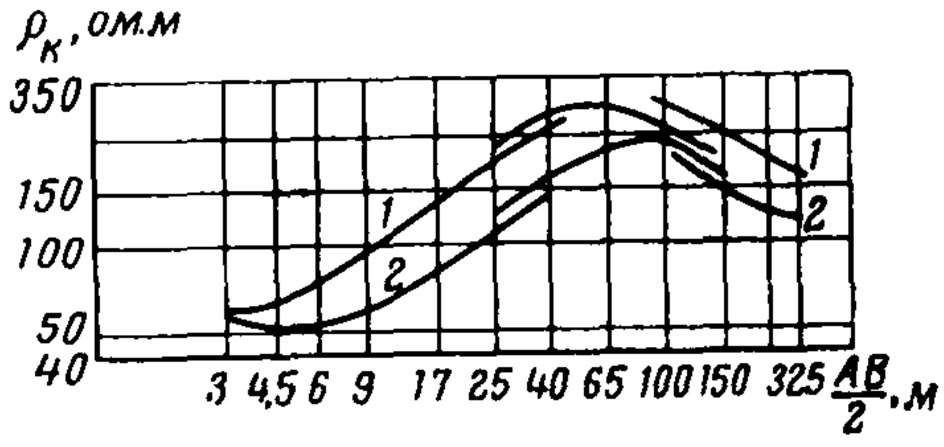


Рис. 45. Кривые вертикальных электрических зондирований на участке, где слой сезонного промерзания сливается с многолетнемерзлой толщей (кривая *1*), и на участке, где они не сливаются (кривая *2*). Смещение кривой *2* вправо определяет большую глубину залегания мерзлой толщи

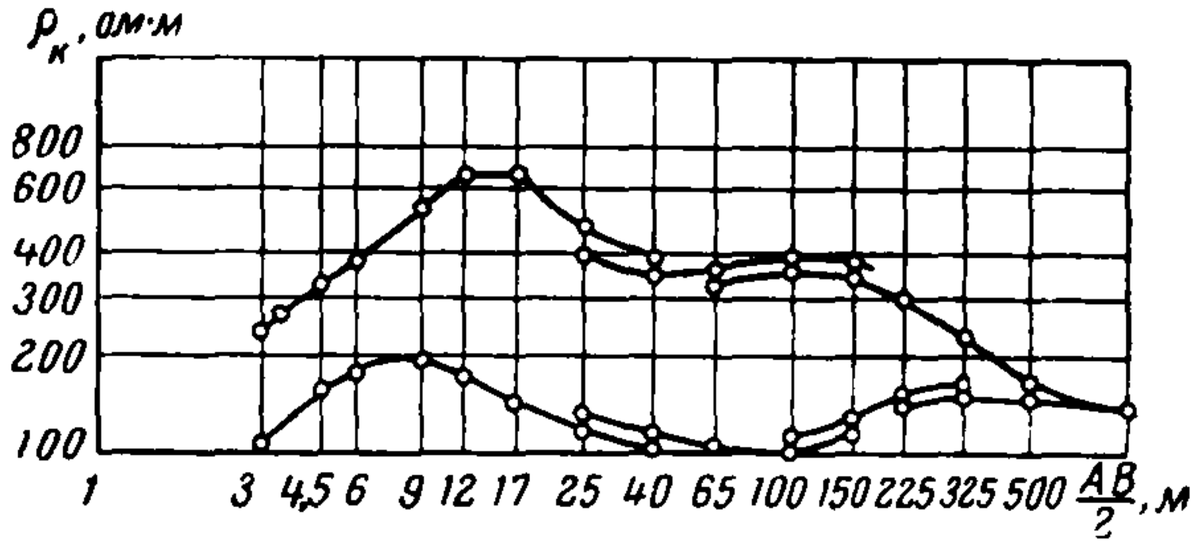


Рис. 46. Кривые вертикальных электрических зондирований над одним горизонтально протяженным таликом, заключенным внутри мерзлой толщи. Минимум в средней части кривой обусловлен таликом.

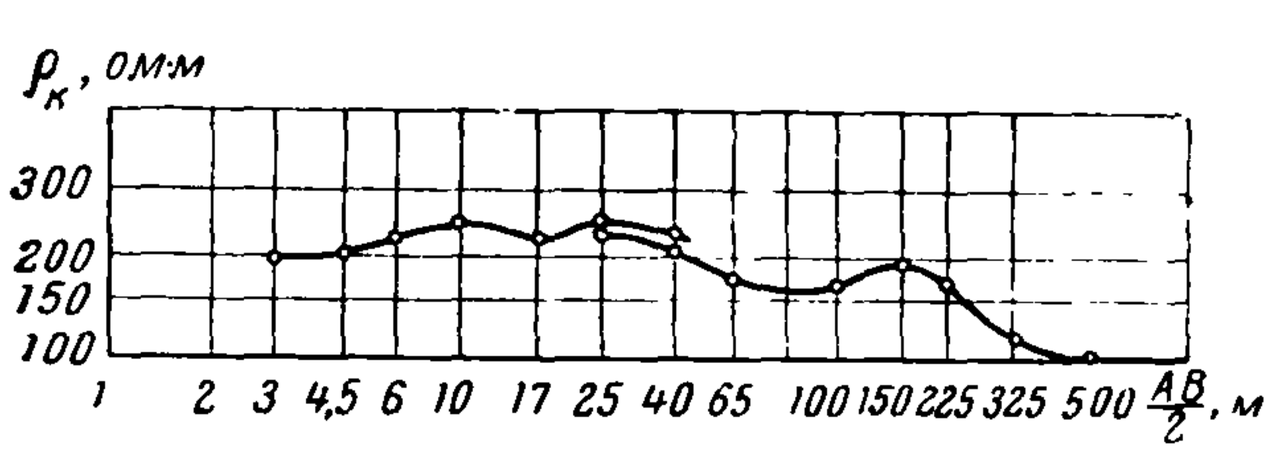


Рис. 47. Кривая вертикальных электрических зондирований над двумя горизонтально протяженными таликами, заключенными внутри толщи многолетнемерзлых горных пород. Два малозаметных минимума в средней части кривой обусловлены двумя талыми горизонтами

При картировании верхней и нижней поверхностей мерзлой толщи и ее льдистости геофизические исследования производятся с помощью увеличенного числа разносов электропрофиля и электрических зондирований, кривые которых доводятся до правой асимптоты, соответствующей талым породам, залегающим под мерзлой толщей.

Для надежного определения глубины залегания нижней поверхности мерзлой толщи по кривым вертикальных электрических зондирований необходимо знать величину: h_1 — глубины залегания верхней поверхности мерзлой толщи; ρ_1 — сопротивления талых пород, залегающих выше мерзлой толщи; ρ_2 — сопротивления мерзлой толщи.

Геокриологические исследования на небольших площадках в стадии технического проектирования можно проводить с применением тех же основных модификаций электроразведки, микросейсмики и ультраакустики. При этом рекомендуется следующая сетка профилей: расстояние между профилями 25—50 *м*, шаг измерения 8—10 *м*. Количество вертикальных электрических зондирований должно составлять 2—3% общего числа электропрофильных точек, а с учетом крестовых — не более 5%. Количество скважин ручного бурения в этом случае может составлять не более 20% заданного количества точек вертикальных электрических зондирований (без учета крестовых и круговых зондирований). Рациональное размещение скважин на местности и точек ультраакустических измерений осуществляется на основе карты равных сопротивлений или карты электрических профилей (Акимов, 1960).

Результаты геофизических работ при изысканиях в стадии предварительного проектирования приводятся на картах масштаба до 1 : 10 000, а в стадии технического проектирования до 1 : 5000.

Порядок геофизических работ при маршрутно-рекогносцировочных исследованиях и при площадной съемке на больших участках следующий. Исследуемую территорию покрывают электропрофильной съемкой, затем на основании карты профилей или карты равных кажущихся сопротивлений определяют места электрозондирования или ультраакустических и микросейсмических измерений.

Талики оконтуривают путем нескольких разносов питающих электродов электропрофильной установки, величины которых определяются глубиной таликов и мощностью мерзлой толщи.

Повторно-жильные льды можно выявить электроразведкой с помощью радиальных электропрофилей. Для этого сначала определяют направления главных ледяных жил полигональной сетки (жил первой генерации). Измеряют сопротивления по трем пересекающимся в одной точке электропрофилям, заданным под углом 60° друг к другу. Длина этих профилей должна в четыре раза превышать максимальный поперечник полигона, а шаг измерительной установки должен быть равным 2 или 3 MN.

Если радиальные электрические профиля не дадут материала для выявления главных элементов полигональной сетки, то электропрофильные линии ориентируют параллельно или перпендикулярно направлению реки (бровкам оврагов, древних террас), так как жилы чаще всего ориентированы парраллельно или перпендикулярно реке (оврагу и др.).

При электроразведке жильных льдов двухслойный разрез с ρ_1 (сопротивление талых пород, залегающих выше мерзлой толщи) и ρ_2 (сопротивление пород мерзлой толщи) осложняется вертикально ориентированной жилой льда, сопротивление которой $\rho_3 > \rho_2$. Кажущееся сопротивление над такой жилой, выходящей под подошву первого слоя, представляет собой сложную зависимость от ρ_1, ρ_2, ρ_3, мощности первого слоя h_1, горизонтальной мощности ледяной жилы m и величины разноса электродов питающей цепи. Если все величины, кроме h_1 и m, будут постоянным и если экранирующее влияние первого слоя будет мало $\left(\frac{\rho_1}{\rho_3} \geqslant 0{,}005\right)$, то величина

разности аномального и нормального $\rho_к$ в первом приближении будет находиться в зависимости от отношения $\frac{m}{h_1}$. В реальных условиях при указанном выше соотношении $\frac{\rho_1}{\rho_3}$ существует предел применения этой зависимости (при $m/h_1 < 0{,}17$), за которым разведка жильных льдов становится уже затруднительной, так как влияние ледяной жилы на поведение кривой $\rho_к$ в этом случае заметно не сказывается. Это означает, что при $h_1 = 3$ *м* (наибольшей мощности летнего протаивания в районах распространения жил) предельная, определяемая с помощью электроразведки мощность ледяной жилы равна 0,5 *м*. Менее мощные ледяные жилы при такой глубине их залегания проявляют себя малозаметными максимумами $\rho_к$, однозначное выделение которых на фоне изменчивого характера кривой $\rho_к$ становится затруднительным.

При детальной разведке трещинных ледяных жил может быть рекомендована следующая сетка электрических профилей: расстояние между профилями равно поперечному размеру наименьшего полигона; шаг измерительной установки равен величине разноса измерительных электродов *MN*; длина профилей определяется заданными размерами разведуемой площади. Для уменьшения ложных экстремумов $\rho_к$ целесообразно применять установку с одним питающим электродом в бесконечности или схему дипольного электрического профилирования, более дифференцированно выделяющую ледяные жилы.

Результаты электроразведки ледяных жил представляют в виде карты электрических профилей, на которой максимумы $\rho_к$ коррелируются с учетом представлений о последовательности генераций трещин, что следует делать в соответствии с различием величин максимумов $\rho_к$. Таким путем могут быть выявлены оси ледяных жил различных генераций.

Электроразведка, микросейсмический и ультраакустический методы применимы также и при стационарных геокриологических наблюдениях. С помощью этих методов можно производить наблюдения за интенсивностью протаивания или промерзания грунтов в различных типах местности. В этом случае путем периодически повторяемых измерений на одних и тех же профилях можно наблюдать качественные изменения поверхности мерзлых пород в обжитых местах или под зданиями в процессе их эксплуатации.

Чтобы избежать влияния мешающих электроразведочной работе блуждающих или теллурических токов в тех случаях, когда эти влияния оказываются особо сильными и применение пульсатора не избавляет от помех, следует применять прибор ПАК-1, исключающий указанные помехи.

Уменьшение поверхности контакта электродов цепи с землей до минимума или перемещение на другое место шпилек с предварительной обтиркой их досуха нередко позволяет избегать больших и непостоянных во времени поляризационных эффектов в местах их активного проявления.

Определение чаш протаивания под зданиями или детализацию ответственных участков картируемых площадей можно производить с помощью ультразвукового грунтографа (переделанного эхолота ПЭЛ-1 или ПЭЛ-2) или микросейсмики. В качестве излучателя в первом методе лучше применять вибратор магнитострикционного типа, а приемник — пьезосегнетоэлектрического. Предпочтительные рабочие частоты, при которых получаются более четкие результаты, оказываются, однако, ниже ультразвуковых ($f = 6 \div 21$ *кгц*).

8. Без учета геокриологических условий нельзя производить геофизические исследования. Геофизик, решающий разведочные и геоструктурные задачи, обязан достаточно хорошо ознакомиться с геокриологическими особенностями и физическими характеристиками мерзлой толщи района работ.

В одних случаях многолетнемерзлые породы искажают результаты гео-

физических работ и усложняют их, в других они оказывают благоприятное влияние.

При прослеживании геологических структур, неглубоко залегающих под наносами, малый разнос сдвоенной электропрофильной установки, если выбор величины его недостаточно оправдан, может оказаться в сфере преимущественного влияния мерзлой толщи. На структурах высокого сопротивления (например, на антиклиналях, сложенных известняками) малый разнос схемы сдвоенного профиля дает такие изменения кажущихся сопротивлений, которые в большей степени отражают изменение в строении мерзлых толщ, чем в глубине залегания и морфологии структуры или в плотности известняков. Вследствие этого кривые $\rho_к$, полученные с помощью малых разносов питающих электродов, не помогают интерпретации электропрофильных материалов, а нередко и затрудняют ее.

Величина разносов питающих электродов малой установки сдвоенного профиля должна устанавливаться на основании по крайней мере трех электрозондирований: на оси структуры, в пологих крыльях и за ее пределами. Все три кривые вертикальных электрических зондирований должны быть получены на участках с наиболее низкотемпературной мерзлой толщей.

В случае прослеживания больших весьма протяженных структур проверка правильности выбранного размера разносов питающих электродов должна производиться через определенное количество километров.

Для правильного проектирования геофизических работ следует пользоваться картами районирования многолетнемерзлых пород, составленными по материалам геокриологических исследований.

При геофизической разведке угольных месторождений в области многолетнемерзлых горных пород отмечались аномалии электросопротивлений, возникающие за счет скоплений подземного льда, принимавшиеся за аномалии, обусловленные угольными пластами. В данном случае мерзлая толща проявляла себя в качестве неблагоприятного, искажающего условия.

Угольные пласты, залегающие под наносами небольшой мощности в низкотемпературной мерзлой толще, в некоторых районах резко отличаются по сопротивлению от вмещающих пород. Угольные пласты, будучи до своего замерзания более обводненными, чем вмещающие породы, в мерзлом состоянии во много раз увеличивают сопротивление за счет высокой льдистости. Поэтому мерзлое состояние угольных пластов и вмещающих пород оказывается благоприятным условием для геофизической разведки, подчеркивающим различие в сопротивлениях угля, с одной стороны,— и вмещающих пород — с другой. Наоборот, угольные пласты, залегающие в таких районах в талых породах, слабо отличаются от них по сопротивлению: нивелирование сопротивлений талых вмещающих пород и угольных пластов происходит за счет большего обводнения последних.

Надежная корреляция «угольных» пик в кривых кажущихся сопротивлений по ряду профилей может быть произведена только после детального ознакомления с геокриологическими особенностями района. В случае отсутствия таких данных в полевой электрометрической схеме необходимо предусмотреть третий разнос питающих электродов, величина которого подбирается такой, чтобы она могла обеспечить картирование верхней поверхности мерзлой толщи.

В случае небольших величин разносов питающих электродов ($AB < 100$ *м*) употребляют шпильки заземлителей облегченного типа, которые легко заглубляются в землю без забивки. За исключением отдельных случаев (работа ранней весной и при начале сезонного промерзания, в районах с выходами коренных пород и с малым летним протаиванием), при неглубоких зондированиях не требуется применения усиленного типа шпилек (заземлителей). Работу с большими разносами электродов ($AB > 100$ *м*)

необходимо производить с усиленным типом заземлителей. При обосновании затрат на проведение полевых работ применяют коэффициент, определяемый по существующим нормативам на трудность осуществления контакта электродов с землей. Этот же коэффициент применяется также и для проведения работ в период неполного сезонного протаивания (в начале полевого сезона) и в период начала зимнего промерзания (в конце летнего сезона).

При очень больших разносах электродов ($AB > 10\,000$ *м*) геокриологические условия не влияют на ход интерпретации полученных данных.

ЛИТЕРАТУРА

Акимов А. Т. Результаты мерзлотно-геофизических исследований в восточной части Большеземельской тундры.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР. т. 15, 1960.

Аксельрод С. М. и Черняк Г. Я. Диэлектрический каротаж скважин. — Разведка и охрана недр, № 1, 1959.

Альпин Л. М. Теория дипольных зондирований. Гостоптехиздат, 1943.

Бончковские В. Ф. и Ю. В. Исследования применимости сейсмического метода к определению глубины залегания верхнего зеркала мерзлоты.— Тр. Комитета по вечной мерзлоте при АН СССР, т. V, Изд-во АН СССР, 1937.

Долль Г. Ж. Боковой каротаж. IV Междунар. нефтяной конгресс, т. II, Геофиз. методы разведки. Гостоптехиздат, 1956.

Достовалов Б. Н. Измерение диэлектрической постоянной ρ и удельного сопротивления ε горных пород.— Тр. Петрограф. Ин-та вып. 10, 1937.

Достовалов Б. Н. Электрическая характеристика мерзлых пород. — Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 5, 1947.

Достовалов Б. Н. Картирование мерзлых пород подземных жильных льдов методом постоянного тока. Изд-во АН СССР, 1955.

Заборовский А. И. Электроразведка. Гостоптехиздат, 1943.

Коридалин Е. А. О возможности применения сейсмометрических исследований к изучению вечной мерзлоты.— Тр. Комиссии по вечной мерзлоте при АН СССР, т. III, 1934.

Коркина Р. И. К вопросу о происхождении и характере залегания ископаемых льдов Центральной Якутии.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 15, 1960.

Марков В. Н. и Хитаров Ю. Н. Использование принципов радиолокации для целей рудной разведки. Информ. сборн. ВНИИ методики и техники разведки, № 8, 1957.

Петровский А. А. Применение горизонтальной антенны к электрическому картированию.— Тр. Ин-та геологических наук, вып. 22, инж.-геол. серия, № 1, 1940

Петровский А. А. и Достовалов Б. Н. Метод горизонтальной антенны в применении к изучению мощности ледяного покрова.— Докл. АН СССР, т. 31, № 3, 1941.

Редозубов Д. В. Геофизические проблемы вечной мерзлоты. Рукопись, фонды Печорск. филиала Всес. угольн. ин-та, Воркута, 1955.

Семенов А. С. и Мейер В. А. Геофизическая разведка рудных месторождений.— Тр. ВНИИ разведочной геофизики. Госгеолиздат, 1953.

Уинн Р. Г. Методы каротажа с использованием фокусировки тока. IV Междунар. нефтяной конгресс, т. II, Геофиз. методы разведки. Гостоптехиздат, 1956.

Шумский П. А., Швецов П. Ф., Достовалов Б. Н. Особенности инженерно-геологической разведки в районах распространения жильных подземных льдов. Изд-во АН СССР, 1955.

Якупов В. С. Определение мощности современных рыхлых отложений методом вертикального электрического зондирования в районах с низкой температурой многолетнемерзлых пород.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 15, 1960.

Abstracts of papers presentes at the sevenths Alaskan science conference (AAAS), Junean, Alaska, September, 27—30, 1956.— Bull. Geol., Soc. America, 1956, № 12, p. 2. 1805—1810.

Joesting H. R. Geophysical Exploration in Alaska Arctic, vol. 7, № 3 and № 4, 1954.

3. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОМЕТОДОВ ПРИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Методика применения аэрометодов при геокриологических исследованиях еще недостаточно разработана. Однако имеющийся опыт свидетельствует о том, что аэрометоды повышают качество исследований, экономят время и облегчают труд исследователя.

В настоящее время в геокриологии используют материалы аэрофотосъемки, полученные при составлении топографических карт, в частности применяется обычная (черно-белая) съемка, а также цветная трехслойная и цветная спектрозональная. Последняя дает в условиях тундровой и лесной зон наибольший эффект. В степных, пустынных и высокогорных районах более эффективна цветная трехслойная аэрофотосъемка, лучше выявляющая рельеф и распространение различных по составу горных пород. Возможности геокриологического дешифрирования цветных аэрофотоснимков изучены пока слабо.

Известно, что аэрофотоснимки характеризуются следующими полезными особенностями:

а) они дают точное и детальное объективное изображение земной поверхности: по ним можно измерять расстояния и определять разницу в высотах местности; в стереоскоп можно видеть и наглядно представить себе рельеф исследуемой территории;

б) на них исследователь имеет возможность обозревать обширные площади и видеть их детали, что облегчает анализ некоторых взаимосвязей элементов ландшафта и их пространственного размещения (рельеф, растительность, заболоченность, поверхностные потоки и водоемы и пр.);

в) время, затрачиваемое на описание объектов и их измерение в натуре, сокращается, так как их в значительной мере можно документировать на основании снимка;

г) материалы аэрофотосъемки позволяют выбирать наиболее рациональное направление наземных маршрутов, места размещения горных выработок (скважин, шурфов) и т. п.

Наиболее ценно то обстоятельство, что на аэроснимках хорошо выражены некоторые весьма важные для исследования криогенные и посткриогенные образования.

Многолетнемерзлые горные породы на аэрофотоснимках непосредственно не отображаются. Поэтому аэрометоды при геокриологической съемке являются в основном подсобными. Они помогают установить корреляционные связи мерзлых толщ с элементами ландшафта, вскрываемые при наземных исследованиях на всех стадиях полевых работ. Наибольший эффект применения аэрометодов получается при картировании криогенных и посткриогенных образований. В этом случае аэрометоды заменяют отдельные виды наземных работ.

Остановимся на некоторых особенностях аэрофотосъемки и аэрофотоснимков.

Аэрофотосъемка, как известно, в зависимости от ориентировки оптической оси объектива фотоаппарата подразделяется на плановую и перспективную. При плановой аэрофотосъемке ось фотоаппарата направлена вертикально (с отклонением не более 3°), при перспективной угол наклона оси достигает 30—40° и больше.

Аэрофотоснимок является центральной проекцией местности на плоскость снимка, ее изображением, уменьшенным в определенном масштабе. Численный масштаб аэрофотоснимка выражается отношением

$$\frac{1}{m} = \frac{a}{A} = \frac{f}{H},$$

где m — знаменатель численного масштаба;
a — длина линии на снимке;
A — длина линии на местности;
f — фокусное расстояние объектива;
H — высота съемки (расстояние от объектива до земли).

При измерениях на аэрофотоснимке необходимо учитывать искажение масштаба вследствие изменения высоты полета, рельефа и пр. Эти искажения

возрастают от центра к краям аэрофотоснимка (например, при заданном масштабе 1 : 25 000 отклонения масштаба могут быть от 1 : 27 000 до 1 : 23 000, а при масштабе 1 : 10 000 — от 1 : 12 000 до 1 : 8 000). Поэтому при дешифрировании аэрофотоснимка следует использовать лишь его центральную часть, так называемую полезную или рабочую площадь, которая образуется линиями, проходящими через середину перекрытия двух смежных аэрофотоснимков, при продольном перекрытии не менее 60% и поперечном — не менее 40%.

При геокриологических исследованиях используют ряд материалов аэрофотосъемки.

а) *Аэрофотоснимки* (контактные отпечатки), наиболее распространенных размеров: 18 × 18; 24 × 24; 30 × 30 *см*. Номер снимка всегда указывается в его северо-восточном углу, и эта надпись является ориентировкой снимка по странам света.

Фотоснимки должны иметь высокое качество: изображение на них должно отличаться нормальной контрастностью по всем маршрутам; не иметь механических повреждений (царапин, затеков) и пр. Для исследований необходимо иметь два комплекта аэроснимков: на матовой бумаге для работы карандашом и на глянцевой, используемый как материал для просмотра.

Аэрофотоснимки раскладывают по трапециям масштаба 1 : 100 000, 1 : 50 000, 1 : 25 000; к ним прикладывают опись, в которой указывают ряд технических характеристик производства и условий съемки (масштаб, время съемки, высота полета, фокусное расстояние объектива фотоаппарата, атмосферные условия и т. п.).

б) *Репродукции накидного монтажа*, показывающие расположение съемочных маршрутов и аэрофотоснимков. Репродукции бывают в масштабах 1 : 200 000, 1 : 100 000 и крупнее.

в) *Фотосхемы*, которые монтируют из аэрофотоснимков в масштабе залета; фотосхемы могут быть использованы как основа для составления предварительного полевого варианта средне- и крупномасштабной геокриологической карты.

г) *Фотоплан*, обычно составляемый из трансформированных аэрофотоснимков, отвечающих точности заданного масштаба. Фотоплан также может быть использован как основа для составления полевой крупномасштабной геокриологической карты.

Топографические карты и планы, составленные по материалам аэрофотосъемки, являются основой для окончательного варианта геокриологической карты.

При выборе масштаба материалов аэрофотосъемки исходят из цели работы и руководствуются следующим: 1) изучаемые объекты или ландшафты должны иметь линейный размер изображения не менее 1 *мм*, для того чтобы они могли быть опознаны на местности; 2) общее количество аэрофотоснимков по исследуемой территории должно быть минимальным, но в то же время достаточным для всесторонней ее характеристики; 3) изображения на аэрофотоснимке должны быть достаточно резкими и четкими.

Наиболее пригодные масштабы аэрофотоснимков, используемые при полевых исследованиях и при составлении геокриологических карт, указаны в табл. 25.

Дешифрирование аэрофотоснимков заключается в установлении соответствия между объектом исследования и его фотографическим изображением. Дешифрирование подразделяется на общетопографическое и специальное, например геокриологическое. Детальность и точность дешифрирования аэрофотоснимков определяются требованиями, предъявляемыми к его конечным результатам. Дешифрирование может быть визуальным, на основе изучения аэрофотоснимков невооруженным глазом, полуинструментальным и инструментальным—с помощью измерительных и увеличительных приборов.

Геокриологическое дешифрирование является сложным, так как охватывает различные его виды: топографическое, геологическое, гидрогеологическое, геоботаническое, и собственно геокриологическое. В процессе такого дешифрирования познаются: физико-географические особенности изучаемого района; характерные ландшафты и их границы; криогенные и посткриогенные образования, отображенные на аэрофотоснимках.

Таблица 25

Рекомендуемые масштабы материалов аэрофотосъемки *

Заданный масштаб геокриологической карты или плана	Рекомендуемые рабочие масштабы		
	топографической карты или плана	фотосхемы и фотопланы	аэрофотоснимки
1 : 200 000	1 : 100 000	1 : 100 000÷1 : 35 000	1 : 60 000÷1 : 30 000
1 : 100 000	1 : 50 000	1 : 50 000÷1 : 25 000	1 : 35 000÷1 : 25 000
1 : 50 000	1 : 25 000	1 : 35 000÷1 : 25 000	1 : 25 000÷1 : 15 000
1 : 25 000	1 : 10 000	1 : 25 000÷1 : 10 000	1 : 25 000÷1 : 10 000
1 : 10 000	1 : 10 000÷1 : 5 000	1 : 10 000÷1 : 5 000	1 : 10 000÷1 : 5 000
1 : 5 000	1 : 5 000÷1 : 2 000	1 : 5 000÷1 : 2 000	1 : 5 000÷1 : 2 000

* При разработке табл. 25 использован богатый опыт геологов.

Необходимые объекты исследований и некоторые их характеристики опознаются по прямым и косвенным дешифровочным признакам.

К прямым признакам относятся: форма, размеры, тон, фактура изображения и тени предмета. Форма и размеры изображения зависят от масштаба съемки, направления оптической оси фотоаппарата и его положения относительно объекта съемки.

Тон изображения отражает оптические свойства наземных объектов и передается на снимке различной степенью почернения эмульсии. Тон изображения является одним из основных дешифровочных признаков. Он изменяется в зависимости от условий освещенности, времени года, степени увлажненности поверхности и пр. Один и тот же объект при различных условиях съемки может иметь не одинаковый тон, и, наоборот, разные объекты могут иметь одинаковый тон изображения. Например, снег, песок и наледь имеют белый тон, и их часто можно различить только по положению в рельефе, форме контура и пр.

Фактурой изображения называется особенность его тона, обусловленная наличием, формой и расположением множества мелких элементов, образующих тон. Фактура является более устойчивым дешифровочным признаком, чем тон изображения. Например, для поверхности воды характерна гладкая, однородная, для леса и кустарников — зернистая фактура.

Тени собственные, т. е. затененные части предмета, и тени падающие, т. е. отбрасываемые предметом на поверхность земли, позволяют определить форму предмета, а по длине падающей тени, зная угол наклона солнечных лучей в момент съемки, по таблице можно определить высоту предмета.

Косвенные признаки дешифрирования выявляются из взаимосвязей между различными природными явлениями. Например, приуроченность растительных ассоциаций к определенным формам рельефа позволяет дешифрировать последние, что в свою очередь дает возможность определить вероятный литологический состав грунтов и т. д.

Перейдем к изложению некоторых указаний по использованию аэрофотометодов при геокриологических исследованиях.

Дешифрирование аэрофотоснимков целесообразно вести в определенной последовательности, по принципу — от общего к частному, от общего

обзора местности по фотосхемам к изучению деталей, изображенных на контактных отпечатках. В первую очередь обычно дешифрируют гидрографическую сеть, макро- и хорошо заметные мезоформы рельефа. Затем дешифрируют более мелкие детали рельефа, растительность, геологическое строение и пр.

Предварительное камеральное дешифрирование производится в подготовительный период; аэровизуальные наблюдения производятся перед началом и в процессе полевых работ; полевое дешифрирование и наземные работы входят в состав полевых работ; окончательное камеральное дешифрирование и картирование производится в процессе полевых работ и в камеральный период.

1. Предварительное камеральное дешифрирование имеет назначение:

а) ознакомиться с природными условиями района исследований;

б) выделить на фотосхемах и фотопланах элементы ландшафта и их границы;

в) наметить эталоны дешифрирования, на которых должны быть отражены типичные ландшафты, связанные с развитием многолетнемерзлых толщ или криогенных и посткриогенных образований;

г) составить проект полевых исследований и нанести на фотосхему границы опорных (эталонных) участков и конкретных объектов изучения;

Методика предварительного дешифрирования аэрофотоснимков сводится к следующему: сличая аэрофотоснимки с топографической картой, их дешифрируют, т. е. определяют названия рек, озер, знакомятся с дорожной сетью, опознают населенные пункты и пр.; пользуясь картой и применяя стереоскопический просмотр аэрофотоснимков, изучают рельеф района и его особенности.

При изучении контактных отпечатков, фотосхем и фотопланов используют материалы прежних исследований.

Результаты дешифрирования наносят на аэрофотоснимки и фотосхемы в виде контуров, без сплошной закраски или штриховки для того, чтобы не снижать четкости изображения. Для обозначения контуров удобно применять цифровые индексы (табл. 26). Контуры интересующих объектов следует переносить на восковку (рис. 48).

В результате предварительного дешифрирования получают следующие материалы:

предварительную карту ландшафтов (с выделением некоторых его элементов); при соответствующих масштабах и наличии некоторых данных можно составить предварительную частную геокриологическую карту (например, криогенных образований); карту составляют на фотосхеме или восковке, с которой при надобности изготовляют светокопии для полевой работы, для составления промежуточных вариантов карты и т. д.

физико-географическое описание отдельных участков с предварительной характеристикой некоторых их геокриологических особенностей (криогенных образований);

эталоны дешифрирования по опознанным объектам, подлежащим дешифрированию в поле;

проект полевых исследований, к которому прикладывается карта с нанесенными на нее границами типичных участков, намеченными маршрутами, точками буровых скважин, шурфов и т. п.

2) Аэровизуальные наблюдения, т. е. осмотр местности с самолета, подразделяются на три этапа;

а) предварительные рекогносцировочные облеты, проводимые для ознакомления с природными особенностями района и уточнения данных предварительного дешифрирования (маршрутов и т. д.);

б) облеты в процессе полевых исследований, дополняющие наземные наблюдения;

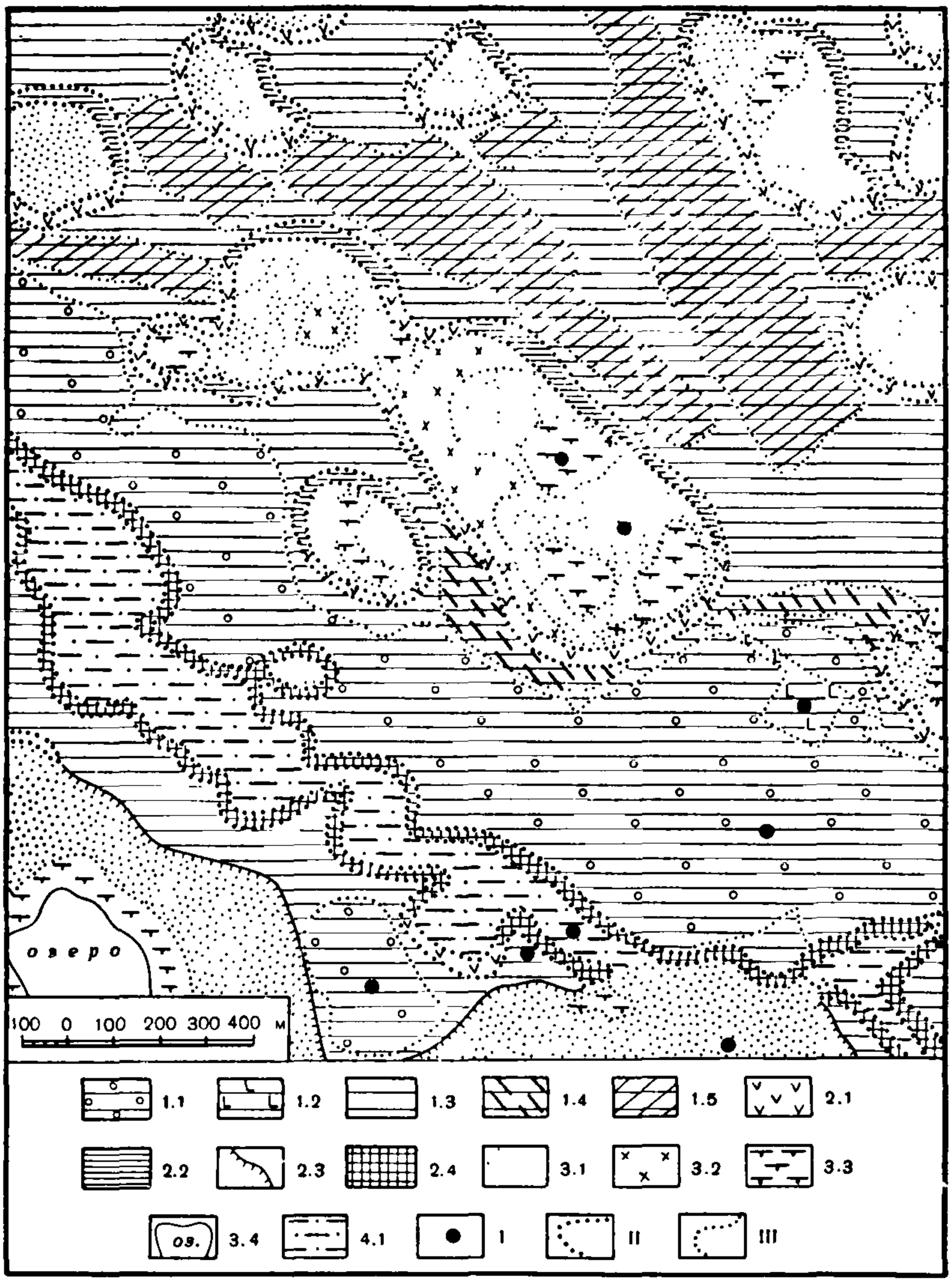


Рис. 48.

Значение условных знаков: 1,1 ... 4,1 — см. табл. 26; I — опорные буровые скважины; II — контуры аласов и долин; III — граница типов местности

в) заключительные облеты, совершаемые после предварительной обработки полевых материалов для уточнения и обобщения результатов наземных наблюдений.

Время года для аэровизуальных наблюдений выбирается в зависимости от местных климатических условий и в соответствии с наибольшей выразительностью изучаемых объектов. Время дня выбирается в зависимости от расчлененности рельефа: в равнинных районах для наблюдений наиболее благоприятным будет время с 6 до 10 часов утра и после 15 часов, когда тени резче выявляют формы рельефа; в горных районах наиболее благоприятным временем являются полуденные часы, когда глубокие тени не мешают наблюдениям, т. е. не затушевывают деталей поверхности.

Самолет должен иметь небольшую скорость полета, быть удобным для наблюдений и широкого обзора, обладать возможностью внеаэродромных посадок.

Таблица 26

Типы местности и их геокриологическая характеристика
(к рис. 48)

Элемент рельефа	Индекс *	Растительность и микрорельеф	Температура грунта на глубине 10—15 *м*, °С	Глубина сезонного протаивания, *м*	Геологический разрез
Межаласье	1.1	Массивы лиственной тайги	—6,4÷—4,4	0,5÷1,5	1. Суглинки пойменного происхождения, содержат жилы льда высотою до 30 *м*, мощность слоя суглинка 10—20 *м*
	1.2	Вырубленная тайга	—4,3÷—3,9	1,2÷2,0	
	1.3	Луга с небольшими участками редколесья	—4,3÷—3,5	1,2÷2,0	
	1.4	Луга с полигональным микрорельефом	—4,3÷—3,5	1,2÷2,0	2. Переслаивание супесей и суглинков; мощность 1—5 *м*
	1.5	Пашни с обнаженной сеткой трещинных полигонов	—4,3÷—3,0	1,5÷2,6	3. Суглинки озерного происхождения; мощность 10—12 *м*
Борта термокарстовых котловин и термоэрозионных долин	2.1	Обнаженные склоны с просадочным полигональным микрорельефом	Весьма различные. Общим для них является то, что породы на склонах северной экспозиции отличаются более низкой температурой и меньшей глубиной сезонного протаивания, чем породы склонов южной экспозиции		То же строение, за исключением слоя 1, который частично замещен супесчано-суглинистыми делювиально-солифлюкционными отложениями, мощностью 2—6 *м*
	2.2	Залесенные выровненные склоны котловин			
	2.3	Обрывы			
	2.4	Залесенные выровненные склоны долин			
Дно термокарстовых котловин	3.1	Луга с концентрическими покосами травяного покрова, связанными с постепенным высыханием озер	—4,5÷—2,5	1,1÷1,6	1. Суглинки иловатые; мощность 2—6 *м*
	3.2	Луга со слабым проявлением остаточного полигонального микрорельефа и псевдоморфозами по жилам льда	—4,5÷—2,6	1,1÷1,6	2. Суглинки пойменного происхождения без жил льда, частично переотложены солифлюкцией; мощность 4—8 *м*. Ниже разрез сходен с характерным для участков, не затронутых термокарстом
	3.3	Редкая травяная растительность на днищах недавно высохших озер	—0,5÷+0,5	1,8÷2,6	
	3.4	Озера	+0,2÷+2,0	—	
Дно термоэрозионно-термокарстовых долин	4.1	Луга с полосами более густого травяного покрова, связанными с меандрами временного потока поверхностных вод	—4,5÷—2,5	1,1÷1,6	1. Пески, супеси, суглинки современного аллювия; мощность 2—10 *м*. Ниже разрез сходен с характерным для дна термокарстовых котловин; породы частично смыты

* Первая цифра индекса означает номер элемента рельефа, вторая цифра — микрорельефа и растительности.

К аэровизуальным наблюдениям следует тщательно подготовиться: изучить намеченный район по картам и фотосхемам, выявить участки, требующие наиболее детального просмотра. На карте прокладывают маршрут полета, задают его высоту. Продолжительность полета ввиду напряженности наблюдений должна быть не более 3—4 часов. Карты и аэрофотоснимки следует подготовить так, чтобы не терять времени в полете на поиски необходимого листа.

Ориентировка в полете производится по ориентирам, наиболее заметным на карте и местности (дороги, реки, озера, населенные пункты и т. п.). Время полета над этими объектами фиксируется точно, и иногда оно служит для определения положения точек наблюдения.

Недостатком аэровизуальных наблюдений является невысокая точность документации вследствие быстрой смены объектов наблюдения: за 1—3 минуты необходимо провести и в какой-то мере зафиксировать наблюдения, не пропуская новых объектов. Поэтому результаты наблюдений изображают условными знаками и пометками на карте. Наблюдения сопровождаются краткими записями в полевом дневнике. Наиболее характерные объекты следует фотографировать, записывая время, высоту, место и объект съемки.

Над сложными или особенно важными участками рекомендуется делать повторные залеты, или производить для их изучения внеаэродромные посадки.

Непосредственно после полета первичные записи аэровизуальных наблюдений систематизируют, переписывают и дополняют восстанавливаемыми в памяти деталями.

3) Полевое дешифрирование ведут по маршрутам путем сопоставления изображения на аэроснимке с объектами и их свойствами на местности. При этом восполняются пробелы и проверяются результаты предварительного дешифрирования. Аэроснимки, предназначенные для текущего дня работы, перед выходом в поле тщательно просматриваются под стереоскопом. Повторный просмотр аэроснимков помогает детально ознакомиться с направлением маршрута и объектами, лежащими в пределах площади аэроснимка.

Ориентировка на местности по аэроснимкам ведется по характерным признакам, которые опознаются на них. Опознование контуров объектов исследования по маршруту следует вести непрерывно с момента выхода в маршрут и до его конца. Переходя к последующему контуру, нельзя упускать из вида предыдущий, чтобы не потерять ориентировку. Помимо объектов, лежащих по линии основного маршрута, необходимо опознавать также контуры, расположенные в непосредственной близости от линии маршрута.

Описание строения поверхности территории в пределах всего аэроснимка заносят в журнал дешифрирования. Эти сведения необходимы для того, чтобы выяснить общие закономерности распространения и взаимосвязи отдельных элементов рельефа, растительности и т. д. и выявить косвенные дешифровочные признаки. Одновременно с дешифрированием производят наземное фотографирование в пределах дешифрируемого участка и отдельных наиболее характерных его элементов. В процессе дешифрирования подробно описывают опознанные объекты, оконтуривают их на аэроснимке или на кальке, нумеруют, описывают дешифровочные признаки.

Признаки дешифрирования опорных (эталонных) участков должны быть неоднократно проверены в различных местах района исследования, что необходимо для выяснения устойчивости этих признаков.

В процессе дешифрирования уточняется местоположение проектируемых и существующих скважин и шурфов.

Результаты полевого дешифрирования обрабатываются в поле. Отдешифрированные за день аэроснимки просматривают по возвращении с по-

ля, корректируют записи в журнале и пометки на снимках. Границы контуров, номера точек буровых скважин, шурфов закрепляют тушью на аэроснимке или на копии (кальке). Содержание отдешифрированного контура выражается в условных знаках предварительно разработанной легенды. Содержание аэроснимка переносят на фотосхему, по которой уточняют основные геоморфологические элементы, границы растительных ассоциаций, границы распространения криогенных и посткриогенных образований. На этой основе составляют полевую карту ландшафтов. Это производится на основе интерполяции и экстраполяции содержания эталонов дешифрированных участков с идентичными морфологическими признаками. На такой карте должны быть отражены основные и типичные формы мезо- и микрорельефа, показаны в их пределах границы растительных сообществ. Карту составляют с помощью штриховки или раскраски участков, в соответствии с контурами на фотосхеме.

На основании бурения, шурфования, описания обнажений, термометрических измерений и предварительных лабораторных исследований в границах выделенных эталонных участков на копию — кальку наносят типы мерзлых толщ, характеризующиеся определенным составом, строением, температурой, глубиной залегания, мощностью и т. п.

Таким образом, в результате предварительной камеральной обработки материалов, аэроснимков и наземного обоснования составляют полевой вариант геокриологической карты.

4) Окончательное камеральное дешифрирование и составление карт производят по окончании полевых работ.

Окончательный вариант геокриологической карты составляют путем перенесения границ контуров с предварительного полевого варианта карты или плана на топографические карты или план. Одновременно с этим уточняют границы контуров по аэроснимкам и производят их генерализацию для карты или плана в соответствии с заданным масштабом. К отчету прилагают дешифрированную фотосхему.

На карту фактического материала, кроме обычной нагрузки (буровые скважины, шурфы, обнажения и пр.), наносят маршруты, схему полета при аэровизуальных наблюдениях, границы отдешифрированных аэроснимков, принятых в качестве эталонов, и пр.

Глава отчета о применении аэрометодов должна содержать результаты аэровизуальных наблюдений и дешифрирования материалов аэрофотосъемки, а также характеристику условий и методики производства работ. В отчете излагают дешифровочные признаки опорных участков, иллюстрируя текст отдельными наиболее характерными и детально отдешифрированными аэрофотоснимками и наземными фотографиями.

К отчету прилагают альбом аэрофотоснимков, характеризующих ландшафты района исследований и их наземные фотографии. В легенде к ним указывают: масштаб аэрофотоснимков, местоположение участков, дешифровочные признаки, краткое описание типов мерзлых толщ (состав, строение-глубина залегания верхней поверхности, мощность, температура пород в подошве слоя годовых колебаний и пр.).

Все эти данные приводят для каждого крупного выделенного контура, показанного на аэрофотоснимке.

Геокриологическое дешифрирование аэрофотоснимков производят на основании изучения геокриологических условий данного района. В результате получают так называемые корреляционные ряды, типичные для данного района, обычно весьма сложные и разнообразные. В качестве примера выше был приведен несложный корреляционный ряд: лиственничная тайга, суглинистые почвы, низкая температура грунтов (—3; —5°), малая (1—1,2 *м*) глубина сезонного протаивания почвы (см. рис. 48, табл. 26).

Дешифрирование слагается из отдельных элементарных способов.

а) *Полигональный рельеф* на аэрофотоснимках дешифрируется по его характерным особенностям. Полигоны с вогнутой центральной частью, заполненной водой или заболоченной, на аэрофотоснимках вырисовываются темными угловатыми пятнами, расположенными иногда весьма правильными рядами, разделенными узкими светлыми полосками — валиками. Выпуклые полигоны на аэрофотоснимках выражаются в виде темных узких полос (на месте канав), оконтуривающих сеть многоугольников с более светлой центральной их частью. Иногда встречаются полигоны с округлой светлой центральной частью и оконтуривающими ее извилистыми темными линиями.

б) Дешифрирование *термокарстовых образований*, имеющих самые разнообразные очертания: овальные, округлые, прямоугольные и др., несложно, так как они отчетливо выражены на аэрофотоснимках. Их тон однородный темный или черный. Крутые разрушающиеся берега термокарстовых озер на аэроснимках крупных масштабов хорошо выявляются под стереоскопом. Линия берегов очень часто имеет фестончатый рисунок, который служит одним из дешифровочных признаков озер этого типа. На поверхности озер иногда можно наблюдать небольшие округлые острова — участки затопленных выпуклых полигонов или растущих многолетних бугров пучения.

Отдельные термокарстовые образования имеют довольно устойчивые дешифровочные признаки. Например, аласам Якутии свойственны округлые и овальные контуры просадочных котловин, крутые береговые склоны, выделяющиеся на аэрофотоснимке густыми тенями (см. рис. 48). На аэрофотоснимках аласы отличаются от залесенной поверхности однородным тоном. Дно аласов зарастает травяной растительностью или занято озером. В связи с этим изображение аласа имеет серый, ровный со светлыми концентрическими полосами, или черный тон.

В южных районах области многолетнемерзлых пород термокарстовые формы рельефа заняты озерами или имеют вид «блюдец», воронок полигональной западинно-бугристой поверхности. Последний вид термокарстового рельефа, а также термокарстовые образования на торфяниках заметны очень хорошо. Четкость изображения таких форм зависит от времени года, степени увлажнения поверхности.

в) Дешифрирование *бугров пучения* производится по их очертаниям. В плане они имеют круглую или овальную форму; хорошо различаются под стереоскопом. Тон их изображения более светлый, чем окружающая поверхность. Тень, отбрасываемая бугром, используется как один из признаков дешифрирования. Вершины бугров часто бывают покрыты трещинами, осложнены просадочными воронками, заполненными водой или заросшими кустарниковой и осоково-разнотравной растительностью. На аэроснимке трещины и воронки четко отражены и имеют более темный тон.

г) Дешифрирование *структурных почв* (каменных многоугольников, колец, пятен-медальонов и т. п.) возможно только на аэрофотоснимках крупных масштабов, порядка 1 : 5 000 и крупнее. Участки структурных почв отличаются от окружающей поверхности мелкопятнистым, ячеистым рисунком.

д) Дешифрирование *солифлюкционных образований* производится достаточно легко даже на снимках среднего масштаба. Эти образования выражаются в виде перемежающихся темных и светлых полос, соответствующих едва заметным понижениям, иногда заросших кустарником, и повышениям, занятым лишайниковой растительностью. Изображение этих форм рельефа часто имеет веерообразный рисунок.

е) Дешифрирование *наледей*, особенно многолетних («тарынов»), производится довольно легко, но зависит от времени съемки. Сезонные наледи

видны на весенних снимках; многолетние — на весенних, летних и осенних снимках. От снежников и скоплений песка наледи отличаются по положению в рельефе и значительной изрезанностью контуров, особенно низового конца крупных наледей в период таяния. Наледи выделяются в виде белых или светло-серых пятен в пределах долин рек.

Места, где зимой бывают крупные наледи, хорошо выделяются и на аэрофотоснимках, сделанных летом, по резкому расширению поймы, где река образует сеть мелких протоков. Места наледей отличаются более ровным тоном изображения в связи с отсутствием на них растительности или ее угнетенным состоянием.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев В. Н. Исследование растительности аэровизуальным методом.— Тр. 2-го Всес. геогр. съезда, т. III. Географиздат, 1949.

Андреев В. Н. и др. Дешифрирование по аэрофотоснимкам различных типов тундр и их аэровизуальная характеристика по морозной трещиноватости.— Географический сборник VII, 1955.

Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолиздат, 1952.

Барыгин В. М. Опыт использования аэрофотосъемки при исследовании вечной мерзлоты в Воркутском районе. Изд-во АН СССР, 1953.

Галкина Е. А. Пути использования аэрофотосъемки в болотоведении.— Ботанический журнал, т. 38, № 6, 1953.

Гольдман Л. М. Методика географических работ при аэрофотографических съемках труднодоступных районов СССР.— Тр. 2-го Всес. геогр. съезда, т. II. Географиздат, 1948.

Гольдман Л. М. Исследование топографической дешифрируемости цветных аэроснимков.— Тр. Центр. научн.-иссл. ин-та геодезии, аэросъемки и картографии. Геодезиздат, 1955.

Гопкинс Д., Карлстром Т. и др. Постоянномерзлые породы и грунтовые воды Аляски. Сб «Мерзлые горные породы Аляски и Канады», под ред. А. И. Ефимова. Изд-во иностр. лит., 1958.

Дейнеко В. Ф. Составление планов местности по аэроснимкам. Геодезиздат, 1952.

Келль Н Г., Келль Л. Н. Указания по использованию геометрических и геодезических свойств аэрофотоматериалов для геологического картирования. Металлургиздат, 1950.

Коншин М. Д. Простейшие способы измерений по аэрофотоснимкам. — Тр. Лаборатории аэрометодов, АН СССР, т. II, 1950.

Крилов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. Изд-во АН СССР, 1947.

Методические руководства по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 2. Госгеолтехиздат, 1955.

Мирошниченко В. Г. Аэросъемка. Применение аэрофотосъемки для геологических исследований. Госгеолиздат, 1946.

Петрусевич М. Н. Геолого-съемочные и поисковые работы на основе аэрометодов. Госгеолтехиздат, 1954.

Пронин А. К. Изучение растительности путем аэрофотографирования в разных зонах спектра.— Тр. Лаборатории аэрометодов АН СССР, т. I, 1949.

Самойлович Г. Г. Лесное дешифрирование аэроснимков. Краткое пособие. Ленинградский аэрофотолесоустроительный трест. Л., 1952.

Смирнов Л. Е. Дешифрирование аэрофотоснимков (методическое пособие). Изд-во Ленингр. ун-та, 1958.

Соловьев П. А. Опыт применения аэросъемки для мерзлотного картирования.— Вестник АН СССР, новая серия, № 11—12, 1946.

§ 4. ГЕОБОТАНИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Геоботанический метод, основанный на индикаторных свойствах растительности, широко применяется при географических, геологических, почвенных и других видах полевых исследований. Этим методом по растительному покрову выявляются состав горных пород, почв, свойства и пахотопригодность последних, глубина залегания и степень минерализации грунтовых вод, условия дренажа, некоторые черты рельефа и т. д.

Геоботанический метод используется и при геокриологических исследованиях как подсобный метод в комплексе морфологических наблюдений. Возможность оконтуривания островов многолетнемерзлых пород, расположенных среди немерзлых пород, по различиям в растительном покрове была доказана давно. Было установлено, что участки, занятые различными растительными сообществами, отличаются друг от друга по глубине залегания верхней поверхности многолетнемерзлой толщи, по ее температуре. В самое последнее время было доказано, что, используя растительность как индикатор, можно картировать в крупном масштабе (1 : 5000 и крупнее) состав (и свойства, определяемые составом) сезоннноталого, сезонномерзлого слоев почвы и верхних горизонтов многолетнемерзлой толщи, глубину залегания ее верхней поверхности, глубины протаивания и промерзания, а также многие криогенные и посткриогенные явления.

Теоретической базой применения этого метода являются следующие главнейшие положения: 1) развитие того или иного растительного сообщества определяется всей совокупностью условий среды, с изменением этих условий происходит смена растительности; 2) растительный покров, активно участвующий в теплообмене между почвой и воздухом, в значительной мере определяет условия формирования температурного режима горных пород.

Из этих положений вытекает, что растительность может являться индикатором состава почв и горных пород, показателем гидрогеологических условий, особенностей рельефа и ряда других условий, оказывающих непосредственное влияние на формирование многолетнемерзлых толщ, сезоннноталого и сезонномерзлого слоев почвы, ее температурного и влажностного режима, а следовательно, и глубин промерзания и протаивания.

Установлено, что растительные ассоциации приурочены к определенным морфологическим типам сезоннноталого и сезонномерзлого слоев и многолетнемерзлой толщи [1] (табл. 27—29). При этом каждая растительная ассоциация встречается только на участках распространения одного какого-либо морфологического типа сезоннноталого или сезонномерзлого слоя почвы (многолетнемерзлой толщи) и не распространена в пределах других типов. Поэтому, типы сезоннноталого или сезонномерзлого слоев и многолетнемерзлой толщи по растительному покрову можно четко отграничивать друг от друга на местности. Границы этих типов совпадают с линиями, разграничивающими растительные ассоциации — индикаторы этих типов.

Геоботанический метод ценен тем, что при геокриологической съемке, выяснив приуроченность растительных ассоциаций к определенным типам сезонномерзлого или сезоннноталого слоев почвы и многолетнемерзлой толщи в типичных участках, можно судить об особенностях данного района. Частная схематическая геокриологическая карта может быть составлена на основе некоторых геокриологических данных, изучения растительного покрова (крупномасштабных карт растительности) и аэрофотоснимков.

Выяснение индикаторной роли растительности при геокриологической съемке по существу только начинается, поэтому в настоящее время мы не имеем возможности составить дешифровочные таблицы, пользуясь которыми можно было бы содействовать в должной мере производству геокриологической съемки. Ввиду того, что этот метод является перспективным, ниже приводятся некоторые соображения по производству геоботанических исследований при геокриологической съемке.

---

[1] Типы сезоннноталого и сезонномерзлого слоев почвы различаются друг от друга по литологическому составу и распространению; каждый тип сезоннноталого (сезонномерзлого) слоя характеризуется определенной глубиной протаивания (промерзания). Типы многолетнемерзлой толщи различаются по литологическому составу, состоянию, глубине залегания верхней поверхности, распространению по элементам ландшафта, температуре и ряду других признаков.

Таблица 27

Типы сезонноталого слоя почвы для одного из районов Западной Сибири

№ пп.	Тип слоя сезонного протаивания	Почва (по составу)	Мощность торфянистого (торфяного) горизонта, *см*	Мощность сезонноталого слоя, *см*			Ассоциации-индикаторы	Распространение ассоциаций по элементам ландшафта
				средняя	минимальная	максимальная		
1	Торфяной	Торфяная	—	48	33	60	Лишайниковый багульник	Вершины и верхние части склонов торфяных бугров
							Брусничный багульник	Крутые (10—30°) южные склоны торфяных бугров
							Багульниковый ерник	Нижние части крутых южных и восточных склонов торфяных бугров
							Вересковый голубичник	Основания южных и восточных склонов торфяных бугров
2	Торфяно-суглинистый	Торфяно-суглинистая	Больше 20	52	33	75	Березово-морошковое редколесье	Северные склоны бугров и всхолмлений
							Редкостойный брусничный березняк	Южные, восточные и западные склоны бугров и всхолмлений
							Березово-зелено-моховое редколесье	Вершины и верхние части склонов бугров и всхолмлений
3	Торфянисто-суглинистый	Торфянисто-суглинистая	Меньше 20	77	60	100	Редкостойный бруснично-багульниковый березняк	Вершины всхолмлений и бугров
							Редкостойный зелено-моховой смешанный лес	Горизонтальные участки и пологие склоны всхолмлений
4	Суглинистый	Суглинистая	Нет	75	54	93	Березняк с подлеском из ольхи	Горизонтальные участки и пологие склоны всхолмлений и бугров
							Разнотравный березняк	Южные склоны бугров и всхолмлений
5	Торфянисто-супесчаный	Торфянисто-супесчаная	Меньше 20	78	67	92	Редкостойный лишайниковый елово-березовый лес	Горизонтальные участки и пологие склоны всхолмлений

Таблица 28

Типы сезонномерзлого слоя в одном из районов Западной Сибири

№ пп.	Тип сезонно-мерзлого слоя	Почва (по составу)	Мощность торфянистого горизонта, *см*	Подтип	Глубина залегания верхней поверхности многолетнемерзлой толщи, *см*	Максимальная глубина сезонного промерзания за многолетний период, *см*	Ассоциации-индикаторы	Распространение ассоциаций по элементам ландшафта
1	Торфянисто-суглинистый	Торфянисто-суглинистая	Меньше 20	1	Не больше максимальной глубины сезонного промерзания	200	Редкостойный зелено-моховой березняк	Горизонтальные участки и пологие склоны всхолмлений
							Редкостойный березняк с подлеском из ольхи	То же
							Редкостойный черничный березняк	Северные и западные склоны бугров
				2	Больше максимальной глубины сезонного промерзания	200	Редкостойный заболоченный березняк	Пологие склоны всхолмлений, примыкающие к заболоченным понижениям
				3	Многолетнемерзлой толщи нет	200	Долгомоховой ивняк	Понижения между буграми и всхолмлениями
							Сфагновый ивняк	То же
2	Торфянисто-супесчаный	Торфянисто-супесчаная	Меньше 20	—	Не больше максимальной глубины сезонного промерзания	250	Долгомоховое елово-березовое редколесье	Горизонтальные участки

Таблица 28 (окончание)

№ пп.	Тип сезонно-мерзлого слоя	Почва (по составу)	Мощность торфянистого горизонта, *см*	Подтип	Глубина залегания верхней поверхности многолетнемерзлой толщи, *см*	Максимальная глубина сезонного промерзания за многолетний период, *см*	Ассоциации-индикаторы	Распространение ассоциаций по элементам ландшафта
3	Торфяной	Торфяная	—	—	Многолетне-мерзлой толщи нет	150	Осоковое болото с преобладанием *Carex inflata*	Понижения между буграми и всхолмлениями
							Осоково-сфагновое болото с преобладанием *Carex rotundata*	То же
							Осоково-хвощево-сфагновое болото	»
							Осоково-сфагновое болото с преобладанием *Carex limosa*	»
							Вахтово-сфагновое болото	»
							Вахтовое болото	»
							Сабельниковое болото	»
							Осоково-хвощево-сабельниковое болото	»

Приведем некоторые предварительные замечания.

1. Геоботанический метод базируется на изучении взаимосвязи экологии растительных ассоциаций, геокриологических условий и природных особенностей исследуемой территории в целом. Следовательно, требуемый комплекс работ может быть выполнен только геокриологом-ботаником, или геоботаником совместно с геокриологом.

2. Следует иметь в виду относительность индикационных свойств растительности. Одно и то же растительное сообщество (или физиономически очень близкие сообщества) в различных районах области многолетнемерзлых толщ является индикатором разных свойств сезоннноталого (сезонномерзлого) слоя почвы и многолетнемерзлой толщи. Так, лишайниковый сосняк (*Pinus silvestris — Cladonia alpestris*) в окрестностях пос. Мухтуя (Якутская АССР) распространен на участках, где многолетнемерзлая толща не встречается, в то время как около пос. Мирный (250 *км* к северу) на территории, занятой этой ассоциацией, многолетнемерзлая толща залегает повсюду. Многочисленные примеры свидетельствуют о том, что ключи (индикационные таблицы) применимы только в пределах строго ограниченного района, в котором хорошо изучена взаимосвязь растительности и мерзлых пород. Обычно такой район совпадает с тем геоботаническим районом, в пределах которого был проведен комплекс исследований, легших в основу индикационных таблиц. Вне пределов такого района взаимосвязь растительности с мерзлыми породами необходимо уточнять. Распространение индикационных данных (ключей) на другие районы со сходными природными условиями тем надежнее, чем меньше различий между их природными условиями.

3. Приводимый ниже комплекс исследований рекомендуется применять при крупномасштабной геокриологической съемке (1 : 5000 и крупнее). При мелкомасштабной съемке эти исследования проводятся только в пределах наиболее широко распространенных растительных ассоциаций. Очевидно, что в случае, когда цель съемки ограничивается исследованием одной или нескольких характеристик сезоннноталого (сезонномерзлого) слоя почвы или многолетнемерзлой толщи, уменьшается и объем геоботанических работ.

Перейдем к изложению приемов геоботанических исследований при геокриологической съемке.

Основная цель геоботанических исследований состоит в том, чтобы выяснить приуроченность растительных ассоциаций к определенным типам сезоннноталого, сезонномерзлого слоев почвы и многолетнемерзлой толщи, а также к различным криогенным и посткриогенным образованиям, чтобы затем по растительному покрову можно было распознавать или картировать эти типы и образования (или их отдельные характеристики: состав, свойства, мощность, температуру, строение и т. п.).

В подготовительный период, после изучения картографических материалов и аэроснимков, намечаются основные типы ландшафтов, и на карты наносятся основные линии профилей, пересекающие все (или главнейшие) типы местности в меридиональном и широтном направлениях [1].

В полевой период уточняются линии профилей и фиксируются на местности вехами или другими знаками.

Все растительные ассоциации, пересекаемые профилями, характеризуются подробно. Особое внимание следует обращать на те свойства растительного и почвенного покровов, которые оказывают существенное влияние на теплообмен между почвой и атмосферой вообще и на протаивание и промерзание почвы в частности, а именно: точно учитываются сомкнутость

---

[1] Геоботанические исследования производятся совместно с изучением ландшафтов, т. е. в первый этап полевых исследований и, естественно, в теплый период года. (*Прим. ред.*)

Таблица 29

Типы многолетнемерзлой толщи в одном из районов Западной Сибири

№ п.п.	Тип многолетнемерзлой толщи	Состав толщи	Температура, °С	Мощность, *м*	Глубина залегания верхней поверхности, *см*	Состояние	Криогенные и посткриогенные явления	Ассоциации-индикаторы	Распространение ассоциаций по элементам ландшафта
1	I	Суглинки, перекрытые торфом, мощностью 0,5—6,0 м	—0,3÷ —1,7	10—35	33—60	Устойчивое	Пучение, оползни, термокарст у оснований северных и западных склонов бугров	Лишайниковый багульник	Вершины и верхние части склонов торфяных бугров
								Брусничный багульник	Крутые (10—30°) южные и восточные склоны торфяных бугров
								Багульниковый ерник	Нижние части южных и восточных склонов торфяных бугров
								Вересковый голубичник	Основания южных и восточных склонов торфяных бугров
2	II	Суглинки	—0,2÷ —0,5	15—25	33—100	Устойчивое	Оползни на крутых склонах, термокарст у оснований склонов северной и западной экспозиций	Редкостойный брусничный березняк	Крутые (10—40°) склоны бугров и всхолмлений (кроме северных)
								Морошково-березовое редколесье	Северные склоны бугров и всхолмлений
								Зелено-моховое березовое редколесье	Вершины и верхние части склонов бугров и всхолмлений

								Редкостойный брусничнo-багульниковый березняк	Вершины всхолмлений и бугров
								Редкостойный зелено-моховой смешанный лес	Горизонтальные участки и пологие склоны всхолмлений
								Березняк с подлеском из ольхи	То же
								Разнотравный березняк	Южные склоны бугров и всхолмлений
3	III	Суглинки	0,0÷ —0,2	10—20	Не глубже максимального сезонного промерзания (200 *см*)	Деградация	Термокарст	Редкостойный зелено-моховой березняк	Горизонтальные участки и пологие склоны всхолмлений
								Редкостойный березняк с подлеском из ольхи	То же
								Редкостойный черничный березняк	Северные и западные склоны бугров
4	IV	Суглинки	Около 0	5—10	Глубже максимального промерзания (200 *см*)	Непрерывная деградация	Термокарст	Редкостойный заболоченный березняк	Пологие склоны всхолмлений, примыкающие к заболоченным понижениям
5	V	Супеси	—	—	67—92	Устойчивое	—	Редкостойный лишайниковый елово-березовый лес	Горизонтальные участки, пологие склоны всхолмлений
6	IV	Супеси	Около 0	—	Не глубже максимального промерзания (250 *см*)	Прерывистая деградация	—	Долгомоховое елово-березовое редколесье	Горизонтальные участки

крон древесных и кустарниковых ярусов, степень обилия и покрытия трав, кустарничков, мхов и лишайников, а также общее покрытие травянистых, кустарничковых ярусов и напочвенного покрова, видовой состав ярусов и их высота. При характеристике почв главное внимание обращается на состав, особенно на наличие в них и на их поверхности мертвых органических остатков, измеряются мощность торфянистого (торфяного) горизонта, подстилки, описывается их состояние и пр. Детально характеризуется растительность бугров пучения, мест наледей, термокарстовых образований и т. п., ее изменения в связи с динамикой этих образований.

Характеризуя лесную растительность, необходимо определить возраст преобладающих пород. Необходимо тщательно исследовать участки со следами пожаров, палов, вырубки, выпасы, распашки, затопления и других нарушений растительного покрова.

В пределах каждой растительной ассоциации, а также на участках, где растительность нарушена, оборудуются 5—15 пунктов, в которых по возможности ежедекадно в течение лета измеряется глубина протаивания почвы. Глубина промерзания в границах таликов определяется в конце зимы или в самом начале лета. Для исследования состава и свойств многолетнемерзлой толщи пробуриваются 1—2 скважины, в которых проводится весь комплекс геокриологических изысканий, необходимых для крупномасштабной съемки.

Сопоставляя материалы геокриологических и геоботанических исследований, на изучаемой территории выделяют две части: в пределах одной сезоннопромерзающий слой почвы ежегодно сливается с многолетнемерзлой толщей, в пределах другой части многолетнемерзлая толща залегает глубже, чем промерзает почва за зиму, или многолетнемерзлые породы вовсе отсутствуют. Каждая из этих частей территории характеризуется специфической растительностью, определенными типами ее ассоциаций.

В пределах первой части территории выделяются типы сезоннноталого слоя, различающиеся по составу (суглинистый, супесчаный, песчаный, торфяный и т. д.), выясняется распространение каждого типа по элементам ландшафта и приуроченность растительных ассоциаций к этим типам. Практически это производится следующим образом. Все участки с однородным составом почвы (что выясняется при характеристике растительных ассоциаций) объединяются в один тип, и растительные ассоциации, расположенные на этих участках, являются индикаторами данного типа.

Аналогичным образом, по различиям в литологическом составе (или другим признакам) выделяются морфологические типы многолетнемерзлой толщи, выясняется их приуроченность к элементам ландшафта и устанавливаются ассоциации-индикаторы для каждого типа.

На основе проведенной работы составляются индикационные таблицы (ключи), в которых указываются: литологический состав почв, распространение их по элементам рельефа, мощность сезоннноталого слоя, максимальная глубина промерзания почвы, глубина залегания верхней поверхности многолетнемерзлой толщи, температура и мощность многолетнемерзлой толщи, криогенные и посткриогенные явления и другие признаки, характеризующие многолетнемерзлую толщу и сезоннноталый (сезоннномерзлый) слой почвы. Для каждого типа сезоннноталого (сезоннномерзлого) слоев почвы и многолетнемерзлой толщи указываются ассоциации-индикаторы. Примером индикационных таблиц могут служить табл. 27—29. К таблицам прилагается характеристика ассоциаций-индикаторов.

При геокриологическом картировании индикационные таблицы используются непосредственно на местности или при анализе карт растительности и аэроснимков. В период камеральной обработки материалов производится уточнение данных индикационных таблиц (ключей), которые могут быть использованы в последующей работе.

ЛИТЕРАТУРА

Алехин В. В. География растений. Изд-во «Сов. наука», 1951.

Баранов И. Я. О методике составления мерзлотных карт.— Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР, т. VI, 1938.

Викторов С. В. Использование геоботанического метода при геологических и гидрогеологических исследованиях. Изд-во АН СССР, 1955.

Виноградов Б. В. О связи растительности с грунтовыми водами в степных ландшафтах Северного Казахстана и использование растительности в качестве индикатора при гидрогеологическом дешифрировании аэрофотоснимков.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1958.

Виноградов Б. В. Вопросы ботанико-географического дешифрирования аэрофотоснимков Северного Казахстана.— Ботанический журнал, т. 44, № 4, 1959.

Галкина Н. А. Использование аэросъемки для составления междуведомственных ландшафтно-типологических болотных карт.— Тр. Лаборатории аэрометодов АН СССР. т. VIII, 1959.

Гопкинс Д. и др. Постоянномерзлые породы и грунтовые воды Аляски. Сб. «Мерзлые горные породы Аляски и Канады». Изд-во иностр. лит., 1958.

Городков Б. Н. Вечная мерзлота в Северном крае.— Тр. СОПС АН СССР, сер. северная, вып. 1, 1932.

Кудрявцев В. А. Температура, мощность и прерывистость толщ мерзлых пород. Основы геокриологии, ч. I. Изд-во АН СССР, 1959.

Ливеровский Ю. А. Использование аэрометодов в почвоведении.— Почвоведение, № 6, 1957.

Основы геокриологии, ч. II. Общие указания по производству геокриологической съемки. Изд-во АН СССР, 1959.

Тыртиков А. П О влиянии растительности на многолетнемерзлую подпочву. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. III. Изд-во АН СССР, 1956.

Яновский В. К. Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях. Изд-во АН СССР, 1951.

§ 5. ИССЛЕДОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Формирование водоносных горизонтов в области многолетнемерзлых горных пород зависит от климатических, геологических и геокриологических условий. При изучении подземных вод в этой области основной задачей является выяснение взаимного расположения и взаимодействия водоносных горизонтов, пластов, толщ, массивов и т. п. с толщами мерзлых горных пород, в которых вода находится в твердой фазе [1].

Специфические особенности распространения подземных вод в области многолетнемерзлых пород изложены в схемах их классификации (табл. 30). Взаиморасположению водоносных и многолетнемерзлых горных пород в этих схемах придается различное значение. Н. И. Толстихин (1933) предложил выделять три типа вод; надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Однако первые же гидрогеологические исследования показали, что для области многолетнемерзлых толщ следует применять классификацию подземных вод, основанную на их генетических признаках и взаимодействии с мерзлыми породами. Это положение отражено в работе И. Я. Баранова (1940).

В результате длительного изучения подземных вод в различных частях области многолетнемерзлых пород были выявлены новые особенности их генезиса, режима и распространения.

Классификационные схемы подземных вод отражают два основных направления. Представители одного направления стремятся сохранить трехчленное пространственное разделение подземных вод (надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные), дают более дробное деление каждого из этих типов вод. Представители другого направления подчеркивают наличие взаимосвязи подземных вод (грунтовых, артезианских, пластовых и

---

[1] Здесь и далее при описании подземных вод подразумевается свободная вода.

пластово-трещинных, трещинных и карстовых) и связи их с поверхностными водами; пространственное взаиморасположение водоносных пород и мерзлых пород рассматривается лишь как дополнительная характеристика гидрогеологической обстановки.

При выделении генетических типов и разновидностей подземных вод в районе исследований необходимо установить их основные признаки, которые могут быть признаками как общегидрогеологическими, так и указывающими на пространственное положение подземных вод по отношению к мерзлым толщам. Исследователь должен стремиться выяснить влияние многолетнемерзлых пород на условия питания, циркуляции и разгрузки подземных вод и обратно,— влияние подземных вод на развитие мерзлых горных пород.

Ниже рассмотрены гидрогеологические исследования, которые необходимы при изучении многолетнемерзлых пород. Описание произведено по объектам как комплексных, так и специальных исследований. В полном объеме их следует проводить, руководствуясь задачами и принятой детальностью работ.

Исследование водоемов и рек

Водоемы и реки в области многолетнемерзлых горных пород представляют особый интерес при изучении геокриологических и гидрогеологических условий конкретной территории. Водоемы и реки через талики в мерзлой толще связаны с подземными водами.

а) Уровень воды. Изменение уровня воды в водоемах может служить показателем связи поверхностных вод с подземными. Следует установить характер изменения уровня в течение года, при этом выявить, к какому периоду времени приурочены его подъемы и понижения, каковы величины колебаний, их систематичность в многолетнем периоде. Особое внимание следует обратить на изменения уровня воды во время полного промерзания и протаивания почвы на участках, прилегающих к водоему, и в период начала образования ледяного покрова, так как в это время наиболее четко проявляется значение поверхностных, грунтовых или более глубоких подземных вод в питании водоема и, наоборот, выявляется роль водоема в их питании. Предварительные сведения об этом могут быть получены на основании опроса населения, наблюдений гидрологических станций, специально организованных наблюдений и некоторых косвенных признаков.

К косвенным признакам относятся следы более высокого положения уровня воды (налет солей, отложения ила) или льда, оставленные на прибрежных деревьях, кустах и камнях. Изменение уровня может быть установлено по морфологии и динамике ледяного покрова в середине или во второй половине зимы (просадок, взбугрений и трещин).

Гидрогеологические наблюдения общего назначения проводятся в соответствии с существующими инструкциями. Полученные сведения анализируются с точки зрения наличия связи поверхностных вод с подземными. Выпучивание центральной части ледяного покрова водоема указывает на перемерзание участков грунтового стока воды и на наличие притока подземных вод, выходящих субаквально. Прогиб ледяного покрова в водоеме и концентрические трещины во льду свидетельствуют о полном промерзании потоков грунтовых вод, питавших озеро, при наличии свободного стока.

б) Температура воды. Наблюдениями устанавливают ход температуры во времени и пространстве. В озерах температуру измеряют в нескольких местах, располагая точки измерения по сетке или поперечникам, на различных глубинах, в соответствии с глубиной водоема и особенностью распределения температуры воды. В реках измерения производят по нескольким поперечникам. При выборе места для замеров темпера-

Таблица 30

Сопоставление основных схем классификаций жидкой фазы подземных вод области многолетнемерзлых горных пород

Н. И. Толстихин 1941		И. Я. Баранов 1940				А. М. Овчинников 1954		В. М. Пономарев 1953				А. И. Калабин для северо-востока СССР 1957	
Надмерзлотные	Воды деятельного слоя	Воды рыхлых четвертичных отложений	Аллювиальные	Обычные	Воды локальных таликов или в долинах, при островной мерзлоте; свободные или со слабым напором	Верховодка	Воды деятельного слоя	Грунтовые	Воды, находящиеся во взаимодействии с гидрографической сетью	Сезонноталого слоя (верховодка)	Над толщей мерзлых пород	Надмерзлотные (грунтовые, почвенные)	Воды деятельного слоя междуречий горных районов
	Воды промежуточные; Подрусловые					Грунтовые	Надмерзлотные воды			Залегающие выше местного базиса эрозии			Воды деятельного слоя равнины и низменностей
	Воды многолетних таликов; Подозерные, конусов выноса и др.			Связанные с многолетней мерзлотой	Надмерзлотные воды, временно (сезонно) напорные, в надмерзлотных таликах — питание атмосферное или за счет подтока вод с больших глубин	Межмерзлотные				В отложениях пойменных террас и подрусловые	Непромерзающие в течение года; Над толщей мерзлых пород, под ней и в сквозных таликах		Воды замкнутых таликов речных долин надмерзлотного питания
Межмерзлотные	Воды надмерзлотного питания												Воды замкнутых таликов речных долин смешанного питания
	Воды подмерзлотного питания				Межмерзлотные воды, слабонапорные или напорные, воды горизонтальных или секущих таликов (восходящие потоки)						Промерзающие в зимний период; Над толщей мерзлых пород		Воды замкнутых таликов конусов выноса, террас аллювиальных долин
Подмерзлотные	Воды близкие к мерзлой зоне: пластовые, трещинные, карстовые. Низкотемпературные, иногда с отрицательной температурой				Подмерзлотные воды, в основании долин, напорные, соединяются таликами с другими типами	Артезианские	Подмерзлотные воды						Воды подозерных таликов
	Воды глубокие: пластовые, трещинные, карстовые, трещинно-жильные		Делювиальные и элювиальные		Сезонного типа, питание инфильтрационное или за счет подтока из коренных пород, во многом аналогичны надмерзлотным аллювиальным водам. Свободные, реже напорные			Воды морского происхождения			Над толщей мерзлых пород	Межмерзлотные (межпластовые)	Воды сквозных таликов: пластовые-поровые, трещинные, трещинно-карстовые
		Воды коренных пород, обычные и подмерзлотные	Пластовые, нормально осадочных пород		Напорные и со свободным зеркалом			Артезианские (пластовые и пластово-трещинные)	Воды, находящиеся во взаимодействии с гидрографической сетью		Ниже толщи мерзлых пород и в сквозных таликах		Воды пластовых речных долин
			Пластово-трещинные, осадочно-метаморфических пород		Напорные и со свободным зеркалом; концентрируются в виде горизонтов				Воды, находящиеся во взаимодействии с морем		В толще мерзлых пород и под ней	Подмерзлотные (артезианские, межпластовые)	Воды, залегающие под или вблизи нижней поверхности вечной мерзлоты пород: пластовые-поровые, пластово-трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые
			Карстовые, карбонатных пород		Циркулируют по трещинам и разнообразным полостям				Воды, находящиеся во взаимодействии с гидрографической сетью		Ниже толщи мерзлых пород и в сквозных таликах		Воды глубокие пластово-трещинные, трещинные, трещинно-карстовые
			Трещинно-жильные		Напорные и со свободным зеркалом, циркулируют по трещинам различного типа			Трещинные и карстовые	Воды, находящиеся во взаимодействии с морем		В толще мерзлых пород и под ней		Воды горячие и теплые; береговой полосы; материковые

туры следует учитывать геологическое строение участка речной долины, главным образом тектонические проявления. Наблюдения позволяют установить наличие локального аномального изменения температуры воды, необычное для данного водоема или реки, обусловленное наличием субаквальных выходов подземных вод (по водоносному пласту, тектоническому нарушению, каналу карстового происхождения и т. д.). Такой участок долины должен быть обследован более детально.

Измерения температуры воды в водоемах и реках желательно проводить периодически на протяжении года. Особенно важны систематические наблюдения в зимнее время, когда влияние подземных вод может проявиться наиболее четко вследствие сокращения или прекращения подтока поверхностных или грунтовых вод. Для наблюдений выбирают участок реки или водоем с наиболее типичными геологическими структурами, характерный по рельефу или отличающийся от других по режиму. Систематические наблюдения за температурой водоемов и рек позволяют судить об их тепловом режиме. Наблюдения рекомендуется производить не реже двух раз в месяц.

Наблюдения на озерах в зимнее время дают возможность вычислить ориентировочную величину теплопотоков через лед в связи с теплообменом в системе: литосфера (породы, слагающие дно озера) — вода — лед — атмосфера. Годовой теплооборот, без учета скрытой теплоты таяния (замерзания) и испарения (конденсации) может быть вычислен по упрощенной формуле М. М. Крылова (1952)

$$\Sigma_q = \int C\gamma\,(t_1 - t_2)\,dh,$$

где Σ_q — суммарный теплооборот, *ккал/м²*;
C — удельная теплоемкость воды (1,0);
γ — объемный вес снега, льда или воды, *кг/м³*;
$t_1 - t_2$ — разница между наивысшей и наинизшей температурой в слое снега, во льду и в воде за год, °С;
h — глубина водоема, *м*.

Подобные расчеты помогают выяснению особенностей взаимодействия водных масс и мерзлых пород.

в) Геокриологическая характеристика дна водоема. Весьма существенно определить температуру и состояние горных пород, слагающих дно водоема или русла реки. Эти наблюдения сложны и трудоемки. На реках и озерах для этой цели (лучше всего зимою) проходят буровые скважины и обсаживают их трубами. Выясняют состав и свойства пород под дном водоема и измеряют его температуру. Скважина должна быть хорошо изолирована от попадания поверхностной воды. Если это нельзя предотвратить, все же наблюдения следует произвести, т. к. они позволят косвенно судить о наличии талика или мерзлого состояния пород под дном водоема, о свойствах слагающих его пород. Наблюдения проводятся по инструкциям, принятым в гидрогеологии. При исследованиях следует использовать и геофизические методы разведки (электро- и термокаротаж).

Контуры таликов под дном водоемов, рек и ручьев в границах пойм могут быть весьма сложного очертания (по площади и в глубину) и несколько изменяться во времени в соответствии с особенностями ежегодных различий гидрологических условий. Изучение подрусловых и подозерных таликов производят по поперечникам, в границах и за пределами водоема или русла реки. Скважины и шурфы располагают на различных расстояниях от уреза реки.

На побережье и в мелководных участках северных морей устанавливают температуру пород и фазовое состояние воды в них. Здесь могут

быть встречены мерзлые породы или породы, имеющие отрицательную температуру, но содержащие минерализованную воду.

г) Химический состав воды. В полевой лаборатории производят массовые сокращенные гидрохимические анализы воды; полные анализы воды и газа (свободного и растворенного) производят в стационарных лабораториях экспедиций.

Данные химических анализов позволяют установить наличие взаимосвязи поверхностных вод с подземными, уточнить места субаквальных выходов последних. Пробы воды из водоемов отбирают по общепринятой методике. Особенно существенные результаты могут дать гидрохимические исследования, проводящиеся в разные времена года в соответствии с особенностями их режима (период межени, ледостава, максимального промерзания, вскрытия и т. д.).

д) Особенности ледяного покрова. Некоторые черты формирования и строения ледяного покрова водоемов и рек являются индикаторами гидрогеологических особенностей данного участка. Поэтому наблюдения за ледяным покровом следует производить несколько раз за сезон. При обследовании ледяного покрова надо обращать внимание на речные наледи, ледяные бугры и полыньи. Наледи и бугры освещены во II части данной работы. Полыньи, существующие всю зиму или значительную ее часть, во многих случаях образуются в результате действия субаквальных выходов подземных вод или значительного увеличения скорости течения воды, например на перекатах. Производят измерение ее размеров, глубины водоема, бурением или с помощью лунок определяют толщину льда в различных направлениях от полыньи (в том числе выше и ниже по течению реки), измеряют температуру воды, скорость течения, расход потока в границах полыньи, выше и ниже ее (подо льдом), производят гидрохимический и газовый анализы. Места, где были проведены единичные измерения по поперечникам или сетке, привязывают к карте участка.

Повторными наблюдениями или опросом населения устанавливают время и систематичность образования полыньи, изменение ее размеров во времени. Обобщив собранный материал и связав его с геологическими условиями участка, можно установить генезис полыньи и выяснить некоторые особенности таликов.

Исследование источников

Изучая источники подземных вод области многолетнемерзлых горных пород, устанавливают особенности их режима на протяжении года. Сезонные колебания их дебита, температуры и химического состава воды часто бывают более резкими, чем у источников вне этой области. Это связано с перемерзанием питающих водоносных горизонтов, с локализацией глубинных вод зимою.

В дополнение к общепринятым гидрогеологическим исследованиям источников необходимо производить следующие наблюдения.

а) Наблюдения на месте выхода источника. Устанавливают, является ли место выхода источника постоянным или он мигрирует в течение года (когда?). Количество выходов подземных вод весьма изменчиво; источники часто прекращают свое действие по весьма различным причинам: необходимо установить закономерность перемещения выхода источника за многолетний период. Эти данные можно получить путем периодических повторных наблюдений, опроса местного населения, по результатам изучения некоторых косвенных признаков, устанавливаемых летом, указывающих на зимнее изменение места выхода источника. Такими признаками являются: остатки наледей; угнетенная растительность

с мелкими, изогнутыми деревьями; затянувшееся начало вегетации кустарников и травы, заметное на фоне нормального их развития на соседних участках; незадернованные каменистые участки. Два последних признака указывают на существование мощного наледного покрова.

Очень важно установить зависимость места выхода подземных вод от экспозиции и форм рельефа, от особенностей геологического строения участка (литологии, тектоники). При описании геологических условий района выхода источника особенно внимательно следует изучать льдистость мерзлых пород (наличие пластов и линз льда). В процессе исследований большое внимание уделяется оконтуриванию и изучению гидрогеологических свойств талика, окружающего место выхода источника.

б) Состав и свойства воды. Выясняется химический и газовый состав воды источников в течение года, ее бактериальная загрязненность. Эти наблюдения в области многолетнемерзлых пород имеют особо важное значение, так как в связи с промерзанием и протаиванием некоторых водоносных горизонтов, питающих источник, сезонное изменение химического состава подземных вод происходит более резко, чем вне этой области.

Пробы воды для химического и газового анализа необходимо отбирать несколько раз в год в наиболее типичные периоды в режиме источников (в периоды максимального сезонного протаивания — поздней осенью и промерзания — в конце зимы). В «критический период» (в конце зимы) химический и газовый состав воды источника и ее температура наиболее полно характеризуют генезис водоносного горизонта, постоянно питающего источник. Поэтому этот период оказывается более благоприятным для выявления «коренных струй» подземных вод.

На поверхности земли и на камнях около источника, особенно ранней весной, до первых дождей, нередко наблюдаются налеты или корочки солей, выпавших из воды зимою. Зимою налеты солей обнаруживают на поверхности льда наледей. Эти отложения тщательно собирают и анализируют.

Зимою бутылки с пробами воды транспортируют во вьючных ящиках, обитых внутри ватой или войлоком. Их помещают в войлочные или суконные футляры или прокладывают между ними сухой мох, сено. В этот ящик помещают 1—2 бутыли с горячей водой. В такой упаковке можно перевозить пробы воды в течение нескольких часов.

в) Температура воды источников. Температуру воды, как одну из весьма важных характеристик подземных вод в области многолетнемерзлых пород, следует изучать периодически в течение года. Особенно показательны измерения температуры в критический период в режиме подземных вод. При рассредоточенных выходах воды измерения производят в различных грифонах и местах, что позволяет определить место выхода коренной струи, например место выхода воды из трещины и перелива ее в перекрывающие рыхлые отложения.

г) Дебит источника. Измерения дебита источника производят в различные сезоны. Особенно важно определить его величину в критический период. В некоторых случаях летние дебиты воды могут быть меньше зимних (например, при поглощении восходящих струй воды протаявшим слоем аллювия). Измерение расхода производится по общепринятой методике. Жизнь источника часто характеризуется тем, что его «головка» во многих случаях покрывается льдом и обнаружить ее можно только расчисткой, нередко весьма трудоемкой.

Определение зимнего расхода источника производят иногда способом периодического измерения объема льда растущей наледи. Однако этот способ не всегда отражает действительный расход источника, так как часть воды может стекать по талым породам (скрытый дебит источника) или под наледью, что следует учитывать.

Методика изучения наледей, этих своеобразных криогенных образований, дающих существенный материал для суждения о гидрогеологических условиях данного участка, рассматривается во II части.

Исследование таликов

Для выяснения гидрогеологических условий территории исключительно большое значение имеет знание особенностей распространения состава и строения мерзлых и талых (немерзлых) горных пород. Талые породы в пределах понижений рельефа большей частью водонасыщены; в них, как в коллекторах, скапливаются подземные воды или они являются путями транзитного движения подземных вод; по ним происходит питание и разгрузка водоносных горизонтов и массивов.

Таликами принято называть ограниченные мерзлыми породами объемы горных пород, имеющих положительную температуру.

Следует отметить, что до настоящего времени не существует общепринятой генетической классификации таликов, которая охватывала бы все типы таликов. Если площадь немерзлых пород преобладает над площадью распространения многолетнемерзлых пород, то следует различать т а л и к и, расположенные внутри массивов мерзлых пород, и н е м е р з л ы е г о р н ы е п о р о д ы, окружающие «острова» мерзлых пород (южная зона области многолетнемерзлых горных пород). Немерзлые породы и талики изучают в соответствии с требованиями инженерно-геологических и гидрогеологических методических указаний. На гидрогеологические особенности таликов обращают особое внимание. Обнаружение таликов и особенно их оконтуривание представляют весьма сложную задачу.

Признаками устойчивых таликов обычно являются: а) крупные непромерзающие водоемы и водотоки (подозерные, подрусловые, пойменные талики); б) источники подземных вод, мощные и постоянно действующие, индикаторами которых являются сезонные и многолетние бугры пучения, сезонные наледи и многолетние наледи (гидротермальные талики); в) локальные участки теплолюбивой растительности, представленной лиственными (тополь, осина, береза) и хвойными (ель, сосна) лесами (инсоляционные и инфильтрационные склоновые и пойменные талики), густыми ивовыми зарослями (инфильтрационные-подозерные, подрусловые талики) или густым разнотравьем (пойменные талики), выделяющимся на фоне тундровой, таежной (лиственничной) или степной растительности, преобладающей на данной территории [1].

Оконтуривание таликов может быть произведено с помощью горных выработок в сочетании с геофизическими методами разведки — вертикальным электрозондированием и профилированием. Оконтуривание талика с помощью только горных выработок требует большого труда и средств.

Изучение водоносности, динамики, температурного режима и происхождения талика может быть произведено лишь при помощи комплекса геокриологических и гидрогеологических исследований. Исследование таликов крайне важно при инженерно-геокриологических и гидрогеологических изысканиях.

Исследование влияния сооружений

Возведение различного рода сооружений во многих случаях приводит к существенным изменениям режима подземных, главным образом грунтовых, вод. В области многолетнемерзлых горных пород эти изменения вызывают специфические явления. Рассмотрим некоторые из них.

---

[1] Растительность может служить индикатором таликов в том случае, если известны геокриологические особенности данного района. (*Прим. ред.*)

а) Искусственное образование наледей. Устройство дорог, кюветов, канав, снятие растительного покрова, уплотнение снега и пр. часто ведут к местному увеличению глубины сезонного промерзания, а при неглубоком залегании потока грунтовых вод — к образованию бугров пучения и наледей. Они, как правило, располагаются выше места, где произошло нарушение естественного режима грунтового потока. Особенное внимание должно быть уделено установлению влияния наледи на инженерное сооружение, исследованию причин и особенностей изменения режима движения грунтового потока, механизма бугро- и наледеобразования. Это необходимо для разработки способов борьбы с ними и предупреждения их образования.

Наледь или бугор наносят на план; в районе их образования производят гидрогеологические работы. Выясняют глубину залегания, направление движения и дебит грунтовых вод, определяют фильтрационные свойства пород водоносного горизонта; выявляют особенность его питания и режима и пр. Участки бугров и наледеобразования изучают летом и в конце зимы Это дает возможность правильно оценить гидрогеологические и геокриологические условия, а следовательно, и наметить меры борьбы с ними.

б) Повышение уровня и напора грунтовых вод под сооружениями. При неглубоком залегании грунтового потока и неглубоком залегании многолетнемерзлых пород под водоносным горизонтом зимой или в начале весны иногда происходит значительное повышение уровня грунтовой воды в таликах с водопроницаемыми грунтами, образовавшихся под теплыми зданиями. Подъем уровня воды обусловлен давлением увеличивающегося слоя сезоннопромерзающих грунтов на грунтовые воды вне здания, сужением потока этих вод. Это приводит к прорыву воды в подполья, к затоплению подвальных помещений, к снижению прочности грунтов основания.

Наблюдениями устанавливают сроки начала и окончания подъема уровня воды, динамику и величину максимального подъема, направление и дебит грунтового потока (по специальным скважинам или шурфам), состав и фильтрационные свойства пород водоносного горизонта, динамику и глубину сезонного промерзания почвы на участке и пр.

Грунтовый поток в период максимального сезонного промерзания иногда разобшается на «струи», направление движения которых изменяется и часто не совпадает с направлением грунтового потока в период максимального сезонного протаивания. По мере промерзания почвы возрастает гидростатический и гидродинамический напоры. В естественных условиях это приводит к формированию бугров пучения и наледей.

При решении более общей задачи следует выяснить распространенность зимнего подъема уровня грунтовых вод в районе исследований и установить закономерную связь между глубиной, интенсивностью промерзания и напором водоносного горизонта, с одной стороны, и температурой воздуха и атмосферным давлением — с другой. Задача заключается в разработке способов борьбы с нежелательным повышением уровня грунтовых вод под зданиями. Для изучения режима надмерзлотных грунтовых вод применяют шурфы и буровые скважины, которые в зависимости от цели и детальности исследований закладывают кустами, поперечниками или по сетке. Стенки выработок закрепляют. Над устьем выработки рекомендуется устраивать небольшой тепляк.

Исследования в горных выработках

При гидрогеологических исследованиях в горных выработках на месторождениях полезных ископаемых в области многолетнемерзлых пород производят ряд наблюдений.

а) Криогенное строение проходимых пород. Общая методика изучения строения мерзлых пород описана в других параграфах. При изучении пород, содержащих лед, необходимо выяснить, в каких пустотах (в тектонических трещинах, карстовых полостях, порах, в рыхлых породах и т. п.) заключен лед; происходят ли закономерные изменения содержания льда на различной глубине и площади.

На основании изучения льда (его строения, химического состава талой воды) следует выяснить, за счет каких вод он образовался (пластовых, трещинных, карстовых, атмосферных, конденсационных).

б) Оледенение горных выработок. В горных выработках часто образуются ледяные натеки, наплывы и пр., создающие помехи при эксплуатации. Необходимо определить, в результате замерзания каких типов вод они образуются (подземных, инфильтрационных), определить местоположение, объемы, динамику нарастания льда во времени. Необходимо установить причину и условия замерзания воды: происходит ли оно в результате охлаждения со стороны многолетнемерзлых пород, пройденных выработкой, или под влиянием циркулирующего воздуха в горных выработках в зимнее время. Поэтому наряду с определением температуры горных пород в местах наибольшего скопления льда необходимо определять температуру воздуха, скорость его движения в выработках, сезонные изменения этих величин и пр.

в) Минерализованные воды в охлажденных горных породах. В выработках, пройденных в холодной зоне земной коры, имеющей температуру ниже нуля, может встретиться горизонт горных пород с высокоминерализованной водой в жидкой фазе, имеющей температуру ниже нуля. Могут быть случаи, когда вода движется по трещинам в многолетнемерзлых породах и, постепенно охлаждаясь и вымораживаясь, повышает свою минерализацию. Такие воды встречаются на побережье северных морей, в горных выработках ниже уровня моря. Водоносные горные породы, охлажденные ниже нуля, могут быть встречены и вдали от моря при разработке соленосных отложений, характерных для больших территорий Средне-Сибирского плоскогорья, где они образуют нижнюю часть зоны охлаждения земной коры.

Во всех отмеченных случаях необходимо, помимо обычных гидрогеологических наблюдений в горных выработках, изучать температуру горных пород и определять изменение химического состава и температуры подземных вод на различной глубине, в различных пунктах месторождения и в различное время года, установить изменение температуры, химического состава при изменении дебита подземных вод (например — при откачке шахтной воды), происходит ли изменение дебита и химического состава, воды в процессе разработки месторождения. Следует определить температуру замерзания минерализованной воды и проследить распределение ледяных включений в мерзлой толще горных пород, залегающей выше; выяснить особенность перехода от мерзлой толщи к горизонту охлажденных вод.

Необходимо выяснить происхождение минерализованных вод, приуроченность их к определенным породам или тектоническим проявлениям и разработать мероприятия по борьбе с этими водами или по их использованию (для добычи растворенных солей, для нужд бальнеологии).

г) Подземные воды в таликах на эксплуатируемых месторождениях. Горные выработки в многолетнемерзлых горных породах обычно бывают сухими. При наличии за контуром многолетнемерзлых пород водоносных горизонтов, особенно если они обладают напором, необходимо проводить весьма тщательные геокриологические наблюдения с тем, чтобы предугадать появление воды в горных выработках. Следует учитывать, что водоносные породы могут залегать не только ниже толщи многолетнемерзлых пород, но и сбоку мерзлого массива, пронизы-

вать или расчленять его на блоки. Поэтому необходимо систематически следить за изменением температуры пород в продвигающихся передовых забоях горных выработок, ориентированных в направлении предполагаемого талика. По результатам систематических наблюдений в специально пробуренных из забоя скважинах можно установить приближение к талику или к мощной водоносной зоне разлома. При проходке наблюдательных буровых скважин следует соблюдать меры предосторожности против внезапного прорыва воды с большим напором.

Исследование в буровых скважинах

Гидрогеологические наблюдения в буровых скважинах, пробуренных в области многолетнемерзлых горных пород, представляют большой интерес.

При механическом бурении скважин с применением промывочных жидкостей (воды, рассолов, глинистого раствора) могут быть получены весьма скудные данные о многолетнемерзлых породах, так как вокруг них резко нарушается естественная температура пород. Поэтому большое прогрессивное значение имеет способ механического бурения с продувкой воздухом забоя скважины. При этом способе ствол скважины остается сухим, температурный режим пород изменяется в гораздо меньшей степени, чем при бурении с промывкой; криогенное строение мерзлых пород не нарушается и может быть изучено по керну.

В скважине, бурящейся с промывкой, помимо общепринятых гидрогеологических наблюдений, необходимо вести систематические измерения температуры входящей и выходящей струй промывочной жидкости. Данные, полученные при бурении скважин, наносят на график (рис. 49). Измерения проводят не реже двух раз в смену; результаты записывают в буровой журнал. Эти данные могут дать только общее представление об изменении гидрогеологического и температурного режима буримой толщи. Рекомендуется составлять график, на котором систематически наносят величины температуры, входящей и выходящей промывочной жидкости. При заглублении скважины ниже подошвы толщи мерзлых пород обычно наблюдается изменение во взаимоположении этих кривых температуры пород.

Определенное представление о водоносности проходимых талых пород дают систематические наблюдения за поглощением промывочной жидкости, проводимые по общепринятой методике.

В процессе бурения скважины получаемый керн необходимо осматривать немедленно после его извлечения, так как в трещинах и кавернах коренных пород может сохраниться лед, служащий убедительным доказательством мерзлого ее состояния. Включения льда следует зарисовывать или фотографировать, необходимо делать его химический анализ.

При разведке на воду и под гидротехнические сооружения производят пробные откачки воды или через определенные интервалы глубины (например, через 50—100 *м*), или в соответствии с наблюдениями над керном, поглощением и температурой промывочной жидкости. Большое внимание следует уделять опробованию пород, слагающих нижнюю часть многолетнемерзлой толщи, и пород, залегающих ниже, так как полученные сведения могут помочь выяснить наиболее сложный вопрос о взаимосвязи мерзлых пород с водоносными горизонтами. Однако вследствие обычной непродолжительности таких откачек получаемые данные являются ориентировочными, а некоторые характеристики заведомо искажены (например, температура, химический состав воды).

Наблюдения в эксплуатируемых скважинах, пройденных сквозь многолетнемерзлые породы, производят по общепринятой методике. Основная задача состоит в том, чтобы вода в скважине не замерзла. Поэтому откачка

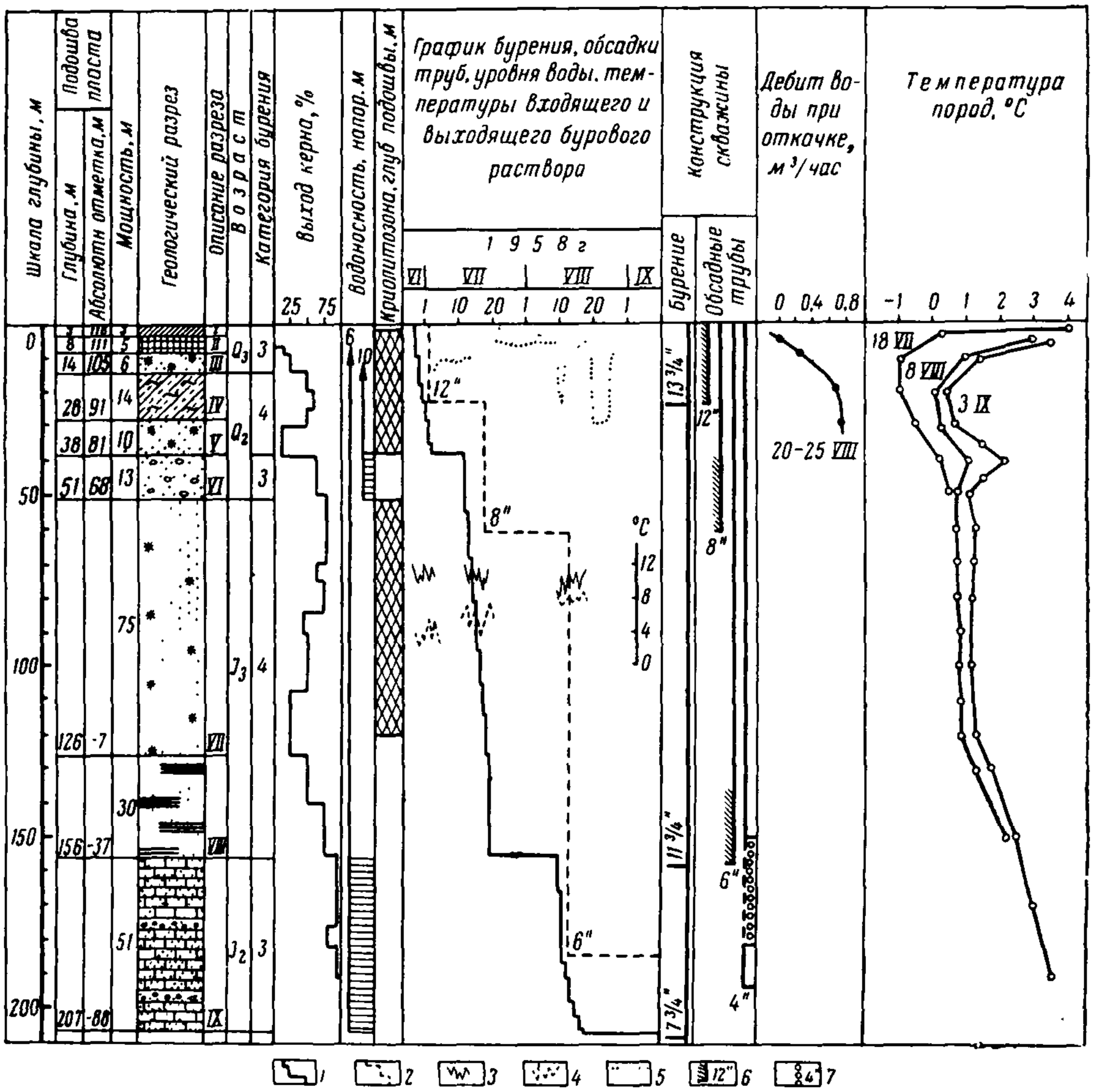


Рис. 49. Сводный геокриологический разрез буровой скважины:

I — суглинок плотный талый до 2 *м*, глубже мерзлый; *II* — подземный лед, полосчатый; *III* — песок мелкозернистый, мерзлый, монолитный; *IV* — переслаивание песка с легким суглинком, имеются мелкие прослойки льда; *V* — песок мерзлый; *VI* — песок с галькой; *VII* — песок мелкозернистый, мерзлый до 120 *м*; *VIII* — песок с прослойками глины; *IX* — песчаник мелкозернистый с прослоями конгломерата, водоносный; *1* — график бурения; *2* — график обсадки трубами; *3* — график температуры входящего бурового раствора; *4* — то же, выходящего бурового раствора; *5* — график уровня воды; *6* — цементация ствола скважины и диаметр труб; *7* — фильтр

должна производиться весьма интенсивно, с наименьшими перерывами в работе. При продолжительной откачке вокруг ствола скважины может образоваться таликовая зона. В некоторых случаях форсированной откачкой удается предотвратить замерзание воды даже при начавшемся образовании шуги в стволе скважины. Перед началом откачки рекомендуется прогреть ствол скважины.

В эксплуатируемых скважинах (самоизливающихся или откачиваемых) необходимо тщательно изучать режим сезонных колебаний расхода воды и возможность образования затрубного талика.

После окончания бурения или прекращения откачки в скважинах, пройденных в многолетнемерзлых горных породах и вскрывших пресные воды, обладающие напором, в силу которого пьезометрический уровень воды в скважине устанавливается в пределах многолетнемерзлых пород, возможно замерзание воды. Систематическое измерение уровня воды в таких

условиях становится весьма сложной задачей. Замерзание пресной воды возможно даже в стволе фонтанирующей скважины, если мощность мерзлой толщи велика, а ее температура низка или дебит и напор при самоизливе ограничены. Поэтому при наблюдениях за фонтанирующей скважиной, особенно зимой, необходимо периодически прочищать ее ствол и предохранять устье от образующейся наледи, мешающей естественному самоизливу воды.

Замерзание воды в стволе нефонтанирующей скважины предотвращают следующими способами.

1) В ствол скважины вливают насыщенный водный раствор поваренной соли из расчета, чтобы в верхней части столба воды, обычно наиболее охлаждающейся под влиянием мерзлых пород, концентрация раствора была больше той, при которой возможно замерзание воды. Надо иметь в виду, что верхний слой воды постепенно опресняется и его засоление необходимо повторить. Срок повторного засоления может быть определен опытным путем, измерениями температуры и минерализации воды на различных глубинах. Засоление воды искажает ее естественный химический состав и нарушает естественное положение уровня воды скважины. Несмотря на эти недостатки способ засоления наиболее распространен, так как он прост, надежен и позволяет вести наблюдения над относительным изменением уровня воды.

2) Ствол скважины периодически прогревают горячей водой, паром или электронагревательными приборами. Единовременный налив горячей воды малоэффективен, так как его действие кратковременно.

Периодическое и длительное прогревание паром более эффективно, так как при этом создается затрубный талик. Обогрев скважины производится от парового котла с помощью трубки (диаметр 3/4—1″), открытый конец которой опускают в скважину. Обогревательную трубку целесообразно помещать между двумя колоннами труб (например, между обсадной трубой и водоподъемной), что возможно при соответствующих диаметрах труб. При этом способе прогрева нарушается температурный режим горных пород. Его можно применять в специально оборудованных скважинах для опытных откачек.

Прогрев скважины при помощи электрообогревательного прибора (типа бытового электрокипятильника, который может быть изготовлен на месте с учетом диаметра скважины, глубины погружения, напряжения в электросети) также довольно эффективен.

Замерзание воды в стволе скважины иногда можно предупредить периодическим длительным сливом в нее подогретой воды (хотя бы до 5—10°). Слив может быть очень небольшим (1—2 *м*³/*сек*.)

3) В ствол скважины иногда вливают незамерзающую жидкость (нефть, соляровое масло, отработанное машинное масло), которая вытесняет воду из зоны минимальных температур. Этот способ применим при небольших напорах подземных вод. Однако он имеет много неудобств (загрязняется ствол скважины и расходуется ценный нефтепродукт).

Большую трудность представляет измерение уровня воды в скважине, пройденной в мерзлых породах, так как измерительный прибор (хлопушка, электроуровномер и т. п.) и тросик, провод, а особенно шпагат, на котором опускается прибор, примерзают к стенкам скважины. Во избежание этого следует держать оснастку прибора сухой и смазывать ее непримерзающим к трубам веществом (например, солидолом). Спуск прибора производят с небольшим расхаживанием (подергиванием) вверх и вниз. Оставлять прибор в скважине нельзя. Примерзнувший прибор можно освободить, вливая в скважину крепкий раствор поваренной соли.

Все мероприятия, связанные с предохранением ствола скважины от замерзания, должны фиксироваться в описании выработки.

В законсервированных или ликвидированных разведочных буровых скважинах, вода в которых замерзла, могут быть проведены некоторые наблюдения, характеризующие гидрогеологические свойства пород. Если выше ледяной пробки ствол свободен, в нем может быть измерена температура. Глубина залегания ледяной пробки в некоторых случаях дает указание на глубину стояния статического уровня воды до замерзания. Однако ледяная пробка может образоваться или увеличиться за счет воды, затекшей в ствол скважины сверху. Иногда вследствие понижения уровня воды ледяная пробка может оказаться выше истинного уровня. В том и другом случаях поверхность ледяной пробки не будет отражать истинное его положение.

Целесообразнее разбурить ледяную пробку, чем бурить новую скважину. В процессе разбуривания пробки необходимо обратить внимание на ее расположение в стволе. Не рекомендуется разбуривание всей пробки сразу. Наличие льда в стволе скважины определяется по сопротивлению бурового снаряда.

Гидрогеологические наблюдения в неглубоких выработках (шурфах и скважинах), вскрывающих грунтовые воды, также специфичны. В результате замерзания стенок шурфа, колодца или скважины в слое сезонного промерзания или в толще многолетнемерзлых пород прекращается связь, выработки с водоносным горизонтом. В шурфах и скважинах, промерзших за зиму или не вскрывших грунтовые воды, в теплый период года могут скопиться поверхностные воды, или верховодка, уровень которых в данной выработке не будет отражать залегания грунтовых вод. Поэтому результаты наблюдений в неглубоких выработках должны быть рассмотрены критически. Наилучший способ установления действительной связи выработки с водоносным горизонтом — откачка воды из нее. Предохранить такую выработку от замерзания можно, устроив тепляк над ее устьем.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов И. Я. Подземные воды южной окраины области многолетней мерзлоты. Госгеолиздат, 1940.

Бутов П. И., Тихомиров Н. К., Толстихин Н. И. Наблюдения за уровнем подземных вод. Методы исследования и опробования жидких полезных ископаемых. Госгеолразведиздат, 1933.

Вельмина Н. А. Каптаж подземных вод в условиях вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1952.

Временная инструкция по фильтрационно-дренажной оттайке вечномерзлых грунтов при разработке россыпей. Магадан, 1959.

Ефимов А. И. Особенности гидрогеологической съемки в области распространения многолетнемерзлых горных пород. Госгеолиздат, 1961.

Инструкция по организации и производству геолого-съемочных работ в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. Магадан, 1957.

Каменский Г. Н. Гидрогеологические исследования и разведка источников водоснабжения. Госгеолиздат, 1947.

Крылов М. М. Преобразование природы путем гидротермических мелиораций. Сб. «Вопросы географии», вып. 28, Изд-во АН СССР, 1952.

Обидин Н. И. Материалы к методике изучения мерзлоты и подземных вод при разведочном бурении в Советской Арктике. Изд-во Главсевморпути, 1951.

Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеолтехиздат, 1954.

Огильви А. Н. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. Методы исследования и опробования жидких полезных ископаемых. Госгеолразведиздат, 1933.

Пономарев В. М. К вопросу изучения вечной мерзлоты в связи с шахтным строительством. «Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты». Изд-во АН СССР, 1938.

Пономарев В. М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. Изд-во АН СССР, 1961.

Прохоров С. П., Качугин Е. Г. Гидрогеологические исследования при разведке месторождений. Госгеолтехиздат, 1955.
Справочное руководство гидрогеолога. Под ред. В. М. Максимова. Гостоптехиздат, 1959.
Толстихин Н. И. Подземные воды в четвертичных отложениях районов вечной мерзлоты.— Тр. Международ. ассоц. по изучению четвертичного периода Европы, вып. 2, 1933.
Толстихин Н. И. Инструкция по изысканиям в целях водоснабжения в районах мерзлой зоны (вечной мерзлоты). «Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты». Изд-во АН СССР, 1938а.
Толстихин Н. И. Подземные воды. «Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты». Изд-во АН СССР, 1938б.
Толстихин Н. И Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Госгеолиздат, 1941.

Глава V

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

§ 1. ПРИНЦИП И ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ И ПЛАНОВ

Под геокриологическим картированием следует понимать графическое отображение комплекса характеристик сезонно- и многолетнемерзлых горных пород на картах и планах различных масштабов. Геокриологическое картирование составляет неотъемлемую часть научных исследований. В основе его лежит анализ и синтез фактических данных, полученных в процессе полевых исследований, геокриологической съемки.

Содержание и масштаб геокриологического картирования определяются назначением исследований. Геокриологическое картирование наиболее часто производится: а) для изучения зональных, региональных и местных особенностей сезонно- и многолетнемерзлых горных пород, научно-теоретических обобщений и общего планирования размещения производства; б) для решения конкретных практических задач промышленного и гражданского строительства, развития сельского хозяйства, горного дела и т. д.

Практическое значение геокриологических карт возрастает с увеличением их масштаба, так как при этом уменьшается их схематичность.

По своему содержанию геокриологические карты и планы разделяются на общегеокриологические, частные и специальные.

Общегеокриологические карты отображают синтез основных характеристик мерзлых толщ: их распространение (залегание, распространение по площади и мощность), состав, строение, температуру, генезис и этапы развития, криогенные образования и пр. По картам мелких масштабов можно проследить зональные и региональные закономерности распространения мерзлых толщ (рис. 50); по картам крупных масштабов — их основные характеристики (рис. 51).

Частные геокриологические карты отображают отдельные или несколько характеристик мерзлых толщ: распространение, состав и строение, температуру, генезис, криогенные образования и пр. (рис. 52, 53). По этим картам можно проследить некоторые особенности мерзлых толщ.

Специальные геокриологические карты отображают определенный комплекс характеристик мерзлых толщ, представляющих интерес в практическом отношении. К этому типу карт относятся: инженерно-геокриологические карты (аналог инженерно-геологических карт), карты строительного районирования и пр.

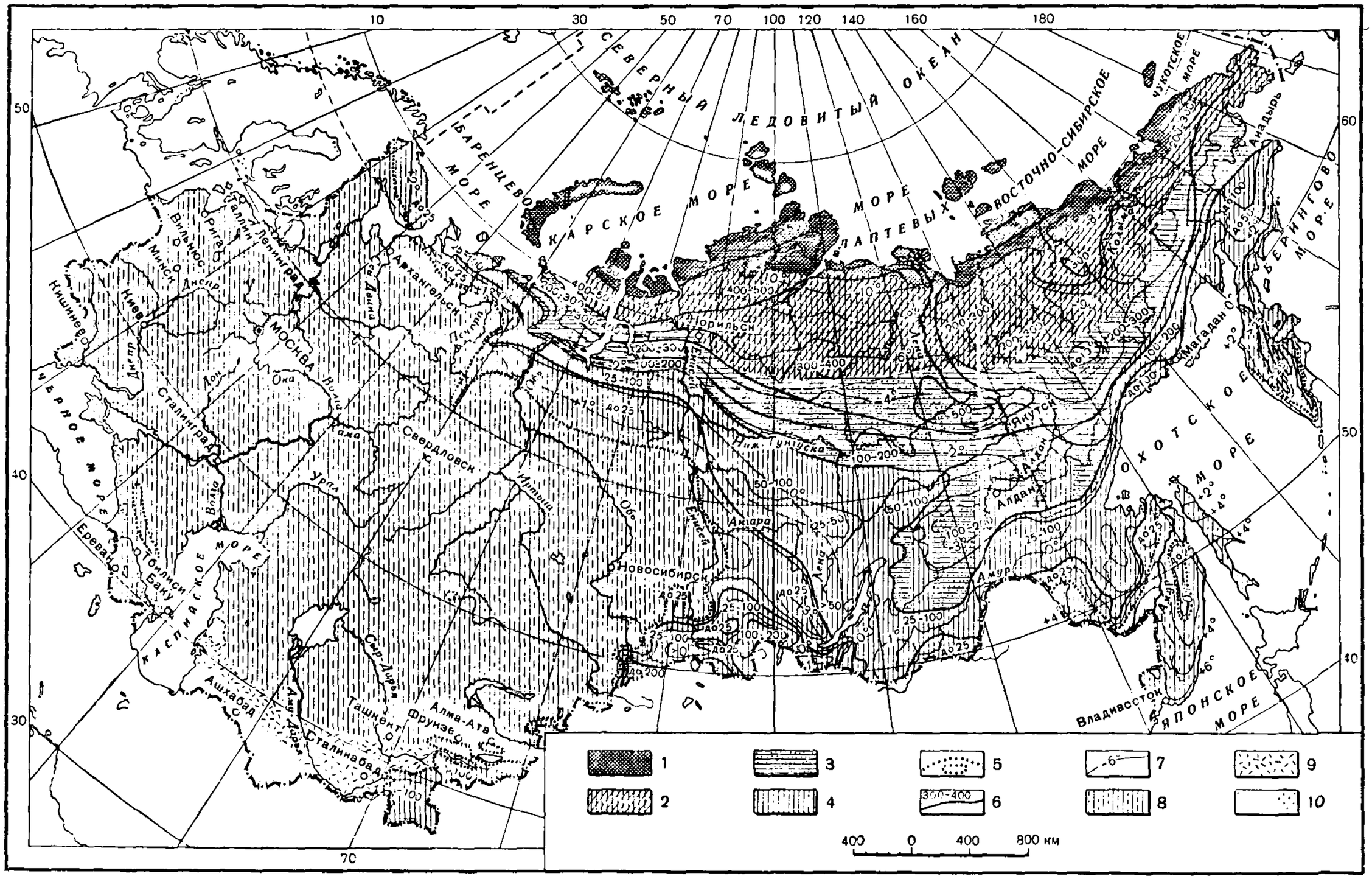


Рис. 50. Геокриологическая карта СССР (переработанная карта И. Я. Баранова). Вариант общих комплексных геокриологических карт мелкого масштаба:

1 — полигенетические мерзлые толщи, большой мощности, сформировавшиеся в плейстоцене, в основном на аллювиальных равнинах, практически непрерывистые, широким развитием сингенетических и эпигенетических полигональных ледяных жил; *2* — древние полигенетические мерзлые толщи с сингенетическим горизонтом в пределах аллювиальных равнин и интенсивным развитием эпигенетических мерзлых толщ в горных районах (плейстоцен), малопрерывистые, с меньшей интенсивностью развития сингенетических и эпигенетических полигонально-жильных льдов в настоящее время в сравнении с предыдущей зоной; *3* — древние (плейстоценовые) и более поздние мерзлые толщи (до современных включительно), имеющие различный генезис, значительно прерывистые, с реликтовыми макроструктурными ледяными образованиями; *4* — мерзлые толщи исторического возраста; в низменных и плоскогорных районах имеющие островное распространение, в горных районах ковровое (мозаичное) и островное распространение с частными следами вытаявших ледяных и полигонально-жильных образований; *5* — граница распространения многолетнемерзлых пород; *6* — пределы максимальных мощностей толщ многолетнемерзлых пород, *м*; *7* — изотермы для подошвы слоя годовых колебаний температуры (в горных районах температура показана для долин и котловин); *8* — зона систематического сезонного промерзания; *9* — зона спорадического сезонного промерзания и охлаждения почв; *10* — зона кратковременного сезонного промерзания и охлаждения почв

Полевые геокриологические исследования

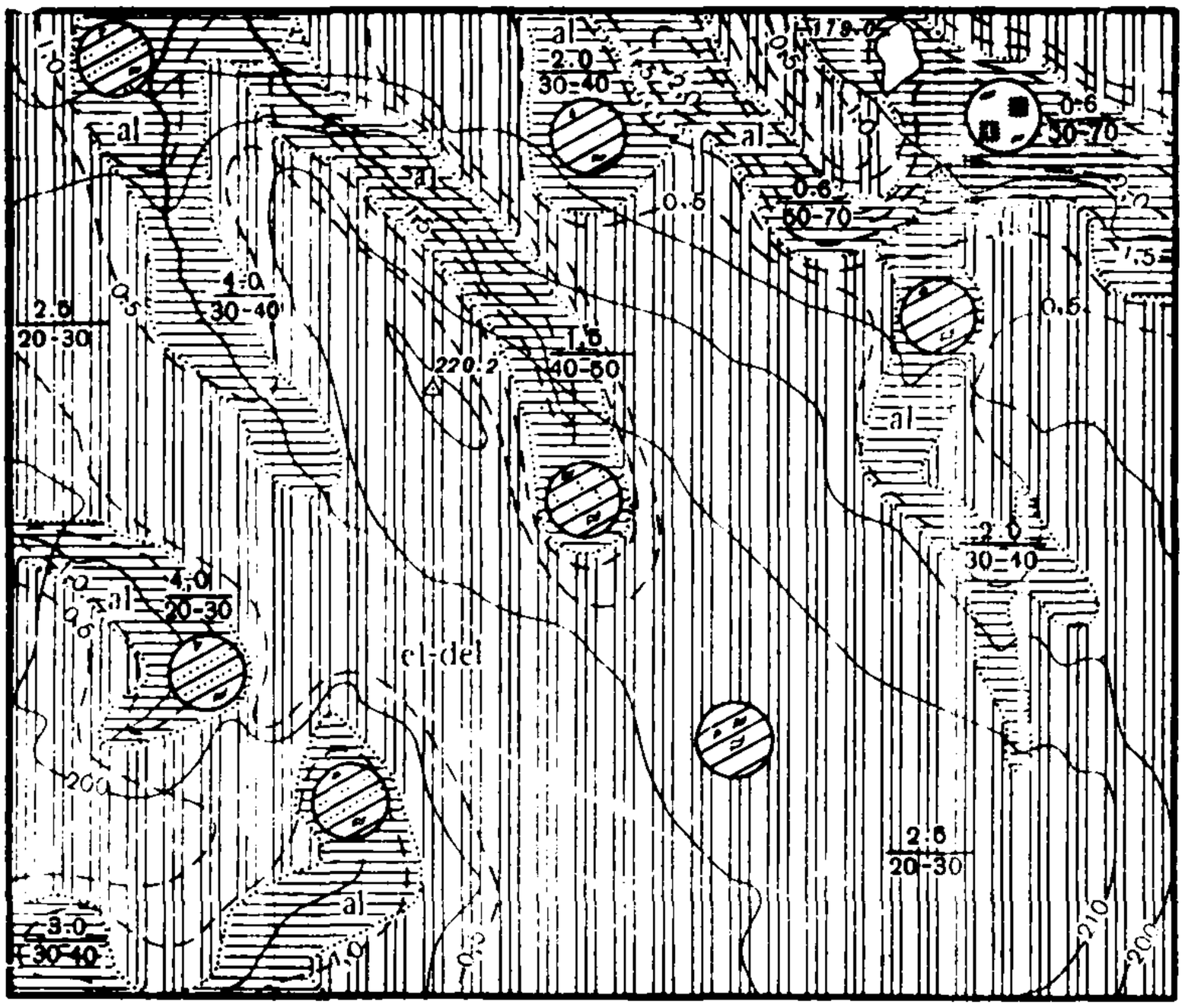


Рис. 51. Макет геокриологической карты крупного (среднего) масштаба (составила Е. К. Крылова):

1 — полигенетические мерзлые породы (аллювиальные) с преобладанием сетчатой и горизонтально-слоистой криогенной текстуры; *2* — эпигенетические мерзлые породы (элювиально-делювиальные) с линзовидной криогенной текстурой; *3* — генетические типы рыхлых отложений; *4* — литологический состав поверхностных горизонтов рыхлых отложений (в границах контуров: *а* — покровные суглинки; *б* — суглинки с прослойками разнозернистого песка; *в* — суглинки пылеватые; *г* — суглинки илистые; *д* — суглинки илистые с прослойками разнозернистого песка; *е* — торф; *5* — включения гравия; *6* — прослойки и линзы льда в породе: *а*) — толщиной до 1,2 *мм*; *б*) толщиной до 1 *см* (и более под торфяным покровом); *7* — числитель — глубина сезонного протаивания, *м*, знаменатель — суммарная влажность, %; *8* — температура пород в зоне годовых колебаний (отрицательная, °С); *9* — горизонталь рельефа земной поверхности

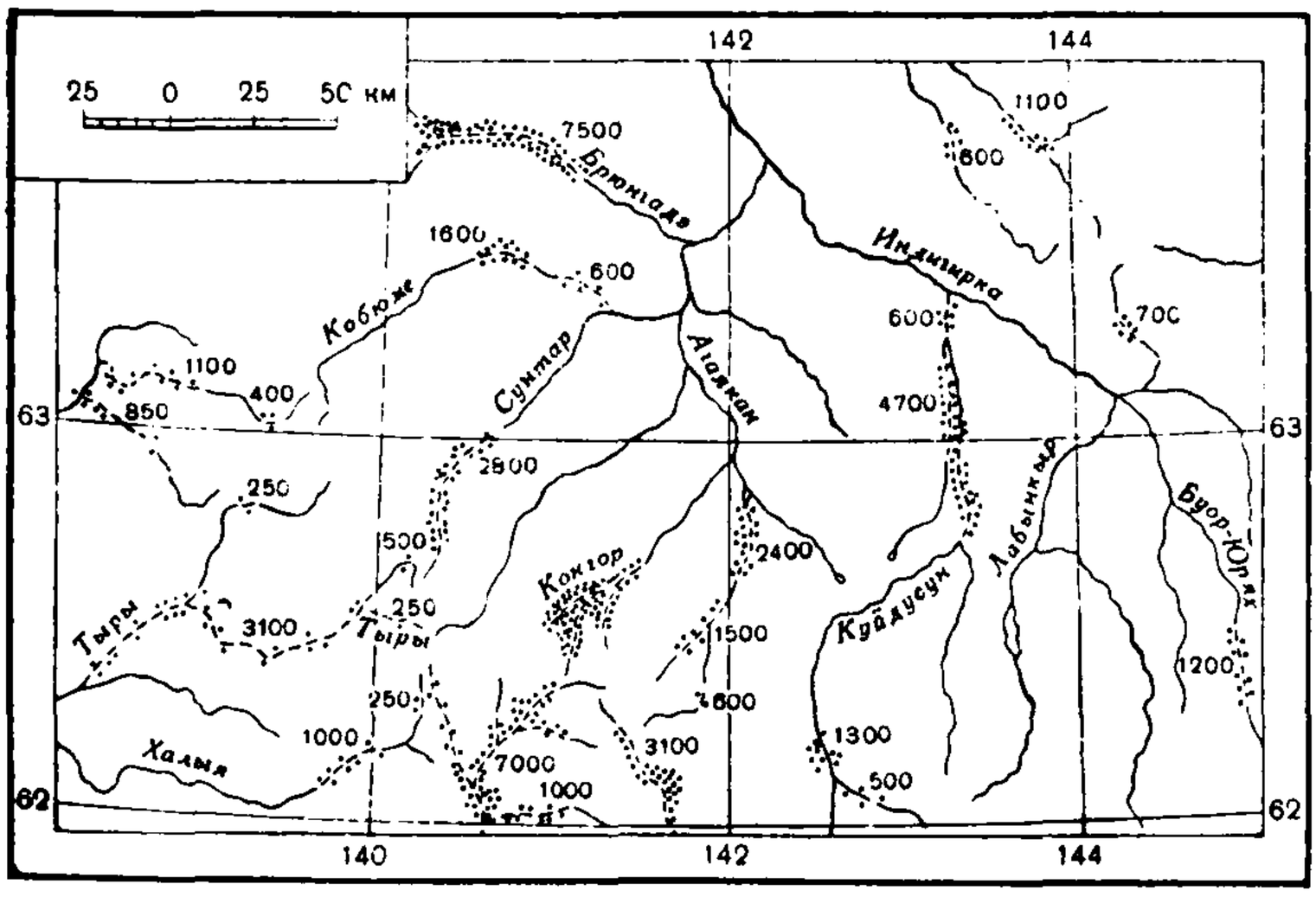


Рис. 52. Карта распространения наледей, источником питания которых являются межмерзлотные и подмерзлотные воды одного из районов северо-востока Якутии (составила Е. К. Крылова по данным П. Ф. Швецова)

Вариант (образец) частных геокриологических карт мелкого масштаба. Одна точка соответствует 0,5 *км²* наледи; цифры указывают дебит источника наледи, *м³/час*

Наиболее распространены геокриологические карты следующих масштабов:

а) 1 : 1 000 000; 1 : 5 000 000; 1 : 10 000 000; 1 : 15 000 000; 1 : 30 000 000; 1 : 40 000 000 и мельче — мелкомасштабные карты;

б) 1 : 100 000; 1 : 200 000 и мельче — среднемасштабные карты;

в) 1 : 25 000; 1 : 50 000 и мельче — крупномасштабные карты;

г) 1 : 10 000; 1 : 5000; 1 : 2000; 1 : 1000 и крупнее — планы.

Мелкомасштабные карты освещают зональные и региональные особенности толщ сезонно- и многолетнемерзлых горных пород, а также сопутствующих им образований.

Среднемасштабные карты освещают региональные и главным образом местные особенности мерзлых пород в границах природных районов, характеризующихся определенными естественно-историческими условиями (климатическими, геолого-географическими и др.).

Крупномасштабные геокриологические карты и планы освещают местные особенности мерзлых пород, их зависимость от конкретных природных условий сравнительно небольших территорий.

В основе составления геокриологических карт лежат два принципа: морфогенетический и морфологический. *Морфогенетический принцип картирования* заключается в отображении распространения, состава, строения и генезиса мерзлых толщ. Этот метод применяется при составлении всех видов средне- и крупномасштабных геокриологических карт и планов. *Морфологический принцип* картирования заключается в отображении типичных для данной толщи характеристик (распространение, температура, мощность и пр.). Этот принцип в основном используют при составлении общегеокриологических, частных и специальных карт разных масштабов.

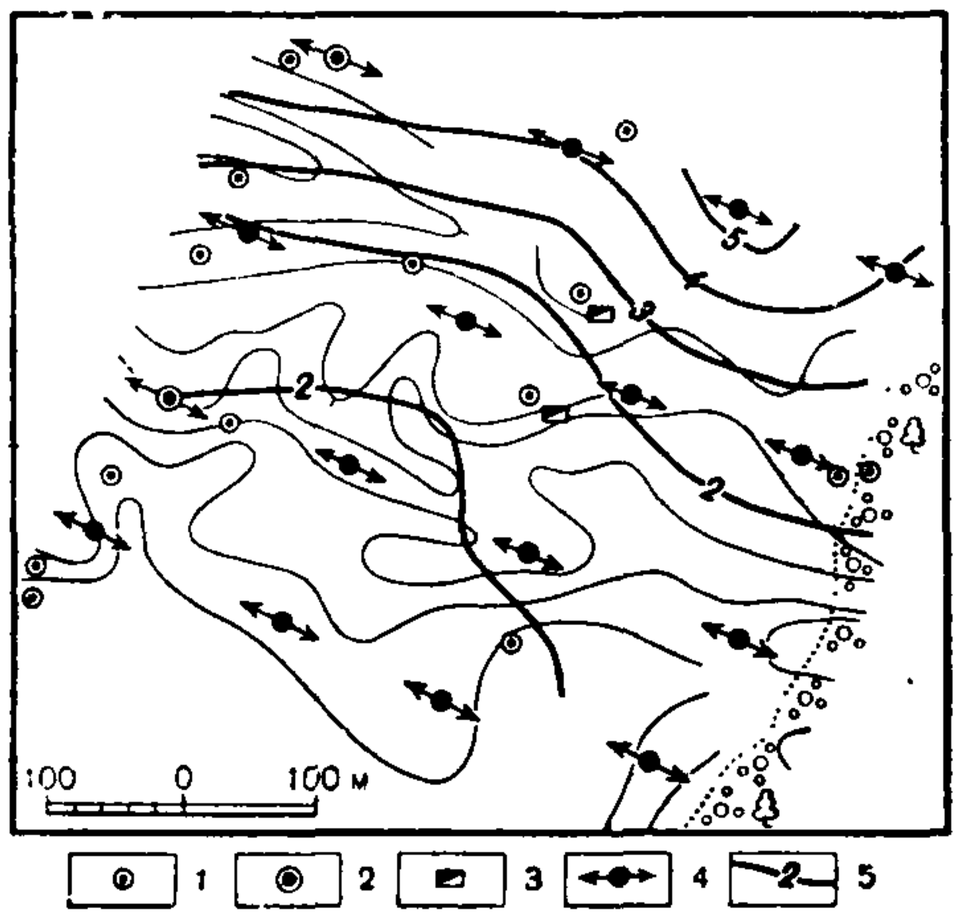


Рис. 53. Карта глубин залегания верхней границы многолетнемерзлых пород (составил Б. С. Эненштейн).

Вариант (образец) частных геокриологических карт крупного масштаба:

1 — неглубокие буровые скважины; *2* — глубокие буровые скважины; *3* — шурфы; *4* — пункты вертикального электрического зондирования; *5* — изолинии глубины верхней поверхности многолетнемерзлых пород в *м*. Тонкие линии — горизонталь рельефа

Мелкомасштабные геокриологические карты составляют в основном методом генерализации геокриологических карт более крупных масштабов. Другой метод составления таких карт, который практикуется до настоящего времени, основан на использовании ограниченного количества фактических данных, на знаниях наиболее общих закономерностей развития криогенных явлений.

Основой для составления средне- и крупномасштабных геокриологических карт является геокриологическая съемка.

Чтобы правильно составить карты любого масштаба, необходимо знать конкретные природные условия района исследований. Особенно это важно для составления геокриологических карт, масштаб которых более 1 : 1 000 000.

Точность карты определяется ее заданным масштабом, масштабом основы и детальностью съемки, которой должно соответствовать определенное количество фактических данных, обосновывающих проведение гра-

ниц участков, различных изолиний, характеризующих мерзлые толщи и сопутствующие им образования.

Детальность и точность геокриологических карт, метод их составления должны отвечать требованиям назначенного масштаба. Графическое оформление карты должно с максимальной полнотой отражать ее содержание.

Рассмотрим вопросы методики составления геокриологических карт. Процесс составления карты начинается в период полевых работ и заканчивается в камеральный период.

Составление мелко- и среднемасштабных геокриологических карт состоит из следующих периодов: подготовительного, составительского и оформительского.

В подготовительный период разрабатывают программу содержания карты и ее легенду; подбирают и анализируют материал, обосновывающий каждый из элементов содержания карты; собирают дополнительный материал, уточняющий содержание карты.

Основным картографическим материалом для составления геокриологических карт служат полевые варианты геокриологической карты того же или более крупного масштаба и материалы полевых геокриологических исследований территории, отображаемой на карте [1].

В качестве дополнительного материала, если есть возможность, используют любые виды геокриологических карт, масштаб которых близок к заданному.

При составлении карт необходимо широко использовать ландшафтные, геоморфологические, гидрогеологические, геологические, геоботанические, климатические и другие карты, характеризующие природные условия и особенности многолетнемерзлых пород.

В подготовительный период готовят схему основного и дополнительного фактического материала; границы картируемой территории наносят на бланковую карту и устанавливают степень обеспеченности данными, в соответствии с принятым масштабом карты. Участки, не обеспеченные необходимым количеством фактических данных, картируют на основе интерполяции характеристик мерзлых толщ, опираясь на знание геокриологических закономерностей и особенностей картируемой территории, в первую очередь учитывая особенности геологического строения, геоморфологические и гидрогеологические условия территории. На абрисе карты указывают обоснованность картирования отдельных участков.

Прежде чем приступить к составлению карты, обстоятельно изучают природные особенности картируемой территории, познают закономерности развития, распространения и динамики мерзлых толщ для того, чтобы наиболее правильно отразить существенные стороны характеристик мерзлых толщ и сопутствующих им криогенных образований.

В программе работы над картой указывают ее назначение, излагают содержание, обосновывают масштаб и выбор проекции, исходя из природных уловий района, намечают схему районирования территории, устанавливают принципы генерализации, нагрузку карты по элементам содержания.

Важным моментом в подготовительной работе является выбор географической основы карты. При наличии пригодной основы, бланковой или общегеографической карты, разгружают ее от ненужных элементов, не имеющих непосредственного отношения к составляемой карте, например снимают мелкие населенные пункты, излишнюю дорожную сеть и пр. и, наоборот, увеличивают нагрузку за счет тех элементов, которые облегчают составление карты, будут содействовать изображению ее основного

---

[1] Желательно собрать материалы и по прилегающим территориям, так как это позволит составить более полноценную карту.

содержания. Содержание географической основы разделяется на следующие группы элементов:

первая группа — морская береговая линия, гидрографическая сеть, изображение рельефа и растительного покрова;

вторая группа — населенные пункты, пути сообщения (основные);

третья группа — государственная граница и географические наименования.

При составлении геокриологических карт мелких масштабов на базе карт более крупных масштабов на подготовленную основу наносят контуры и границы типов мерзлых толщ, показанные на ранее составленных картах, после соответствующей последовательной картографической генерализации от одного масштаба к другому. В этом случае следует придерживаться единого принципа генерализации всех частей карты. При генерализации материала выделяют наиболее существенное, чем подчеркивают наиболее важные элементы содержания, отвечающие прямому назначению карты.

При составлении мелко- и среднемасштабных комплексных общегеокриологических карт изготовляют макеты элементов специальной нагрузки (характеристики распространения, состава многолетнемерзлых толщ, их криогенного строения, мощности, температуры, глубины сезонного промерзания и протаивания, криогенных образований). Сопоставляя и взаимно увязывая эти характеристики, выделяют участки, в пределах которых типы мерзлых толщ однородны (Баранов, 1958).

Содержание макетов может быть следующим.

Макет 1 — литологический и гранулометрический состав рыхлых горных пород, их распространение, мощность и генетическая принадлежность. На этом макете условными знаками показывают особенности криогенного строения мерзлых толщ, которые отражают генетический тип многолетнемерзлых толщ (полигенетический или эпигенетический).

Макет 2 — распространение многолетнемерзлых толщ (площадь, залегание, мощность).

Макет 3 — глубина сезонного промерзания или протаивания горных пород.

Макет 4 — температура горных пород у подошвы слоя годовых ее колебаний у нижней поверхности слоя сезонного промерзания или протаивания.

Макет 5 — типы криогенных образований или их следов и пр.

На подготовленной географической основе составляют авторский оригинал карты, на котором обобщают взаимноувязанные характеристики мерзлой толщи, отображенные на элементарных макетах. Масштабы макетов должны быть одинаковыми с основой или крупнее ее на один порядок масштабов.

Для получения окончательного варианта геокриологической карты содержание авторского оригинала переносят на математическую (картографическую) основу, т. е. на жесткую основу с градусной сетью. Одновременно увязывают и уточняют контуры специальной нагрузки карты, исправляют границы участков, оставляя неизменной ранее отработанную географическую основу.

Изменение масштаба, его увеличение, влечет за собой изменение методики составления карты.

Средне- и крупномасштабные геокриологические карты, а также планы составляют непосредственно по материалам геокриологической съемки. Процесс геокриологического картирования в этом случае состоит из следующих периодов: подготовительного, полевого и камерального.

В целях систематизации собранных материалов прежних лет составляют карту геокриологической изученности района, на которую наносят местоположение точек буровых скважин, шурфов, термометрических, геофизи-

ческих и других наблюдений, а также контуры заснятых ранее территорий. При достаточной полноте фактического материала, используя материалы аэрофотосъемки, составляют предварительный вариант карты, на котором показывают границы типичных участков с однородными геолого-географическими и геокриологическими условиями. Для составления такой карты подбирают топографическую основу соответствующего масштаба. Если используемые топографические карты и планы получены различными методами, то следует выбрать составленные по материалам аэрофотосъемки. Для карт масштаба крупнее 1 : 200 000 нельзя использовать основу, полученную путем увеличения карт более мелких масштабов. Для составления полевых карт рекомендуется использовать топографическую основу, масштаб которой вдвое крупнее масштаба окончательного варианта карты. Для составления геокриологической карты в полевых условиях следует иметь несколько экземпляров топографической основы.

Ознакомившись с материалами по району исследований, необходимо составить *проект картирования*:

а) кратко описать цель составления карты, обосновать выбор ее масштаба, изложить содержание работ прежних лет и указать наиболее эффективные методы полевого и камерального картирования; рассмотреть возможность использования геофизических и аэрометодов и других; указать площадь картирования; определить необходимость специальных исследований; указать объем и виды полевых работ, объем буровых, горных и других работ, термометрических наблюдений, количество лабораторных анализов, необходимых для обеспечения детальности составляемых карт;

б) охарактеризовать используемую топографическую основу, ее масштаб, сечение рельефа, нагрузку содержания, год издания, а при наличии материалов аэрофотосъемки — масштаб, месяц и год съемки;

в) составить карту геокриологической изученности, на которую затем должны быть нанесены и проектируемые полевые маршруты, точки расположения буровых скважин, шурфов и пр.

При полевом картировании в масштабе 1 : 200 000 — 1 : 100 000 применяется маршрутный метод. Маршрутами пересекают основные элементы рельефа и ландшафты. Густота и направление маршрутов зависят от сложности ландшафта и от сложности геокриологических и геологических условий территории.

При полевом картировании в масштабе 1 : 50 000 и крупнее применяется площадный метод. В этом случае прослеживают границы распространения каждого ландшафта и наносят их на карту, а затем изучают многолетнемерзлые толщи и сопутствующие им образования. Данные, полученные на смежных участках, увязывают и сопоставляют.

Необходимым этапом полевого геокриологического картирования является составление *карты ландшафтов*. На карту ландшафтов наносят прослеживаемые границы основных геоморфологических элементов, которые часто совпадают с границами однородных комплексов отложений, определенных генетических типов мерзлых толщ. В пределах выделенных макроформ рельефа изучают мезоформы рельефа, устанавливают свойственные им наиболее типичные сочетания природных условий, наносят на карту границы типичных участков. Производят полевое дешифрирование аэроснимков, а материалы используют при составлении карты ландшафтов.

Горные выработки и обнажения, точки термометрических наблюдений привязывают к пунктам геодезической сети или к близлежащим контурам, опознанным по карте и аэроснимкам.

Криогенные и посткриогенные образования отображают на карте ландшафтов. В том случае, когда отдельные формы криогенных образований нельзя или не требуется показать при данном масштабе карты, наносят границы участков их распространения. Эти образования различают

по генезису, морфологическим и морфометрическим признакам в соответствии с их классификацией. На карте отмечают их развитие по стадиям, чем отражается их динамика.

Геокриологическая карта составляется на основе карты ландшафтов, данных бурения, шурфования, термометрических, геофизических и прочих исследований. При характеристике мерзлых толщ должны быть указаны: состав горных пород (литологический, гранулометрический), их криогенное строение (типы и характер распределения ледяных включений), суммарная льдистость пород, глубина залегания многолетнемерзлых пород и глубина сезонного протаивания, мощность мерзлых толщ, температура пород у подошвы слоя годовых ее колебаний и пр.

На втором экземпляре карты ландшафтов составляют второй полевой вариант менее нагруженной геокриологической карты, на которой показывают границы генетических типов мерзлых толщ и сопутствующие им криогенные и посткриогенные образования (жильные льды, бугры пучения, пятна-медальоны, термокарстовые образования и пр.). В этом случае геокриологическая характеристика приводится в легенде.

В результате полевого картирования должны быть получены следующие материалы:

а) карта фактического материала с показом маршрутов, горных выработок, пунктов термометрических и геофизических наблюдений и т. д.;

б) карта ландшафтов;

в) полевые варианты геокриологических карт;

г) материалы аэровизуальных наблюдений и отдешифрированные аэроснимки.

Окончательный вариант крупномасштабной или детальной геокриологической карты составляют путем генерализации содержания полевой карты, исходя из заданного масштаба.

Основное содержание полевой карты переносят на подготовленную основу, в которой сохраняют или дополняют названия, упоминающиеся в отчете или в записке к карте.

Графическому оформлению окончательного варианта геокриологической карты следует уделить большое внимание, так как наглядность и легкость понимания содержания карты дают возможность использовать ее возможно шире. Необходимо правильно сочетать краски, различные виды штриховки, разную толщину линий, индексы, условные значки и пр.

Карта должна сопровождаться несколькими типичными разрезами мерзлых толщ, помещенными на полях карты. Горизонтальный масштаб разрезов должен соответствовать масштабу карты, а вертикальный — задачам наглядности изображения особенностей многолетнемерзлой толщи.

Зарамочное оформление карты включает в себя линейный или числовой масштабы, которые помещают внизу. В заголовке карты указывают тип карты, листы международной разграфки, индекс листа, фамилии составителей, год составления.

В процессе камеральной обработки материалов составляют карту фактических данных на топографической основе масштаба окончательной геокриологической карты и альбомы дешифрированных аэроснимков. К карте прилагают пояснительную записку, а если карта не является самостоятельным документом, ее помещают в общем научном или научно-техническом отчете.

В пояснительной записке к карте дают краткое описание геолого-географических условий территории, характеристику типов многолетнемерзлых толщ, излагают закономерности их развития и распространения, описывают криогенные и посткриогенные явления, характер их распространения, формы и генетические типы, их связь с мерзлыми толщами и т. д.

В начале записки коротко излагают методику картирования, перечисляют использованный материал и характеризуют точность картирования и его полноту и т. д.

Специальные (*прикладные*) *геокриологические карты* составляют после исследований, имеющих сугубо практическое значение. Такие карты используют при выборе и характеристике строительных площадок под промышленные и гражданские сооружения, для сельскохозяйственного освещения территории, при геолого-разведочных работах и т. п.

Масштаб, точность и содержание инженерно-геокриологической карты определяются:

а) стадией проектирования, т. е. задачами изысканий на каждом этапе проектных работ;

б) сложностью и своеобразием геокриологических и прочих природных условий, степенью их изученности;

в) типом проектируемых сооружений.

Количество точек фактических наблюдений, обосновывающих специальные карты (буровых скважин, шурфов, обнажений, точность наблюдений, количество и точность анализов и т. д.), определяется поставленной практической задачей.

Площадь картирования на начальной стадии исследований определяется в зависимости от проектируемого объекта. Рекогносцировке подвергаются значительные площади, во много раз превышающие окончательную потребность в территории. Идет поиск наиболее пригодных площадок, трасс и т. д.

Для обоснования наиболее рационального решения, на стадии проектного задания исследуют и картируют несколько конкурентноспособных вариантов площадок (трасс) для всего комплекса сооружений и отдельных его частей. Для этого выбирают наиболее пригодные участки, в границах которых производят инженерно-геокриологическое картирование в масштабах от 1 : 25 000 до 1 : 5000 в зависимости от типа проектируемого сооружения. На картах показывают границы ландшафтов и типов мерзлой толщи, их распространение, состав, строение и температуру. Фиксируют местоположение криогенных и посткриогенных образований.

Кроме комплексных инженерно-геокриологических карт на этой стадии проектных работ рекомендуется составлять частные геокриологические карты, на которых подробно отражают наиболее характерные для данного участка специфические особенности мерзлых толщ, наличие и закономерность распространения жильных льдов, термокарста, солифлюкционных явлений и т. п.

На стадии технического проектирования, когда уточняют типы и окончательное размещение сооружений, составляют детальный геокриологический план в масштабе 1 : 2000, 1 : 1000. Для мест наиболее ответственных сооружений масштаб плана увеличивают до 1 : 500. Этот план детально, точно и полно должен характеризовать многолетнемерзлую толщу и сопутствующие им образования.

В результате проведенных исследований составляют пояснительную записку к карте (плану), в которой отражают все главнейшие геокриологические условия, которые определяют проектирование и строительство сооружений (см. табл. 31).

Карты должны отражать степень пригодности и надежности участков в строительном отношении, т. е. отвечать на основные вопросы проектирования.

При оформлении всех типов геокриологических карт используют следующие *способы картографического отображения* характеристик мерзлых толщ; фоновое затенение, изолиний, внемасштабные знаки, ареалы линий

Таблица 31

Рекомендуемые нормы и способы показа элементов содержания геокриологических карт

Элемент содержания	Масштаб карты						
	1 · 10 000	1 : 25 000	1 : 50 000	1 : 100 000	1 : 200 000	1 : 500 000	1 : 1 000 000
Типы мерзлых толщ	Показывают на картах контуром при площади его не менее: 20 000 $м^2$ |200 000 $м^2$| 1 $км^2$ | 4 $км^2$ | 16 $км^2$ | 100 $км^2$ | 400 $км^2$						
Состав мерзлых пород	На комплексных геокриологических картах показывают условным знаком или индексом для всех масштабов						
То же	На частных картах показывают контуром при площади его не менее: 4 000 $м^2$ |20 000 $м^2$|80 000 $м^2$|300 000 $м^2$| 1,2 $км^2$ | 12 $км$ | 30 $км^2$						
Строение . . .	Тип мерзлых толщ (эпигенетический, сингенетический, полигенетический) показывают на карте фоновым затенением для всех масштабов						
Температура . .	Показывают на карте изолиниями или цифрами по типам мерзлых толщ для всех масштабов						
Мощность . . .	Показывают изолиниями или цифрами по типам мерзлых толщ для всех масштабов						
Включения участков другой мощности	Показывают фоновым затенением при площади не менее 5 000 $м^2$ |30 000 $м^2$|130 000 $м^2$|500 000 $м^2$| 4 $км^2$ | 25 $км^2$ | 100 $км^2$						
Сезонное промерзание и протаивание	Показывают цифрами по типам мерзлых толщ или фоновым затенением для всех масштабов						
Полигональные образования . . .	Оконтуривают площадь развития и дают разреженную штриховку	Изображают отдельными разбросанными внемасштабными условными знаками	Выделяют отдельные внемасштабные условные знаки или ареал распространения				
Подземные льды	Показывают штриховкой с отображением истинного расположения и величины полигонов	Показывают полигоны в виде генерализованной штриховки с сохранением их формы	Оконтуривают площади и дают разреженные условные знаки				
Пятнистый микрорельеф	Оконтуривают площади распространения и наносят внемасштабные условные знаки для всех масштабов						
Бугры пучения	Показывают каждый бугор, выражающийся в масштабе карты	Оконтуривают площадь и показывают отдельные бугры, выражающиеся в масштабе карты	Оконтуривают площадь распространения и наносят внемасштабные условные знаки				
Солифлюкция	Показывают границы распространения и указывают стрелкой направление течения грунта	Показывают границы распространения процесса и наносят внемасштабные условные знаки					
Термокарст . .	Показывают одиночные образования, выражающиеся в масштабе карты	Показывают площади распространения и одиночные формы не менее: 10 000 $м^2$ |40 000 $м^2$|200 000 $м^2$	Показывают контур распространения и наносят внемасштабные условные знаки				

Таблица 31 (окончание)

Элемент содержания	Масштаб карты						
	1 : 10 000	1 : 25 000	1 : 50 000	1 : 100 000	1 : 200 000	1 : 500 000	1 : 1 000 000
Наледи	Покрывают контуром форму и размер образования			Показывают в масштабе карты при площади от 240 000 до 1 500 000 $м^2$, более мелкие показывают внемасштабным условным знаком		Показывают контуром район распространения и наносят внемасштабные условные знаки	

движения и точечный. Они применяются для карт всех масштабов. Исключением является только точечный способ изображения, который наиболее удобен для оформления карт мелкого масштаба.

Способом фонового затенения на картах можно передать такие характеристики мерзлых толщ, как распространение, однородность условий, состава и строения, их генетические типы. Выделенные участки окрашивают в различные цвета, причем некоторые изменения характеристик (состава, строения или свойств) отражают различными оттенками тех же цветов: например, увеличение степени льдистости, понижение или повышение температуры и т. д.

Способом изолиний можно изобразить объект исследований, изменения которого относительно последовательны: например, температуру мерзлых горных пород, глубину их залегания и др. Учитывая, что такие характеристики, как температура, изменяются непрерывно, между двумя соседними точками, в которых были определены их количественные значения, можно методом интерполяции определить значения промежуточных точек: через точки с одинаковыми значениями на карте проводят изолинии.

Способ внемасштабных условных знаков (значковый способ) употребляют для изображения элементов содержания, не выражающихся в данном масштабе карты, например отдельных криогенных и посткриогенных образований. Каждый знак наносят на карту на месте развития данного явления. Для его изображения выбирают условные знаки определенной формы, цвета и размера. Форма знака и цвет характеризуют качественные различия (генезис, форму), размер или цифра при знаке — количественные (например, высоту бугров пучения, глубину провальных термокарстовых форм рельефа и т. д.).

Способ ареалов можно применить для изображения природных явлений, распространенных локально на картируемой территории, например участков распространения криогенных и посткриогенных образований. Границы ареалов изображают сплошной или прерывистой линией. Площадь ареала можно заштриховать, закрасить, заполнить значками или выделить надписью. Этот способ, как правило, применяется в сочетании с другими.

Способ изображения с помощью «линий движения» используют при отображении явлений, характеризующихся динамикой, например процессов солифлюкции и др. Направление движения грунтовых масс показывают стрелкой. Длина и ширина стрелки характеризует количественную сторону явления, цвет и рисунок — качественную.

Способ точечного изображения применяют в том случае, когда масштаб карты не позволяет нанести условный знак того или иного явления. Одной точкой (кружком) изображают несколько картируемых объектов. Число

единиц картируемого объекта, изображаемое одной точкой, называется «весом точки». Этот способ следует использовать при изображении криогенных образований, в основном рассеянных в границах изучаемой территории.

Расположение точек на карте и контур, образуемый ими, должны соответствовать истинному контуру картируемого объекта на местности. Число точек по каждому из контуров дает количественную характеристику, а цвет и форма — определяют качественную сторону, например морфологические или генетические признаки.

ЛИТЕРАТУРА

Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолиздат, 1952.

Баранов И. Я. О методике составления мерзлотных карт.— Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР, т. VI, 1938.

Баранов И. Я. Пояснительная записка к геокриологической (мерзлотной) карте масштаба 1 : 10 000 000. Изд. Института мерзлотоведения АН СССР, 1960.

Буянов Н. И. Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. Гостоптехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геолого-съемочных работ в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 25 000. Госгеолтехиздат, 1956.

Инструкция по организации и производству геолого-съемочных работ в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геолого-съемочных работ в масштабе 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Исаченко А. Г. Физико-географическое картирование. Изд. Ленинград. ун-та, 1958.

Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. Изд-во АН СССР. 1957.

«Методическое руководство по геологической съемке и поискам». Под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, 1954.

«Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений». Сборник под ред. С. А. Яковлева. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, ч. I, 1954; ч. II, 1955.

Наставление по составлению и подготовке к изданию карты масштаба 1 : 1 000 000. Геодезиздат, 1951.

Подобедов Н. С. Редактирование топографической карты масштаба 1 : 100 000 при картографировании малоисследованных районов СССР. Геодезиздат, 1950.

Попов И. В., Кац Р. С., Кориковская А. К., Лазарева В. П. Методика составления инженерно-геологических карт. Госгеолиздат, 1950.

Русанов Б. С. Руководство по составлению топографической основы геологических карт масштаба 1 : 200 000. Госгеолтехиздат, 1956.

Садовников И. Ф. Почвенная картография. Географгиз, 1952.

Салищев К. А., Сухов В. И., Филиппов Ю. В. Составление и редактирование карт, ч. I. Геодезиздат, 1947.

Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. Географгиз, 1952.

Сухов В. И. Составление и редактирование общегеографических карт. Геодезиздат, 1957.

Тумель В. Ф. О мерзлотной съемке.— Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., т. 9, № 2, 1945.

§ 2. ТИПОВЫЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ, ПРОФИЛЕЙ И РАЗРЕЗОВ

Назначение условных обозначений — отобразить на карте геокриологические особенности какой-либо территории. Обозначения определяются типом карты и ее масштабом. В одних случаях, при комплексном отображении геокриологических особенностей территории, возникает необходимость в подробных обозначениях, в других случаях, когда отображают одно явление и свойственные ему образования, обозначения будут сравнительно простыми.

Таблица 32

Условные знаки для теневых (черно-белых) геокриологических карт, планов, разрезов и профилей

I. Типы мерзлых горных пород

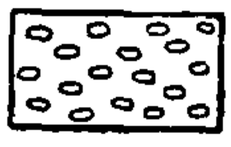
1) По способу формирования

sg	Сингенетические
eg	Эпигенетические
pg	Полигенетические

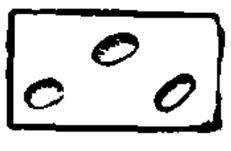
2) По составу пород (изображают цветом на крупномасштабных картах)

а б	Глины: *а* — тяжелые; *б* — легкие
а б	Суглинки: *а* — тяжелые; *б* — легкие
а б	Супеси: *а* — тяжелые; *б* — легкие
	Пески крупнозернистые
	Пески мелкозернистые
	Пески разнозернистые
	Гравий
	Щебень (дресва)

Таблица 32 (продолжение)



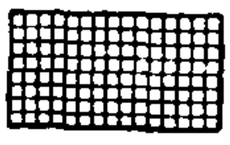
Галечники



Валуны



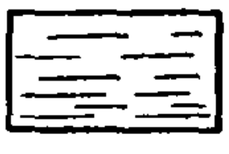
Глыбистые скопления



Торф



Лед в породе

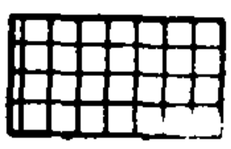


Вода (показывают на профиле)

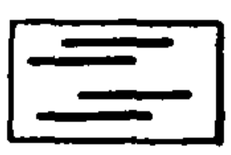


Коренные породы (условными знаками показывают состав; индексами — возраст)

3) по криогенным текстурам мерзлых горных пород (для разрезов, колонок, профилей)



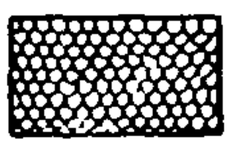
Массивная (монолитная)



Горизонтальнослоистая



Косослоистая



Сетчатая



Коркорая (облекания)

Таблица 32 (продолжение)

	Чешуйчатая

II. Распространение мерзлых пород

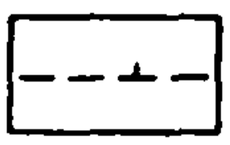
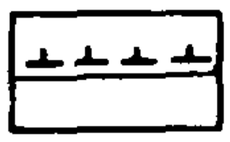
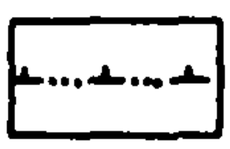
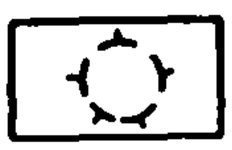
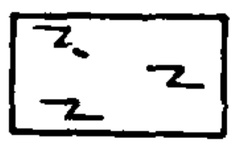
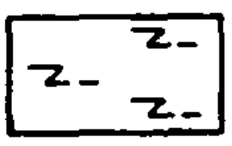
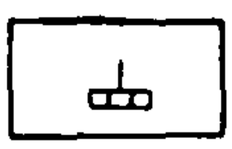
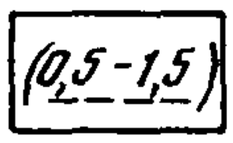
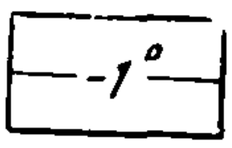
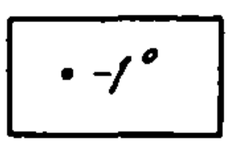
	Граница зоны сезонномерзлых пород
	Граница области многолетнемерзлых пород
	Границы — широтных геокриологических зон
	Границы геокриологических районов
	Острова немерзлых и талых пород среди мерзлых
	Острова мерзлых пород среди немерзлых и талых
	Перелетки
	Участки, где слой сезонномерзлых почв сливается с толщей многолетнемерзлых горных пород
	Участки, где слой сезонномерзлых почв не сливается с толщей многолетнемерзлых горных пород
	Глубокозалегающая поверхность толщи многолетнемерзлых пород
	Глубина сезонного промерзания (минимальная, средняя, максимальная, *м*)
	Мощность толщи многолетнемерзлых пород или глубина залегания ее нижней поверхности, *м*

Таблица 32 (продолжение)

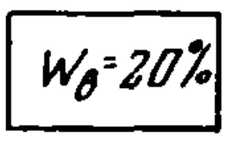
III. Физические свойства и состояние мерзлых горных пород



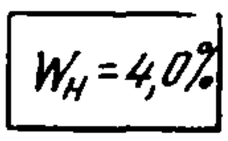
Температура изотермы (—1° и т. д.)



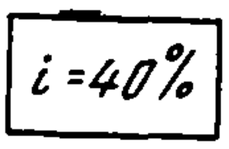
Температура в отдельной точке



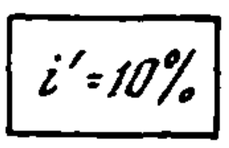
Влажность (льдистость) грунта суммарная, в % от веса грунта естественной влажности



Количество незамерзшей воды



Льдистость весовая



Льдистость объемная

IV. Криогенные и посткриогенные образования

1) Подземные льды



Конжеляционные * всех видов



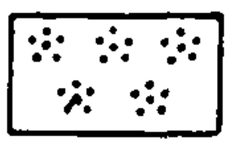
Сегрегационные



Жильные и повторно-жильные



Инъекционные



Осадочные (погребенные)

---

* По классификации П. А. Шумского, 1955.

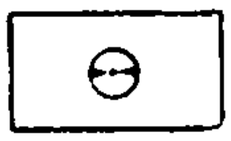


Конденсационный лед

2) Просадки поверхности почвы



Гермокарстовые (локальные, полигональные)



Смешанного происхождения

3) Пучение поверхности



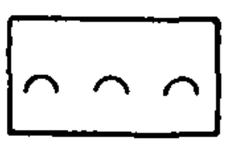
Бугры пучения сезонные (минеральные)



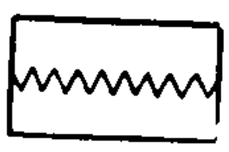
Бугры пучения сезонные (торфяные)



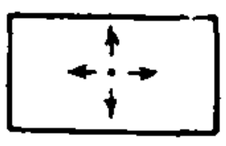
Бугры пучения многолетние



Площади пучения сезонные



Площади пучения многолетние



Пучинистый участок



Пучина (на дороге)



«Пьяный лес»



Плоскобугристые торфяники



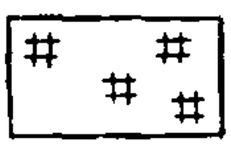
Крупнобугристые торфяники

Таблица 32 (продолжение)

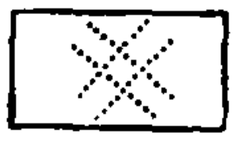
4) Полигональные образования:



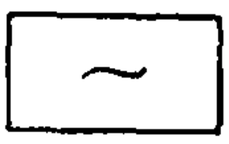
Пятна-медальоны, сети и т. п.



Полигонально-валиковые



Скрытополигональные

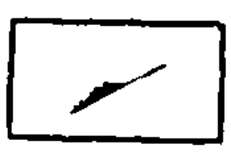


Западинно-бугристые



Байджарахи

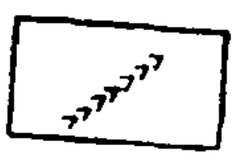
5) Солифлюкционные



Солифлюкционные склоны



» полосы



» валы и гряды



» нагорные террасы



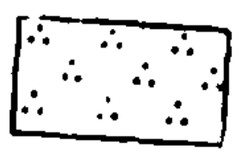
Оползни, сплавы



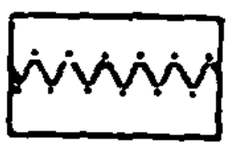
Делли



Каменные россыпи



6) Участки нивации



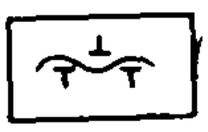
7) Участки термоабразии берегов рек и водоемов

V. Гидрогеологические показатели в толще многолетнемерзлых горных пород

1) Подземные воды



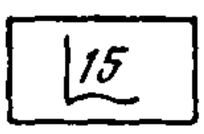
Залегающие над мерзлой толщей



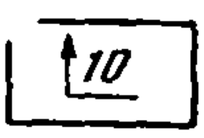
Залегающие внутри мерзлой толщи



Залегающие под мерзлой толщей

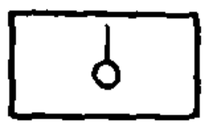


Глубина залегания подземных вод, *м*



Уровень подземных вод, *м*

2) Источники подземных вод



Постояннодействующие



Сезоннодействующие летом



» зимой



Кочующие

3) Наледи

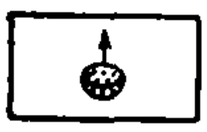


Речные



Подземных вод (грунтовые)

Таблица 32 (окончание)



Смешанные

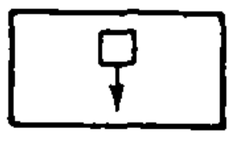


Тарыны (крупные многолетние наледи

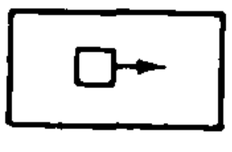
VI. Специальные обозначения



Пучение сооружений



Просадка сооружений

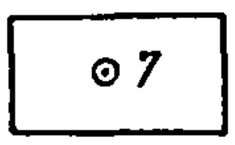


Сползание сооружений

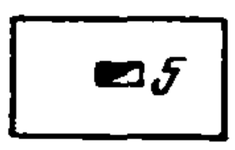


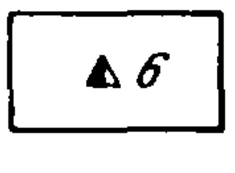
Трещины в сооружениях

VII. Прочие обозначения



Буровая скважина

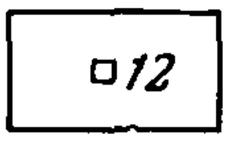




Прикопка



Обнажение с жильным льдом



Место взятия образца (пробы)

Геокриологические карты воспроизводят главнейшие характеристики мерзлых пород и сопутствующих им образований: распространение по площади и глубине (залегание, мощность); состав и строение; генетические типы; границы распространения генетических типов; типы криогенных и посткриогенных образований; возраст и этап развития мерзлых толщ и пр.

Рекомендуемые ниже условные знаки распределены по группам, характеризующим однородность отображаемых объектов. Карты, планы, профили и схемы оформляют в цветном и теневом (черно-белом) вариантах изображения. На цветных картах разными цветами отображают главные характеристики исследуемых объектов, черным — географическую основу карты. На черно-белых картах специальная нагрузка изображается усиленными линиями, штриховкой и условными масштабными (крупные масштабы) и немасштабными (мелкие масштабы) знаками.

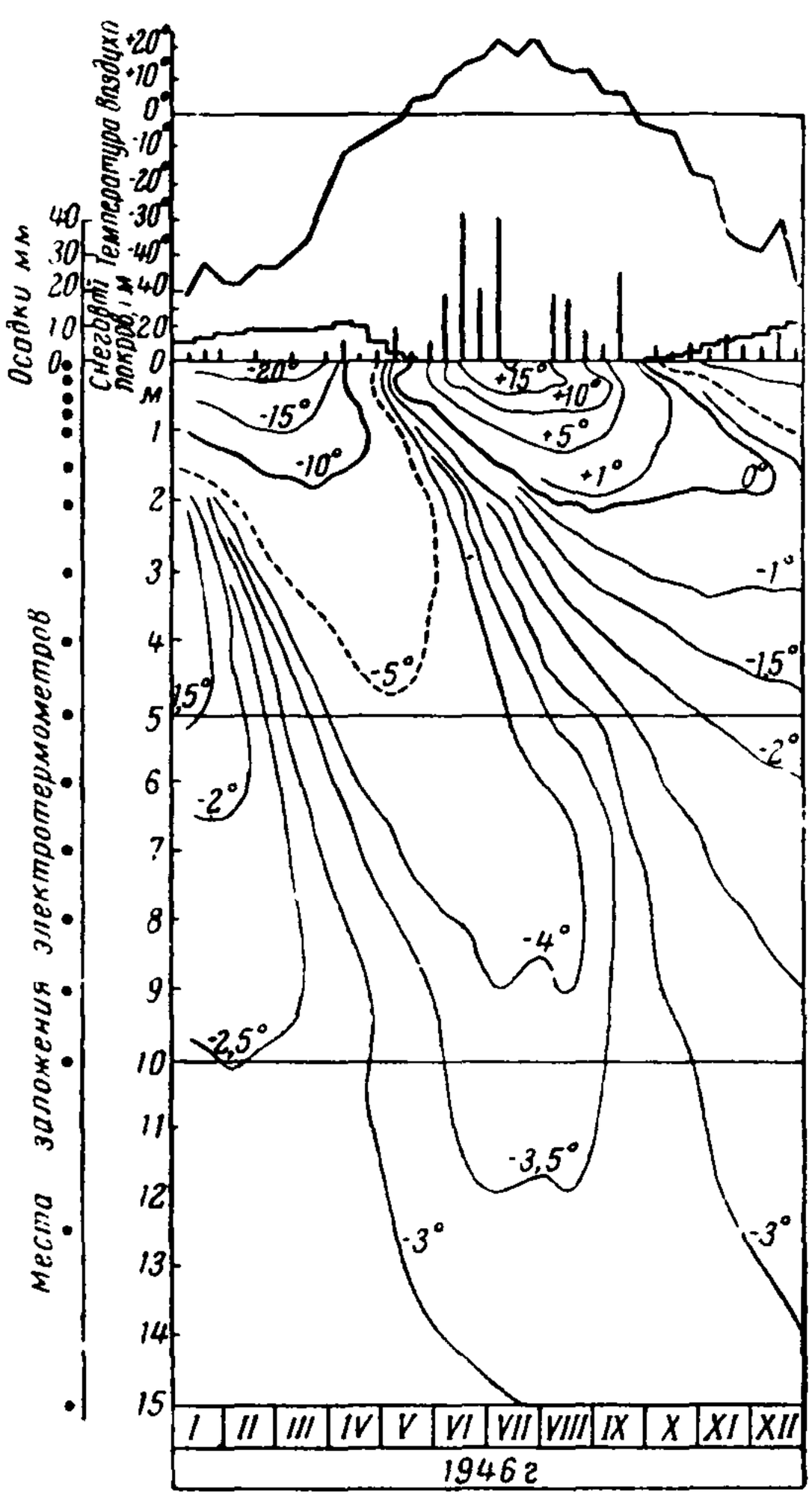


Рис. 54. Совмещенный график данных температуры воздуха, снежного покрова и температуры горных пород

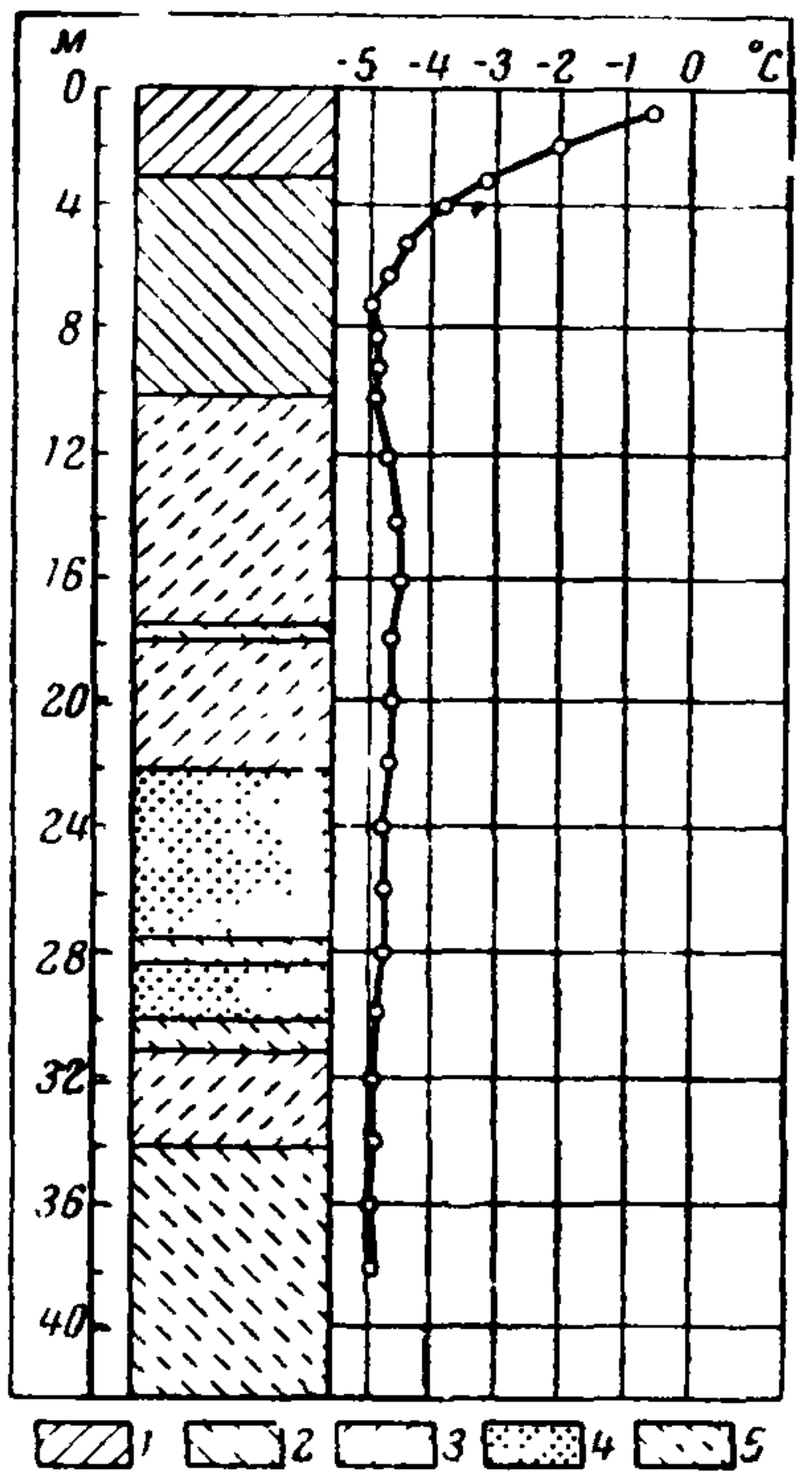


Рис. 55. График температуры и состава горных пород:

1 — суглинок тяжелый; *2* — супесь тяжелая; *3* — суглинок легкий; *4* — песок тонкозернистый; *5* — супесь легкая

Наиболее важными объектами изображения являются состав, строение и генезис толщ мерзлых пород. Для изображения генетических типов мерзлых пород следует использовать цветную раскраску или штриховку. Для изображения их разновидностей используют различные оттенки или различные штриховки соответствующего цвета или вида.

Для большей наглядности цветные обозначения применяют и при составлении частных и специальных карт.

Для детализации изображения к картам прилагают профили через типичные участки, позволяющие придать картам объемность изображения. Такие профили делают за рамкой карты, иногда на самой карте. При составлении профилей используют условные знаки, принятые при изображениях в более крупных масштабах карт.

Для повышения комплексности изображений на картах, планах и схемах можно помещать врезки (карты мелких масштабов), таблицы и пр.

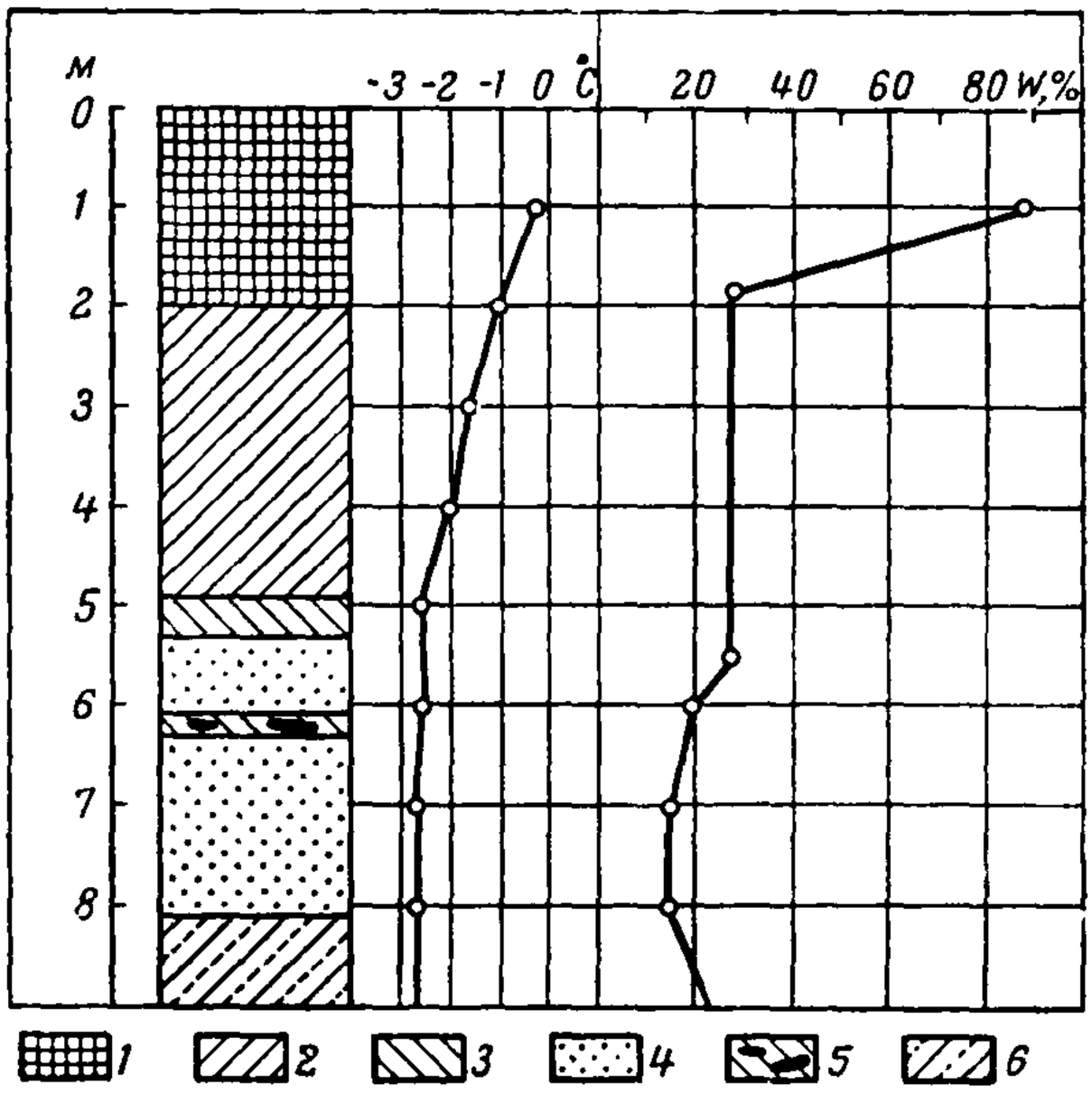


Рис. 56. Совмещенный график температуры, влажности и состава грунтов:
1 — торф; *2* — суглинок тяжелый; *3* — супесь; *4* — песок; *5* — суглинок с прослойками льда; *6* — суглинок легкий

В табл. 32 изображены условные обозначения (знаки), рекомендуемые для теневых (черно-белых) геокриологических карт, планов, разрезов и профилей.

Для изображения строения, состава и свойств мерзлых пород, их залегания и возрастных градаций по глубине, строят разрезы — профили или блок-диаграммы (блок-карты). Основные и дополнительные фактические данные приводят в таблицах. Способы графического изображения данных исследований весьма различны. Составляют графики температуры, влажности, отдельных свойств горных пород; выражают их строение и пр.

Примерами совмещенных графиков является график температуры воздуха, снежного покрова и изотерм горных пород (рис. 54) и график температуры и состава мерзлых пород (рис. 55). На одном чертеже совмещают схематическую характеристику состава грунта, температуры, льдистости и влажности грунтов и пр. (рис. 56).

Для характеристики участков составляют профили, на которых показывают геологическое сроение, глубину залегания верхней и нижней поверхности мерзлых пород, положение таликов, положение подземных вод, ледяные включения, буровые скважины и другие данные.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов И. Я. О методике составления мерзлотных карт (применительно к Забайкалью). Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР, т. VI, 1938.

Борисевич Д. В. Универсальная легенда к геоморфологической карте.— Землеведение, т. III, 1950.

Глико О. А., Ефимов Б. П., Иогансон К. К., Соколов Д. В., Утехин Д. Н. Вопросы методики новой геокриологической карты. — Изв. АН СССР, серия геолог., № 1, 1944.

Кудленок П. О геоморфологической карте и методических основах ее составления. Сб. «Вопросы географии и картографии», вып. 1, 1935 (Научн.-исслед. ин-т Большого советского атласа мира).

Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, 1954.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. II. Госгеолтехиздат, 1955.

Наставление по составлению и подготовке к изданию карты масштаба 1 : 1.000.000. Геодезиздат, 1951.

Тумель В. Ф. О мерзлотной съемке.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. 9, 2, 1945.

Условные знаки, образцы шрифтов и сокращения для топографических карт. Геодезиздат, 1957.

Часть вторая

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глава I

ИССЛЕДОВАНИЕ КРИОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

§ 1. БУГРИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Под криогенными («мерзлотно-геологическими») образованиями понимают такие, возникновение и развитие которых связано с процессом сезонного или многолетнего промерзания. Эти образования развиваются вследствие морозного растрескивания и пучения, перераспределения влаги и грунтовой массы, под влиянием температурного градиента в промерзающем слое. Преобладающая часть криогенных явлений приурочена к слою сезонного промерзания. В пределах этого слоя или подстилающего его талика формируются полузамкнутые и замкнутые грунтовые системы. Основанием этих систем являются многолетнемерзлые или любые водонепроницаемые или слабоводопроницаемые породы.

Напряжения, возникающие в замкнутых системах при промерзании, вызывают перемещения грунтовых масс, обусловливающие образование пятен-медальонов, «каменных колец», «каменных полигонов», мелкобугристого микрорельефа и т. п. Первичным условием их развития является полигональность морозного растрескивания.

Напряжения, возникающие в полузамкнутых и замкнутых системах при избыточном увлажнении или подтоке воды вызывают формирование бугристых образований — сезонных и многолетних бугров пучения. В случае, если отсутствует подток грунтовых вод в процессе промерзания, пучение рыхлых отложений происходит вследствие дифференциации грунтовой массы на минеральные прослои относительно мало влажные, и на льдистые образования (линзы, прожилки и пр.). Большую роль в процессе такого пучения играют миграция воды и ее кристаллизация в виде указанных образований. При подтоке напорных грунтовых или подземных вод происходит деформация промерзшего слоя, формирование крупных бугров пучения смешанного строения (сочетание расслоенных мерзлых пород с ледяными линзами — многолетние бугры пучения; с водными и воздушными ядрами — сезонные бугры пучения).

Каждое криогенное явление и форма криогенных образований опрееляются комплексом тепловых, геологических, гидрогеологических, геокриологических и других условий. Все перечисленные выше различные типы образований имеют общую криогенную природу, но возникают поразному, в результате сочетания различных физических, механических и физико-химических процессов при неоднородном промерзании различных по составу, свойствам и состоянию рыхлых отложений. Формирование определенных криогенных образований зависит от преобладания того или

иного процесса, от определенных сочетаний геолого-географических условий. В одних условиях возникают первичные полигональные образования в виде каменных полигонов, в последующем развивающихся в каменные кольца, сети, пятна-медальоны и т. п.; в других — бугристые образования в виде торфяных и минеральных, бугров (сезонных и многолетних), полос, площадей пучения и пр.

Такие образования, как «каменные круги», «каменные кольца» и пр. приурочены к отложениям различного генезиса. Несмотря на исходную полигональную систему растрескивания грунта, в зрелом виде они имеют преимущественно округлые очертания — бордюр из камней и центральную часть, сложенную мелкоземом. В их развитии выделяется несколько стадий в зависимости от преобладания какого-либо процесса. Центральная часть кругов иногда бывает заполнена щебнистым или гравийным материалом (рис. 57, 58). Внутри больших кругов часто располагаются круги или кольца меньшего диаметра. Эти формы встречаются как в одиночку, так и группами. Диаметр их колеблется от 1 до 3 *м* и более. Эти формы приурочены к грубоскелетным отложениям горных районов, связаны с неглубоким залеганием коренных пород или с большим содержанием щебня в дисперсных породах. Поверхность форм рельефа с такими образованиями бывает горизонтальной или наклонной.

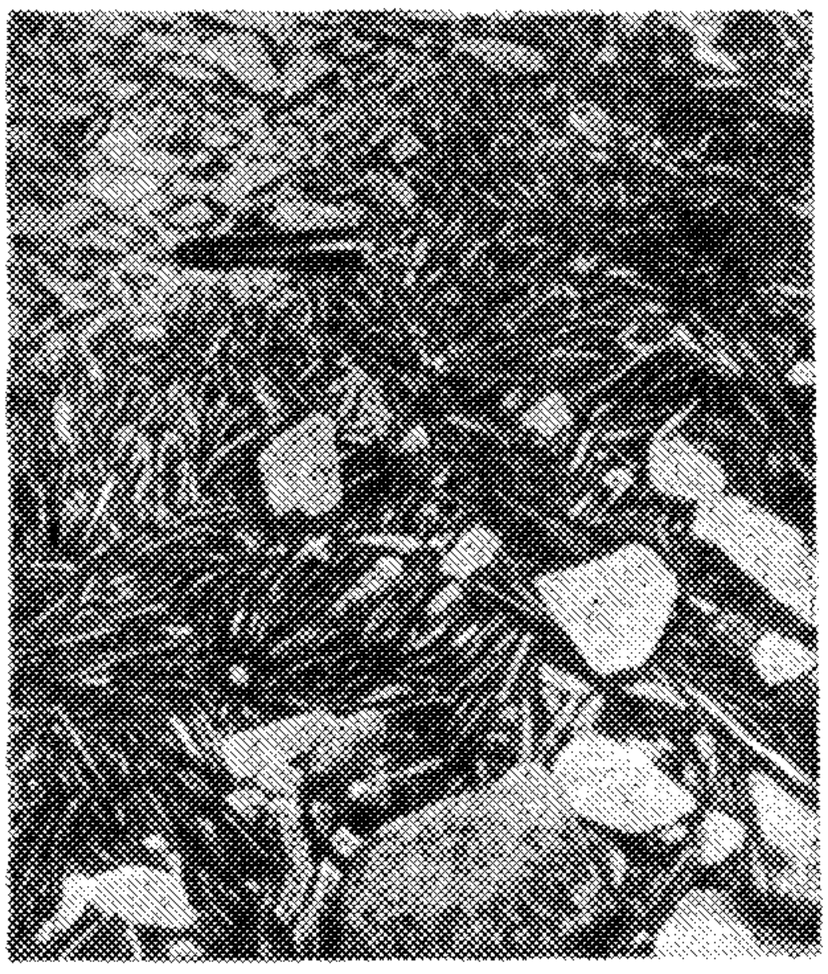


Рис. 57. Каменный многоугольник. Часть бордюра, состоящего из выпученного плитчатого щебня, окружающего большое овальное понижение

В «каменных сетях», «каменных полигонах» и их разновидностях скопления щебня обычно ориентированы по полигональной системе морозобойных трещин в делювии или элювии. Размеры полигонов колеблются от нескольких десятков сантиметров до 10 *м* и более.

Пятна-медальоны распространены особенно широко. Они типичны в основном для тундровой зоны и лесотундровой подзоны, а также горной тундры в различных широтах. Как правило, они приурочены к неотсортированным, в основном суглинистым и супесчаным, грунтам или к торфяникам, в зрелой стадии развития имеют округлую или овальную форму. На поверхности пятен нет растительного покрова. Пятно оказывается несколько приподнятым над окружающей поверхностью и отграниченным от смежных пятен системой полигональных трещин. В давно существующих пятнах такие трещины зарастают мохом и мелким кустарничком. Размеры (диаметры) пятен-медальонов весьма различны и колеблются от 0,1 до 2 *м* и более. Приурочены они к водоразделам, террасам, склонам, седловинам, и т. д.

На периодически увлажняемых склонах процесс пятнообразования (пучения и морозной сортировки) сочетается с движением грунтовой массы. В этом случае возникают вытянутые пятна-медальоны или «пашневидные» — полосчатые образования. В условиях тундры широкое развитие пятен-медальонов приводит к формированию специфического микроландшафта, имеющего название «пятнистой тундры»[1]. Мы не останавливаемся

[1] Термин явно неудачный, хотя и распространенный. Под тундрой понимается определенная физико-географическая зона, поэтому применение подобного термина хотя и удобно, но не совсем логично. (*Прим. ред.*)

на типичных криогенных образованиях полигонального типа, так как они рассматриваются отдельно.

Сезонными буграми пучения называются выпуклые формы микрорельефа, развивающиеся в слое сезонного промерзания и протаивания и разрушающиеся на протяжении одного года (рис. 59). Имеется две разновидности таких образований, связанные с минеральными и органогенными отложениями (торфом).



Рис. 58. Каменные многоугольники и круги, слитые вместе

Сезонные минеральные бугры пучения наиболее широко развиты в долинах горных районов области многолетнемерзлых горных пород. В равнинных районах они приурочены к понижениям рельефа (старицам, котловинам временных озер, долинам небольших рек и т. д.). При неглубоком сезонном протаивании типичные сезонные бугры пучения не образуются. В этом случае возникает мелкобугристый рельеф — «пятнисто-бугристой тундры», который относится к сезонно-систематическим — многолетним формам криогенных образований.

Каждый бугор пучения является обособленной формой, но один и тот же грунтовой поток (грунтовой выход подземных вод, подрусловой поток) может образовать целые группы сезонных бугров пучения, разбросанные на определенной площади или ориентированные по направлению потока.

Образование сезонных бугров пучения зависит от условий сезонного промерзания почвы и наличия источника питания (грунтовых и подземных вод). Обязательным условием интенсивного бугрообразования является ограниченная мощность снежного покрова; мощный снежный покров противодействует развитию бугров пучения. Важным условием бугрообразования является наличие водонепроницаемого основания в виде водоупорных пород или многолетнемерзлой толщи, залегающего на глубине, несколько меньшей, чем мощность слоя сезонного промерзания на данном участке.

Высота таких бугров пучения бывает различной. Она определяется либо величиной водно-ледяного ядра (при неглубоком залегании грунтового потока), либо величиной слоя сезонного промерзания (при глубоком залегании грунтового потока). Поэтому высота бугра не соответствует величине его ядра.

Форма и размеры сезонных минеральных бугров пучения в значительной степени зависят от особенностей рельефа, состава и залегания грунтов, величины притока воды, темпа промерзания и пр. Они могут быть круглыми или овальными, имеют плоскую или куполовидную форму.

Размеры сезонных бугров пучения различны: длина их достигает 100 *м* и более, ширина — 50 *м* и более, а высота — 3—4 *м* (в основном 1,5—2 *м*).



Рис. 59. Сезонный бугор пучения.

Под ледяным ядром бугра видна полость, ранее заполненная водой.

Сезонные бугры почти всегда бывают разбиты трещинами, которые расходятся радиально от центра округлого бугра либо приурочены к его длинной оси и головной, наиболее выпуклой части (на вытянутых буграх). Трещины имеют ширину иногда до 0,75 *м* и различную глубину, в зависимости от толщины кровли бугра. Трещины часто бывают заполнены льдом в связи с происходящим излиянием через них воды и формированием наледей второго порядка.

В сезонных минеральных буграх пучения, образующихся с подтоком воды, выделяют: кровлю, состоящую из растительно-почвенного слоя, мерзлого слоя, чаще суглинистого или суглинисто-супесчаного грунта, содержащего линзочки льда, и ядро, располагающееся под центральной частью бугра, состоящее из изогнутой сводом линзы льда, под которой располагается вода, заполняющая полость в виде полусферы. В стадии дряхлости бугра (весною) водяная полусфера превращается в усеченную полусферу, над которой располагается воздушный купол. Воздух находится под давлением. Это типично для бугров, из которых часть воды вытекла через трещины в их сводах. В сезонных буграх пучения, образующихся без подтока грунтовой воды, за счет дифференциации грунтовой массы, водно-ледяное ядро отсутствует. Бугор состоит из льдистой грунто-

вой массы, расслоенной линзочками и линзами льда. Мерзлое тело бугра при глубоком залегании многолетнемерзлых пород имеет двояковыпуклую форму.

Особую группу сезонных бугров пучения составляют торфяные или торфяно-минеральные бугры, формирующиеся на болотах или на термоспланированных или подобных им участках торфяников. В процессе образования таких бугров пучения основную роль играет вода, заключенная в объеме промерзающего слоя торфа и подстилающих его отложений. Величина пучения в этом типе бугров определяется суммарной мощностью линз сегрегационного льда, сформировавшихся за счет миграции влаги, и наличием крупных линз льда на контакте торфа с подстилающими отложениями. Эти бугры, в отличие от сезонных бугров горных районов или сходных с ними, не осложняются вторичными наледями, развивающимися за счет воды, вытекающей по трещинам разлома из ядра бугра.

Многолетними буграми пучения называются бугры, развивающиеся и существующие от двух лет и до сотен и тысяч лет. Рост этих бугров продолжается на протяжении многих лет, после чего они сохраняются неопределенно долгое время в малоизменяющемся виде, а затем разрушаются. Разрушение бугров связано с протаиванием кровли, с процессом термокарста, развивающимся вследствие нарушения в сторону потепления установившегося благоприятного теплового режима грунтов. Многолетние бугры пучения распространены по всей области многолетнемерзлых пород, но крайне неравномерно.

Многолетние бугры развиваются за счет промерзания торфяников, замкнутых и полузамкнутых, подозерных — овальных, подрусловых — желобовидных или сквозных — цилиндрических таликов, окружающих восходящий поток подземных вод.

Многолетние бугры пучения, сложенные минеральным грунтом, разделяются на два типа: а) бугры, растущие вследствие промерзания грунта, при постоянном или периодическом притоке напорных подземных вод и б) бугры, растущие вследствие промерзания водонасыщенных грунтов (подозерные талики, например, в якутских аласах [1] и пр.).

Многолетние бугры пучения, в отличие от сезонных, формирующихся за счет слоя сезонного протаивания, образуются при промерзании больших объемов рыхлых отложений, в значительной своей части располагающихся ниже слоя сезонного промерзания.

Многолетние бугры пучения бывают с ледяными ядрами и без них; бывают одиночными или образуют группы. Они располагаются на дне долин, в устьях рек, на конусах выносса и пологих склонах. Такие бугры имеют различные размеры и форму, чаще всего округлую или слегка овальную, со средней крутизной склонов от 20 до 30°. В этом случае бугры выступают в виде невысоких плоских вздутий; их высота достигает 10—12 *м*, но чаще не превышает 2—3 *м*. В поперечнике такие бугры имеют размеры от нескольких до десятков метров, а бугры вытянутой формы достигают сотен метров длины.

Основную часть первого вида бугра составляет ледяное ядро, залегающее ниже глубины максимального протаивания. Оно обычно окружено мерзлым грунтом, расслоенным ледяными линзами разной толщины. Такое же строение имеет и мерзлый грунт, подстилающий ядро.

В буграх, образующихся непосредственно над местом выхода источника, ледяное ядро формируется за счет замерзания воды, поступающей из глубины. В таких буграх может сохраняться постоянная связь ядра с питающим потоком, и поэтому при разбуривании бугра под ледяным

---

[1] В Якутии многолетние бугры пучения любого вида чазывают «булгунняхами».

ядром обнаруживается водоносный талик с напорными водами. При образовании таких бугров возможна боковая инъекция воды в полости, образующиеся в процессе пучения.

В разрушении бугров этого типа большое значение имеют эндо- и экзогенные трещины. В процессе разрушения бугров на их вершинах образуются провальные воронки, в которых возникают родниковые озера и озера термокарстового типа, имеющие атмосферное питание и отчасти существующие за счет таяния ледяного ядра.

Бугры второго типа обычно располагаются в небольших озерных котловинах (ближе к одному из их бортов) и внешне представляют собой холмообразные возвышения, чаще округлой, реже овальной формы, с ассиметричными по крутизне склонами (рис. 60, 61). Более крутой склон их обращен к ближайшему борту котловины (аласа).

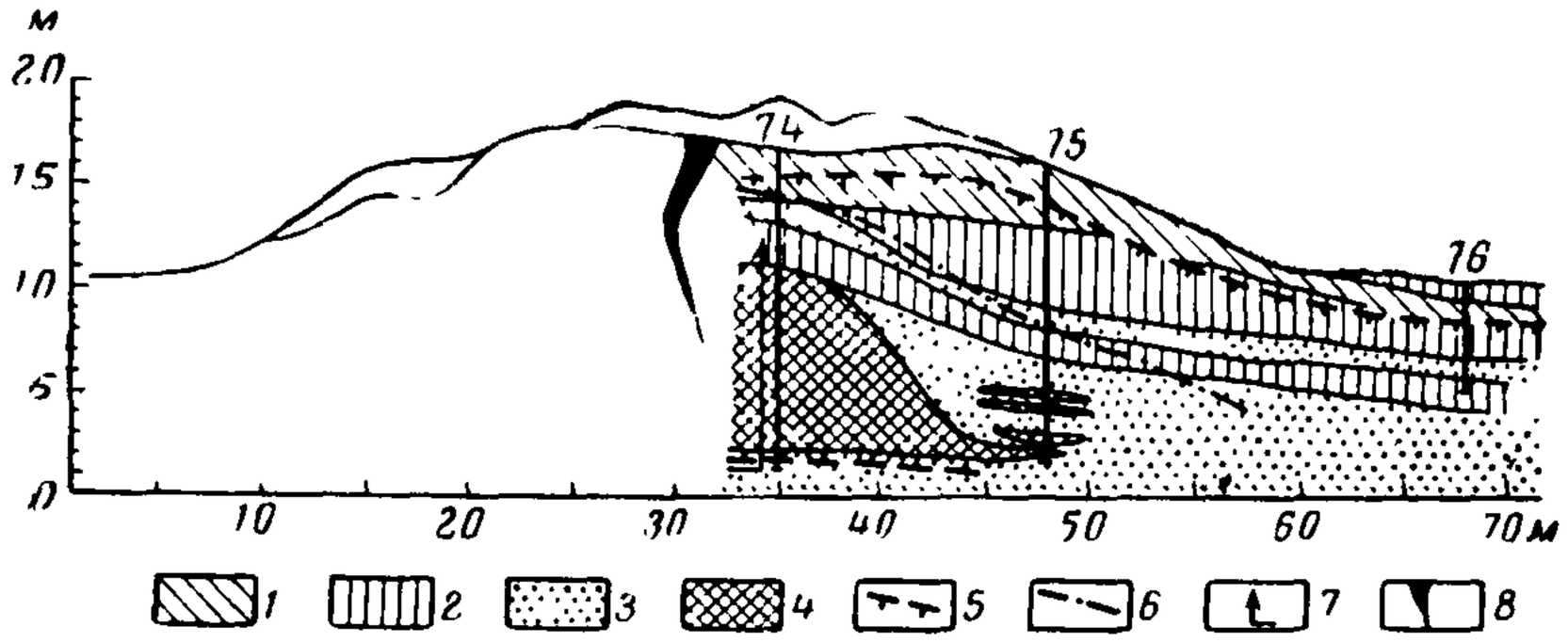


Рис. 60. Разрез бугра типа булгунняха

1 — супесь; *2* — суглинок; *3* — песок; *4* — лед, *5* — верхняя поверхность мерзлых пород; *6* — граница ядра бугра; видны линзочки чистого льда; *7* — величина напора водоносного горизонта; *8* — трещина

Бугры такого типа состоят из: а) пьедестала высотою 0,5 — 1 *м* различной ширины (иногда до 60—80 *м*), плавно сливающегося с окружающей местностью; б) склонов заметной или резко выраженной крутизны; в) вершины приплюснутой формы, иногда расчлененной на отдельные холмы, с небольшим как бы продавленным понижением наверху.

Высота бугров различная — от нескольких метров до 30—60 *м*, а диаметр основания от нескольких десятков метров до 150—200 *м*. Крутизна их склонов колеблется: у высоких бугров от 2° (пьедестал) до 40° (крутые склоны) и у плоских от 1° (пьедестал) до 20° (склоны).

Характерной особенностью этих бугров является частая трещиноватость поверхности. Трещины бывают параллельными и перпендикулярными склонам. Для склонов характерна полигональная трещиноватость. Ширина трещин от 2 до 20 *см*, а на старых буграх — до 50 *см*; длина трещин от 3 до 15 *м* и более.

Бугры сложены теми же отложениями, что и окружающая их территория. В ядре бугра породы весьма льдонасыщенны. Кроме минеральных прослоек и линзочек льда, в нем встречаются крупные линзы чистого льда толщиною до 5—8 *м*. Мощные линзы льда характерны для высоких булгунняхов; тонкие линзочки льда — для плоских. Под ледяным ядром, ниже дна аласа, часто находится водоносный талик с напорной водой (формирующиеся бугры).

К многолетним формам пучения, как указывалось выше, относятся площади и полосы пучения, возникающие в результате выпучивания больших участков дна или склона долины. Образование подобных форм иногда

связано с выходами подземных вод вдоль линии тектонических разломов. Площади и полосы пучения могут занимать весьма большие территории, соответствующие мезорельефу.

Особую группу бугров пучения составляют *бугристые торфяники*. В их пределах в процессе пучения участвует не только слой торфа, но часто и подстилающие его озерные и другие отложения. Различают крупнобугристые торфяники и отдельные торфяные бугры, имеющие иногда возраст в сотни и тысячи лет.

Бугристые торфяники и торфяные бугры в области многолетнемерзлых горных пород распространены весьма широко. В районах океанического влияния они образуют широкие зоны.

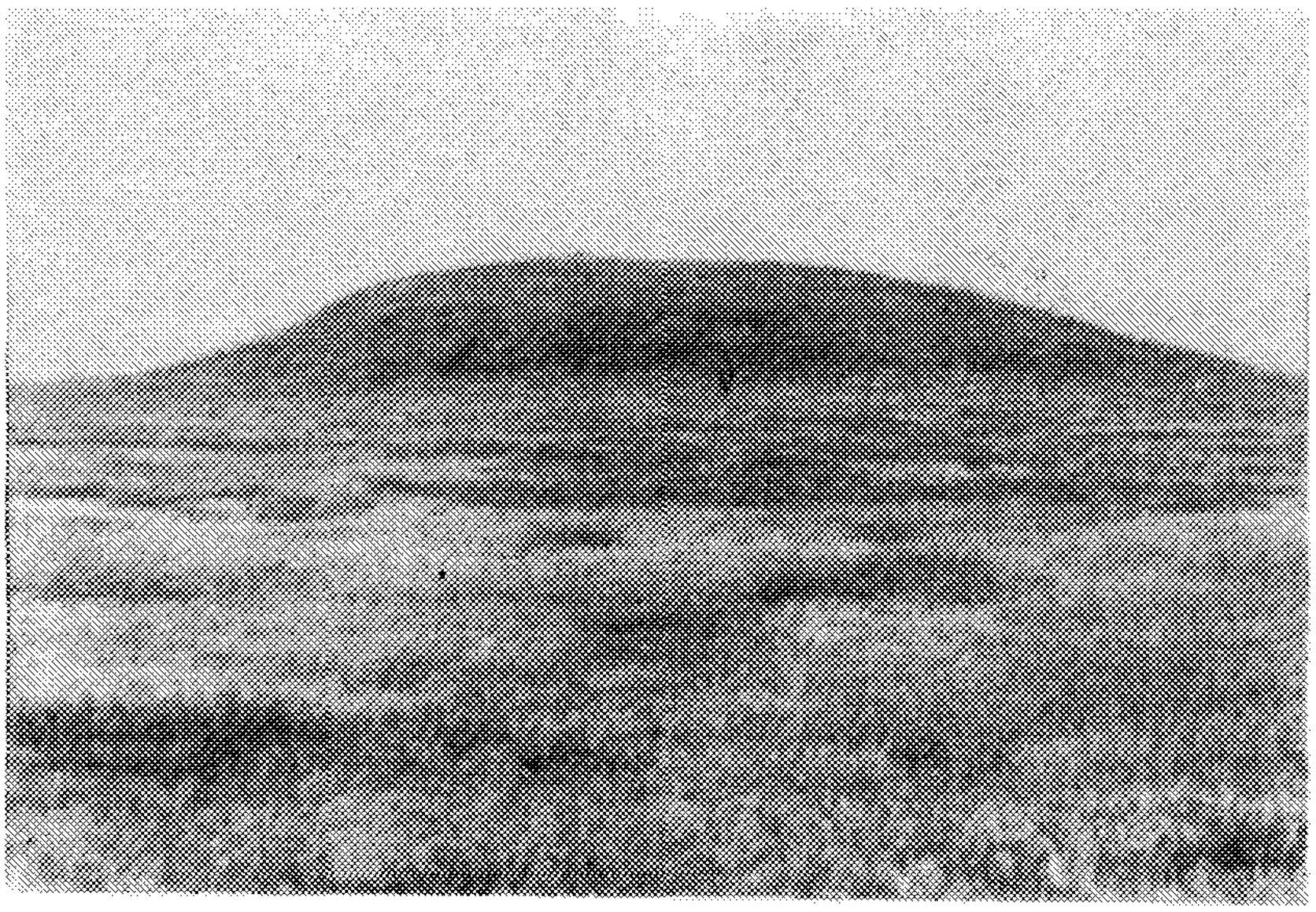


Рис. 61. Булгуннях в аласе

Торфяные бугры [1] имеют в плане самую различную форму и достигают высоты 4—5 *м*; чаще их высота не превышает 1,5 — 2 *м*; диаметр их оснований достигает 20—40 *м*.

Торфяные бугры бывают двух видов: бугры, состоящие из торфа («плавающие» бугры; развивающиеся или реликтовые), и бугры, в которых торф слагает только их верхнюю часть, а ядро обычно сложено минеральными породами. Ядро бугра, сложенное мерзлым торфом и минеральной породой, содержит многочисленные прослойки, прожилки и линзы льда мощностью от нескольких миллиметров до нескольких дециметров, а иногда и крупные линзы льда. Суммарный объем ледяных включений достигает 50% всего объема бугра и более.

Форма и размеры, а также строение бугров зависят от литологического состава пород, подвергающихся пучению. Торфяные бугры, состоящие из тонкодисперсных высокольдистых грунтов, обычно крупные, выпуклые, с крутыми склонами. Бугры, сложенные более песчанистыми разностями, содержат меньше ледяных включений, контуры их более расплывчаты склоны пологие.

---

[1] Речь идет о торфяных буграх пучения, а не об «останцовых» буграх, являющихся остатками протаивающих торфяников. (*Прим. ред.*)

Понижения между буграми имеют самые разнообразные очертания и размеры; иногда они сливаются между собой, чаще же замкнуты и обособлены друг от друга.

Обширные площади многолетнемерзлых торфяников имеют характерный ландшафт. По мере движения с юга на север крупнобугристые торфяники постепенно переходят в плоскобугристые. Для крупно- и плоскобугристых торфяников характерен полигональный рельеф поверхности. К трещинам полигонов, не подвергшихся разрушению — протаиванию, приурочены жилы льда обычно эпигенетического происхождения.

Массовое разрушение бугристых торфяников объясняется процессом деградации мерзлых горных пород. Деградация (протаивание) торфяников

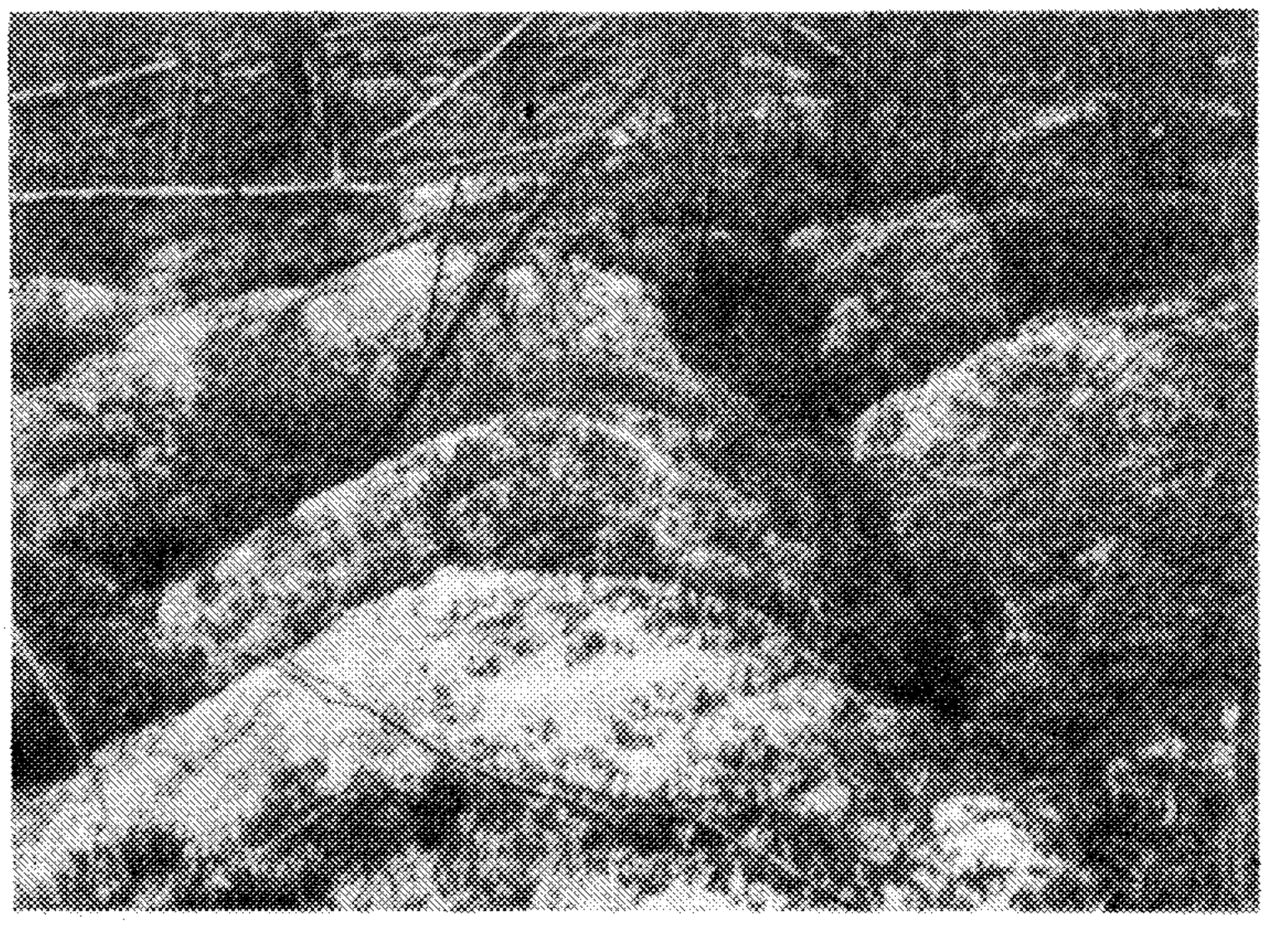


Рис. 62. Мелкобугристый рельеф на склоне водораздела

начинается с вытаивания жил льда, благодаря чему происходит их расчленение по полигональной сети трещин.

Мелкобугристый рельеф образован торфяными или торфяно-минеральными грунтами (рис. 62), он широко распространен во многих районах области многолетнемерзлых пород, встречается на самых различных участках мезорельефа. Как правило, бугры располагаются в понижениях или на склонах.

Рельефообразующие торфяные бугры приурочены к участкам локального избыточного увлажнения. Их высота достигает 0,5 — 0,75 *м*, а диаметр 1 —2 *м*.

Минеральные бугры особенно широко развиты в тундровой зоне. Они, как правило, развиваются на суглинках, супесях, реже на песках. На пониженных участках бугры имеют высоту до 0,5 — 0,8 *м* и диаметр до 1—2,5 *м*.

Развитие мелкобугристого рельефа (по И. Я. Баранову и И. А. Тюнову) тесно связано с изменением условий пятнообразовательного процесса (рис. 63). Мелкобугристый рельеф развивается на месте «пятнистой тундры» в результате понижения верхней поверхности многолетнемерзлых пород вследствие изменения условий теплообмена в почве. Мелкие бугорки весьма часто образуют сплошную бугристую поверхность. Понижения в нем занимают отмершие пятна-медальоны. Под пологом покрывающей их карликовой березки развивается пышный мохо-

вой покров и лишайники. Таким образом, мелкобугристый рельеф свидетельствует о наличии условий, содействующих деградации многолетнемерзлых пород, или о значительном понижении их верхней поверхности и изменении температуры пород.

Криогенные образования в основном имеют зональный характер распространения. Будучи результатом криогенных процессов, они находятся в тесной связи с развитием и существованием многолетнемерзлой толщи. Используя взаимосвязь криогенных явлений и образований с многолетнемерзлыми толщами, можно установить направленность развития этих толщ, изучить их динамику на протяжении довольно длительных периодов времени.

Развитие криогенных образований влияет на строительство и эксплуатацию различных сооружений (дорог, аэродромов, трубопроводов и пр.), поэтому их исследование должно проводиться в различных районах страны.

Перечислим некоторые *рекомендации по исследованию криогенных образований.* Рекомендации даны в наиболее общей форме, так как их конкретизация по каждому типу или виду образований в отдельности привела бы к излишним повторениям.



Рис. 63. Пятно из суглинка на участке кочковато-ерниковой тундры

1. Изучение криогенных образований следует производить в процессе площадной геокриологической съемки или маршрутных исследований в обязательном порядке. Их изучение представляет большой самостоятельный интерес, как специальных объектов тематических исследований. В этом случае их исследование может проводиться наиболее глубоко и в более широком плане.

По характеру, объему и длительности исследования могут быть маршрутными, стационарными или сочетаться в едином комплексе.

Маршрутные исследования проводятся с научной и практической целью. Стационарные наблюдения организуются для детального изучения закономерностей и механизма формирования криогенных образований. С практической точки зрения такое изучение необходимо проводить на участках, где предполагают строить сложные инженерные сооружения.

2. При исследованиях в тундровой и лесотундровой зонах следует широко применять аэровизуальные наблюдения и использовать материалы аэрофотосъемки масштаба 1 : 25 000, с помощью которых намечают направления маршрутов в исследуемом районе.

В полевых условиях производится дешифрирование аэрофотоснимков того же или более крупного масштаба (1 : 5000 — 1 : 2000), устанавливаются типы и виды криогенных образований и их взаимное расположение.

При отсутствии аэрофотоматериалов и детальных топографических карт проводится инструментальная или глазомерная съемка исследуемых участков.

3. При изучении особенностей распространения любого типа или вида криогенных образований следует отмечать: а) местоположение, высоту и рельеф участков, на которых развиты криогенные образования, и соседних с ними; б) их экспозицию; в) ориентировку по отношению к странам света и преобладающим зимним ветрам; г) уклон местности; д) степень обводненности и заторфованности поверхности; е) особенности геологического строения и пр.

4. Изучая криогенные образования, необходимо указывать: а) их тип и вид; б) форму образования (круглая, овальная, полигональная и т. п.) и основные размеры (ширину, длину, высоту); в) особенности взаимного расположения различных элементов образований, например бугров и межбугровых понижений, пятен и межпятенных пространств и т. п.; г) степень отсортированности материала на поверхности образования, наличие микротрещин, их ориентировку и размер; д) наличие растительности и характер ее размещения на отдельных элементах образования (древесной, кустарниковой, травяной, моховой и т. п.); е) глубину сезонного промерзания или протаивания на момент исследований под различными элементами образования (под центром, краями, на смежных участках); ж) взаимосвязь слоя сезонного промерзания и толщи многолетнемерзлых горных пород; з) современное направление развития криогенного явления и пр.

5. Изучение строения криогенных образований ведется с помощью шурфования и реже бурения. Шурфы-канавы следует закладывать таким образом, чтобы они пересекали краевые и центральную части исследуемого образования, а также захватывали смежные с ним участки.

При изучении грунтовых разрезов намечают границы каждого отдельного горизонта и дают его подробное описание; фотографируют и зарисовывают интересующую часть разреза и его детали, но в более крупном масштабе.

В процессе проходки скважин и шурфов для определения влажности, физико-механических и физико-химических свойств пород отбирают пробы, которые затем исследуют или непосредственно в полевых условиях, или в стационарной лаборатории.

Материалы, полученные при маршрутных исследованиях, являются основой для последующих стационарных и тематических наблюдений.

6. Стационарные наблюдения ориентируют на детальное изучение причин, условий, а также механизма криогенных образований, происходящих в грунтах физико-механических и физико-химических процессов. Объем и характер наблюдений определяются сложностью геолого-географических и геокриологических условий, а также целевым назначением исследований.

В зависимости от площади распространения образований, многообразия их форм и особенностей их развития на изучаемой территории выбирают участки, типичные для района, на которых и производят стационарные наблюдения. При этом выделяют участки криогенных образований, формирующихся в данное время, участки зрелых форм и участки с реликтовыми формами, которые изучают для выяснения причины прекращения их развития.

В пределах участка с развивающимися формами намечают две площадки, на одной из них сохраняют естественные условия и подробно изучают условия развития криогенных образований, на другой изучают механизм формирования, физические, физико-механические и прочие процессы, определяющие их. По специально разработанной программе проводят цикл многолетних наблюдений над теплообменом в системе почва — ат-

мосфера, температурой горных пород, снежным покровом, напряжениями в грунтах, процессами пучения, миграцией влаги и т. п.

В теплый сезон года площадки оборудуют приборами. Основные исследования проводятся в период сезонного промерзания и последующего протаивания почвы. Минимальный цикл наблюдений должен иметь продолжительность не менее одного года.

Температура грунта при стационарных наблюдениях измеряется не менее двух раз в день, для периода минимума и максимума, в центре образования, в его краевой части и на смежном с ним участке. Для измерения температуры грунтов применяют ртутные термометры, термопары, термометры сопротивления, которые закладывают в пределах слоя сезонного промерзания и протаивания на глубинах с интервалом 0,1 *м*, а ниже — с интервалом в 0,2 — 0,5 *м*. За температурой поверхности почвы и приземным слоем воздуха наблюдают с помощью ртутных термометров (срочных, максимальных и минимальных), которые укладывают на поверхность почвы.

За влажностью грунта наблюдают с помощью датчиков влажности на тех же глубинах, на которых проводят и температурные замеры.

Напряжения, возникающие при замерзании грунта, измеряют в целях изучения механизма формирования бугристых образований. Для этого используются датчики, основанные на гидравлическом, механическом и других принципах установления величин напряжений.

Динамику поверхности криогенных образований и отдельных слоев грунта в них исследуют пучиномерами с мессурами, а также нивелированием.

Для более точного определения величины пучения осенью, в момент максимального протаивания, в центре образования закладывают дифференциальные пучиномеры. При наличии скважин следует наблюдать за выпучиванием обсадных труб. Трубы должны быть изготовлены из слабо-теплопроводных материалов. Регулярные наблюдения за глубиной сезонного промерзания и протаивания осуществляют с помощью простейших мерзлотомеров. Глубину протаивания можно определять и тонким стальным зондом.

Наблюдения следует ставить одновременно на нескольких образованиях. Это позволит сравнивать ход происходящих процессов и выяснить различия между ними. Наблюдения организуют и на деградирующих образованиях.

7. При изучении крупнобугристого рельефа (сезонных и многолетних бугров пучения) необходимо проводить следующие дополнительные наблюдения.

а) Для определения динамики многолетнего бугра необходимо наблюдать за ним осенью и зимой. Сезонные бугры пучения изучают в процессе их развития, от начала формирования до конца разрушения. Особое значение приобретает изучение механизма формирования, причин и условий, определяющих их развитие и динамику во времени.

б) При наличии в буграх напорных вод следует изучить тип вод, образующих бугры, определить величины давления воды, условия питания, дебит и т. д.

в) При изучении многолетних торфяных бугров, крупно- и плоскобугристых торфяников описывают весь комплекс образований и условия, определяющие их развитие или деградацию.

8. В результате обработки и анализа материалов полевых и лабораторных исследований должны быть составлены:

а) окончательный вариант карты распространения основных типов криогенного мезо- и микрорельефа в необходимых мелких масштабах;

б) карта крупного масштаба (1 : 1000 — 1 : 2000), на которой показы-

вают отдельные криогенные образования, их взаимное расположение, а также геокриологические условия участка;

в) научный отчет, в котором должны быть освещены общие условия развития криогенных образований, их распространение, описаны морфологические особенности и приведены соображения об их генезисе.

На основе анализа и обобщения результатов исследований должны быть даны практические рекомендации по изучаемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов И. Я. Гидрогеология СССР, вып. XVII. Восточная Сибирь, кн. 2. Южная окраина многолетней мерзлоты. Госгеолиздат, 1940.

Баранов И. Я. Особенности вечной мерзлоты Кольского полуострова. Тр. ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 13, 1953.

Боч С. Г. Формы рельефа морозно-мерзлотного и термокарстового происхождения Сб. «Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений». Изд-во АН СССР, 1957.

Гладцин Н. И. Каменные многоугольники.— Изв. Гос. геогр. об-ва, № 6, 1936.

Городков Б..Н. Крупнобугристые торфяники и их географическое распространение.— Природа, № 6, 1928.

Городков Б. Н. Основные черты развития микрорельефа на Крайнем Севере и его взаимоотношение с растительностью. Физика почв в СССР.— Тр. Сов. секц. Междунар. ассоц. почвоведов, т. V, Сельхозгиз, 1936.

Городков Б. Н. Морозная трещиноватость грунтов на Севере. — Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 85, № 5, 1950.

Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развитии трещинных льдов в рыхлых породах.— Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1952.

Драницын Д. А. О некоторых зональных формах рельефа Крайнего Севера.— Почвоведение, № 4, 1914.

Иванова Е. Н. и Полынцева О. А. Почвы Европейских тундр.— Тр. Коми филиала АН СССР, сер. геогр., вып. 1, 1952.

Качурин С. П. Вечная мерзлота на крайнем северо-востоке СССР.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 7, 1950.

Кушев С. Л. Наблюдения над торфяными буграми и могильниками (бугристыми марями). Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1938.

Ливеровский Ю. А. О морозном выветривании и почвообразовании в тундре. Проблемы советского почвоведения, сб. 7, 1939.

Лукашев К. И. Бугрообразование как проявление напряжений в грунтах в связи с вечной мерзлотой.— Ученые записки Ленингр. гос. ун-та, № 10, сер. геол.-почв.-геогр. вып. 3, Земная кора, т. 2, 1936.

Мерзлые горные породы Аляски и Канады. Сборник переводов под ред. А. И. Ефимова Изд-во иностр. лит., 1958.

Мордвинов А. И. Рельеф и вечная мерзлота левобережья среднего течения р. Быссы и прилегающих предгорий западного склона Туранского хребта.— Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР, т. IX, 1940.

Никифоров К. К. О некоторых динамических процессах в почвах области распространения почвенной мерзлоты. Почвоведение, № 2, 1912.

Соловьев П. А. Булгунняхи Центральной Якутии.—Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1952.

Сукачев В. Н. К вопросу о влиянии мерзлоты на почву.— Изв. Академии наук, т. V вып. 1, СПб. 1911.

Сумгин М. И. Физико-механические процессы во влажных и мерзлых грунтах в связи с образованием пучин на дорогах. Транспечать, 1929.

Толстихин Н. И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты.— Тр. Комитета по изучению вечной мерзлоты АН СССР, т. I, 1932.

Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Госгеолиздат, 1941.

Толстов А. Н. Некоторые наблюдения над буграми-могильниками в среднем течении реки Буреи.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 8, 1950.

Толстов А. Н. Некоторые данные по пучению грунтов на бугристой мари в районе среднего течения р. Буреи.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 14, 1958.

Тумель В. Ф. О мерзлоте в бассейне реки Вихоревой.— Тр. Комитета по изучению вечной мерзлоты АН СССР, т. IV, 1935.

Тютюнов И. А. Возникновение и развитие мелкобугристого микрорельефа тундры.— Тр. ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953.

Тютюнов И. А. О почвообразовании в тундровой зоне.—Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953.

§ 2. ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

Подземным льдом независимо от его происхождения и формы залегания называется лед, находящийся в почве — горной породе, имеющей различный состав и происхождение.

Согласно новейшим взглядам, подземные льды разделяются на три основных генетических типа: конституционные, пещерно-жильные и погребенные льды (Шумский, 1955).

а) К о н с т и т у ц и о н н ы е л ь д ы разделяются на лед-цемент, сегрегационный и инъекционный. Лед является породообразующим минералом.

Лед-цемент образуется из воды, замерзающей внутри пор породы и на контакте ее частиц.

Сегрегационный лед образуется при замерзании воды, в процессе дифференциации влажной грунтовой массы, при кристаллизации воды в полостях, образующихся в результате раздвигающего усилия внутри породы [1]. Шлиры и включения льда, более крупные, чем возникающие в момент замерзания породы, представляют собой прожилки, одну из разновидностей жильного льда.

Инъекционный лед возникает из замерзающей свободной воды, внедрившейся в промерзающие грунты. Этот лед образуется на границах мерзлых водоупорных пластов и внутри различных полостей. Инъекционные льды развиваются преимущественно в водонасыщенных грубодисперсных породах. Размеры и форма инъекционных ледяных тел зависят от условий их образования. Различаются интрузивные пласты льда, плоско-выпуклые «лакколиты» и переходные формы самого различного размера. Мощность их иногда превышает 10 *м*.

Инъекционные льды бывают сезонные и многолетние. Первые возникают в сезоннопромерзающем слое, вторые — ниже, при промерзании таликов вокруг восходящих источников подземных вод. С инъекционными льдами связано образование сезонных и многолетних бугров пучения. Они образуют ядро бугра.

Сегрегационные и инъекционные льды встречаются совместно. Лед-цемент образует массивную текстуру, сегрегационные и инъекционные льды — слоистые и сетчатые текстуры.

б) П е щ е р н о - ж и л ь н ы е л ь д ы возникают при замерзании воды во вторичных полостях мерзлой горной породы. В этом случае лед не является породообразующим минералом, а вторичным образованием в ней.

Среди пещерно-жильных льдов выделяются разности, возникшие за счет воды, заполняющей трещины в горных породах (льды, которые частично образовались вследствие притока воды извне). Пещерные льды заполняют полости в горных породах, возникшие при выносе части образующих их веществ (карстовые, термокарстовые полости и полости суффозионного и смешанного происхождения).

Термокарстово-пещерные льды заполняют термокарстовые полости, колодцы и каналы, образуют тела в виде линз и слоев толщиною от нескольких сантиметров до 3 *м*, имеют горизонтальную протяженность до 15 *м*. Они встречаются нередко совместно с повторножильными льдами, будучи в одних случаях моложе их, а в других — древнее. В первом случае термокарстово-пещерные льды секут ледяные жилы, во втором — ледяные жилы прорезают тела термокарстово-пещерных льдов. В разрезах часто встречаются комплексы линз пещерно-жильных льдов инфильтрационного и конжеляционного происхождения, мерзлого грунта и растительных остатков, повторно-жильного льда, молодого и древнего, чем создаются большие

---

[1] Сегрегационные льды образуются в глинах, суглинках, супесях; в торфе и заторфованных промерзающих породах, имеющих влажность выше максимальной молекулярной.

трудности при выяснении их генезиса. Некоторые разновидности карстово-пещерных льдов распространены не только в пределах области многолетнемерзлых пород, но и вне ее — в «ледяных пещерах». Эти льды не заполняют пещер целиком, а образуют лишь покровы, сталактиты, сталагмиты и колонны. Эти льды имеют натечное и конденсационное происхождение. В области многолетнемерзлых пород пещерный тип льда встречается в карстовых полостях и в подземных горных выработках.

в) Образование повторно-жильных льдов связано с длительным систематическим процессом морозобойного растрескивания льда и мерзлых, главным образом мелкодисперсных, горных пород. Трещины возникают на одном и том же месте и процесс льдообразования в них повторяется. Жильные льды данного типа образуют тела толщиною от нескольких миллиметров до нескольких метров.

Повторно-жильные льды в основном приурочены к четвертичным отложениям и образуют крупные массы подземного льда, известного в литературе под названием «ископаемого» или «каменного». До недавнего времени большинство исследователей ошибочно относили эти льды к остаткам погребенных фирновых полей.

Повторно-жильные льды развиты в пределах пойм, террас, на пологих склонах речных долин, на водоразделах аллювиальных равнин и на морских побережьях в основном северных и центральных районов области многолетнемерзлых пород. Они бывают приурочены к аллювиальным, делювиальным, озерным, болотным, морским и флювиогляциальным отложениям, представленным глинами, суглинками, торфяниками, супесями, реже — песками, галечниками и щебнем. Встречаются они и в элювии коренных пород.

По своему происхождению они разделяются на два типа: *эпигенетические* ледяные жилы, приуроченные к отложениям, накопившимся прежде, чем началось образование жил льда. Они возникают по мере растрескивания мерзлых рыхлых отложений в одном и том же месте и замерзания в них воды. *Сингенетические* ледяные жилы, развиваются по мере накопления вмещающих их отложений.

В природе встречаются как древние (реликтовые — неразвивающиеся) жилы льда, приуроченные к террасам и водоразделам, так и современные, растущие жилы, приуроченные обычно к высокой пойме, к обсыхающим озерным впадинам и к молодым участкам морских побережий.

Повторно-жильные льды связаны с развитием трещинно-полигонального рельефа. Повторно-жильные льды образуются в верхних горизонтах мерзлой толщи в виде полигональной решетки. «Головы» жил залегают обычно на глубине от 0,5 до 3 *м* от дневной поверхности. Жилы эпигенетического происхождения имеют в поперечнике клиновидную или менее определенную форму. Жилы сингенетические имеют форму вытянутого клина.

Ширина жил в верхней части колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, а высота (глубина) может достигать нескольких десятков метров. Наиболее крупные размеры свойственны древним погребенным жилам. Полигональные жилы образуют несколько ярусов, в которых пересекаются жилы различных по возрасту генераций.

г) Погребенные льды являются образованиями различного происхождения. В одном случае они представляют собою конжеляционные образования, в другом — осадочно-метаморфические. В этих случаях лед является мономинеральной горной породой.

К конжеляционным льдам относятся погребенные наледи, льды промерзших водоемов, донные льды (группа автохтонных льдов), а также погребенные озерные, речные и морские льдины, отторженцы глетчерных льдов (группа аллохтонных льдов).

К осадочно-метаморфическим относится лед погребенных снежников. Превращение снежников в ледяные образования в породе связано с процессами инфильтрации воды в снег и ее кристаллизации в нем и последующим заносом льда рыхлыми отложениями. Процессы погребения льдов связаны обычно с отложением на поверхности льда аллювиальных, делювиальных, реже эоловых, озерных, морских и вулканических осадков.

Лучше и чаще всего эти льды сохраняются в северных и восточных районах Сибири, в долинах высокогорных районов. Погребенные льды не образуют крупных скоплений, за исключением погребенных глетчерных льдов, и имеют подчиненное значение среди других видов подземного льда. Погребение глетчерного льда происходит в результате формирования аблляционной морены на конце отступающего ледника. В районах современного вулканизма, например на Камчатке, встречаются значительные массы фирна и ледникового льда, погребенные вулканическим пеплом. Отложения такого льда иногда представляют собой мощные (до 15—30 *м*) слоистые толщи.

Рассмотрим содержание полевых исследований подземных льдов.

1. *Цели исследования подземных льдов* могут быть практические, связанные с решением вопросов размещения и проектирования сооружений или с улучшением сельскохозяйственных угодий, и научные, в задачу которых входит разработка вопросов теории. В зависимости от целей исследования определяются направление и детальность работ в поле.

При решении практических задач главное внимание уделяется вопросам морфологии масс льда — размерам ледяных включений, элементам их залегания и пространственному расположению (размещению). При научных исследованиях основное внимание должно быть обращено, помимо изучения морфологии и генезиса ледяных образований, на вскрытие закономерностей их развития, особенностей строения, образования структур, взаимоотношения с вмещающими породами, на историю их развития и пр.

2. При любом направлении исследований подземных льдов, предварительно, на основании знакомства с литературой, картографическими материалами, аэрофотоснимками и данными по природным особенностям района исследований (геоморфологии, климату, геологическому строению, гидрогеологии), составляется *рабочая гипотеза*, дающая возможность предварительно классифицировать изучаемые подземные льды и наметить закономерные связи данных видов льдов с основными геологическими и геоморфологическими элементами района. Правильная рабочая гипотеза позволяет сосредоточить полевые исследования на решении главнейших из поставленных перед исследователями задач при наименьших материальных затратах.

При предварительном ознакомлении с районом исследований могут быть выявлены типы подземных льдов по соответствующим признакам.

а) Конституционные льды. Наличие суглинистых, глинистых и супесчаных отложений, приуроченных к отрицательным формам рельефа, на поверхности которых развит западинный рельеф, мелкобугристые болота, развитый моховой покров и пр. Для значительных скоплений инъекционного льда характерны сезонные и многолетние бугры пучения.

б) Пещерно-жильные льды. В связи с разнообразием видов данного типа льдов наличие в мерзлых породах каждого из них может быть определено различными признаками. Пещерные льды связаны исключительно с пещерами карстового и термокарстового происхождения. Обнаружить их можно, располагая соответствующими материалами предшествующих исследований.

в) Повторно-жильные льды обнаруживаются по аэроснимкам. Руководящим признаком является полигональный рельеф. Этот рельеф может быть установлен по аэроснимкам масштаба не меньше 1 : 60 000, а лучше

всего по снимкам масштаба 1 : 25 000— 1 : 5000. По крупномасштабным снимкам можно даже установить размеры морозобойных трещин, размеры их систем, современный характер развития жил, их распространение и пр. Это значительно упрощает и сокращает разведочные работы.

Мощность ледяных жил по вертикали может быть установлена косвенным путем при выяснении приуроченности жил к определенным отложениям в границах мезо- и микрорельефа.

Валиковые полигоны на дне высыхающего озера свидетельствуют о современном развитии эпигенетического типа жил льда и небольшой их высоте (5—8 *м*); валиковые полигоны на заливаемой пойме — о сингенетическом типе роста жил и большей их мощности (10—12 *м* и более). Высокие байджарахи на склонах высоких террас свидетельствуют о наличии в отложениях террасы крупных ледяных жил сингенетического типа.

г) Погребенные льды. Залегание погребенных льдов можно предполагать по рельефу поверхности, по наличию воронок, колодцев и пр. Погребенные льды в районах современного оледенения могут распознаваться по сильно пересеченному термокарстовому рельефу морены ниже конца ледника.

3. При составлении *плана полевых исследований* имеют в виду необходимость выяснить следующие вопросы:

а) условия залегания подземного льда;

б) формы залегания, размеры ледяных масс и их распространение;

в) физические и химические свойства льда, его текстуру, структуру, состав;

г) происхождение подземных льдов;

д) направление их современного развития и пр.

4. Полевые исследования подземных льдов производят в зависимости от целей исследования. Исследования должны отвечать главным задачам инженерного и научного характера, т. е. выполняться с достаточной широтой и глубиной.

Условия залегания и распространения подземного льда выясняются в связи с геологическими, геоморфологическими, гидрогеологическими и геоботаническими особенностями района. Для изучения природных условий залегания всех видов льдов, встречающихся в данном районе, производится специальная съемка или эти исследования входят составным элементом в геокриологическую съемку. Самое существенное в полевой работе заключается в установлении закономерной связи любого типа льда с геологическим строением местности, с толщей многолетнемерзлых пород, с геоморфологическими элементами местности и пр. Если такая связь установлена и может быть выражена приуроченностью масс льда к определенным геологическим образованиям и элементам рельефа, то дальнейшие исследования должны быть направлены на изучение именно данных отложений или данных элементов рельефа.

Для облегчения картирования рекомендуется геоморфологические особенности местности и строение пород изучить в пределах опорных ключевых участков с типичными для данного района условиями. Опираясь на полученные данные, можно с большей скоростью картировать всю исследуемую площадь.

При маршрутном изучении подземных льдов и условий их формирования и залегания в каждой точке делается общее и специальное геоморфологическое и геологическое описание, на карту наносят контуры основных геоморфологических элементов, а условными обозначениями показывают формы криогенного микрорельефа.

Элементы залегания, форму ледяных масс и их генезис исследуют в естественных обнажениях и с помощью искусственных разведочных выра-

боток. На больших площадях целесообразно применять электроразведку, производя бурение и шурфование лишь на опорных участках.

Разведочные выработки (шурфы, расчистки, буровые скважины) и точки электропрофилирования задают по створам, перпендикулярным направлению предполагаемой границы участка с подземным льдом, а в отдельных случаях — в шахматном или ином порядке. Расстояние между выработками, глубина и общее количество их определяются условиями залегания льда, связи его с рельефом, формой ледяных тел и в основном зависят от принадлежности льда к тому или иному типу или виду, а также от целей исследования.

а) При изучении конституционных льдов лучше применять бурение и шурфование. Выработки, как правило, могут располагаться в шахматном порядке. Для четкого представления о распределении льда в породе на исследуемой площади проходят шурфы. Инъекционные льды оконтуриваются по формам микрорельефа — буграм пучения, которые разбуривают по двум взаимно-перпендикулярным створам. В случае необходимости бугры могут быть вскрыты шурфами.

б) Изучение пещерно-жильных и погребенных льдов, не имеющих определенной формы, производят, исходя из местных природных условий и особенностей. Площадь их распространения может быть определена по формам рельефа, с которыми они связаны. На площади, предположительно совпадающей с контурами ледяного тела, закладывают несколько поперечных линий шурфов или буровых скважин.

в) Оконтуривание участков повторно-жильных льдов и изучение их особенностей производят различными способами. Так как эти льды тесно связаны с трещинно-полигональным рельефом, то оконтуривание границ участков, на которых распространены ледяные жилы, можно проводить по этому типу рельефа.

Размеры полигонов, валиков, борозд протаивания и их пространственное размещение наносят на план с помощью мензульной или тахеометрической съемки. В маршрутах может быть применена полуинструментальная съемка с помощью буссоли Шмалькальдера и круга Вебера.

В случае, когда ни аэрофотосъемка, ни прямые наблюдения не дают четкого представления о стадии развития трещинно-полигонального рельефа (что бывает при наличии древних, погребенных жил льда, особенно в залесенных районах) целесообразно применить электроразведку методом постоянного тока. Изучение морфологии систем ледяных жил должно включать и определение порядков их генерации, форму и мощность.

При изучении естественных или искусственных обнажений с повторно-жильным льдом главное внимание уделяют установлению элементов залегания ледяных жил и описанию их текстур, формы и размеров, взаимного расположения и взаимосвязи с вмещающими породами. Породы исследуют с точки зрения их генезиса: изучают их литологический состав.

Чтобы установить элементы залегания ледяной жилы в обнажении, необходимо во льду жилы сделать горизонтальную площадку и с помощью горного компаса определить простирание и углы падения слоистости льда. Только после этого можно делать заключение об истинных размерах жилы и ее форме. Если это не удастся сделать, в дневнике следует зарисовать не форму жилы, а форму ее выхода.

К косвенным признакам сингенетического типа ледяных жил относятся: большая высота жил (более 6—8 *м*), растянутая клиновидная их форма с наличием сужений и расширений в средней части жилы, последовательный выход краев элементарных жилок на контактах жилы. Для эпигенетических жил характерны небольшая высота и относительно правильная клиновидная форма. Выход элементарных жилок устанавливается в голове жилы (в верхней ее плоскости). Следует учитывать возможность

последующего размыва древних погребенных жил, сильно искажающего их первоначальную форму.

Глубина залегания верхних граней ледяных жил (их голов) у растущих и разрушающихся жил равна глубине максимального протаивания за многолетний период времени. Законсервированные (погребенные, реликтовые) жилы могут залегать на глубине 10—20 *м* от современной поверхности земли.

Если внешние признаки повторно-жильного льда неясны, а обнажений мало и исследователь не располагает возможностью проведения электроразведки, то единственным методом для выяснения наличия ледяных жил является шурфование или бурение. Скважины следует задавать с учетом имеющихся внешних признаков наличия жил (трещины, слабо выраженные канавовидные понижения и т. д.).

При выяснении вертикального протяжения ледяных жил с помощью буровых скважин следует помнить, что осевые части жил в условиях трещинно-полигонально-валикового рельефа обычно находятся под бороздкой с трещиной между валиками, а в условиях трещинно-полигонально-термокарстового рельефа — под бороздой-ложбиной протаивания.

В случаях, когда предусматривается консервация жил льда при возведении сооружений, их разведку лучше проводить с помощью бурения и электроразведки; шурфы должны проходиться лишь как контрольные. Шурфы засыпают с таким расчетом, чтобы естественные условия были как можно меньше нарушены.

В природе нередко наблюдается совместное залегание генетически различных ледяных жил. В таких случаях исследователь должен на месте решить вопрос о способах их оконтуривания, руководствуясь приведенными выше соображениями.

5. В процессе изучения условий залегания и распространения подземных льдов и оконтуривания их формы по каждому разрезу или выработке ведут *дневник*, в котором, помимо общих сведений, отмечают:

а) глубину залегания ледяного тела от дневной поверхности (при этом подробно описывают особенности перекрывающего слоя грунта);

б) мощность ледяного тела (мощность жилы определяют по ее ширине наверху и в средней части; измеряют высоту жилы);

в) текстуру ледяной жилы по глубине, наличие переслаивания льда и минеральной породы, характер расположения и мощность элементарных жилок; взаимоотношение жилы льда с вмещающей породой;

г) глубину нижней границы ледяного тела; нижней границы образующей трещины: трещины-«спутники», сопряженность трещин и т. д.

д) характер контакта ледяного тела с вмещающими грунтами (резкий, постепенный, расплывчатый, выклинивающимися апофизами), залегание вмещающих пород у контакта жилы.

Для каждого разреза-выработки описывают:

а) глубину сезонного протаивания;

б) литологический и гранулометрический состав отложений, включающих ледяное тело;

в) влажность и льдистость вмещающих лед отложений;

г) температуру мерзлых толщ, включающих ледяные тела, и самих ледяных образований (по скважинам и шурфам);

д) криогенные текстуры льда и вмещающих отложений;

е) генезис и возраст кроющих отложений, а также отложений, включающих и подстилающих льды.

Во всех случаях отмечают наличие погребенной почвы и различных горизонтов (оглеения, ожелезнения, гумирования и пр.). Производится отбор образцов грунта и льда для соответствующих исследований (см. другие параграфы).

Выявляют и уточняют связи систем подземных льдов с геоморфологическим строением местности, т. е. их приуроченность к определенным формам рельефа, связь с микрорельефом, выясняют прочие природные условия вблизи места работы.

6. Полученные данные наносят на карту или план местности. По данным буровой и шурфовочной разведки составляют *профили* и *разрезы*. Направление геоморфологических профилей выбирают так, чтобы ими было пересечено возможно большее число типичных для района форм рельефа, заключающих подземный лед и не содержащих его. На профиле должно быть отчетливо показано генетическое соотношение форм рельефа в связи с геологическим строением.

Разрезы, характеризующие форму ледяных включений, рекомендуется составлять при равных горизонтальном и вертикальном масштабах. Детали строения ледяных образований показывают в соответствии с вертикальным и горизонтальным масштабами. На отдельных разрезах более крупного масштаба показывают детали строения мерзлых пород и ледяных тел.

Составление карт и профилей во время полевых исследований помогает исследователю яснее представить закономерности распространения льда, его связи с другими элементами природной обстановки и рациональнее направить дальнейший ход исследований.

7. *Физические свойства подземных льдов* в основном изучаются в поле в специальных шурфах-лабораториях. В процессе работ изучают свойства льда, мерзлых пород, состав газов, минеральных примесей во льду, текстуру и структуру мерзлых пород и льда, их объемный вес и пр.

Наименьшей пористостью обладают конституционные льды; их пористость тем меньше, чем меньше ледяные шлиры. В небольших линзах сегрегационного льда встречаются мелкие сферические включения воздуха, в более мощных шлирах можно видеть тонкие, нитевидные, цилиндрические включения воздуха, вытянутые перпендикулярно плоскости шлира. Иногда встречаются шлиры льда с обильным содержанием воздушных пор, очень тонких, но придающих льду белый цвет.

Пещерные льды характеризуются чрезвычайно большим разнообразием объемного веса. Наименее плотными являются повторно-жильные льды, в которых объем пор полостей, заполненных газом, может достигать 4—6% объема льда. Различную плотность имеют и погребенные льды. Их плотность зависит от происхождения. Наиболее пористыми являются льды погребенных снежников, наледей и озерных льдов (0,8 — 0,85).

Распределение минеральных примесей в массе льда является существенным признаком его текстуры и генезиса. Следует обращать внимание на внешние признаки льда, содержащего минеральные включения, на мутность льда, характер распределения взвесей (полосчатость, вкрапление и т. д.).

В лабораторных условиях изучают образцы минеральной взвеси, полученные из льда, и определяют ее гранулометрический и минералогический состав. В поле определяют количество минеральной взвеси на 1 *л* воды, полученной от таяния льда.

Количество минеральной взвеси наиболее широко варьирует в сегрегационных и инъекционных льдах. Наибольшее количество взвесей наблюдается в повторно-жильных льдах и во льдах снежно-инфильтрационного происхождения; они имеют эолово-водное происхождение.

Химический состав подземных льдов является необходимой характеристикой при любых задачах исследований. Анализ воды, полученной при таянии льда, может быть произведен с помощью полевой гидрохимической лаборатории системы Резникова. Более полный анализ производят в стационарной лаборатории.

Подземные льды отличаются слабой минерализацией (менее 100—200 *мг/л*), щелочной или нейтральной реакцией, малой жесткостью.

Биологический состав подземных льдов определяется с целью восстановления геологической истории района. Эти исследования производятся в случае неясности генезиса льда, при возможности его водного происхождения. Для этого отбирают образцы льда на пыльцевой анализ (2 *л*), на диатомовый (2 *л*), на планктон, бентос (1 *л*). Лед превращают в воду; бутыли заделывают обычным способом.

При отборе образцов льда следует соблюдать осторожность и предохранять лед от загрязнения грунтовыми частицами и пр.

8. *Текстуру льда* исследуют по естественным (зачищаемым) и искусственным его обнажениям. В дневнике делают зарисовку текстуры ледяного тела, отмечают характер распределения взвесей, воздушных пор и пр. Обнажения и разрезы льда и мерзлых пород фотографируют как в естественном залегании, так и в образцах, но крупным планом.

Текстура сегрегационных и инъекционных льдов отличается следующими особенностями: лед, как правило, бывает прозрачным; на периферии шлиров встречаются вмерзшие минеральные примеси различного размера и в различном количестве.

В крупных включениях инъекционных льдов встречаются радиально направленные цепочки пузырьков, а также галька и песок подстилающих пород, вмерзшие в лед.

Особенно характерна текстура повторно-жильного льда. Одним из существеннейших генетических признаков этого вида льда является его вертикально-слоистая текстура. Повторно-жильный лед имеет часто бурый цвет и четкую вертикальную слоистость, образованную тонкими (от долей *мм* до 1—2 *мм*) слоями минеральных частиц, располагающихся по осевым плоскостям элементарных (годовых) жилок. Эта слоистость придает льду как бы заштрихованный, часто сложный рисунок. Пузырьки газа имеют то правильную сферическую, то цилиндрическую форму; расположены они без ориентировки.

Текстура повторно-жильного льда может свидетельствовать о сингенетическом или эпигенетическом происхождении льда. Слои элементарных жилок льда эпигенетических жил расположены веерообразно: вертикально в середине и параллельно боковым контактам, по краям. Каждый слой начинается от горизонтального верхнего контакта жилы. В крупных эпигенетических жилах правильное строение льда часто нарушается. Центральная часть в них обычно имеет беспорядочную слоистость. В сингенетических ледяных жилах каждый слой (или пачка слоев) контактирует с вмещающей породой.

Термокарстово-пещерные льды имеют сложные текстуры. В вертикальном разрезе и по простиранию ледяных тел в них наблюдаются переходы от инфильтрационного типа льда белого цвета к голубому конжеляционному льду. Иногда во льду встречаются полости со щетками сублимационного льда. В природе встречаются комплексы термокарстово-пещерных льдов с жилами льда или грунта. В этом случае их текстуры бывают сложными.

При исследованиях нужно учитывать, что горизонтально- или слабонаклонные слоистые текстуры свойственны льду наледей, снежников и озер, образование которых связано с периодическим наращением материала (воды и снега). Более сложные — волнистые и брекчиевидные текстуры свойственны льдам, образовавшимся за счет замерзания движущихся вод.

Ледниковые погребенные льды обладают сложной текстурой, характеризующей генезис льда и его преобразования под влиянием движения, давления и взаимодействия с внешней средой.

Структура льда (форма и пространственное расположение кристаллов льда, воздушных пор и минеральных взвесей) вместе с его текстурой отражает генезис льда.

Сегрегационные льды характеризуются гипидиоморфно-зернистой структурой с пластинчатыми (в тонких шлирах) и столбчатыми (в толстых шлирах) кристаллами, ориентированными преимущественно нормально к плоскости шлиров.

Для льдов инъекционных характерна аллотриоморфно-зернистая структура с зернами крупных размеров. Ориентировка кристаллов хаотичная.

У повторно-жильных льдов обычно наблюдается аллотриоморфно-зернистая структура или пластинчатая гипидиоморфно-зернистая, иногда же столбчатая гипидиоморфно-зернистая. Характерна изометричность кристаллов льда, делающая структуру льда «зернистой».

Структура повторно-жильных льдов в целом подчинена их слоистой текстуре, мощность годовых слоев пропорциональна размерам кристаллов, и границы слоев совпадают с границами кристаллов. Размеры кристаллов от 1—1,5 *мм* до 1—1,5 *см*.

Погребенные льды имеют различную структуру в зависимости от своего образования. Неупорядоченная аллотриоморфно-зернистая структура с неправильными включениями воздуха между кристаллами льда свойственна поверхностным первичным слоям конжеляционного льда (например, на поверхности водоема). Образующиеся позднее слои льда имеют обычно гипидиоморфно-зернистую структуру, и, наконец, нижние слои льда имеют призматически-зернистую структуру с цилиндрическими включениями воздуха. Главные оси кристаллов ориентированы в направлении замерзания. Подобное чередование структур свойственно льдам промерзших водоемов.

Осадочно-метаморфические погребенные льды по разрезу сверху вниз характеризуются сменой аллотриоморфно-зернистой структуры до призматически-зернистой. Кристаллографическая ориентировка упорядочивается с глубиной.

В ледниковых погребенных льдах структура глубоких слоев — кристаллобластическая с упорядоченной ориентировкой кристаллов перпендикулярно к плоскости сдвига. Газообразные включения внутри них гранулярные.

9. *Камеральные работы* при исследовании подземных льдов заключаются в систематизации, анализе и графическом оформлении материалов, собранных в поле и взятых из литературных источников. На этой основе составляют научный отчет, который должен содержать примерно следующие разделы:

1) история исследований и постановка вопроса;

2) физико-географические и геологические условия района исследований (орография, гидрография, климат, растительность, геоморфология, геология, гидрогеология);

3) геокриологические условия (характеристики распространения, состава, строения, температуры и истории образования многолетнемерзлых толщ);

4) подземные льды: а) рабочая гипотеза; б) методы исследования; в) распространение, условия залегания, размеры и формы ледяных тел; г) физические характеристики ледяных тел; д) физико-химические свойства льдов; е) происхождение и история их развития;

5) теоретические выводы и практические рекомендации.

К научному отчету прилагают следующий иллюстративный материал:

а) геокриологическую, геоморфологическую и геологическую карты или карто-схемы района исследований с нанесенными на них контурами распространения подземных льдов отдельных типов;

б) геоморфологические профили местности с элементами рельефа, включающими подземные льды и не содержащими их;

в) стратиграфические колонки разрезов;

г) фотографии и зарисовки выходов льда, его текстуры, структуры, микрорельефа, связанного с ледяными образованиями, и пр.

ЛИТЕРАТУРА

Ермолаев М. М. и Толстихин Н. И. Краткая инструкция по изучению ископаемого льда. Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1938.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, 1954.

Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I. Изд-во АН СССР, 1959.

Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. Географгиз, 1952.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.

§ 3. ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

а) Морозобойное и диагенетическое растрескивание грунтов

Морозобойные и диагенетические [1] трещины являются основой образования полигональных систем ледяных и грунтовых жил, а также связанных с ними форм криогенного микро- и мезорельефа. С явлениями растрескивания грунтов в области многолетнемерзлых пород связано формирование пятнистых тундр, каменных венков, многочисленных форм крупно- и мелкобугристого рельефа. Следы криогенных образований, связанных с морозобойными трещинами, встречаются как реликтовые формы и вне современной области многолетнемерзлых пород. Морозобойное растрескивание происходит не только в грунтах, но и в различных сооружениях (плотинах, покрытиях дорог и аэродромов, наземных и подземных коммуникациях и пр.).

Знать закономерности морозного растрескивания важно для решения многих вопросов геокриологии, геоморфологии и других наук. В частности с их помощью можно объяснить механизм формирования подземных жильных (повторно-жильных) льдов. Они необходимы и для строительной практики. В настоящее время в первом приближении установлены некоторые закономерности морозобойного и диагенетического растрескивания пород и они могут быть положены в основу методики дальнейших исследований.

Основной причиной механических напряжений в горных породах, вызывающих их растрескивание, являются градиенты температуры и влажности. Все напряжения, вызывающие растрескивание, можно подразделить на две существенно различные группы: а) напряжения, возникающие внутри грунтового массива под влиянием неравномерного изменения его объема вследствие процессов охлаждения, усыхания, диагенеза, рекристаллизации и пр.; б) напряжения, вызванные внешними усилиями, приложенными к поверхности массива. В горных породах, если не рассматривать горное давление, напряжения первой группы являются основными, а напряжения второй — производными.

Изменения объема пород возникают под влиянием изменения физических параметров, например температурного градиента. Поэтому напряжения и вызываемые ими деформации первой группы можно назвать «объемно-градиентными». Их частным случаем являются температурные напряжения, рассматриваемые в теории упругости.

---

[1] Например, трещины усыхания.

В горных породах, кроме вертикальных трещин, перпендикулярных поверхности, под воздействием градиента образуются и горизонтальные трещины. Последние могут сколоть горизонтальный пласт некоторой мощности $A — B$ (рис. 64), который должен сократиться в объеме. В этом случае вертикальные трещины могут иметь сложное сечение [1].

Определение температурных разрывающих напряжений в однородном массиве, ограниченном горизонтальной и вертикальной поверхностями,

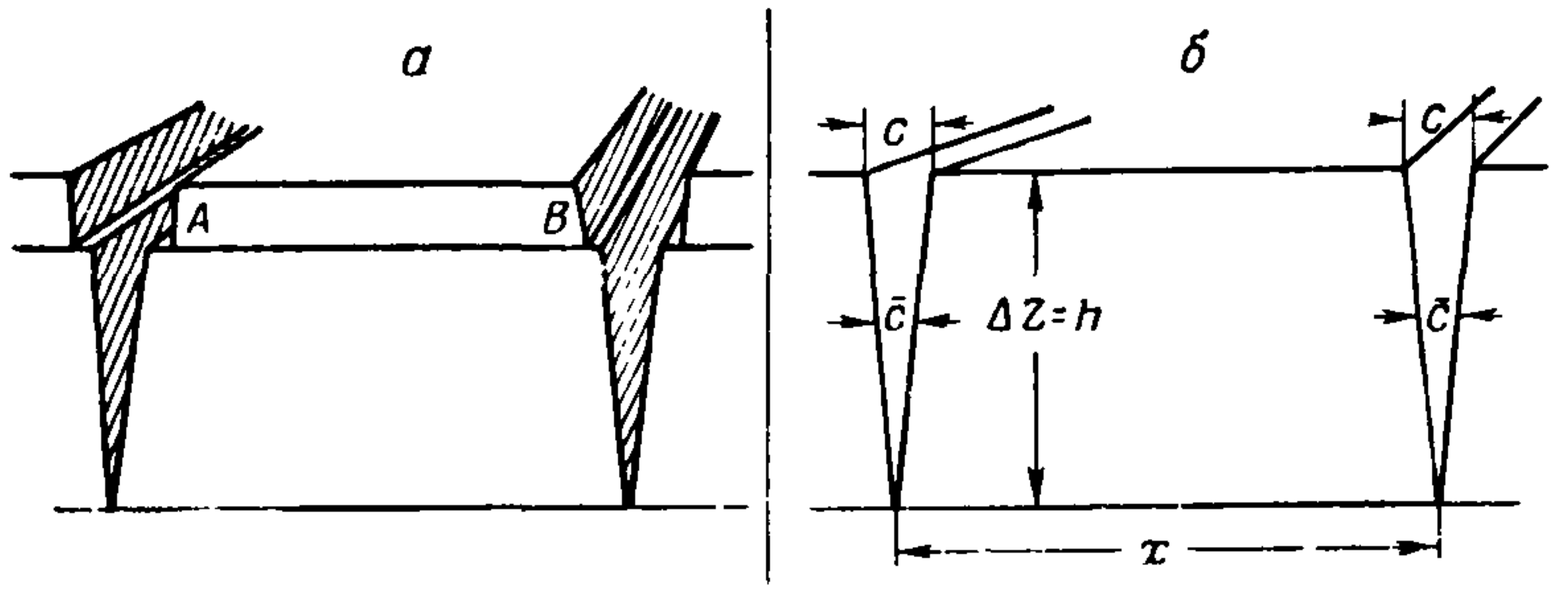


Рис. 64. Схема развития морозобойной трещины:
а — в случае скалывания верхнего горизонтального пласта; *б* — элементы трещины

$\tau_в$, т. е. напряжений, создающих морозобойные трещины, можно проводить по следующей приближенной формуле (Достовалов, 1952);

$$\tau_в = \frac{1}{2} G\alpha x \frac{\Delta t}{\Delta z}, \qquad (1)$$

где G — модуль сдвига массива;

α — коэффициент линейного расширения (сокращения);

x — расстояние от свободной вертикальной поверхности;

$\frac{\Delta t}{\Delta z}$ — градиент температуры по вертикали.

Формула (1) связывает между собой механические и температурные характеристики породы G, α, $\tau_в$, с характеристикой температурного поля $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ и расстоянием между параллельными трещинами x.

Из этой формулы вытекают следующие частные закономерности температурного или морозобойного растрескивания [2]:

1) разрывающие напряжения пропорциональны расстояниям x от свободной вертикальной поверхности, поэтому в однородных массивах должна образоваться система трещин, параллельных этой поверхности и друг другу;

2) вектор градиента температуры перпендикулярен изотермическим поверхностям, а последние параллельны свободным горизонтальным и вертикальным поверхностям массива, поэтому система полос, выделяемая системой параллельных трещин, должна разбиваться поперечными трещинами на прямоугольные призмы, а углы при сопряжении продольных и поперечных трещин должны быть прямыми;

3) разрывающие напряжения $\tau_в$ пропорциональны произведению линейного размера отдельности на градиент температуры $x \frac{\Delta t}{\Delta z}$, поэтому при малых градиентах однородный, достаточно протяженный массив распа-

---

[1] Образование горизонтальных трещин в горных породах еще не исследовано

[2] Трактовка автором морозобойного растрескивания дискуссионна. В научном и практическом отношении этот вопрос очень важен. (*Прим. ред.*)

дается на крупные прямоугольные отдельности; при увеличении градиентов возникшие отдельности новыми трещинами более дробных порядков (генераций) последовательно делятся пополам на все более мелкие отдельности (рис. 65).

Из формулы (1) следует также, что размеры отдельностей x зависят от физических свойств массива и обратно пропорциональны градиенту температуры. Поэтому размеры выделяющихся призм являются как бы показателями величин градиентов в моменты разрывов. Чем мельче отдельности при прочих равных условиях, тем большими были градиенты в момент их образования.

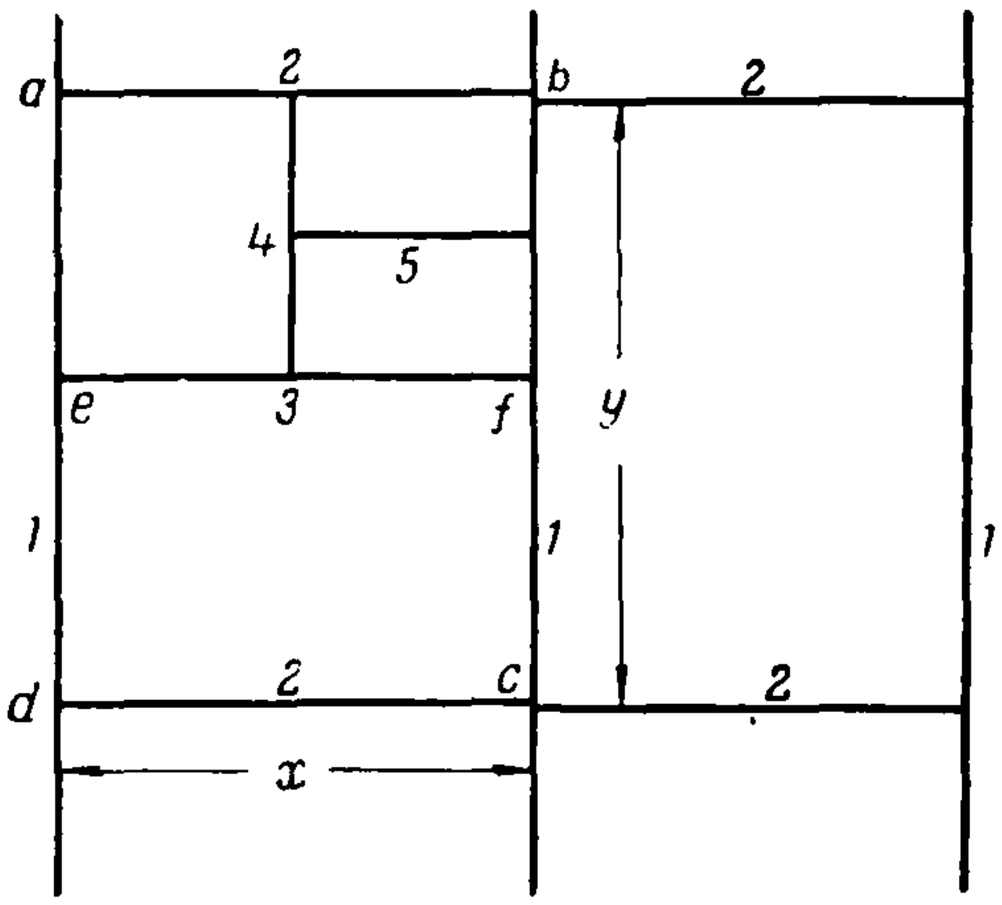


Рис. 65. Диаграмма распределения трещин разных генераций (порядков)

Сопряжение трещин на поверхности возникает после появления трещины более низкого порядка в связи с формированием перпендикулярной ей трещины более высокого порядка.

В неоднородной породе с переменными $\tau_в$, G и α трещины должны быть извилистыми и не вполне параллельными друг другу, но перпендикулярность трещин в точке их сопряжения обязательна.

Для определения разрывающих напряжений в глинистых породах, возникающих вследствие усыхания, можно пользоваться формулой

$$\tau_в = \frac{1}{2} GKx \frac{\Delta W}{\Delta z}, \qquad (2)$$

где ΔW — изменение влажности;

$\frac{\Delta W}{\Delta z}$ — градиент влажности по вертикали;

K — коэффициент линейной усадки грунта при усыхании.

Формулы (1) и (2) аналогичны, т. е. для процесса усыхания остаются в силе все закономерности растрескивания, какие свойственны и процессу охлаждения, лишь градиент температуры $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ и коэффициент линейного сокращения α соответственно заменяются градиентом влажности $\frac{\Delta W}{\Delta z}$ и коэффициентом линейной усадки K. Зная четыре величины, входящие в формулы (1) и (2), можно вычислять любую пятую.

Для исследований температурного и диагенетического растрескивания горных пород необходимо изучать механические и физические характеристики пород, входящие в формулы (1) и (2), т. е. G, $\tau_в$, x, K, ΔW (модуль сдвига, разрывающие напряжения, коэффициент линейного расширения и др.), которые зависят от состава, свойств, сложения пород, их температуры и влажности.

Для типичных рыхлых пород определяют все эти характеристики и их изменения, обусловленные изменением температуры и влажности, происходящие в естественных условиях. Определение градиентов температуры и влажности момента разрыва пород очень важно, но до сих пор оно не проводилось. Ниже приводятся соображения общего порядка по этому вопросу.

Градиент температуры, действующий в момент разрыва (грунта), $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ следует определять с помощью кривой фактического распределения температуры по глубине в момент образования трещины. На температурной

кривой (рис. 66) по точке ее пересечения с вертикальной линией t определяют $t_{ср}$ (среднюю годовую температуру породы) и устанавливают мощность поверхностного слоя Δz, в котором развиваются разрывающие (растягивающие усилия). В этом слое температура пород ниже средней годовой температуры и элементарные объемы сокращены. Глубже этого слоя температура выше $t_{ср}$, элементарные объемы расширены и развиваются напряжения сжатия.

Значение действующего градиента температуры получается в результате деления разности температуры Δt на границах слоя Δz ($\Delta t = t_{ср} - t_{мин}$, где $t_{мин}$ — минимальная температура грунта в момент разрыва), на Δz:

$$\text{Градиент} \rightarrow t = \frac{\Delta t}{\Delta z} = \frac{t_{ср} - t_{мин}}{\Delta z}.$$

Аналогичным путем определяют действующие температурные градиенты для слоя сезонного промерзания грунтов. В этом случае зияющие морозные трещины будут проникать глубже слоя сезонного промерзания — в немерзлый слой, температура которого выше нуля, но ниже средней годовой температуры (имеющей положительное значение).

Точное распределение температуры в грунте для момента разрыва получить трудно. Поэтому при исследовании связи градиентов температуры и разрывающих напряжений рекомендуется использовать результаты срочных замеров температуры в поверхностном слое породы в сходных природных условиях при замерах, например, через каждые три часа. Путем интерполяции можно получить близкое к истинному распределение температуры пород в момент образования трещины.

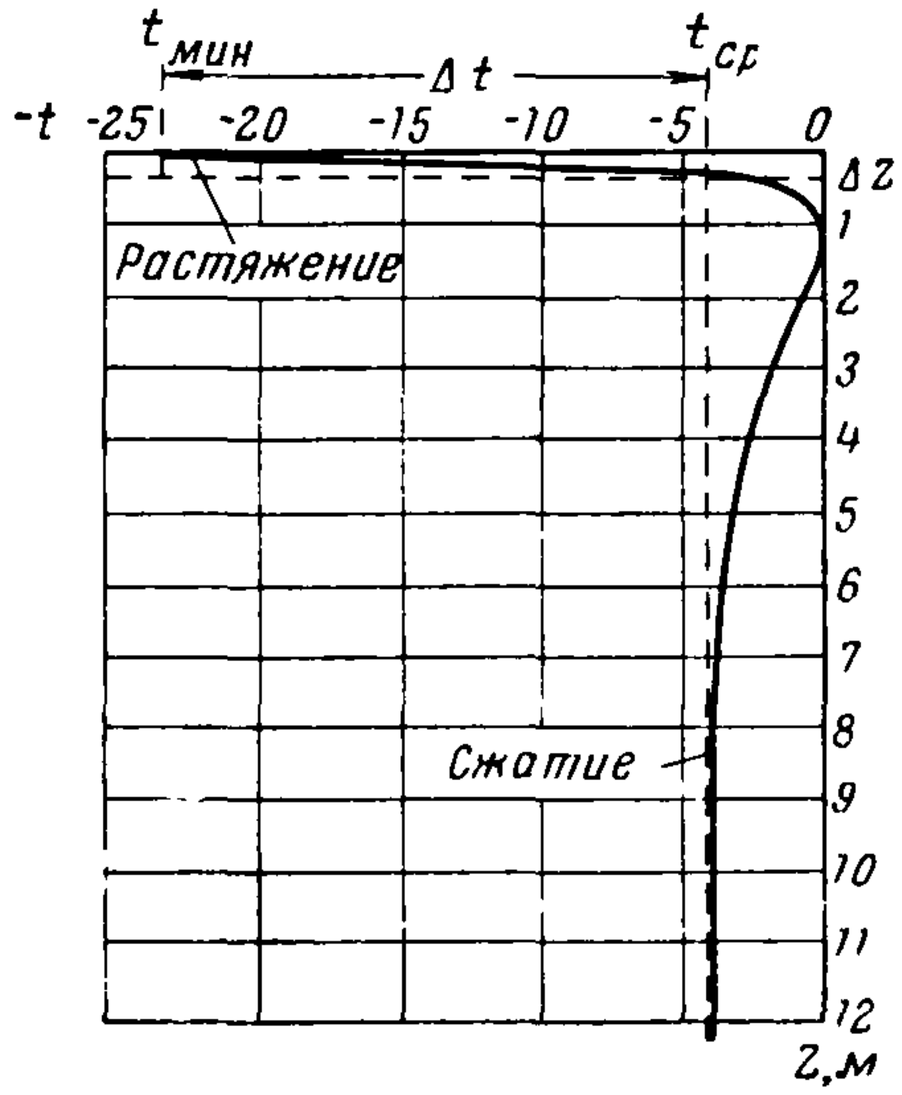


Рис. 66. График температуры горных пород в районе Якутска

Число последовательных этапов растрескивания зависит от начальных размеров массива. Количество последовательных растрескиваний в крупных массивах больше, чем в мелких, при одинаковом увеличении градиента температуры. В неоднородных массивах трещины извилисты; вогнутые участки стенок трещин оказываются наиболее благоприятными местами для развития вторичных поперечных трещин, потому что в этих местах развиваются разрывающие напряжения (рис. 67). Разлагая нормальные усилия *а* по правилу параллелограмма, мы видим, что компоненты *в* на вогнутой стороне стенки трещины направлены в разные стороны и усиливают разрывающее напряжение, а на выпуклой они направлены навстречу друг другу и ослабляют его. Поэтому в неоднородных породах процесс образования первичной системы трещин идет иначе: вместо образования системы полос, ограниченных параллельными трещинами (как было показано на рис. 65), образуется последовательно система перпендикулярных друг другу трещин (рис. 68), причем трещины более высоких порядков начинаются на вогнутых частях трещин более низких порядков (генераций).

В неоднородных грунтах могут выделяться пятиугольные, четырехугольные, треугольные и другие призмы. В результате направляющего влияния свободных вертикальных поверхностей образуются тетрагональные отдельности.

Формулы (1) и (2) позволяют установить связь между глубиной и шириной зияющих трещин.

Ширину морозобойной трещины C (см. рис. 70) можно приближенно вычислить по формуле

$$C = x \cdot \alpha \cdot \Delta t, \tag{3}$$

где C — ширина трещины у поверхности (в случае охлаждения она равна температурному сокращению стороны призмы, длиной x);

Δt — разность температуры на поверхности и на глубине Δz от поверхности.

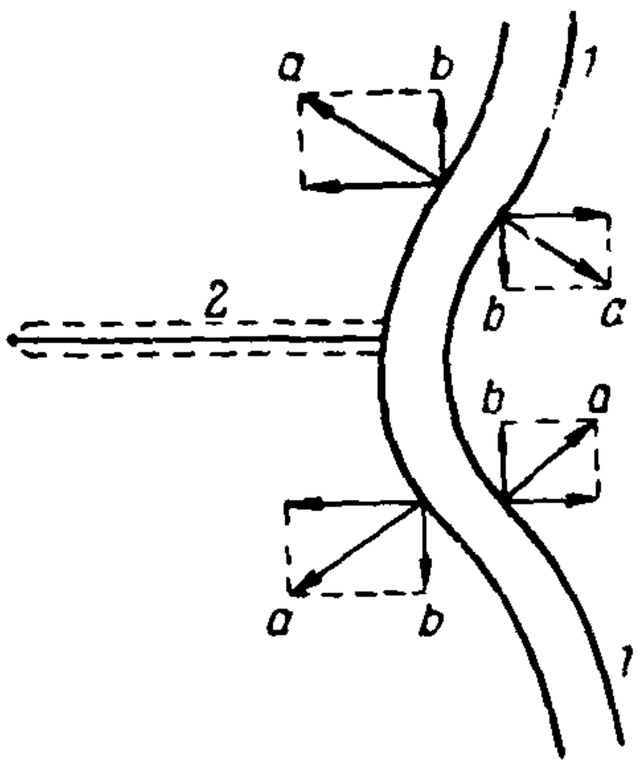


Рис. 67. Схема действия сил разрывающих напряжений на стенках вогнутой трещины

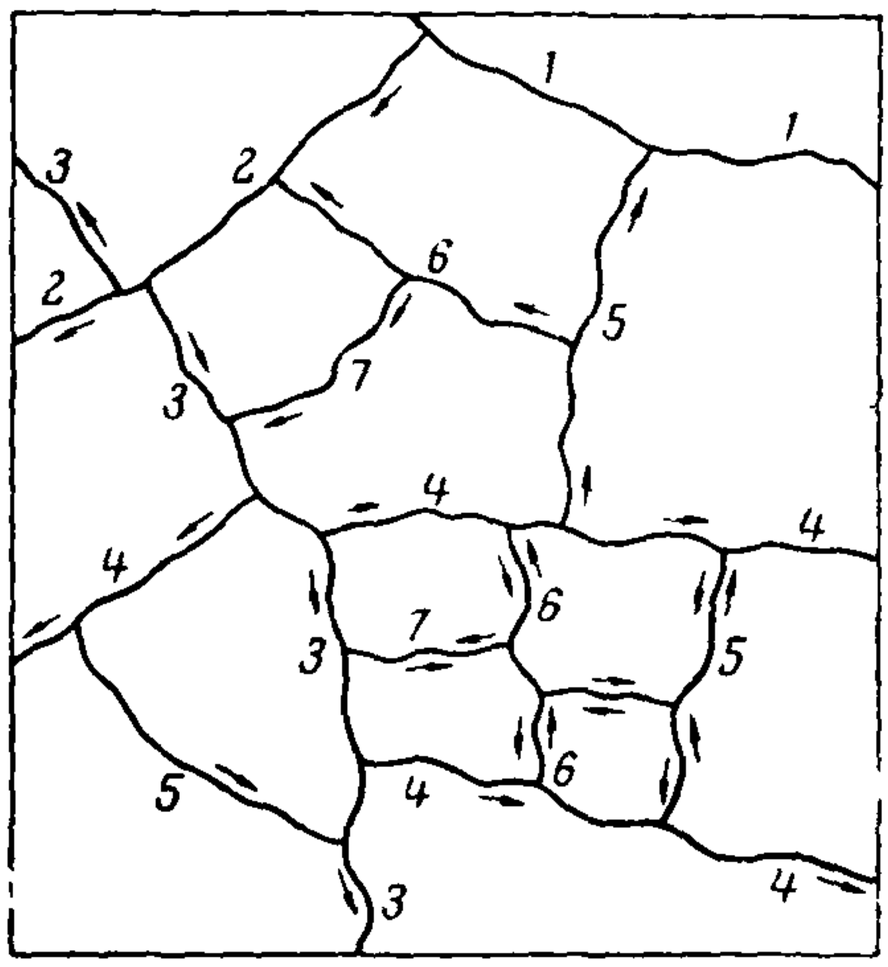


Рис. 68. Схема распределения трещин в условиях Центральной Якутии

Ширина трещины усыхания соответственно будет равной

$$C = x \cdot K \cdot \Delta W. \tag{3'}$$

Глубину зияющих морозных трещин приближенно можно вычислять, измеряя их ширину у поверхности. Вычисление производится по формуле

$$h = \Delta z = \frac{G \cdot \alpha \cdot x \cdot \Delta t}{2\tau_в} = \frac{GC}{2\tau_в} = \frac{G\bar{c}}{\tau_в}. \tag{4}$$

Для этого необходимо знать модуль сдвига G и прочность на разрыв $\tau_в$, определенные при соответствующих физических условиях.

Для трещин усыхания глубину зияющих трещин можно вычислить по формуле

$$h = \Delta z = \frac{G \cdot K \cdot x \cdot \Delta W}{2\tau_в} = \frac{GC}{2\tau_в} = \frac{G\bar{c}}{\tau_в}, \tag{4'}$$

где $\bar{c} = \frac{1}{2}$. C представляет собой ширину трещины в среднем сечении.

Изложим некоторые соображения по исследованию трещин отдельностей.

1. Исследование трещин включает изучение следующих их элементов: особенностей распространения, закономерностей распределения, формы, ширины и глубины, а также изучение формы образуемых трещинами отдельностей.

2. Для изучения геометрии трещин необходимо составить план их распространения на местности. При изучении крупных полигонов, образуе-

мых морозобойными трещинами, план должен быть составлен в масштабе 1 : 1000 или 1 : 500, а для мелких полигонов, образуемых трещинами усыхания, — 1 : 50.

При значительной площади исследования местность разбивается на участки, различные по геолого-географическим условиям. Планы геометрии трещин составляют для наиболее характерных участков. Для выяснения условий трещинообразования следует наряду с участками, изобилующими трещинами, изучать участки, где трещин мало или они вовсе отсутствуют.

3. План трещин и ограниченных ими отдельностей дает возможность сделать следующие выводы:

а) если сетка трещин имеет правильную форму (рис. 65), т. е. если соблюдается параллельность трещин, то массив однороден по составу и свойствам слагающих его пород;

б) если трещины соответствующих порядков не параллельны друг другу (рис. 68), то породы массива неоднородны и их неоднородность тем больше, чем резче нарушена параллельность трещин и чем больше различаются размеры и формы наименьших полигонов.

4. Последовательность растрескивания отдельностей может быть определена на основании того, что длинные трещины образуются раньше коротких (основные раньше перпендикулярных). Для этого на плане выбирают самую длинную трещину, не упирающуюся перпендикулярно в какую-либо другую трещину, и условно считают ее первой (трещина *1*, рис. 68). Затем устанавливают этапы растрескивания (номера трещин), порядок образования и форму отдельностей. Число этапов растрескивания дает возможность судить об интенсивности нарастания градиентов. Чем больше этапов растрескивания, тем, следовательно, сильнее возрастал градиент.

Пользуясь точным планом, можно определять расстояние x между более длинными сторонами любой полигональной отдельности.

5. Трещину можно считать «зияющей» начиная от такой ее ширины, при которой в ней могут накапливаться лед, снег или дисперсный материал.

6. Ширину трещин следует определять по поверхности почвы, снимая снежный и растительный покровы. Приближенно глубину трещины можно замерить тонким металлическим щупом, однако для искривленных по вертикали трещин они не годятся. Более точно ее можно замерить с помощью шурфа.

Предположительно, глубина и ширина зияющих трещин, при однородном грунте и прочих равных условиях, изменяются в зависимости от изменений температуры грунта массива после растрескивания и образования трещин более высоких порядков. Глубина и ширина трещин, таким образом, зависят от изменения напряжений (сжатия — растяжения). В периодических изменениях ширины и глубины трещин в зависимости от изменения температуры грунта должны существовать сдвиги фаз с глубиной соответственно изменению температуры грунтов с глубиною и во времени. В природных условиях эти изменения не изучены.

7. Температурные и диагенетические напряжения в грунтах необходимо изучать на протяжении всего года. Особое внимание уделяется изучению морозобойного растрескивания в основном в середине зимы, а изучение трещин усыхания проводится в самый сухой период лета.

Изучение напряжений в грунтах при возникновении трещин следует проводить не менее чем на двух глубинах: в зоне растяжения Δz и в зоне сжатия. Для получения кривых изменения напряжений в зависимости от глубины и времени необходимо иметь несколько точек — глубин замеров. В тех же точках, в которых измеряются напряжения, должны замерять-

ся температура и влажность грунта для получения соответствующих градиентов.

Измерение напряжений следует проводить по трем взаимно перпендикулярным направлениям: двум по горизонтали и одному по вертикали.

б) Полигональные системы ледяных и грунтовых жил

Полигональные системы повторно-жильных льдов широко распространены в суглинистых, супесчаных и торфяных отложениях современной области многолетнемерзлых горных пород. Эти льды составляют подавляющую часть крупных масс подземного льда. Объем жильного льда в верхнем слое многолетнемерзлой толщи (до 30 *м* и более) иногда превышает 50% объема породы. Жильные льды придают специфический характер ландшафту, формируя полигональный рельеф [1]. С ледяными жилами связан термокарст и специфический остаточный западинно-бугристый мезорельеф. Ледяные жилы обладают сложным строением и формой, отражающими условия накопления рыхлых отложений и особенности их промерзания. Ледяные жилы растут благодаря повторным морозобойным растрескиваниям мерзлых пород и цементации трещин льдом.

Существуют следующие представления о механизме роста ледяных жил:

а) морозобойные трещины проникают в верхнюю часть многолетнемерзлой толщи;

б) процесс растрескивания и цементации трещин льдом периодически (сезонно) повторяется в одних и тех же местах, благодаря сформировавшейся системе грунтовых призм;

в) для растрескивания необходим достаточно крупный массив рыхлых отложений;

г) рыхлые отложения должны обладать определенными свойствами, обусловливающими изменение их объема при замерзании и последующем охлаждении.

При отсутствии хотя бы одного из этих условий жильные льды не могут развиваться.

Благоприятные условия для формирования повторно-жильных льдов имеются на водоразделах, склонах, террасах и поймах рек в районах, где средняя годовая температура рыхлых отложений различного генезиса ниже —3°. Они возможны в элювии, имеющем достаточное увлажнение.

Наравне с ледяными жилами широко распространены полигональные системы грунтовых, или «земляных», жил. Такие жилы наблюдаются как в границах современной области многолетнемерзлых пород, так и за ее пределами, но в границах их распространения в прошлом.

Полигональные системы грунтовых жил образуются вследствие повторных морозобойных растрескиваний пород и заполнения трещин минеральным материалом (районы или участки глубокого сезонного промерзания) [2]. Грунтовые жилы, возникшие вследствие повторных заполнений мелкозернистым материалом сети трещин усыхания, выражены слабо.

Изучение жильных льдов имеет большое практическое значение в связи с их отрицательной ролью в строительстве различных сооружений. Изучение закономерностей формирования ледяных и грунтовых жил позволяет разрешать различные научные вопросы из области геокриологии, четвертичной геологии и палеогеографии.

Формирование полигональных систем ледяных жил. Наблюдаемые крупные жилы льда представляют собой соче-

---

[1] См. следующий раздел этого параграфа.

[2] Грунтовые жилы не следует смешивать с псевдоморфозами по жильным льдам. (*Прим. ред.*)

тание или сумму элементарных сезонных жилок, заполняющих повторные морозобойные трещины. В морозобойные трещины зимою попадает снег, а весной затекает вода, которая быстро замерзает и цементирует трещину. На вогнутых частях полигонов, ограниченных трещинами и грунтовыми валиками, расположенными по обе стороны трещины, в пойменных условиях отлагается некоторый слой аллювия. Лед, возникающий в результате замерзания воды в трещинах, давит на вмещающую его породу. Летом при повышении температуры верхнего слоя мерзлой толщи порода расширяется с ограничением объема вследствие расклинивания элементарной жилкой льда. Расклинивание создает новые условия, сказывающиеся при растрескивании в следующую зиму. Новое сезонное понижение температуры должно сначала снять увеличенное напряжение сжатия жилы и только после этого происходит новое уменьшение объема массива полигона и повторное растрескивание.

Сочетание сезонного растрескивания и заполнения трещины водою с ее превращением в лед составляет элементарный (сезонный) цикл развития ледяной жилы. Жила представляет собою, таким образом, сумму большого числа периодически образующихся элементарных жилок. Вероятность повторного образования трещин тем меньше, чем выше порядок их генерации, так как трещины более высоких генераций образуются только в особо суровые зимы. В относительно теплые зимы градиенты температуры малы, поэтому могут образоваться только трещины низких порядков, ограничивающие большие массивы; в суровые зимы градиенты велики, поэтому растрескивание пород происходит до более высоких порядков. Вероятность образования трещин высоких порядков уменьшается также и вследствие эффекта расклинивания жилами низких порядков генераций.

Поперечная мощность (толщина) жил, растущих одновременно, но формируемых трещинами различных порядков, должна быть тем меньше, чем выше порядок формирующих их трещин (см. рис. 65).

Толщина жил зависит от глубины морозобойных трещин, ширины и скорости накопления осадков [1]. При сингенетическом росте жил льда поперечная их мощность m прямо пропорциональна средней глубине формирующих зияющих трещин h, средней ширине трещин $\bar{c}$ и обратно пропорциональна скорости накопления осадков (d — средняя мощность слоя осадков за один цикл).

Таким образом, мощность жилы

$$m = \frac{h \cdot \bar{c}}{d}, \tag{5}$$

где $\bar{c} = \frac{1}{2} C$, так как приближенно можно считать, что зияющая трещина имеет треугольное (клиновидное) сечение и ширина ее изменяется от величины C у поверхности до нуля на глубине h (Достовалов, 1952).

Следует иметь в виду, что накопление осадков между двумя последовательными циклами растрескивания может быть относительно неодинаковым для жил различных порядков и приближается к годичному, если жилы относятся к самым низким порядкам.

Продолжительность периода фактического роста жил льда может быть установлена следующим образом. Площадь поперечного сечения ледяной жилы равна сумме площадей поперечных сечений элементарных жилок. Поэтому число элементарных годовых циклов развития крупной жилы можно определить из равенства

$$n = \frac{S}{\bar{s}} = \frac{S}{h \cdot \bar{c}}, \tag{6}$$

---

[1] В случае развития сингенетических жил и главным образом на поймах рек. (*Прим. ред.*)

где S — площадь поперечного сечения всей ледяной жилы;
$\bar{s}$ — средняя площадь поперечного сечения элементарной жилки льда;
h — глубина зияющей трещины;
$\bar{c}$ — средняя ширина элементарных жилок.

Среднюю ширину элементарных жилок $\bar{c}$ можно определить, подсчитывая число вертикальных полосок в ледяной жиле. Глубину зияющей трещины можно определить по формуле (4) или по весенним температурным кривым.

В обнажении жильных льдов Мус-Хая (на р. Яне) высота крупных жил льда около 30 *м*, а средняя поперечная мощность 6 *м*. Если средняя ширина элементарной трещины $\bar{c}$ равна 0,005 *м* и ее глубина h равна 3 *м*, то по формуле (6)

$$n = \frac{S}{h \cdot \bar{c}} = \frac{30 \cdot 6}{0{,}005 \cdot 3} = 12\,000 \text{ циклов.}$$

Таким образом, период роста этих жил составил 12 000 лет.

Абсолютный возраст жил складывается из периода их роста и периода консервации (ископаемого состояния), который может быть во много раз больше периода роста. Длительность периода роста системы жильных льдов следует определять по наиболее мощным жилам.

Формулы (3), (5) и (6) связывают в единую систему 11 величин, характеризующих рост и форму ледяных жил. Из них разрывающее напряжение $\tau_в$, модуль сдвига G и коэффициент линейного расширения α характеризуют физико-механические свойства породы, вмещающей жилу; градиент температуры $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ указывает на бóльшую или меньшую роль температурных воздействий; расстояние между трещинами первого порядка генерации x характеризует крупность полигонов первой генерации; средняя толщина элементарной жилки $\bar{c}$ и средняя глубина трещины $h = \Delta z$ выражают размеры зияющих трещин и элементарных жилок; поперечная мощность жил m и площадь их поперечного сечения S характеризуют геометрию и размеры суммарных жил; число элементарных развитых циклов n связано со временем или длительностью роста жил; скорость накопления осадков d является условием сингенетического роста жил.

Одиннадцать величин входят в указанные три уравнения; восемь из них необходимо определить путем измерений, а три вычисляют, пользуясь этими формулами.

Определение путем измерения еще большего числа величин, например девяти, дает возможность проверить точность формул путем сравнения вычисленной и измеренной величины. Для проверки отдельных формул число измеренных величин может быть, разумеется, меньшим.

Помимо перечисленных одиннадцати величин, выражаемых числами, при исследовании систем жильных льдов приходится принимать во внимание еще три дополнительных условия: а) вероятность повторного растрескивания в зависимости от порядка трещин, б) летние напряжения сжатия и эффект расклинивания пород жилами льда и в) сочетание процессов роста жил с процессами их протаивания.

В зависимости от фациальных условий в течение длительных промежутков времени сингенетического роста ледяных жил могут изменяться: состав и физические свойства накапливающейся породы — $\tau_в$, G и α; градиенты температуры $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ и скорость накопления осадков d. В связи с этим должны изменяться как вероятность появления трещин более высоких порядков, так и эффект расклинивания или напряжения сжатия в породе.

Изменение состава и физических свойств вмещающей породы приводит к изменению размеров отдельностей, образующихся при растрескивании.

В этом случае возможно искривление вертикальных осей растущих жил, а при резких изменениях и прекращении их развития возникающая вновь система трещин не будет совпадать со старой.

Приведенные методы исследования морфологии систем ледяных жил позволяют объяснить особенности их строения и судить об условиях их развития (Достовалов, 1958).

Формирование полигональных систем грунтовых жил. Как уже было сказано, полигональные системы грунтовых жил по механизму образования можно разделить на два типа: 1) повторные грунтовые жилы, образующиеся на основе морозобойных трещин и 2) мелкие полигональные грунтовые жилы, образующиеся на основе трещин усыхания. Каждый из этих типов жил может быть представлен современными образованиями или относительно древними (реликтовыми) формами, или их следами, измененными вторичными процессами.

Указанные две генетические разновидности грунтовых жил различаются по форме, структуре и составу, а также по размерам полигонов. Первая разновидность связана с глубоким сезонным промерзанием почвы, а вторая не имеет прямого отношения к морозному растрескиванию. Обе разновидности грунтовых жил характеризуются полигональностью систем, которая обусловлена общими для них закономерностями растрескивания грунтов при неравномерном уменьшении их объема. Различия в составе грунтов и в процессах их образования проявляются в различиях формы и структуры грунтовых жил и грунтовых полигонов.

Повторные грунтовые жилы, образующиеся на основе морозобойных трещин, можно подразделить на три подтипа.

а) Современные полигональные системы грунтовых жил в суглинках исследованы мало. Жилы этого подтипа образуются в районах или на участках глубокого сезонного промерзания, то есть при отсутствии мерзлой толщи.

Процесс образования грунтовых жил аналогичен формированию ледяных жил с той лишь разницей, что вместо элементарных жилок льда формируются элементарные грунтовые жилки, в сумме составляющие грунтовую (земляную) жилу.

Элементарный цикл развития такой жилы можно описать следующим образом. В начале зимы слой глубокого сезонного промерзания разбивается морозобойными трещинами на систему крупных полигональных отдельностей. Весной в эти трещины попадает вода, несущая минеральные и органические частицы, которая быстро замерзает, образуя элементарную сезонную жилку. Однако в процессе сезонного протаивания частицы грунта успевают в известной мере дифференцироваться по крупности. Лед в такой элементарной жилке превращается в воду, а минеральные и органические частицы спрессовываются благодаря сжатию пород. Элементарная грунтовая жила выражена слабо. Этот процесс повторяется и так постепенно растет грунтовая жила.

Современные жилы этого типа описаны В. Ф. Жуковым (1944), А. В. Паталеевым (1955) и другими.

Полигоны грунтовых жил достигают нескольких метров в диаметре, размеры их зависят от градиентов температуры и физических свойств рыхлых отложений.

б) Древние грунтовые жилы исследованы сравнительно мало. Иногда они сложены более дисперсным материалом, чем вмещающая порода. Залегание жил в относительно грубодисперсной породе, промерзающей и протаивающей на большую глубину, показывает, что они формировались в результате повторных процессов растрескивания грунта, т. е. являются повторно-жильными, а не псевдоморфозами по жилам льда (рис. 69). Это подтверждается вертикальной слоистостью жилы.

Иногда грунтовые жилы залегают в валунно-галечном аллювии речных террас, содержащем некоторое количество мелкозема. Сами жилы состоят из чистых отмытых галечника и валунов без примеси мелкозема и

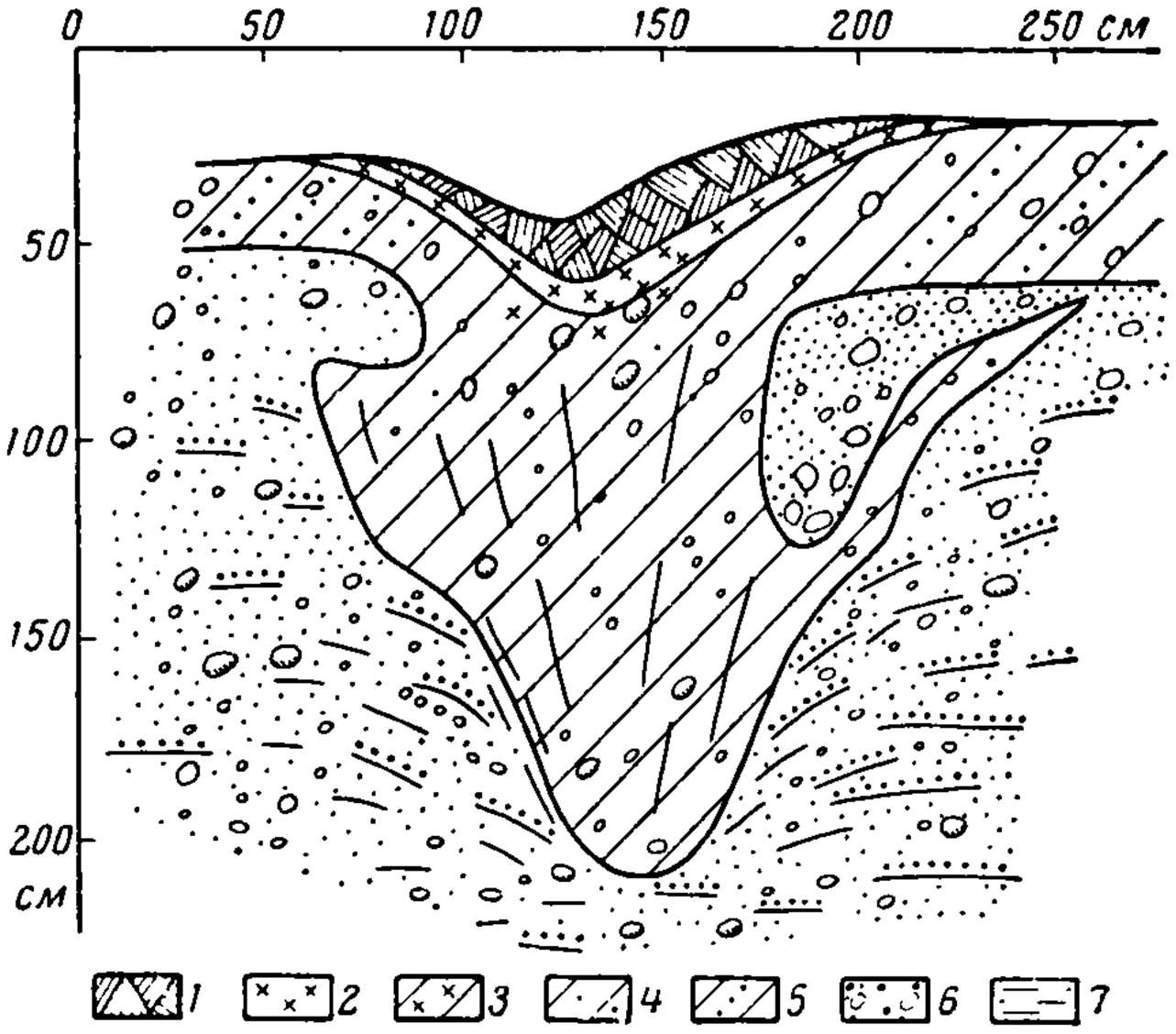


Рис. 69. Разрез древней грунтовой жилы, измененной вторичными процессами (по Н. С. Даниловой):

1 — торфяно-моховой покров; *2* — почвенный горизонт; *3* — куски почвенного горизонта; *4* — суглинок; *5* — супесь; *6* — гравий и галечник; *7* — песок

часто отделяются от вмещающей породы слоями того же гравийно-галечного материала со значительным содержанием мелкозема. Несомненно, что такие жилы образовались на основе процесса морозобойного растрескивания поверхности террасы.

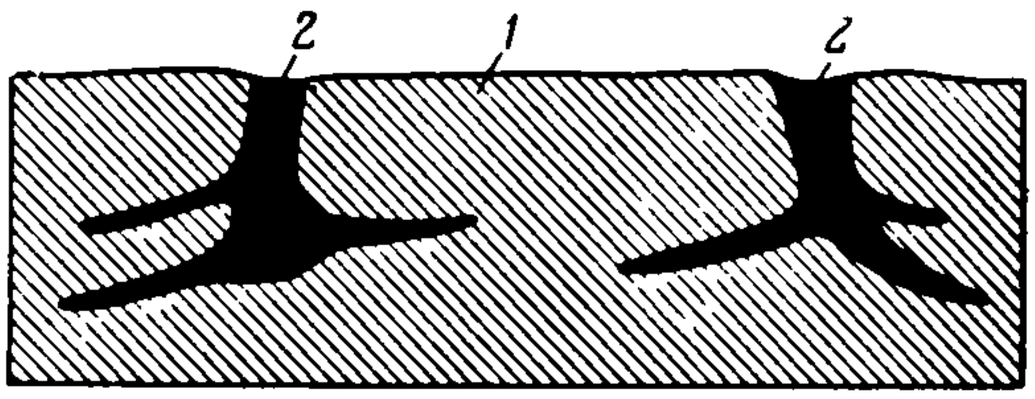


Рис. 70. Разрез грунтовой жилы, формируемой одновременными вертикальными и горизонтальными трещинами (по Т. Н. Каплиной):

1 — элювиально-делювиальный суглинок; *2* — гумусированный мелкозем

в) Грунтовые жилы, формирующиеся на склонах, подверженных солифлюкционным процессам (рис. 70).

Мелкие полигональные системы грунтовых жил, образующиеся на основе трещин усыхания, отличаются от жил первого типа небольшими размерами полигонов, а также условиями образования. Они не имеют непосредственного отношения к промерзанию грунтов, хотя и приурочены к слою сезонного промерзания. Жилы часто подчеркиваются клиновидными гумусовыми потеками.

В процессе полевых исследований полигональных жил необходимо изучать:

1) их распространение, залегание, строение и генезис, а также особенности состава и сложения вмещающих пород. Системы грунтовых и ледяных жил там, где они встречаются совместно, должны и изучаться также совместно, поскольку они представляют собою звенья единого природного процесса.

2) расположение систем жил в плане, порядок генерации отдельных жил (ориентировочно) и их размеры, особенности формы типичных жил и их взаимоотношение с вмещающими и перекрывающими породами.

На отдельных участках следует изучать жилы всех генераций, формируемые трещинами различного способа образования, а не ограничиваться изучением какой-либо отдельной жилы.

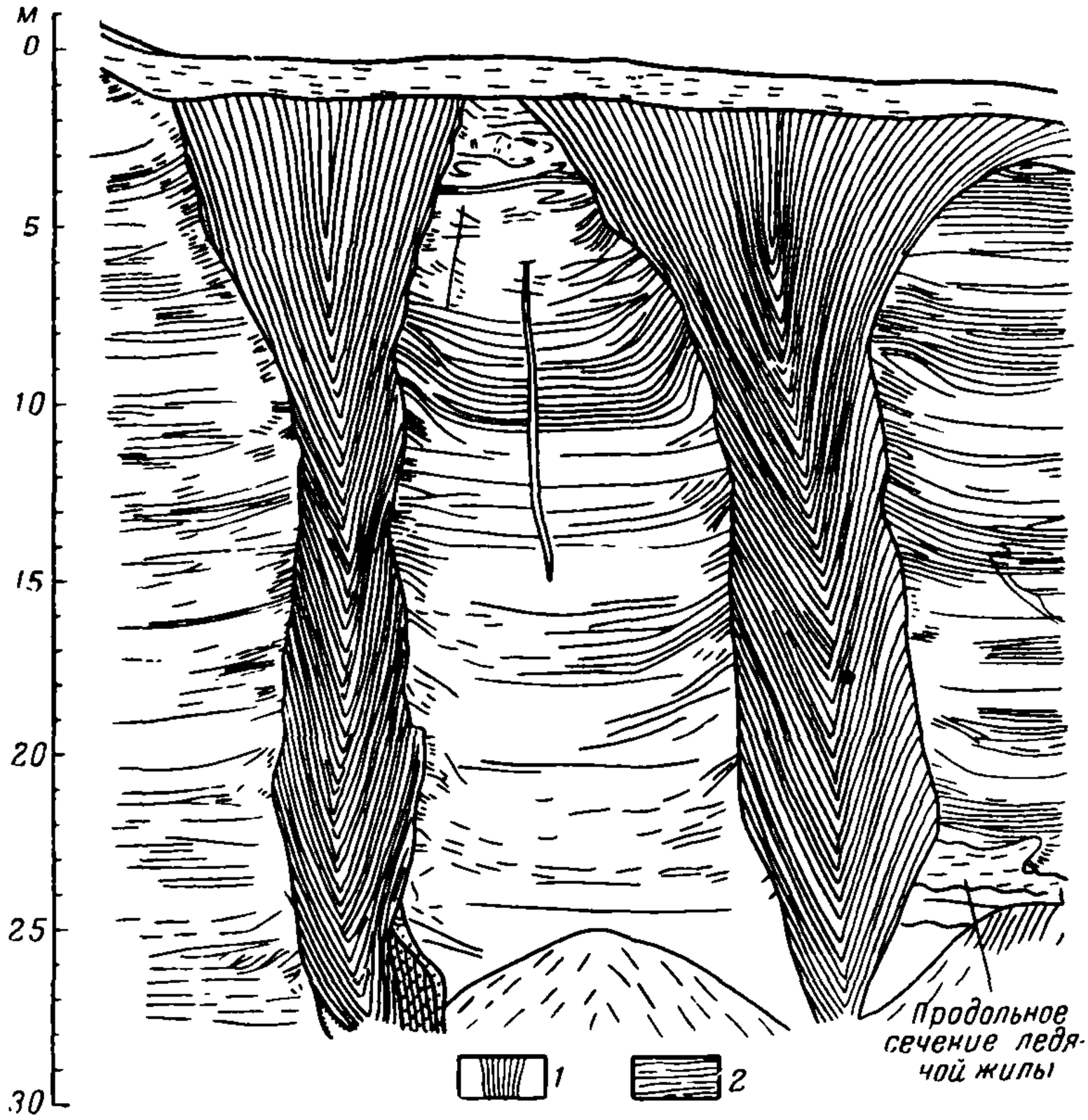


Рис. 71. Схема роста ледяных жил, формируемых трещинами различных порядков, в зависимости от изменений градиента температуры. Схема строения системы жильных льдов и типичных форм выхода льда и вмещающей породы в обнажениях (по П. А. Шумскому и Б. И. Втюрину):

1 — лед; *2* — мерзлая порода

Исследование жил производится с помощью шурфов и расчисток в обнажениях. При детальном изучении систем мощных жил, залегающих глубоко от поверхности, при отсутствии естественных их обнажений, необходима проходка глубоких горных выработок и применение геофизических методов исследований.

Наиболее полноценный материал может быть получен при исследовании естественных обнажений. Формы ледяных и грунтовых жил в этом случае бывают весьма различны и определяются характером поверхности обнажения, ее ориентировкой по отношению к элементам полигональной системы. Здесь возможны случаи, когда в обнажении видны отдельные вертикальные жилы (рис. 71) или «стены» льда. При протаивании «стен» на их вогнутой поверхности появляются «окна» породы, вмещающей жилы. Строение наиболее древних жил льда может осложняться различными вторичными процессами и образованиями.

При определении генезиса подземных льдов и грунтовых жил особое внимание должно уделяться исследованию структуры льда ледяных жил и особенностей состава и строения грунтовых жил.

Изучение криогенного строения и сложения вмещающих пород и следов древних криогенных процессов во всех случаях обязательно. Наряду с выявлением характера слоистости и деформации слоев, состава, структуры и текстуры вмещающих пород, особое внимание уделяется изучению фациальных условий формирования как ледяных, так и грунтовых жил. Эти исследования позволяют вскрыть генезис ледяных и грунтовых жил, генезис многолетнемерзлых толщ и те условия, в которых они формировались.

в) Трещинно-полигональный рельеф

В результате многолетнего систематического морозного растрескивания поверхность почвы расчленяется на сеть полигонов с числом углов, варьирующим от 3 до 6 в зависимости от различных природных условий.

Трещинные полигоны, свойственные сезонноталому слою, имеют диаметр 1,5—3 *м* и более. Ледяные жилки таких полигонов вытаивают в течение лета. На стенках трещин остаются лишь включения, которые находились в замерзавшей воде или сплывшие сверху. На месте сезонных ледяных жил могут возникать грунтовые («земляные») жилы. Ежегодное вытаивание льда приводит к тому, что внутри грунтовой жилы (ядра полигона) не накапливаются напряжения, поэтому по краям трещин грунтовые валики не образуются. Эти валики характерны для трещин, распространяющихся в многолетнемерзлые породы, в которых развиваются ледяные жилы. В ядрах полигонов в пределах слоя сезонного протаивания породы обычно имеют небольшую льдистость.

Трещинно-полигональный микрорельеф районов глубокого сезонного промерзания почвы не играет существенной роли. Большое значение этот рельеф имеет только в области многолетнемерзлых пород.

Трещинно-полигональные образования создают специфический, весьма широко распространенный рельеф, являющийся характерной чертой ландшафта субарктики и более южных районов.

В научной литературе трещинно-полигональный рельеф называют поразному. В основу названий положены разные признаки: морфологические («тетрагональный», «ортогональный», «гексагональный», «шахматный», «блочный» и другой микрорельеф), почвенно-ботанические («полигональные грунты», «полигональные почвы», «полигональные торфяники», «полигональные болота» и т. п.), геологические («текстурные грунты») или географические («таймырские полигоны») и т. д.

Преимущество термина «трещинно-полигональный рельеф» перед перечисленными состоит в том, что в его основу положен генетический принцип классификации. Трещинно-полигональный рельеф изучен достаточно хорошо. В настоящее время можно выделить несколько стадий его развития: 1) возникновение и рост ледяных жил; 2) планация поверхности и консервация ледяных жил; 3) вытаивание ледяных жил и разрушение полигонов; 4) остаточный трещинно-полигональный рельеф.

Жильный лед в полигональных системах трещин может быть: а) современный (на пойме, террасах, водоразделах, склонах, днищах обсохших озер и т. д.); б) реликтовый — ископаемый, соответствующий возрасту вмещающих пород (на террасах, водоразделах и т. д.).

В стадии роста ледяных жил происходит увеличение их высоты, ширины по верху, уплотнение минеральных ядер полигонов, частичное выжимание грунта кверху и образование на поверхности, вдоль морозобойных трещин, грунтовых валиков. Таким образом, для стадии роста ледяных жил харак-

терно наличие валиков, расположенных по обеим сторонам трещины. Рельеф этой стадии развития следует назвать *трещинно-полигонально-валиковым*.

В стадии планации поверхности и консервации ледяных жил валики разрушаются и поверхность рельефа не отражает наличия ледяных жил на глубине. Участки с полигонами этой стадии развития распространены очень широко и особенно дэлжны привлекать внимание изыскателей и проектировщиков при выборе строительных площадок. Для разведки таких участков следует применять шурфование и электроразведку, так как бурение не дает истинной картины. Большую помощь оказывают аэроснимки крупных масштабов (крупнее 1 : 25 000). Рельеф этой стадии не имеет полигональной поверхности и может быть назван плоским, выровненным.

Для стадии разрушения полигонов характерно вытаивание ледяных жил. На смену процессу морозобойного трещинообразования и формирования ледяных жил приходит процесс вытаивания льда — термокарст. Рельеф в эту стадию развития следует назвать *трещинно-полигонально-термокарстовым*.

В стадии остаточного развития трещинно-полигонального рельефа жильный лед вытаивает. При определенных условиях он полностью или частично замещается грунтом. Трещины, оконтуривающие полигоны, заплывают. Поверхность характеризуется полигональной увалистостью, возникает так называемый полигональный *западинно-бугристый или трещинно-полигональный остаточный рельеф*.

В тундровых районах, где общая льдистость пород велика, а ледяные жилы имеют большие размеры, полигональный рельеф превращается в полигонально-термокарстовый, в озерно-полигональный. Значительная часть озер тундровой зоны и более южных районов имеет именно такое происхождение.

Преобразование полигонального рельефа происходит под преимущественным воздействием процесса термокарста, а также эрозии и солифлюкции. Общие черты полигонального рельефа сохраняются подчас и при полном протаивании льдистых пород.

В зависимости от состава вмещающих пород и их влажности (льдистости) образование остаточных форм полигонального рельефа может пойти двумя путями. При протаивании пылеватых слабо льдистых грунтов вода, образующаяся от таяния ледяных жил, исчезает, не разрушая стенок полости. Происходит либо постепенное замещение ледяной жилы вмещающей породой сверху и с боков, либо на месте вытаявшей жилы сохраняется пустота. В первом случае образуются псевдоморфозы по ледяным жилам, во втором — земляные жилы с пустотами.

В сильно льдистых пылеватых грунтах при таянии полигональный рельеф разрушается полностью. Следы полигонального строения сохраняются и переходят в ископаемое состояние.

При протаивании полигональных торфяников происходит понижение и вторичное заболачивание поверхности; в рельефе на некоторое время сохраняются ядра крупных полигонов, носящие название останцовых бугров, а торфяники носят название бугристых, полигонально-бугристых. Такие торфяники типичны для областей океанического климата (север Европейской части Союза, Западная Сибирь, отчасти Средняя Сибирь, крайний северо-восток и восток Сибири).

Наиболее характерные формы трещинно-полигонального рельефа и процесс их развития и разрушения рассматриваются ниже.

Развитие форм рельефа

Плоские безваликовые полигоны (табл. 33, форма I). Стадию развития ледяных жил можно разделить на начальную и зрелую подстадии. Плоские безваликовые полигоны соответствуют начальной подстадии развития ледя-

Таблица 33

Генетический ряд форм трещинно-полигонального рельефа

Вид рельефа	Этап формирования рельефа		Форма полигонов
	стадия	подстадия	
Плоский	Развития	Начальная	I. Плоские безваликовые
Валиковый	»	Зрелая	II. Вогнутые валиковые, с болотцами в центре
Выровненный	Планации поверхности и консервации ледяных жил		III. Плоские, со снивелировавшимися валиками и заросшими болотцами, бесполигональная поверхность
Термокарстовый	Разрушения	Начальная	IV. Плоские безваликовые, с узкими бороздами протаивания
			V. Валиковые, с бороздами протаивания между валиками
			VI. Выпуклые безваликовые, округлой формы, с широкими, но не глубокими бороздами протаивания
»	»	Зрелая	VII. Выпуклые безваликовые, с глубокими бороздами протаивания
			VIII. Останцы разрушающихся полигонов конусообразной формы, с широкими и глубокими бороздами протаивания (байджарахи)
Остаточный	Остаточная. Полное вытаивание ледяных жил		IX. Выпуклые, часто округлой формы, с псевдоморфозами или пустотами по ледяным жилам
»	То же		X. Слабовыпуклые, округлой или вытянутой формы, среди заболоченных пространств (остаточно-полигональные болота)

ных жил, когда ширина их еще невелика (обычно не более 20 *см*), а грунт в ядре полигонов не достиг предельного уплотнения — бокового сжатия. Выжимания грунта вверх, вдоль боковых контактов жил, не происходит.

В условиях эпигенетического роста ледяных жил, когда нет одновременного накопления отложений сверху, продолжительность начальной подстадии невелика. Она исчисляется, по-видимому, несколькими десятками лет.

В долинах рек севера Сибири плоские безваликовые полигоны приурочены к пойме, причем в нижнем течении крупных рек они свойственны промежуточному уровню — между низкой, ежегодно заливаемой, и высокой, редко заливаемой поймами. Чем суровее климатические условия, тем моложе аллювиальные отложения, в которых начинается формирование ледяных жил и образование трещинно-полигонального рельефа. Изучение древних ледяных жил на р. Яне показало, что в эпоху последнего верхнеплейстоценового похолодания ледяные жилы возникали в условиях низкой поймы и даже в прирусловых песках.

Плоские безваликовые полигоны на поверхности выражены в виде решетки мелких канавок с открытыми, а чаще сомкнувшимися трещинами. В этой подстадии трещинно-полигональный рельеф плоский.

Вогнутые валиковые полигоны, с болотцами в центре соответствуют зрелой подстадии развития ледяных жил (табл. 33, форма II). Грунт в ядре полигона максимально уплотнен. Для этой стадии характерно выжимание грунта кверху и образование парных валиков. Вблизи контактов с ледяными жилами мерзлый грунт сминается в складки. Скорость образования

и размеры валиков зависят главным образом от пластических свойств грунта и типа ледяных жил. При эпигенетическом типе жил валики выше, скорость образования их больше, чем при сингенетическом типе. В малопластичных грунтах выдавливание грунта по контактам жил не наблюдается.

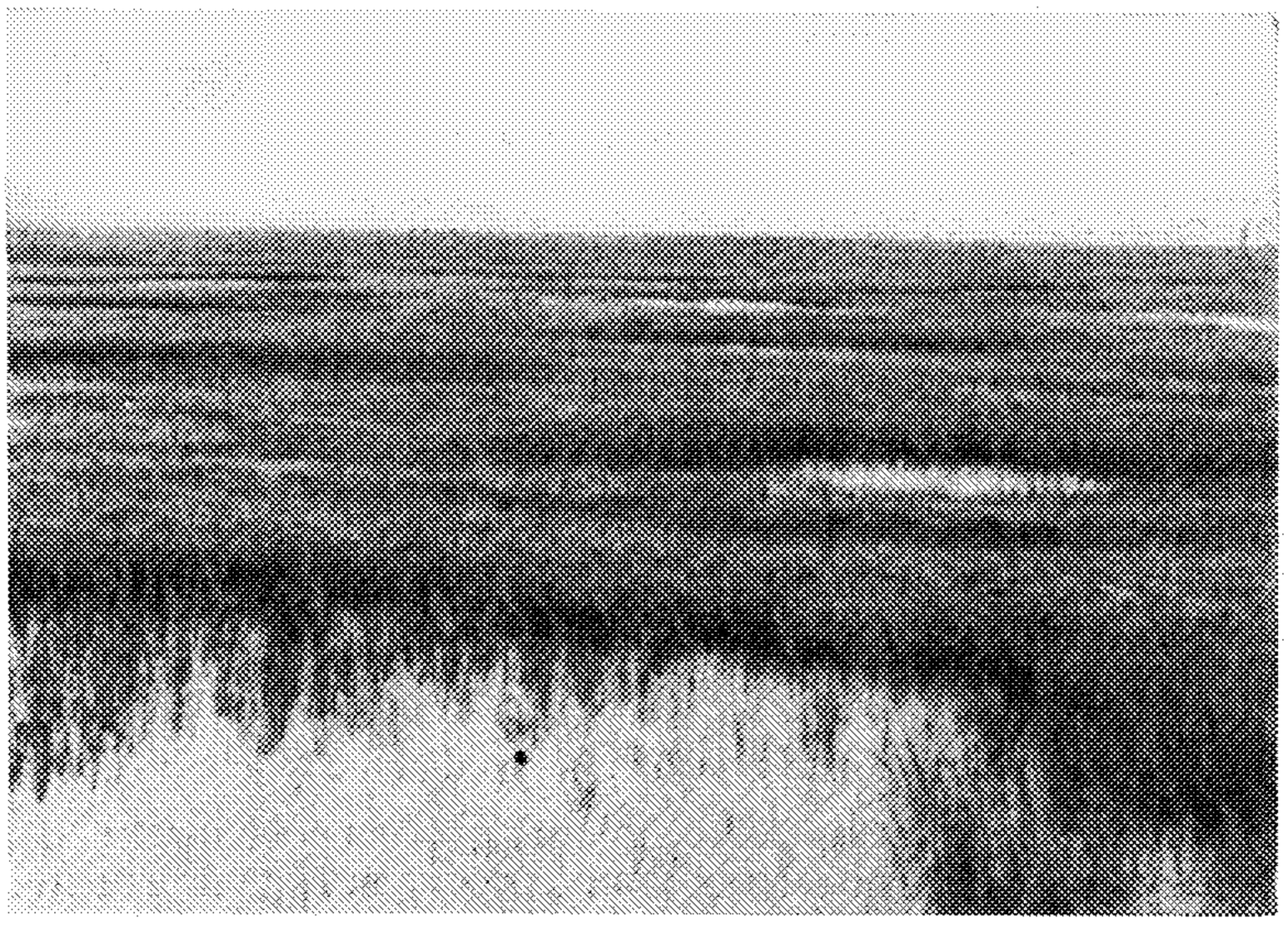


Рис. 72. Вогнутые валиковые полигоны с озерками в центре

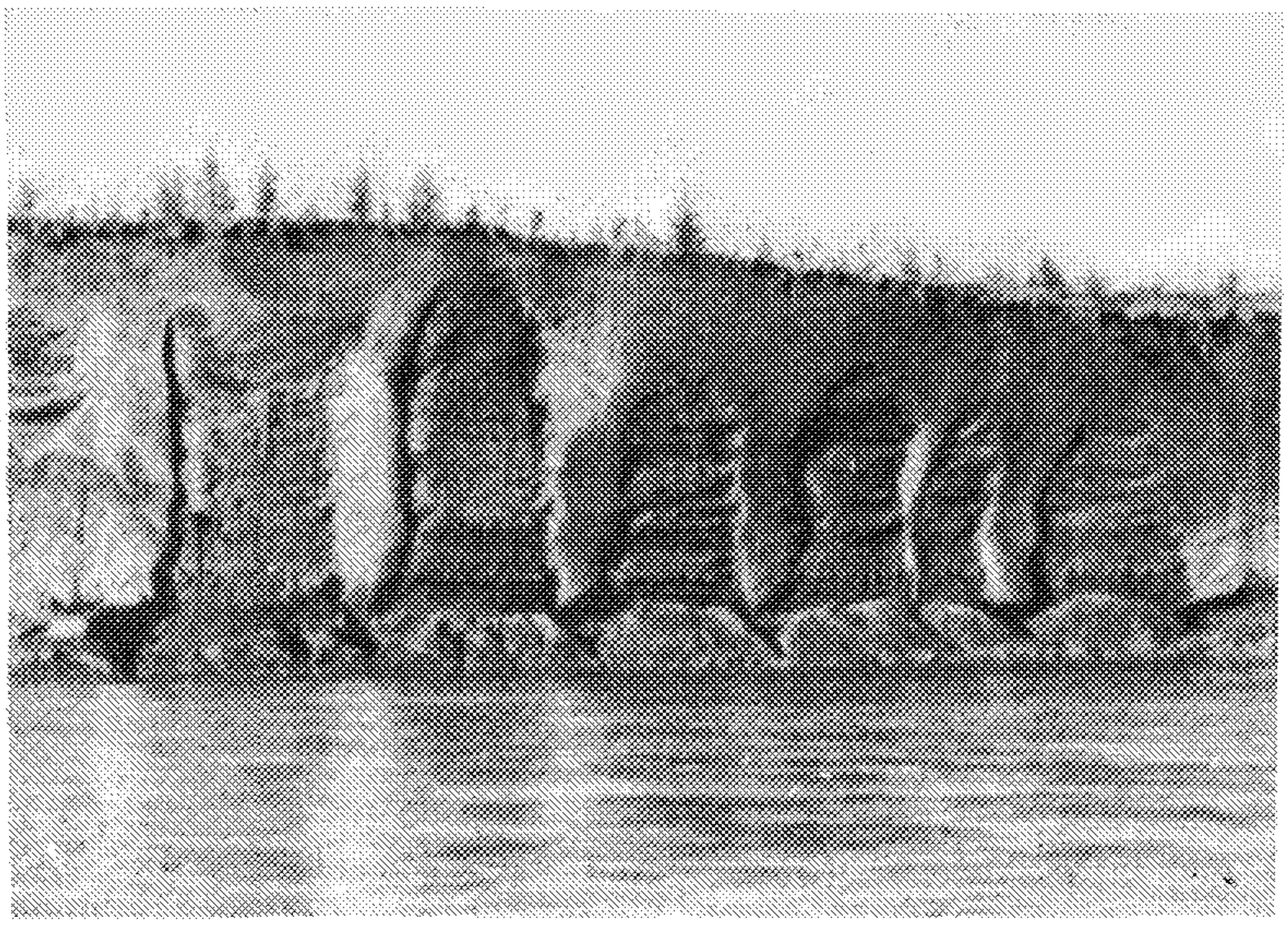


Рис. 73. Решетка законсервированных мощных сингенетических ледяных жил при выровненной (скрыто-полигональной) поверхности. Вторая надпойменная терраса. Высота обрыва 30—35 м

Образование валиков оказывает влияние на обводнение полигонов, на характер растительности и состав отложений, накапливающихся в понижениях полигонов. Вследствие этого фациальный состав обводненных валиковых и необводненных безваликовых полигонов в пределах поймы начинает существенно различаться. В центре полигонов образуются болотца или

озерки, в которых развивается болотная растительность. Эти озерки и болотца не связаны с термокарстом. В условиях последовательного накопления осадков болотная почва переходит в ископаемое состояние и при вскрытии обычно описывается как погребенный заторфованный горизонт.

При интенсивном сингенетическом росте ледяных жил и накоплении осадков на пойме ядра полигонов превращаются в блоки грунта, высота которых значительно превосходит ширину.

Вогнутые валиковые полигоны с болотцами и озерками или без них — наиболее типичная форма развивающегося трещинно-полигонального рельефа (рис. 72). Этот рельеф встречается на поймах и террасах северных сибирских рек, на аккумулятивных равнинах. Рельеф местности трещинно-полигональный, валиковый.

Плоские полигоны со снивелировавшимися валиками и заросшими болотцами. Эта форма типична для стадии планации поверхности и консервации ледяных жил (рис. 73, табл. 33, форма III). Полигональные поверхности с законсервированным жильным льдом имеют очень широкое распространение на террасах и аккумулятивных равнинах севера Сибири и в Центральной Якутии. Рельеф трещинно-полигональный, плоский, выровненный.

Разрушение форм рельефа

Процесс разрушения полигонов происходит в результате нарушения термического режима грунтов. Рост жил льда прекращается и происходит их вытаивание. Прекращение роста жил льда может быть вызвано, например, переходом поймы в террасу. В связи с изменением условий охлаждения грунтов компенсация уплотнения грунта ядра полигона не происходит, и это препятствует возникновению морозобойных трещин и пр.[1]

К числу наиболее общих причин нарушения термического режима грунтов, сказывающегося на значительной территории, относится потепление климата, которое приводит к повышению температуры пород, к увеличению глубины сезонного протаивания, развитию процесса термокарста на всех элементах рельефа. К частным причинам относятся: воздействие поверхностных вод рек и озер, понижение местного базиса эрозии, расчленение, дренаж и иссушение поверхности, лесные пожары, ветровалы и т. д.

К искусственным причинам изменения термического режима мерзлых горных пород относятся изменения условий теплообмена, которые создает человек своей хозяйственной деятельностью (вырубка леса, распашка почвы, большие искусственные выемки, сброс сточных вод предприятиями, прокладка дорог и т. п.).

Основное отличие развивающейся трещинно-полигональной системы полигонов от разрушающейся состоит в том, что полигон из вогнутого постепенно становится выпуклым.

Стадию разрушения полигонов, как и стадию их развития, можно разделить на две подстадии — начальную и зрелую. Принципиальное различие между ними состоит в том, что в начальной подстадии разрушение валиков может прекратиться и рост жил возобновиться. В зрелой подстадии разрушение заходит так далеко, что первоначальные условия коренным образом изменяются и возобновление роста жил становится невозможным

В начальной подстадии разрушения можно выделить три наиболее характерные формы.

Плоские безваликовые полигоны с узкими бороздами протаивания (табл. 33, форма IV) возникают на месте валиковых полигонов за счет разрушения ва-

---

[1] Это положение автора применимо только к формированию сингенетических жил льда. (*Прим. ред.*)

ликов вскоре после их формирования. Борозды протаивания имеют небольшие размеры, так как вытаивающие жилы малы и протаивание происходит на небольшую глубину. В связи с тем, что эти полигоны встречаются преимущественно на заливаемой пойме реки, продолжительность их существования невелика. В последующем борозды либо заполняются наносами, либо размываются текучими водами. В первом случае видимый полигональный рельеф вуалируется, во втором проявляется еще более резко. Рельеф трещинно-полигональный, термокарстовый.

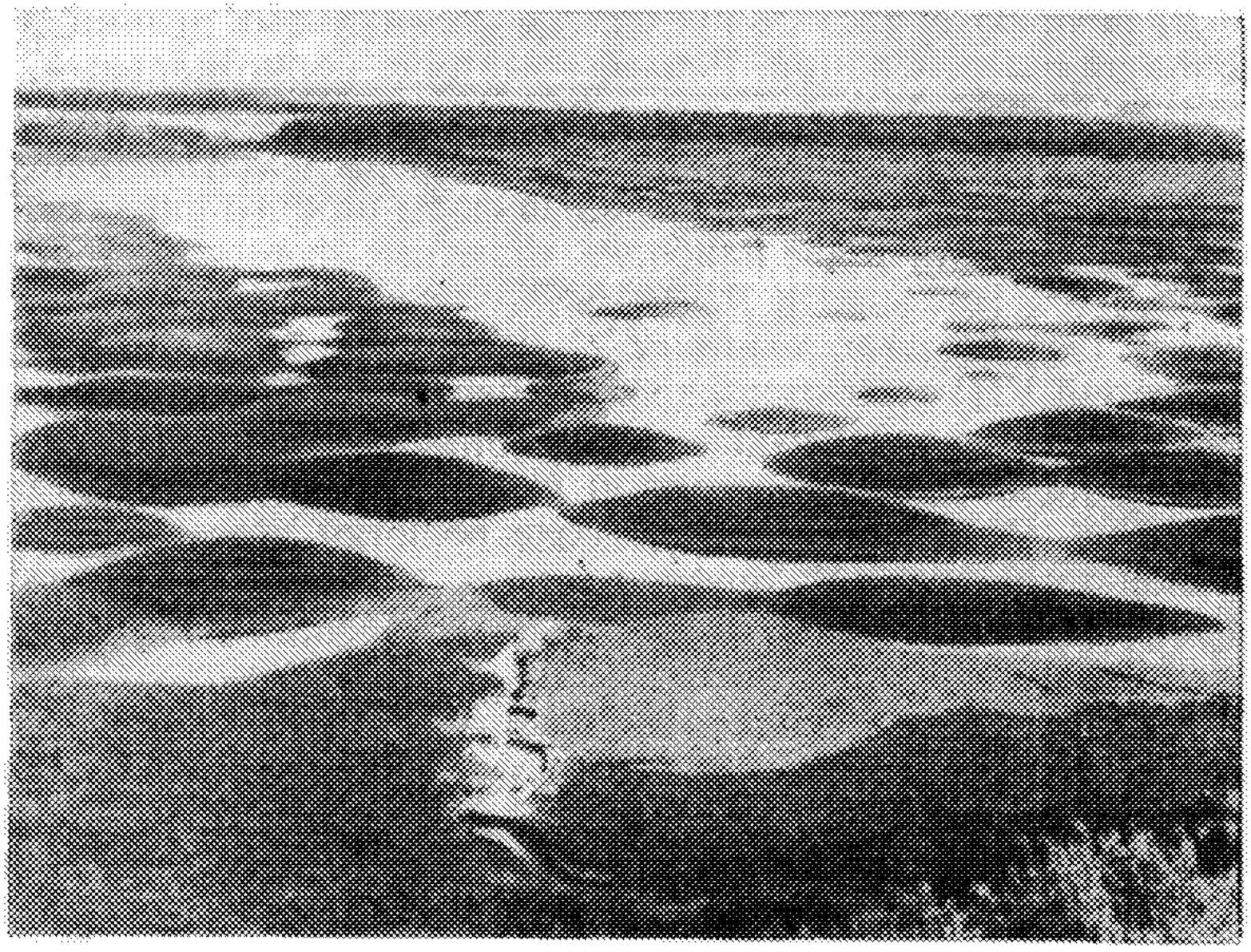


Рис. 74. Выпуклые безваликовые полигоны — «проявление» скрытополигонального рельефа. Пойма реки

Валиковые полигоны с бороздами протаивания между валиками (табл. 33, форма V) образуются при разрушении полигонов, но при растущих жилах льда. Они типичны для зрелой их стадии, обычно свойственны дренируемым поверхностям. Вытаивание жил льда ведет к углублению межваликовых понижений. Скапливающаяся в углублениях вода способствует еще большему таянию жил. Болотца в центре полигонов в этом случае осушаются; полигон из вогнутого постепенно становится выпуклым. Такой рельеф наблюдается в долинах всех северных рек Сибири, где происходит рост ледяных жил. Рельеф трещинно-полигональный, термокарстовый.

Выпуклые безваликовые полигоны с широкими неглубокими бороздами протаивания (табл. 33, форма VI) образуются при частичном таянии ледяных жил, находящихся в стадии консервации. Формирование таких полигонов является по существу процессом «проявления» на поверхности мест залегания ледяных жил. Образующиеся формы полигонов в плане, как правило, не являются полигонами в полном смысле слова. Это преимущественно округлые, караваеобразные бугры, разделенные широкими понижениями (рис. 74). Размер их находится в прямой зависимости от глубины протаивания, ширины вытаивающих жил, состава пород, вмещающих лед, и мощности слоя грунта, перекрывающего ледяные жилы.

Выпуклые безваликовые полигоны, выражающие начальную стадию более крупных образований—термокарстовых котловин оседания (аласов), чрезвычайно широко распространены в Центральной Якутии Такой

участок очень быстро приобретает трещинно-полигональный термокарстовый рельеф. Происходит общее оседание поверхности участка за счет вытаивания ледяных жил, ограничивающих полигоны, и льда, содержащегося в ядрах полигонов. Однако поверхность участка остается бугристой со следами полигональной системы еще сравнительно долгое время. В тех случаях, когда котловина превратилась в термокарстовое озеро, дно его нередко сохраняет полигональный микрорельеф под слоем воды.

Разрушающиеся полигоны обычно хорошо выражены на склонах южной экспозиции, на дне сухих аласов. Выпуклые безваликовые полигоны можно встретить на речных террасах в пределах аллювиальных равнин, делювиальных склонов на севере Сибири. Рельеф трещинно-полигональный, термокарстовый.

Дальнейшее разрушение описанных трех форм полигонально-термокарстового рельефа приводит к образованию форм второго порядка. Среди последних можно выделить две наиболее типичные формы зрелой подстадии разрушения.

Выпуклые безваликовые полигоны с глубокими бороздами протаивания (табл. 33, форма VII) являются одной из наиболее распространенных форм, характеризующих разрушающиеся полигоны. Жилы льда в этом случае частично или полностью вытаивают и глубина борозд, их форма и форма ядер полигонов зависят от правильности решетки жил, их размеров, состава и свойств грунта. В торфяниках временно сохраняются глубокие узкие борозды, соответствующие размерам вытаявших жил. Стенки борозд обычно отвесные. В пылеватых грунтах стенки оплывают сравнительно быстро, поэтому борозды имеют мягкие очертания и меньшую глубину. Еще более мягкие очертания и совсем небольшую глубину имеют борозды в тех случаях, когда породой, вмещающей жилы льда, является песок.

Форма таких полигонов меняется в плане: в торфяниках первоначальная форма сохраняется (в торфяниках трещины чаще всего сопрягаются под прямым углом и поэтому формируются тетрагоны), в пылеватых и песчаных грунтах полигоны остаются округлыми. Исследователю, работающему на севере СССР, начиная от Большеземельской тундры и кончая Чукоткой, очень часто приходится иметь дело с разрушающимися полигонами именно этой стадии развития. Наблюдаются они на поймах и террасах рек, делювиальных склонах и т. п. Рельеф трещинно-полигональный, термокарстовый.

Останцы разрушающихся полигонов (байджарахи; табл. 33, форма VIII). Под якутским названием «байджарах» понимают обычно конусообразные (пирамидальные) нагромождения грунта на крутых склонах термокарстовых котловин, термотеррас, на склонах берегов, подмываемых рекой, или на склонах оврагов. Эти конусы представляют собой грунтовые ядра полигонов. Образование их возможно только при очень быстром и глубоком вытаивании ледяных жил, окаймляющих полигоны. Размеры байджарахов зависят от густоты решетки ледяных жил, размеров жил, свойств грунта. Чем гуще решетка ледяных жил, тем глубже жилы проникают в грунт; чем плотнее грунт, тем ярче выражены байджарахи. Правильная конусообразная форма байджарахов сохраняется только в пылеватых грунтах (рис. 75). В заторфованных грунтах байджарахи имеют всегда форму неправильного конуса. Байджарахи широко развиты в местах распространения мощных сингенетических жильных льдов в северных районах Сибири, в Центральной Якутии. Рельеф термокарстовый.

Следует иметь в виду, что процесс разрушения полигонов не всегда проходит через стадию байджарахов. Если процесс вытаивания ледяных жил протекает на обширной и более или менее ровной поверхности, то образуются выпуклые безваликовые полигоны (см. рис. 74) или формируется плоский выровненный полигональный рельеф.

В процессе окончательного выравнивания трещинно-полигонального (западинно-бугристого) рельефа можно выделить две наиболее типичные его остаточные формы.

Выпуклые остаточные полигоны с псевдоморфозами или пустотами по ледяным жилам (табл. 33, форма IX). Такие полигоны наблюдаются в последней или остаточной стадии существования трещинно-полигонального рельефа. На поверхности они выражены слабо, обычно в виде едва заметных повышений округлой формы, разделенных широкими неглубокими понижениями. Наблюдаются они преимущественно в отложениях террас

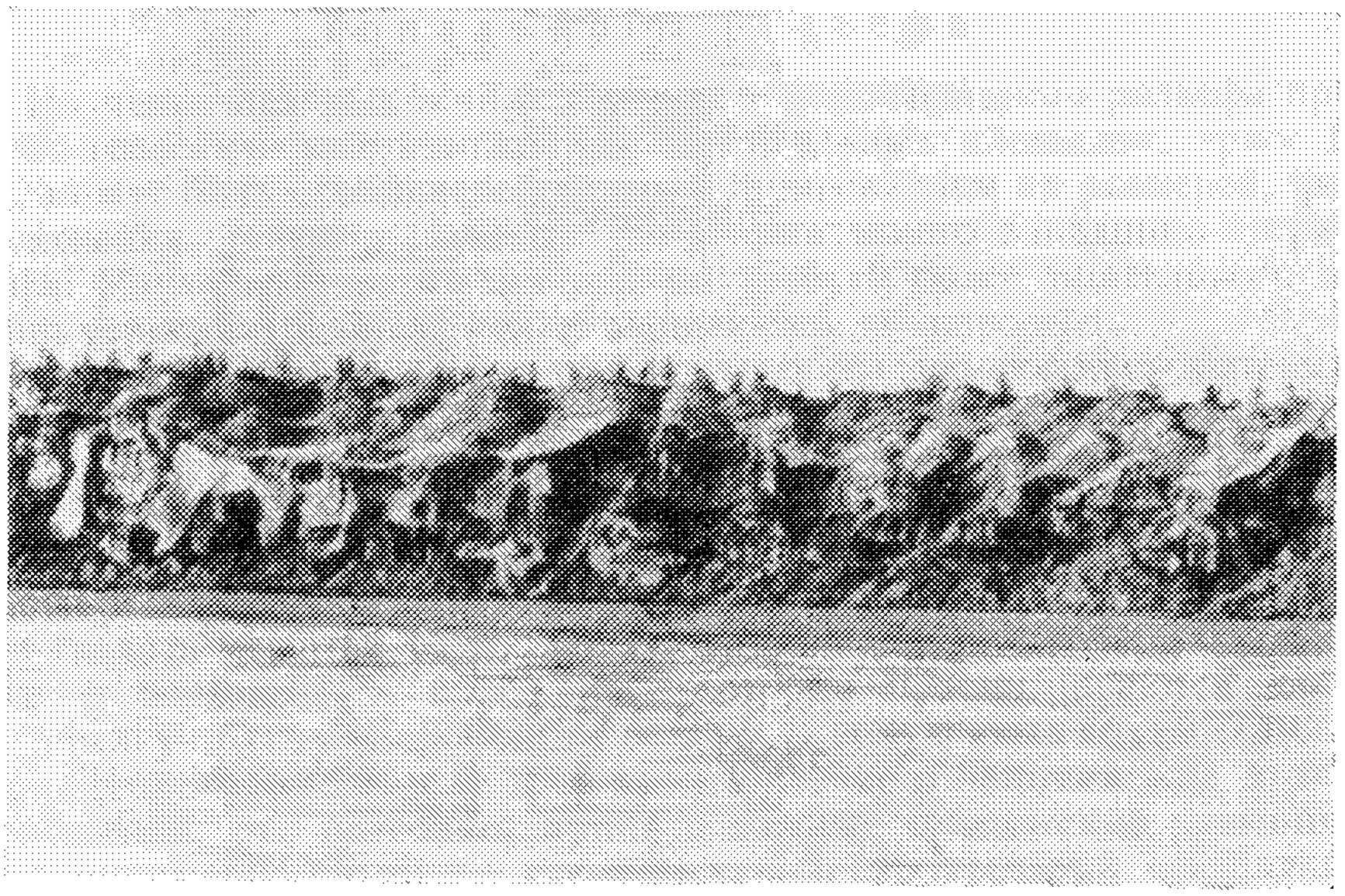


Рис. 75. Байджарахи. Склон 20-метровой террасы

плейстоценового возраста. Остаточно-полигональный рельеф имеет широкое распространение в пределах области плейстоценового похолодания на территории, расположенной вдоль современной границы области многолетнемерзлых горных пород на европейском Севере, в Сибири и на Дальнем Востоке.

Слабо выпуклые полигоны (остаточно-полигональные болота) представляют собой заболоченные пространства, в пределах которых относительно сухие пятна окружены извилистыми заболоченными полосами (табл. 33, форма X). Эти относительно сухие пятна представляют собой ядра бывших полигонов, а извилистые заболоченные полосы — межполигональные борозды. Остаточно-полигональные болота наблюдаются за пределами области современного распространения многолетнемерзлых пород — в Восточной Европе. Судя по описаниям С. Тролля (1944), «петлистые болота» и «пальзовые болота» Западной Европы являются остаточно-полигональными болотами и различаются между собой степенью сохранности.

Генетический ряд форм трещинно-полигонального рельефа включает 10 основных наиболее типичных форм (табл. 33, рис. 76). В зависимости от гранулометрического состава вмещающих ледяные жилы пород, степени льдистости, уклона поверхности и т. п. каждая из этих форм может иметь несколько морфологических разновидностей. Так, например, на крутых делювиально-солифлюкционных склонах морозобойные трещины следуют линиям наибольших уклонов и не образуют правильной полигональной

сети. Часто здесь можно увидеть не полигоны, а полосы, ограниченные по краям ледяными жилами. В зависимости от стадии развития в этом случае формируется ряд полос от плоских безваликовых и вогнутых валиковых (стадия роста жил) до выпуклых безваликовых полос с глубокими термоэрозионными оврагами (стадия разрушения жил).

На пологих склонах, поверхность которых находится в стадии планации и не отражает наличия ледяных жил, «проявление» полигонального

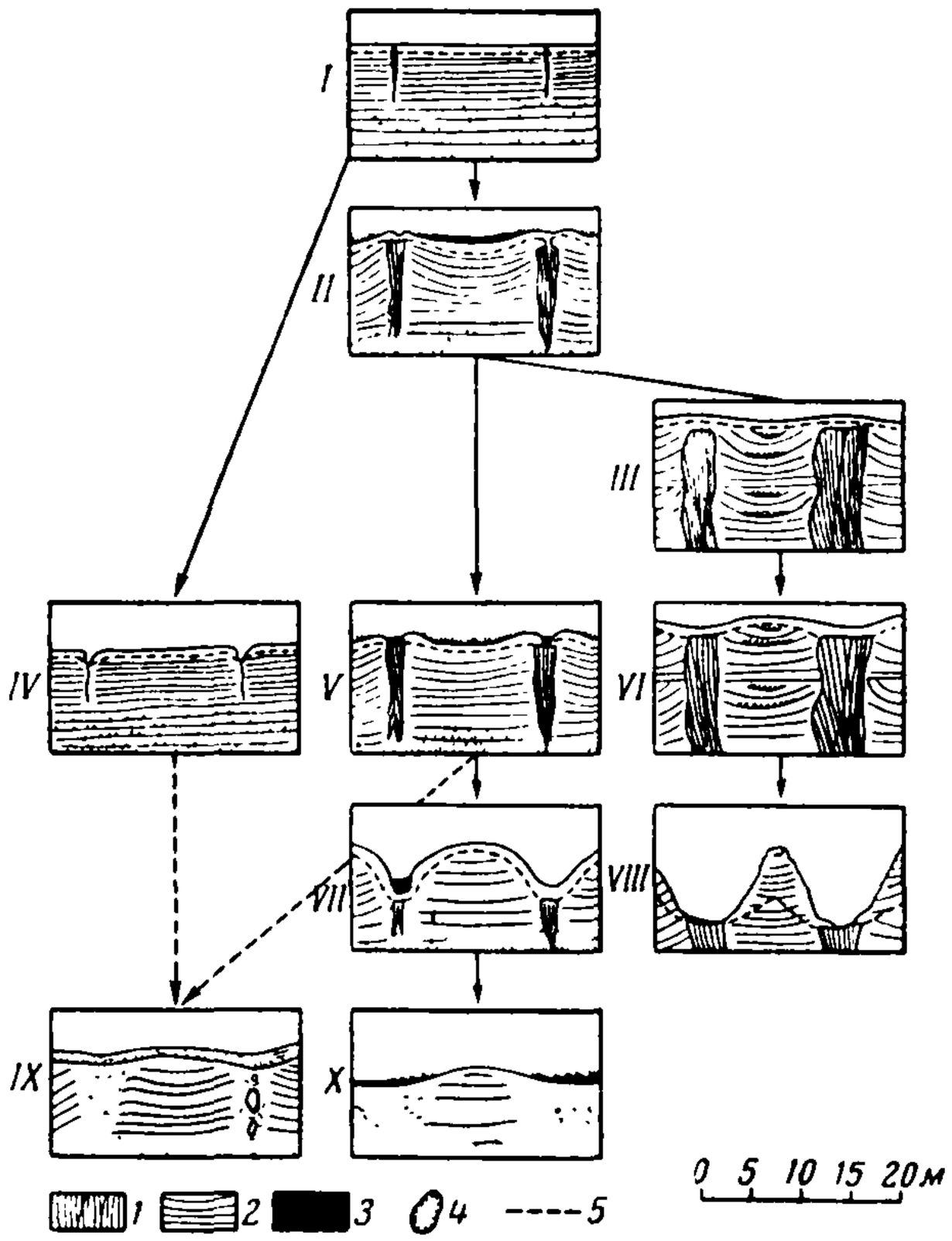


Рис. 76. Схема развития форм трещинно-полигонального рельефа (к табл. 33):

1 — слоистость в ледяных жилах; *2* — слоистость в ядрах полигонов; *3* — вода; *4* — пустоты в псевдоморфозах по ледяным жилам; *5* — верхняя поверхность многолетнемерзлых пород; I...X — номера формы полигонов, указанных в табл. 33

рельефа начинается с возникновения борозд над жилами, направление которых совпадает с линиями наибольших уклонов. От этих основных борозд начинают ответвляться боковые борозды первого, второго и т. д. порядков, в соответствии с решеткой ледяных жил. В плане возникает сеть ветвистых оврагов, столь характерных для некоторых районов, например полуостровов Гыдан и Ямал.

Географическое распространение трещинно-полигонального рельефа отражено на схематической карте распространения реликтовых и современных жильных льдов, составленной П. А. Шумским и Б. И. Втюриным. Южной границе современных жильных льдов соответствует граница распространения трещинно-полигонально-валикового рельефа, а южной гра-

нице распространения реликтовых жильных льдов — граница трещинно-полигонально-термокарстового рельефа (Шумский, 1955). На этой карте следовало бы провести и южную границу распространения вытаявших льдов, которая соответствовала бы южной границе трещинно-полигонального остаточного (западинно-бугристого) рельефа, но для этого пока накоплено слишком мало фактических данных. Можно предполагать, что она пойдет южнее современной границы области распространения мерзлых горных пород в Европейской части СССР и Западной Сибири и близ нее в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Указания по исследованию трещинно-полигонального рельефа

1. Изучение ледяных жил и трещинно-полигонального рельефа при инженерно-геологических изысканиях строительных площадок, трасс дорог и т. д. может быть ограничено точным фиксированием их размеров, формы, расположения, генезиса ледяных тел и остаточного западинно-бугристого рельефа. Изучение с научными целями требует более тщательного исследования строения ледяных тел и вмещающей их породы.

2. До выезда в поле необходимо изучить весь имеющийся материал по району исследований. Особенно тщательно следует ознакомиться с аэроснимками. Аэроснимки позволяют установить форму, размеры, а при достаточно крупном масштабе и стадию развития полигонов. На снимках масштаба 1 : 60 000 можно определить наличие участков трещинно-полигонального рельефа, но невозможно установить стадию его развития, это позволяет сделать масштаб 1 : 25 000. На снимках масштаба 1 : 5 000 заметны валики и борозды, их положение, которые просматриваются даже на залесенных участках. Перенесение сведений, полученных по снимкам, на инженерно-геологический план дает представление о наличии жил льда и их расположении. Это позволяет принять важные технические решения, упрощает инженерно-геологические изыскания строительной площадки или трассы.

3. Предварительное дешифрирование аэроснимков помогает наметить полевые маршруты, уточнить состав работы и целеустремленнее проводить полевые исследования. Геокриологическое дешифрирование снимков необходимо проводить одновременно с геоморфологическим дешифрированием. До выезда в поле необходимо установить, к каким элементам мезо- и макрорельефа приурочены полигоны, что важно для примерного определения высоты ледяных жил и их генезиса (типа, роста). Так, например, валиковые полигоны на дне обсыхающего озера свидетельствуют об эпигенетическом типе ледяных жил и, следовательно, небольшой их мощности по вертикали (до 5—8 *м*); валиковые полигоны на заливаемой пойме свидетельствуют о сингенетическом типе жил и значительно большей их высоте (10—12 *м*); байджарахи на крутых склонах высоких террас свидетельствуют о возможном наличии крупных сингенетических ледяных жил и т. д.

На основании изучения крупномасштабных карт и аэрофотоматериалов составляется предварительная геоморфологическая карта с нанесенным на ней трещинно-полигональным рельефом. Наряду с литературными данными такая карта дает возможность составить более полноценную программу полевых исследований.

4. Полевые работы желательно начинать с предварительного осмотра района с самолета. Аэровизуальные наблюдения позволяют проверить и уточнить представление о геоморфологии и криогенном рельефе района, создавшееся на основе предварительного изучения материалов. При облете территории следует обращать внимание на такие участки, которые в процессе камерального дешифрирования не были полностью поняты, или на

участки, которые в силу своего своеобразия представляют специальный интерес. При аэровизуальных наблюдениях могут быть выявлены такие детали рельефа, которые при первичном дешифрировании снимков оказались незамеченными. Необходимо выделить участки с наиболее типичными для района формами трещинно-полигонального рельефа и отметить естественные обнажения с жильным льдом. После облета уточняется план наземных маршрутов.

5. Основной этап полевых работ — наземные исследования. Их необходимо начинать с типичных опорных участков, намеченных при аэровизуальных наблюдениях. Выяснив геоморфологические особенности, состав и строение пород, закартировав такие участки, исследователь получает данные, опираясь на которые производит картирование трещинно-полигонального рельефа по всему интересующему его району.

6. При маршрутном изучении трещинно-полигонального рельефа целесообразно применять так называемый «точечный» метод описания, при котором исследователь ведет наблюдения непрерывные и описание их приурочивает к определенным точкам маршрута, точно нанесенным на карту. Рекомендуется вести единую нумерацию всех точек наблюдений независимо от того, описывается ли разрез или общая геоморфологическая обстановка.

По ходу маршрута исследователь делает геоморфологический и геологический анализы пройденных участков пути, наносит на топографическую карту контуры и границы основных геоморфологических элементов и участков с различными формами трещинно-полигонального рельефа.

7. При изучении трещинно-полигонального рельефа исследователь должен стремиться осветить следующие вопросы:

а) морфографию, т. е. внешнюю форму полигонов и их сочетаний. При описании трещинно-полигонально-валикового рельефа особое внимание уделяется положению морозобойных трещин и их сочленению. Учитывается, что тетрагональная система трещин свойственна исключительно однородным по составу грунтам;

б) морфометрию, т. е. размеры полигонов, валиков, борозд протаивания, их высоту, глубину, углы наклона поверхностей и т. д. Так как элементы полигонального рельефа имеют небольшие размеры, то для выполнения морфометрических наблюдений достаточно иметь горный компас, эклиметр, рулетку и складной метр. Данные измерений заносят в дневник в форме зарисовок, схем и профилей. При детальных и специальных исследованиях (например, при изысканиях под строительные площадки или при подготовке опытной площадки для стационарных наблюдений за динамикой и эволюцией некоторых форм трещинно-полигонального рельефа) применяется полуинструментальная или инструментальная съемка крупного масштаба. В маршрутах обычно применяется полуинструментальная съемка (с помощью буссоли Шмалькальдера и круга Вебера);

в) строение ледяных жил и вмещающей породы. (Методы исследования состава, строения и льдистости многолетнемерзлых толщ и подземных льдов изложены в третьей главе первой части настоящего руководства.)

8. Изучение жильных льдов следует начинать в естественных обнажениях, если они имеются в районе исследований. Изучение внешних особенностей ледяных жил и вмещающей породы сводится к следующему. Вначале устанавливают элементы залегания ледяных жил, а затем описывают их формы и размеры. В зависимости от того, как ледяная жила или сочетание ледяных жил секут обрыв или как они пересекаются шурфом, в стенках последних можно увидеть самые различные очертания выходов льда и грунта от правильных клиновидных тел при поперечном сечении ледяных жил до сплошной стенки льда при продольном их сечении.

Чтобы установить элементы залегания ледяной жилы, необходимо зачистить во льду горизонтальную площадку и с помощью горного компаса

замерить направление простирания вертикальной слоистости. Только после этого можно делать заключение об истинных размерах жилы и ее форме. Если это не удается сделать, в дневнике следует зарисовать не форму жилы, а форму ее выхода.

Размеры ледяных жил колеблются в широких пределах: ширина по верху варьирует от нескольких сантиметров в плоских безваликовых полигонах до 8—9 *м* в крупных сингенетических жилах древних террас рек севера Сибири; высота жил колеблется от 2—3 до 8 *м* в эпигенетических жилах и до 50—60 *м* и больше в сингенетических жилах, в соответствии с мощностью толщи рыхлых отложений одной стадии накопления, в которых они формируются.

При установлении генезиса (типа роста) ледяных жил могут быть использованы косвенные признаки. Для сингенетического типа ледяных жил характерны большая высота жилы (более 8—10 *м*), неправильная ее клиновидная форма (сужения и расширения в средней части, постепенное выклинивание кверху). Для эпигенетических жил характерны небольшая высота и правильная клиновидная форма.

Вертикальная слоистость ледяных жил (наличие большого количества тонких элементарных жилок) является самым точным диагностическим признаком жильного происхождения подземного льда. В эпигенетических жилах слои льда расположены веерообразно-вертикально в средине и параллельно боковым контактам — по краям. В этом случае каждый элементарный слой начинается от верхней поверхности жилы (рис. 77, *а*).

Центральная часть крупных эпигенетических жил часто имеет беспорядочную слоистость, с пересекающимися между собой слоями льда. Некоторые слои, начинаясь вверху в осевой части, выклиниваются внизу на боковом контакте, что связано с повторными процессами растрескивания.

В сингенетических ледяных жилах каждый слой (или группа слоев) начинается на более высоком уровне, чем предыдущий на величину мощности одного или нескольких слоев осадков. Наиболее убедительным доказательством сингенетичности жилы служит выход годовых слоев льда на боковой контакт жилы (рис. 77, *б*).

Глубина залегания голов растущих ледяных жил равна глубине максимального протаивания за некоторый период времени. У законсервированных (реликтовых) жил она больше, жилы могут начинаться значительно ниже поверхности протаивания или залегать на 10—20 *м* от современной поверхности почвы.

9. Для предсказания последствий разрушения трещинно-полигонального рельефа необходимо изучить состав и строение вмещающих пород. Генезис и основные текстурные особенности вмещающих пород исследуются в соответствии с известными методами полевого изучения рыхлых отложений, а особенности криогенного строения мерзлой толщи рассматриваются в настоящем руководстве. Изучение криогенных текстур мерзлой толщи в пределах полигонов позволяет установить особенности промерзания и льдообразования, а также может служить методом исследования палеогеографии четвертичного периода.

10. Если в исследуемом районе естественных разрезов мало или они отсутствуют, то прибегают к шурфованию и бурению. При изучении жильного льда в шурфах и с помощью буровых скважин диагностика происхождения льда складывается из анализа формы, размера ледяных тел и особенностей структуры и текстуры льда.

При ручном бурении (с обязательной выемкой керна) удается сравнительно правильно судить о текстуре ледяной жилы. По наличию во льду минеральных примесей в виде вертикальных или крутопадающих прослоек нетрудно установить его жильное происхождение.

При выяснении высоты ледяной жилы с помощью буровых скважин следует помнить, что осевые части жил обычно находятся под бороздкой с трещиной, между валиками или под наиболее пониженной частью борозды протаивания. Для изучения строения грунта в пределах ядра полигона скважины задаются в центре болотца — в вогнутых валиковых полигонах и на вершине бугра — в выпуклых безваликовых полигонах. В стадии планации поверхности и консервации ледяных жил применять бурение для установления характера распространения ледяных тел и их формы не следует, так как может быть получено неправильное представление. В таких случаях следует применять только шурфование.

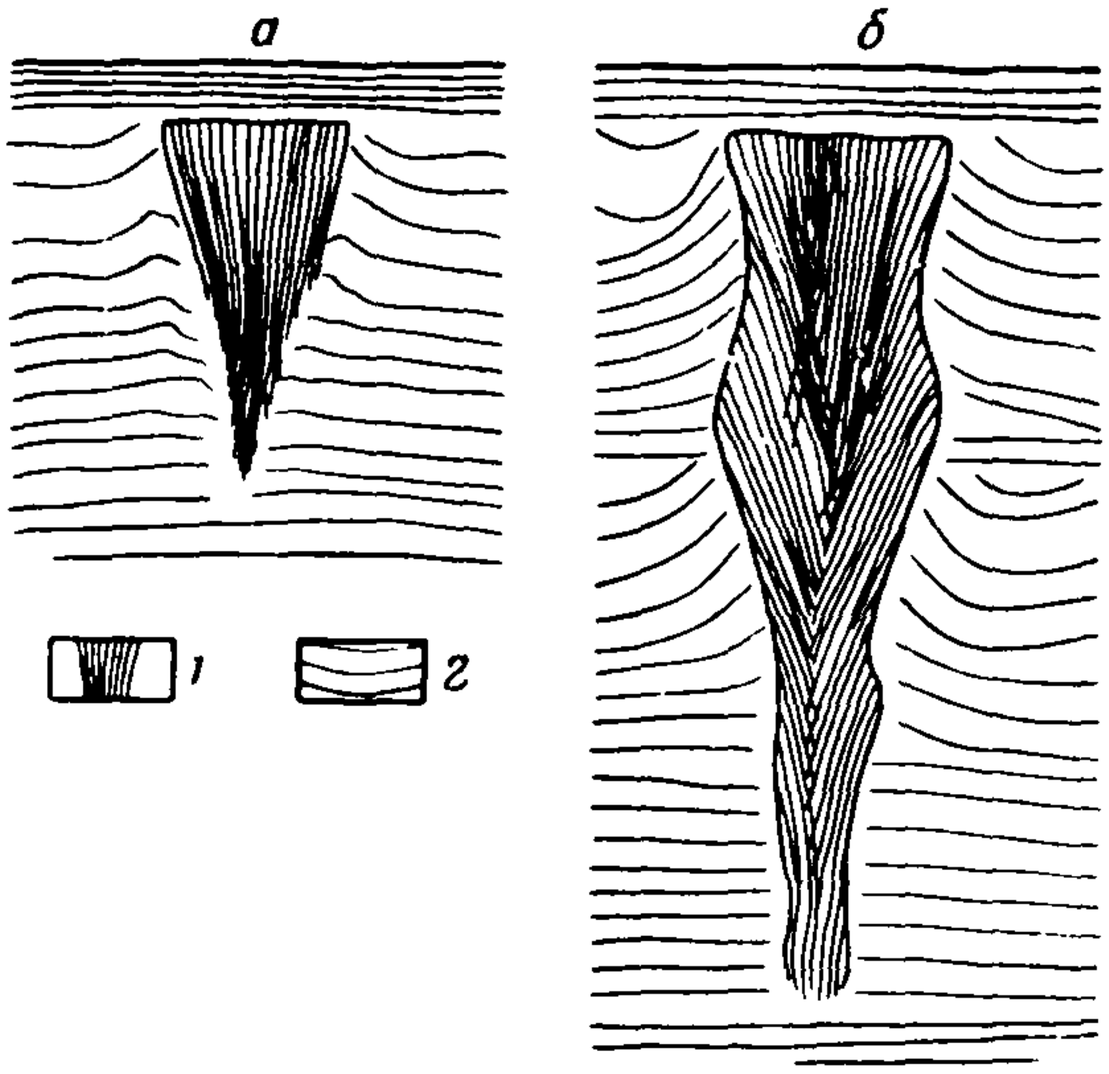


Рис. 77. Схема строения эпигенетических (*а*) и сингенетических (*б*) ледяных жил:

1 — слоистость в жиле; 2 — слоистость в ядре полигона

11. Менее точным, но все же приемлемым методом выяснения наличия законсервированных ледяных жил в толще мерзлых пород с ровной поверхностью являются геофизический метод электроразведки постоянным током или метод сопротивлений. Среди других геофизических методов заслуживает внимания ультразвуковой, подлежащий разработке.

12. Для полевых работ, помимо обычного снаряжения, исследователь должен иметь поляроиды на стекле (лучше в оправе), измерительные лупы, пилки для выпиливания шлифов из льда, металлическую пластинку для шлифования. Методы изготовления шлифов из льда и из мерзлого грунта, порядок описания шлифов, методы работы с поляроидами и поляризационным микроскопом были рассмотрены выше.

13. В процессе полевого периода исследователь составляет дневники и журналы с описаниями обследованных объектов; карту распространения трещинно-полигонального рельефа; журнал нивелировок и замеров по профилям; стратиграфические колонки геологических разрезов; графики геоморфологических профилей.

14. Стационарные наблюдения над трещинно-полигональным рельефом производятся с целью выяснения скорости разрушения или роста трещинных полигонов и определения напряжения при трещинообразовании. Для этих целей выбирают наиболее характерные участки с полигональным рельефом, на которых проводят детальную крупномасштабную инструментальную съемку.

Для выяснения скорости роста жил в ширину, частоты растрескивания и механизма заполнения трещин на участке полигонально-валикового рельефа перпендикулярно простиранию жилы осенью закладывается шурф, в котором и проводятся наблюдения за моментом возникновения морозобойной трещины, ее поведением в течение зимнего и весеннего времени и механизмом заполнения водой. Эти наблюдения дожны вестись параллельно с наблюдениями за температурой грунта и воздуха.

15. В результате обработки и обобщения полевых наблюдений составляют отчет и карту распространения различных видов трещинно-полигонального рельефа. Карта должна отражать: а) морфографию трещинно-полигонального рельефа; б) стадии развития трещинно-полигонального рельефа и в) тип формирования ледяных жил (эпигенетический или синге-нетический). В соответствии со стадиями развития трещинно-полигонального рельефа на карте выделяют следующие его виды: а) плоский; б) валиковый; в) выровненный; г) термокарстовый; д) остаточный. При составлении карты используют рекомендованные выше условные обозначения.

16. Необходимым дополнением к карте являются геологические профили, которые должны показывать соотношение различных форм трещинно-полигонального рельефа с мезорельефом и с геологическим строением рыхлых отложений.

Геоморфологические профили строятся по определенным линиям, отмечаемым на карте Профиль выбирается с таким расчетом, чтобы было пересечено возможно большее число разновозрастных и различных по форме трещинно-полигональных образований. Необходимо, чтобы генетические соотношения форм рельефа с геологическим строением были показаны возможно отчетливее. Как правило, в одном профиле не удается осветить все многообразие форм полигонального рельефа. Обычно составляют серию профилей по разных направлениям и для разных частей района.

В связи с тем, что амплитуды высот полигонального микрорельефа невелики, особенно полигонально-валикового, геоморфологические профили вычерчивают с преувеличением вертикального масштаба в несколько раз.

Чтобы нагляднее иллюстрировать соотношение внешней формы и геологического строения того или иного полигона, строится блок-диаграмма. Однако построение ее требует большой затраты времени и некоторых навыков. Построение блок-диаграммы целесообразно для окончательных отчетов.

После того, как будут проведены все необходимые анализы образцов пород, вмещающих ледяные жилы (гранулометрический, спорово-пыльцевой и др.), составляется описание собранного фактического материала и пишется основной отчет.

Некоторые особенности исследования западинно-бугристого рельефа в строительных целях

Западинно-бугристый [1] (остаточно-полигональный) рельеф, характеризующийся чередованием вытянутых и почти округлых западин с караваевидными буграми (рис. 78), широко распространен на обширных территориях Европейской части Союза, Западной и Средней Сибири, Забайкалья и Дальнего Востока, в пределах и за пределами области многолетнемерзлых пород. Большинство исследователей отмечает, что он приурочен в основном к районам распространения лёссовидных пород.

[1] Западинно-бугристый рельеф до сих пор не отождествлялся с остаточно-полигональным рельефом, поэтому в данном разделе нами особо выделены краткое описание западинно-бугристого рельефа, история взглядов на его генезис и особенности исследования его в строительных целях.

Для объяснения происхождения западинно-бугристого рельефа были выдвинуты многочисленные гипотезы, по-разному трактующие природу рассматриваемых образований. В настоящее время наиболее обоснована и подтверждена большим фактическим материалом термокарстовая теория образования западинно-бугристого рельефа. Его рассматривают как результат вытаивания подземных повторно-жильных льдов. В пределах участков западинно-бугристого рельефа на некоторой глубине от поверхности под понижениями, соответствующими прежним местам залегания ледяных жил, в настоящее время обнаруживаются псевдоморфозы — реликтовые земляные жилы, имеющие в плане вид полигональной решетки.



Рис. 78. Западинно-бугристый рельеф поверхности 30—40-метровой террасы р. Бирюсы в районе г. Тайшета

При вытаивании трещинно-жильных льдов в местах скрещивания ледяных жил на поверхности возникали воронкообразные западины, а над самими жилами, ограничивающими полигоны, образовывались вытянутые ложбинки; земляные блоки-полигоны между ними приобрели форму пологовыпуклых бугров. Процессы сноса и обрушения постепенно придали поверхности более плавные очертания. В связи с вытаиванием жильных льдов в районах их современного распространения происходит медленное расширение зоны западинно-бугристых форм рельефа.

Формирование западинно-бугристого рельефа и псевдоморфоз по жилам льда в различных климатических и фациальных условиях протекало неодинаково. Это определило его некоторую неоднородность.

Так, в лесной зоне и на залесенных территориях лесостепной зоны юга Восточной Сибири, в условиях повышенной влажности горных пород, протаивание трещинно-жильных льдов сопровождалось заплыванием образующихся при этом полостей, поэтому пустоты в грунтовых жилах встречаются редко. Западины и бугры выражены здесь резко, превышение вершин бугров над центрами западин достигает 2—2,5 *м* и более. Переувлажнение пород, залегающих под западинами, и заболачивание их поверхности обусловливают пониженную несущую способность грунтов по сравнению с породами, залегающими под буграми.

Для зон лесостепи и степи одной из наиболее характерных особенностей не только в настоящее время, но и в прошлом является малая влажность пород. Это оказало решающее влияние на условия формирования псевдоморфоз и развитие западинно-бугристого рельефа в этих зонах.

Быстрое испарение воды, образовавшейся при вытаивании ледяных жил, и лишь временное переувлажнение пород в неширокой приконтактной зоне со льдом благоприятствовали частичному сохранению воздушных полостей или их заполнению в основном за счет обрушения пород кровли жил и их боковых стенок.

Сплывание, по-видимому, было ограниченным.

Из-за неравномерной просадки кровли над вытаявшими ледяными жилами и неодинакового выполнения оставшихся на их месте воздушных полостей псевдоморфозы по жилам льда в плоскости своего простирания имеют различное строение: участки, нацело выполненные породой, чередуются с участками, в которых сохранились воздушные полости различных размеров. По этим же причинам в вертикальных разрезах псевдоморфоз воздушные полости наблюдаются в виде цепочки пустот эллипсовидной формы, отделенных друг от друга перемычками из слабоплотной породы. Нижняя из этих полостей обычно имеет несколько большие размеры и оканчивается узкой трещиной в форме клина, заполненной рыхлой породой (рис. 79).



Рис. 79. Земляная жила с зияющими воздушными полостями. Район г. Красноярска

В некоторых степных и лесостепных районах западинно-бугристый микрорельеф на поверхности выражен значительно менее резко, чем в лесной зоне. Разность высотных отметок бугров и блюдцеобразных западин редко превышает 0,5—1,0 *м*.

Псевдоморфозы, так же как и трещинно-жильные льды, на месте которых они образуются, могут залегать в два и более ярусов, при этом одна их система по отношению к другой может оказаться значительно сдвинутой в плане. Псевдоморфозы нижней полигональной системы могут находиться и под центрами полигонов верхней системы. Это значительно затрудняет их поиски.

Псевдоморфозы, залегающие на некоторой глубине от поверхности, особенно в случае их многоярусности и наличия в них крупных воздушных полостей, вызывают большие затруднения при строительстве. Это связано с тем, что сложение, плотность и влажность пород грунтовой жилы могут сильно отличаться со строительной точки зрения от пород, вмещающих жилы, в неблагоприятную сторону. Поэтому на участках западинно-бугристого рельефа, намечаемых под строительство, необходимо проводить специальные исследования, а при проектировании сооружений учитывать неоднородность свойств грунтов, как оснований для сооружений.

Указания по исследованию западинно-бугристого рельефа

1. Основными задачами исследований западинно-бугристого рельефа являются:

а) выяснение условий распространения (в плане и по глубине) полигональных систем грунтовых жил (псевдоморфоз), связи их с микрорельефом поверхности и нанесение этих систем на топографические планы, карты и инженерно-геологические профили исследуемых участков;

б) изучение особенностей состава, сложения и свойств рыхлых отложений (механический состав, плотность, влажность, пластичность, просадочность, сжимаемость, степень засоленности и т. п.) как внутри псевдоморфоз, так и вне их для установления степени неоднородности пород.

2. Для составления плана участка, на котором должны быть отражены все западинные формы микрорельефа и залегающие под ними псевдоморфозы, необходимо иметь топографическую основу масштаба не менее 1 : 2000 с сечением горизонталей через 25—50 *см*.

3. При составлении плана распространения псевдоморфоз на больших территориях необходимо использовать аэроснимки масштабов 1 : 12 000—1 : 5000. На аэроснимках или составленных на их основе фотопланах обычно хорошо прослеживаются все элементы западинно-бугристого рельефа. При отсутствии аэроснимков желательно проведение аэрофотосъемки или аэровизуальных наблюдений исследуемой территории.

4. При дешифрировании аэроснимков необходимо учитывать следующее. На снимках, захватывающих участки пашен и молодых залежей, на общем темном фоне прослеживаются светлые пятна, расположенные в более или менее правильном шахматном порядке. Светлые пятна соответствуют вершинам бугров, с которых почти целиком удален гумусированный горизонт почвы.

На аэрофотоснимках нераспаханных участков (рис. 80) заметны темно окрашенные полосы (канавовидные понижения), оконтуривающие более светло окрашенные участки (бугры). В местах пересечения канавовидных понижений на снимках наблюдаются темные пятна более или менее округлой формы — блюдцеобразные понижения, образовавшиеся в результате просадки породы в местах скрещивания ледяных жил.

5. При наземных исследованиях иногда бывает трудно заметить мелкие канавовидные понижения, тогда как бугры и блюдцеобразные западины прослеживаются очень хорошо. Выделить канавовидные понижения на местности можно: а) по различной увлажненности западин и бугров, особенно заметной весной или летом, после кратковременных летних ливней, когда сильно промоченные участки понижений начинают выделяться своей более темной окраской; б) по характеру снежного покрова в начале зимы вскоре после первого снегопада, когда сдуваемый с бугров снег скапливается в западинах; в) по изменению травяного покрова — более густого в понижениях и разреженного на буграх; г) по мощности гумусового горизонта, более мощного под понижениями.

6. Расположение разведочных выработок (шурфов и траншей) при исследовании западинно-бугристого рельефа определяется особенностями залегания псевдоморфоз в плане и по глубине.

Псевдоморфозы, как целиком заполненные породой, так и с сохранившимися в них пустотами, могут быть вскрыты шурфами, которые следует закладывать вкрест простиранию канавовидных понижений между буграми. Длина стороны шурфа назначается в зависимости от ширины понижения. Глубина шурфа должна превосходить высоту псевдоморфозы. При исследовании пород под блюдцеобразными западинами шурфы должны быть заложены в их центральной, наиболее пониженной части и в ме-

стах, где начинают прослеживаться примыкающие к ним канавки — понижения.

При разведке скважинами их следует располагать на створе вкрест простиранию западины с тем, чтобы были захвачены краевые части бугров. Вдоль простирания псевдоморфоз скважины рекомендуется закладывать по центру понижений, но не реже чем через 5 *м*. Воздушные полости могут быть обнаружены по провалу инструмента, по утечке воды из скважины (опытные работы).

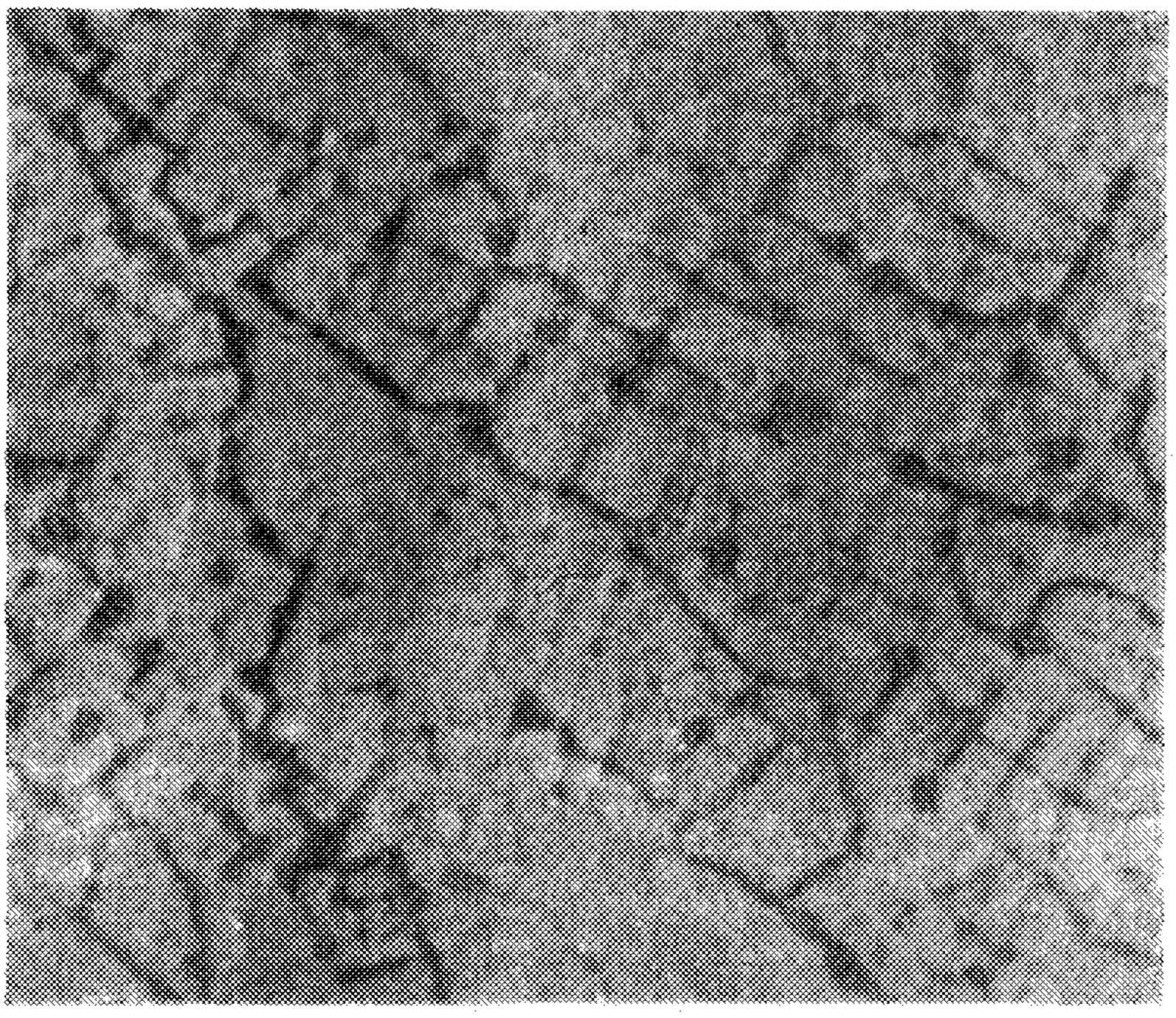


Рис. 80. Аэрофотоснимок масштаба 1 : 5000 участка поверхности, занятого западинно-бугристым микрорельефом. Район г. Красноярска

7. В связи с тем, что псевдоморфозы не всегда залегают под понижениями микрорельефа (на склонах и при залегании в несколько ярусов), выяснение их пространственного протяжения скважинами и шурфами связано с большой затратой труда и средств и требует особой тщательности исполнения. Поэтому в каждом отдельном случае эти работы должны быть всесторонне обоснованы. Попытка применения электроразведки пустот не дала положительных результатов.

8. Условия залегания полигональных систем псевдоморфоз, особенно там, где имеются их многоярусные системы, наиболее полно и всесторонне можно выявить при помощи глубоких и достаточно длинных (не менее 50—100 *м*) разведочных траншей, проходка которых осуществляется с помощью землеройных машин (экскаваторов, канавокопателей и др.). Разведочные траншеи следует прокладывать на местности таким образом, чтобы они пересекали возможно большее количество различных элементов микрорельефа — канавовидных и блюдцеобразных западин и бугров.

Глубина траншей назначается, исходя из основной задачи исследований:

а) при производстве геологической съемки рыхлых отложений (когда, желательно выяснить количество полигональных систем псевдоморфоз,

особенности каждой из них, глубины их залегания от поверхности и приуроченность к тем или иным стратиграфическим горизонтам) глубина траншей должна быть значительной, до 5—10 *м*. Для уменьшения объема земляных работ глубину траншеи можно уменьшить до 3—5 *м*, а исследование псевдоморфоз производить с помощью шурфов, проходимых со дна траншеи;

б) при производстве исследований для строительных целей глубина заложения разведочных траншей может быть определена расчетом, исходя из глубины заложения фундаментов проектируемых сооружений и характера нагрузок на их основание, причем особенно следует учитывать возможную роль вибрационных усилий и воздействия динамических нагрузок.

9. Порядок проведения работ в открытых горных выработках (шурфах, траншеях) и при изучении естественных обнажений рекомендуется следующий: а) выбирают места заложения зачисток стенок; б) производят зачистки; в) описывают, зарисовывают и фотографируют зачищенные участки стенок выработок; г) отбирают образцы пород для лабораторных исследований.

10. Места зачистки стенок траншеи намечают под понижениями рельефа, а также в двух-трех местах между ними — под центрами бугров. При многоярусном залегании систем псевдоморфоз зачистки в траншее должны быть расположены с таким расчетом, чтобы они захватывали все видимые псевдоморфозы в каждой из обнаруженных полигональных систем.

Порядок заложения зачисток в естественных обнажениях тот же, что и в траншеях. Стенки шурфов зачищаются полностью.

11. Зачистку стенок шурфов и траншей (так же как и естественных обнажений) производят следующим образом. Сначала лопатками удаляют подсохший слой породы и делают стенки по возможности вертикальными и ровными. После этого скребком или остро отточенным ножом срезают все остающиеся после обработки лопатой неровности породы, производя как бы «шлифовку» стенок. Через некоторое время «отшлифованные» участки стенок слегка просыхают. Благодаря неравномерному просыханию вырисовываются тончайшие детали строения и сложения пород. В этот момент следует выделить особенности сложения породы, обведя обозначившиеся контуры каким-либо острым предметом (кончиком ножа, палочкой, карандашом и т. п.), так как по мере того, как зачищенные стенки обветриваются, вырисовавшиеся детали сложения пород пропадают.

12. Стенки горных выработок с зафиксированными на них деталями сложения зарисовывают в соответствующем масштабе и фотографируют. Производят детальное описание литологического состава и особенностей сложения породы в каждой из зачисток. После этого намечают места отбора образцов пород для лабораторных исследований физико-механических и химических свойств и состава содержащихся в них спор и пыльцы. Обращается особое внимание на наличие смятия слоев, зон оглеения, выцветов солей, погребенных почв и пр.

13. Образцы пород отбираются в виде монолитов с нарушенным сложением (в мешочки). Места отбора образцов выбирают в соответствии с особенностями строения породы таким образом, чтобы охарактеризовать все слои и наиболее крупные прослойки, т. е. дать картину смены пород по глубине. Отбирают образцы из псевдоморфоз, из приконтактной с ними зоны вмещающих пород (залегающих выше, ниже и с боков), а также из-под центра бугра. Места взятия образцов фиксируют на зарисовках выработок.

Подобный порядок описания выработок и отбора образцов из них позволяет наиболее полно охарактеризовать разрез, выявить неоднородность состава и строения пород.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев В. Н. Дешифрирование по аэрофотоснимкам различных типов тундр и их аэровизуальная характеристика по морозной трещиноватости.— Геогр. сборник, т. 7, Вопросы аэрофотосъемки, 1955.

Баранов И. Я. Реликтовый термокарст в Предбайкалье. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. IV. Изд-во АН СССР, 1958.

Беляев Н. М. Сопротивление материалов. ОГИЗ, 1945.

Бобров А. А. и Глуховский Б. Х. Электрические тензометры проволочного сопротивления.— Техника возд. флота, № 6, 1945.

Втюрин Б. И. О некоторых геоморфологических терминах в геокриологии. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. III. Изд-во АН СССР, 1956.

Городецкая М. Е. Свидетели былой вечной мерзлоты в Павлодарской области.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1958.

Городков Б. Н. Морозная трещиноватость грунтов на севере.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 82, вып. 5, 1950.

Григорьев А. А. Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии, их географическое распространение и генезис.— Землеведение, т. 27, вып. 1—2, 1925.

Гусев А. И. Тетрагональные грунты в арктической тундре.— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 70, № 3, 1938.

Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. III. Изд-во АН СССР, 1956.

Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развитие трещинных льдов в рыхлых мерзлых породах.— Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3, Изд-во АН СССР, 1952.

Достовалов Б. Н. Картирование подземных льдов и толщ мерзлых пород методом постоянного тока. Изд-во АН СССР, 1955.

Достовалов Б. Н. Тетрагональные системы ледяных жил (теория образования, палеогеографическое и геологическое значение).

International Association of scientific hydrology General assambly of Toronto 3—14 Sept. 1957,v. I, Gentbrugge (Belgique), 1958.

Егерев К. Е. Электрический метод определения касательных реакций, распределенных по боковой поверхности вмороженной в грунт нагруженной сваи.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 14, 1958.

Егерев К. Е. Прибор для измерения напряжений в пучащихся грунтах при промерзании их.— Транспортное строительство, № 9, 1958.

Жуков В. Ф. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 4, 1944.

Каплина Т. Н. О некоторых формах морозного растрескивания в бассейне р. Ма-Энгергын на Чукотке. Фонды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1958.

Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. Фонды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1954.

Качурин С. П. Реликты вечной мерзлоты на юге Западно-Сибирской низменности.— Мерзлотоведение, т. 2, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1947.

Литвинов А. Я. К вопросу о происхождении и закономерностях распространения воздушных полостей в лёссовидных суглинках района г.Красноярска.— Основания, фундаменты и механика грунтов, № 3, 1959.

Лопатин И. А. Некоторые сведения о ледяных слоях в Восточной Сибири. Зап. Имп. академии наук, т. 29, приложение 1. СПб, 1876.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, 1954.

Методы изучения осадочных пород, т. I, Госгеолтехиздат, 1957.

Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири.— География и гидрология, ч. I, вып. I, отд. I, СПб., 1860.

Москвитин А. И. Ледяные клинья— клиновидные трещины и их стратиграфическое значение.— Бюллетень Моск. об-ва испыт. природы. нов. сер., отд. геол., т. 18 (2), 1940.

Москвитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости их распознавания.— Мерзлотоведение, т. 2, № 1, 1947.

Обручев С. В. Шахматные (ортогональные) формы в области вечной мерзлоты.— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 70, вып. 6, 1938.

Паталеев А. В. Морозобойные трещины в грунтах.— Природа, № 12, 1955.

Попов А. И. Морозобойные трещины и проблема ископаемых льдов.—Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 9, 1952.

Попов А. И. Блочный рельеф на севере Западной Сибири и в Большеземельской тундре.— Вопросы физич. географии полярных стран, вып. 1, Изд-во МГУ, 1958.

Попов А. И. Перигляциальные и другие зональные мерзлотные явления (современные и древние).— Вестник Моск. гос. ун-та, серия биол. почв, геол., геогр., № 2, 1959.
Пьявченко Н. И. Бугристые торфяники. Изд-во АН СССР, 1954.
Романовский Н. Н. Мерзлотные структуры облекания в четвертичных отложениях.— Научные доклады высшей школы, геол.-геогр. науки, № 3. 1958.
Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. Географиздат, 1952.
Справочник путешественника и краеведа, под ред. С. В. Обручева, т. II, Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1950.
Тихомиров Б. А. Некоторые вопросы динамики поверхностных образований Арктики в связи с генезисом бугров-байджарахов. Сб. «Вопросы физической географии». М., 1958.
Указания по производству инженерно-геологических исследований при изысканиях железных дорог в районах распространения лёссовидных пород. ВНИИ транспортного строительства, М., 1959.
Шевелева Н. С., Литвинов А. Я. Следы древних термокарстовых процессов в районе г. Красноярска.— Вестник АН СССР, № 6, 1959.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.
Шумский П. А., Швецов П. Ф., Достовалов Б. Н. Особенности инженерно-геологической разведки в районах распространения жильных подземных льдов. Изд-во АН СССР, 1955.
Black R. F. Grouth of ice-wedge poligons im permafrost near Barron, Alaska.— Bull. of the geol. Sos. of America, v. 63, № 12, pt. 2, 1952; p. 1235.
Bunge A. Naturhistorische Beobachtungen und Fahrten im Zena—Delta. Aus Briefen an den Akademie Z. V. Schrenk. Bull. des Sciens de Gt.- Peterb., t. XXIX, N 3, 1844, p.442.
Zeffingwell E. K. The canning river region Northern Alaska.— Un. St. geological Survey. Prof., Paper, 109, 1919.
Stechе H. Beträge zur Frage der Structurboden Berichte über die Verhandlungen der Sächsischen.— Akademie d. Wissenschaften zu Leipzig. Math. Phys. Kl, Bd. 85, Stuttgart, 1933, S. 193.
Troll C. Structurboden, Solifluction und Frostclimate der Erde.— Geologische Rundschau, Bd. 34, Stuttgart, 1944, S. 307.

§ 4. СЛЕДЫ ДРЕВНИХ КРИОГЕННЫХ И ПОСТКРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

На протяжении четвертичного периода в связи с изменениями физико-географических условий область многолетнемерзлых пород периодически то увеличивалась, то уменьшалась. Разрезы четвертичных отложений сохранили следы существования многолетнемерзлых пород далеко за пределами современной области их распространения. Изучение следов древних криогенных и посткриогенных процессов, не выраженных в рельефе, может оказать значительную помощь при восстановлении палеогеографической обстановки четвертичного периода, а в некоторых случаях позволит решать вопросы практического характера.

Среди этих следов, встречающихся в толщах четвертичных отложений, можно выделить две группы. К первой группе относятся следы существования повторно-жильных льдов и термокарста. Они выражены в виде псевдоморфоз по жильным льдам и термокарстовых форм рельефа [1]. Ко второй группе относятся погребенные грунтовые жилы, пятна-медальоны, мелкобугристый рельеф, следы морозной сортировки грунтов (погребенные каменные кольца, полигоны, полосы и т. д.) и, наконец, древние солифлюкционные отложения и формы рельефа. Следы явлений второй группы не всегда могут служить свидетельством существования многолетнемерзлых пород, но безусловно свидетельствуют об интенсивности процессов сезонного промерзания и протаивания.

Следы криогенных и посткриогенных процессов изучены еще недостаточно и с различной степенью детальности. Лучше всего изучены следы повторно-жильных льдов — остаточно-полигональный (западинно-бугристый) рельеф, выраженный на современной поверхности почвы и описанный выше.

[1] Эти формы относятся к посткриогенным образованиям. (*Прим ред.*)

Ввиду специфических особенностей изучения псевдоморфоз, не имеющих прямой связи с выраженным на поверхности почвы западинно-бугристым рельефом, в качестве дополнения к сказанному в § 3, остановимся на свойственных им некоторых признаках.

Осадочные породы различного происхождения и состава, вмещающие псевдоморфозы, могут залегать как непосредственно у дневной поверхности, так и на некоторой глубине, под слоем пород с ненарушенным сложением. Псевдоморфозы обычно наследуют некоторые признаки повторно-жильных льдов, но имеют и специфические признаки, определенные условиями таяния жил льда и пр.

Строение псевдоморфоз может быть различным и зависит от того, на базе каких генетических типов льда (эпигенетического или сингенетического) они образовались, каковы были климатическая обстановка, причины и скорость вытаивания льдов, как заполнялась образующаяся при этом полость и от ряда других условий.

Сингенетические повторно-жильные льды развиваются в определенных условиях накопления и промерзания горных пород. Они свойственны весьма льдистым суглинистым и супесчаным отложениям. При протаивании такие породы очень сильно нарушаются, поэтому возникновение псевдоморфоз в них затруднено. Псевдоморфозы могли образоваться лишь в том случае, если жилы льда имели небольшие размеры, залегали в торфяниках или сильно заторфованных породах, имевших невысокую льдистость и не терявших при протаивании необходимой прочности. Псевдоморфозы этого вида возникали, когда размеры внутриполигональных блоков пород значительно превосходили размеры ледяных жил по ширине и высоте. В противном случае при вытаивании льда происходило расплывание, интенсивное смещение вмещающих пород и псевдоморфозы не образовывались.

Эпигенетические повторно-жильные льды развиваются в самых различных по составу и генезису отложениях, начиная от торфяников и глин и кончая крупнообломочным элювием скальных пород. Льдистость этих отложений часто ниже их полной влагоемкости в талом состоянии. При протаивании они обладают достаточной устойчивостью, которая нарушается только в зоне контакта с ледяными жилами. Поэтому условия возникновения псевдоморфоз значительно более благоприятны, чем в первом случае. Именно поэтому на территории, где в прошлом были распространены многолетнемерзлые породы, можно наблюдать преимущественно псевдоморфозы по ледяным жилам эпигенетического типа.

Установление генетического типа вытаявших льдов имеет важное значение для восстановления палеоклиматических условий четвертичного периода. Важнейшим критерием, позволяющим судить о сингенетическом или эпигенетическом развитии жильных льдов, является их структура, которая утрачивается при протаивании. Однако восстановление типа вытаявших ледяных жил все же возможно по текстуре вмещающих пород и по приконтактным зонам псевдоморфоз.

Если образование псевдоморфоз происходило в породах слабоувлажненных или большой прочности и потому не сопровождалось сильными деформациями приконтактных зон, то в разрезах могли сохраниться признаки сингенетического льдо- и осадконакопления в виде среза одной серии слоев другой серией или в виде неодинакового смятия и смещения пород по вертикали и т. п.

В тех случаях, когда псевдоморфозы возникали в непрочных песчаных отложениях или в сильно увлажненных глинистых породах, приконтактная зона обычно бывает разрушена и возможность восстановления типа вытаявших льдов по этому признаку исключена. Сингенез льдов и вмещающих пород может быть здесь иногда установлен путем анализа текстур

отложений полигональных блоков по специфической слоистости, возникающей при накоплении осадков в заболоченных вогнутых частях полигонов (см. § 3 данной главы).

При морфогенетическом исследовании псевдоморфоз очень важно определить условия и способы заполнения полости, образовавшейся на месте вытаявшей ледяной жилы. Эта полость может быть замещена породой за



Рис. 81. Псевдоморфоза по ледяной жиле в отложениях 16-метровой террасы р. Северной Двины. Обрушившаяся кровля заполнила полость от вытаивания льда. Фото Т. Н. Каплиной

счет минеральных и органических частиц, содержащихся во льду вытаявшей жилы (их количество обычно невелико), за счет кровли или же за счет пород, сплывающих со стенок полости. Кровля жилы иногда может быть тонкой (не более 30—40 *см*), и тогда материала для заполнения полости вытаивания может недоставать. В других случаях кровля может иметь значительно большую мощность и при ее обрушении заполняется вся полость (рис. 81.)

Заполнение полости вытаивания за счет сплывания или обрушения грунта с ее стенок тем больше, чем медленнее идет вытаивание жилы и чем выше льдистость — текучесть вмещающих пород. При небольших размерах вытаивающих жил (в песках) при устойчивой кровле нижняя часть полости целиком может заполниться грунтом, обрушившимся или сплывшим со стенок.

Строение псевдоморфоз в значительной степени определяется составом и свойствами пород, вмещающих ледяные жилы. Глинистые породы (глины и суглинки), особенно заторфованные, а также пески, армированные прослойками глинистых пород или горизонтами ортзанда, при вытаивании льда образуют прочные стенки. В полость вытаивания поступает лишь материал, сплывший с ее стенок. Объем этого материала может быть настолько мал, что он не обнаруживается даже при тщательном изучении псевдоморфозы. Псевдоморфоза выполняется породами кровли жилы и другими осадками, поступающими сверху, и она практически полностью повторяет форму ледяной жилы, поэтому может быть названа «ненарушенной».

В песчаных породах стенки полостей подвергаются сколам и сбросам; сброшенные блоки заполняют нижнюю часть полости. Форма вытаявшей ледяной жилы не сохраняется: возникает «нарушенная» псевдоморфоза. Нарушенные псевдоморфозы в некоторых случаях также позволяют восстанавливать первоначальную форму и размеры ледяной жилы.

За счет перечисленных материалов выполняются полости только небольших жил. На ископаемой поверхности почвы над псевдоморфозой обычно обнаруживаются лишь небольшие канавы, образующие в плане полигональную решетку: при вытаивании больших ледяных жил образуются глубокие канавообразные углубления. Это хорошо заметно в естественных обнажениях.

Заполнение канавообразных углублений может происходить различными способами — в субаэральных и в субаквальных условиях. В субаэральных условиях заполняющий материал поступает со стенок и периферийных частей полигональных блоков путем сноса, а также в результате почвообразования и торфонакопления. При субаквальном заполнении канав следует различать заполнение их ритмическими осадками и неслоистыми осадками в том случае, если в водоемах не происходит ритмического осадконакопления.

При ритмических отложениях (слоистых) образуются своеобразные формы псевдоморфоз, известные в литературе под названием «мерзлотных структур облекания», имеющих, как показали исследования последних лет, широкое распространение на территории Сибири (рис. 82). Структуры облекания могут образовываться как в условиях постоянно существующего, так и периодически образующегося бассейна (пойменные террасы и лайды). Для структур облекания, формирующихся на участках с периодическим затоплением поверхности, характерны сохранение ненарушенных слоев даже на очень крутых стенках канав, сильная заторфованность выполняющих структуру отложений, следы периодического их подсыхания и некоторые другие особенности.

Структуры облекания, формирующиеся под постоянно существующими водоемами, обычно не имеют следов подсыхания после их накопления: они отличаются прерывистостью отдельных слоев на наиболее крутых участках стенок «канав», имеют следы стекания.

Под водоемами, где нет ритмического осадконакопления, верхняя часть псевдоморфоз обычно состоит из неслоистых осадков.

При исследовании строения псевдоморфоз по жильным льдам могут быть случаи, когда они окажутся частично срезанными каким-либо эродирующим агентом. В этом случае восстановить первоначальный размер псевдоморфоз, а следовательно и ледяных жил, не удается. Несмотря на это, «срезанные» псевдоморфозы все же сохраняют свою ценность для палеогеографических построений

В неслоистых или неяснослоистых пылевато-суглинистых или супесчаных отложениях псевдоморфозы часто имеют неясные очертания. Это бывает в том случае, когда они выполнены осадками, почти не отличающимися по цвету и составу от вмещающих пород. Весьма возможно, что

именно этим и объясняется отсутствие резко выраженных следов ледяных жил в понижениях западинно-бугристого рельефа в отдельных районах юга Сибири. Далеко не всегда удается наблюдать и клин под канавообразным углублением древней поверхности.

Детальное изучение псевдоморфоз по повторно-жильным льдам позволяет сделать ряд выводов палеогеографического характера. Наличие псевдоморфоз в осадках какого-либо комплекса дает возможность уверенно



Рис. 82. Мерзлотные структуры облекания в среднечетвертичных отложениях в нижнем течении р. Оби. Фото В. В. Баулина

говорить о том, что породы данного комплекса содержали повторно-жильные льды и находились в многолетнемерзлом состоянии, что свидетельствует об определенных климатических условиях, современных периоду образования повторно-жильных льдов. Однако на этой основе нельзя делать вывод о мощности многолетнемерзлых пород. Можно точно установить мощность слоя сезонного протаивания и приближенно установить среднюю годовую температуру горных пород отдаленного периода.

Значительно сложнее решается вопрос о причинах вытаивания жильного льда и образования псевдоморфоз, о связи этого процесса с общим протаиванием (деградацией) мерзлых пород. Вытаивание жильных льдов относится к процессу термокарста и подчиняется общим закономерностям его развития. Вытаивание жильных льдов может происходить как в связи с общей деградацией многолетнемерзлых пород, так и вне связи с ней — локально, в результате местных изменений условий теплообмена, ведущих

к увеличению глубины сезонного протаивания. Поэтому псевдоморфозы по жильным льдам встречаются как вне области многолетнемерзлых пород, так и в ее пределах, в тех районах, где доказано непрерывное существование мерзлых пород, начиная по крайней мере со среднечетвертичного времени (Яно-Индигирская приморская низменность, Новосибирские острова). В ряде разрезов можно установить, что вытаивание жильных льдов не сопровождалось общим протаиванием пород и внутриполигонные блоки оставались непрерывно мерзлыми.

Таким образом, псевдоморфозы не всегда свидетельствуют о повсеместной деградации многолетнемерзлых пород в момент образования псевдоморфоз. Для выяснения причин вытаивания жильных льдов наряду с изучением псевдоморфоз следует привлекать и другие данные — литологические, палеонтологические и пр.

Отдельные разновидности псевдоморфоз позволяют восстановить климатическую обстановку периода вытаивания жильных льдов. В частности, наличие пустот, сохранившихся на месте ледяных жил, позволяет сделать заключение о медленном вытаивании жильных льдов в условиях засушливого климата, когда вода, образующаяся при таянии льда, испарялась или поглощалась вмещающими породами, оставшимися слабо влажными и поэтому не заполнявшими полость вытаивания.

Несколько хуже изучены крупные просадочные формы рельефа, являющиеся следами термокарста. Многие исследователи относят к ним блюдцеобразные западины, широко распространенные на территории юга Западной Сибири и Европейской части Советского Союза. Западины представляют собою широкие плоские понижения округлой формы диаметром от 5—6 до 15 *м* и более, глубиной до 1—2 *м*. Западины приурочены к лёссовидным породам.

Как известно, впадины центральной Якутской низменности, так называемые аласы, широко распространенные на приполярных аллювиальных равнинах Евразии и Аляски, имеющие диаметр от десятков и сотен метров до километров, рассматривали ранее только как следы термокарста. В последнее время считают, что образование их может быть связано и с эрозионной деятельностью водных потоков в период формирования аллювиальных равнин, а в южной части — и с карстом.

Остановимся на других следах криогенных явлений. Погребенные пятна-медальоны и мелкобугристый микрорельеф в разрезе (обнажении) вырисовываются в виде различных нарушений в залегании отложений, сходных с инъекциями одних пород в другие, смятий и разрывов слоев. Такие нарушения отличаются некоторой регулярностью и повторяются в разрезах при прослеживании отдельных слоев (рис. 83). В зарубежной литературе эти образования получили названия «инволюций», «криотурбаций» и т. п. Выяснение их генезиса требует еще углубленных исследований, так как в ряде случаев подобные образования, видимо, могут возникать и в результате других, не криогенных и посткриогенных процессов (оползней — сплывов и т. п.).

Морозная сортировка грунтов — явление, свойственное полярным и горным странам. В последних она часто развивается и при отсутствии многолетнемерзлых пород, при неглубоком залегании коренных или других водонепроницаемых пород. Погребенные структурные грунты (почвы) вырисовываются в разрезах в виде закономерно чередующихся по простиранию столбиков грубого щебнистого и мелкозернистого материала. В погребенном виде сохраняется и микрорельеф их древней поверхности. Каменные полосы обычно приурочены к канавкам, между которыми залегают выпуклые полосы мелкозема.

Следы древней солифлюкции представлены сохранившимися формами погребенного мезо-и микрорельефа, солифлюкционными отложениями, отли-

чающимися специфическими текстурами деформациями. Эти формы устанавливаются при исследовании больших обнажений.

К древним солифлюкционным отложениям принято относить несортированные валунно- и щебнисто-глинистые отложения, по внешнему виду сходные с мореной. Эти отложения достигают мощности в несколько десятков метров, заполняют древние долины и ложбины, окаймляя и образуя покровы пологих склонов.

В иностранной литературе к солифлюкционным образованиям часто причисляют так называемые ритмично-слоистые отложения склонов. Для этих отложений характерно переслаивание щебнистого материала и мелкозема, а также расположение этих слоев параллельно склону. Механизм образования ритмично-слоистых отложений еще не вполне выяснен. Принято считать, что слои мелкозема образуются весною за счет вязкого течения мелкозема, перекрывающего щебень.

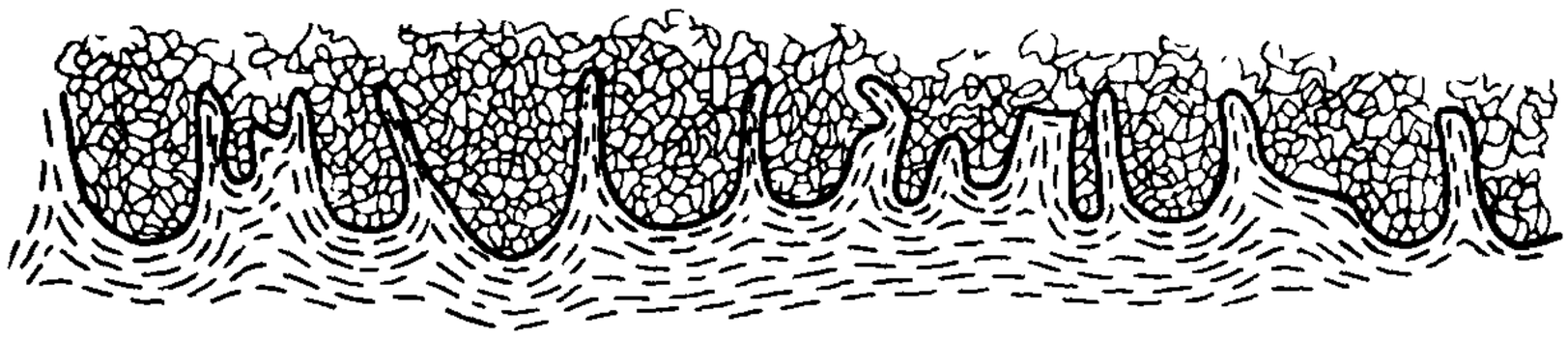


Рис. 83. Погребенные полосчатые почвы по фото Г. Алимен (1952)

Мелкодисперсные многолетнемерзлые породы (суглинки и супеси) содержат большое количество текстурообразующего льда (сегрегационного и другого) и характеризуются особыми криогенными текстурами — слоистой, брекчиевидной и т. п. При протаивании многолетнемерзлых пород остаются следы былого существования криотекстур в виде оскольчатых, слоистых и других форм. Изучение таких «унаследованных» текстур четвертичных отложений в пределах территории былого распространения многолетнемерзлых пород пока еще никем не производилось, поэтому о них можно говорить лишь предположительно.

Опыт изучения следов древних криогенных и посткриогенных явлений позволяет сформулировать некоторые указания по их полевым исследованиям.

1. Исследование следов древних криогенных и посткриогенных процессов основывается на тех же методических приемах, что и исследования современных криогенных процессов, исключая, естественно, стационарные наблюдения, но широко применяя моделирование.

2. При геологической съемке четвертичных отложений необходимо выяснить пространственное расположение следов этих явлений, их приуроченность к различным элементам рельефа (водоразделам, речным террасам и т. д.), к различным по генезису и литологии отложениям, а также к различным стратиграфическим горизонтам рыхлых отложений.

3. Следы древних криогенных текстур исследуют в естественных обнажениях, а на участках, где обнажения отсутствуют,— путем закладки шурфов и траншей: используют также существующие котлованы и карьеры. Шурфы могут оказать помощь только при исследовании текстур, залегающих вблизи дневной поверхности.

4. В обнажениях и шурфах необходимо тщательно изучать форму и размеры следов криотекстур, деформации вмещающих пород и т. п. Наряду с обязательным их фотографированием необходимо производить зарисовку в масштабе не мельче 1 : 10, а при зарисовках стенок крупных обнажений — не мельче 1 : 50.

5. Всестороннему анализу необходимо подвергать сложение, состав, физико-механические и химические свойства рыхлых отложений (механический состав, плотность, влажность, пластичность, степень засоленности и т. п.). Изучение этих свойств пород требует отбора соответствующих образцов (в мешочки, монолитов и т. д.) из различных разностей пород.

6. Исследование следов отдельных типов криогенных процессов имеет ряд специфических особенностей.

Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам и ископаемые грунтовые жилы[1] вследствие общей причины их возникновения имеют много общих черт строения. В результате воздействия различных комплексов вторичных процессов, преобразующих их, они имеют и много различий.

Распознавание этих образований имеет первостепенное значение для палеогеографических реконструкций, поскольку в случае псевдоморфоз мы имеем достоверное свидетельство существования ледяных жил, а следовательно, и многолетнемерзлых пород (в случае наличия только маломощных грунтовых жил такое свидетельство не может быть вполне достоверным).

Укажем *общие признаки псевдоморфоз и грунтовых жил*, позволяющие отличать их от каких-либо иных образований (погребенных эрозионных ложбин, суффозионных форм и т. п.).

а) Полигональное их расположение в плане. В тех случаях, когда горизонты пород, вмещающих жильные тела, залегают близко к дневной поверхности и не перекрыты более молодыми ненарушенными осадками, полигональное расположение проявляется на поверхности в виде полигонального микрорельефа. Если полигональный микрорельеф погребен осадками с ненарушенным залеганием слоев, то о расположении жильных тел можно судить по их выходам, которые периодически повторяются в разрезах по простиранию вмещающего их горизонта.

Как показывают наблюдения, расстояния между соседними жилами могут значительно варьировать; это объясняется тем, что плоскость обнажения может рассекать полигональную решетку в различных направлениях, иногда срезая лишь небольшие сегменты полигонов. Поэтому выяснение истинных размеров полигонов требует, помимо замеров расстояний между несколькими жилами, измерения азимутов их простирания. Наличие в разрезах крупных полигональных систем клиновидных тел бесспорно указывает на их криогенное происхождение.

б) Четкая клиновидная форма, образующаяся вследствие многократно повторяющегося морозного растрескивания, проникающего на разную глубину. Псевдоморфозы обычно возникают по ледяным жилам эпигенетического типа, поэтому они также имеют клиновидную форму. Ледяные жилы сингенетического типа, имеющие преимущественно форму вытянутых клиньев с неправильными боковыми контактами, при вытаивании очень редко образуют псевдоморфозы. Вмещающие их породы чаще полностью разрушаются, так как вследствие таяния больших масс жильных и текстурообразующих льдов они оказываются значительно переувлажненными.

в) Наличие зон смятия у контактов псевдоморфоз и грунтовых жил с вмещающими их породами. Слои вмещающих пород у псевдоморфоз, стенки которых хорошо сохранились (рис. 84), бывают загнутыми вверх или плойчато смятыми. Смятия и загибы слоев служат важным генетическим признаком ледяных жил.

7. Признаки, позволяющие отличать псевдоморфозы от грунтовых жил, проявляются в характере сложения пород. К числу признаков, характерных для псевдоморфоз, относятся;

---

[1] О грунтовых жилах см. стр. 253.

а) наличие в разрезах следов глубоких канавообразных углублений, составляющих в плане полигональную сеть (процесс заполнения канавообразных углублений остаточно-полигонального микрорельефа происходит в настоящее время в северных районах Сибири). Если канавы запол-



Рис. 84 Смятие слоев вмещающих пород у контакта с псевдоморфозой в отложениях 16-метровой террасы р. Северной Двины. Фото Т. Н. Каплиной

няются неслоистыми осадками, то в разрезах их нельзя отличить от грунтовых жил: если они заполняются слоистыми осадками (как это бывает под водоемами с ритмическим осадконакоплением), то в разрезах они фиксируются особыми текстурами, описанными под названием «структур облекания».

Наличие этих текстур бесспорно свидетельствует о вытаивании жильных льдов и образовании псевдоморфоз;

б) опускание вниз слоев вмещающих пород у контактов с жильными телами. Этот вид деформаций является результатом осадки, оплывания пород в полость, образующуюся при вытаивании ледяных жил. При наличии полигонального расположения жильных тел в плане принадлежность их к псевдоморфозам не подлежит сомнению;

в) наличие во вмещающих породах мелких сколов и сбросов. Сколы особенно четко прослеживаются в слоистых песках: они отделяют блоки породы, сместившейся в полость после вытаивания жильного льда, и поэтому являются признаком псевдоморфоз. Внутри сместившихся блоков, раз-

битых обычно трещинами, сохраняется прежнее строение пород (слоистость и т. п.) Иногда зона сбросов имеет большую ширину, намного превышающую ширину вытаявшей ледяной жилы [1]. Величина сбросов зависит от размеров вытаявшей жилы. Проектируя сброшенные блоки вверх на их прежнее место, можно с известным приближением восстановить размеры ледяных жил;

г) ненарушенное первоначальное залегание слоев породы над ледяной жилой. По этому признаку, анализируя форму псевдоморфоз и распределение выполняющего их материала, удается восстановить, что во время отложения пород кровли пустоты еще не было.

Этим подтверждается происхождение наблюдаемых грунтовых тел как псевдоморфоз (рис. 85);

д) наличие воздушных полостей, сохранившихся после вытаивания ледяных жил [2]. Если породы, вмещавшие жильные льды, были малольдистыми, а климатические условия в период вытаивания льдов — засушливыми, то полости на месте жил льда могли не полностью заполняться грунтом. Воздушные полости, приуроченные к грунтовым телам, расположенным полигонально, свидетельствуют о формировании этих тел как псевдоморфоз.

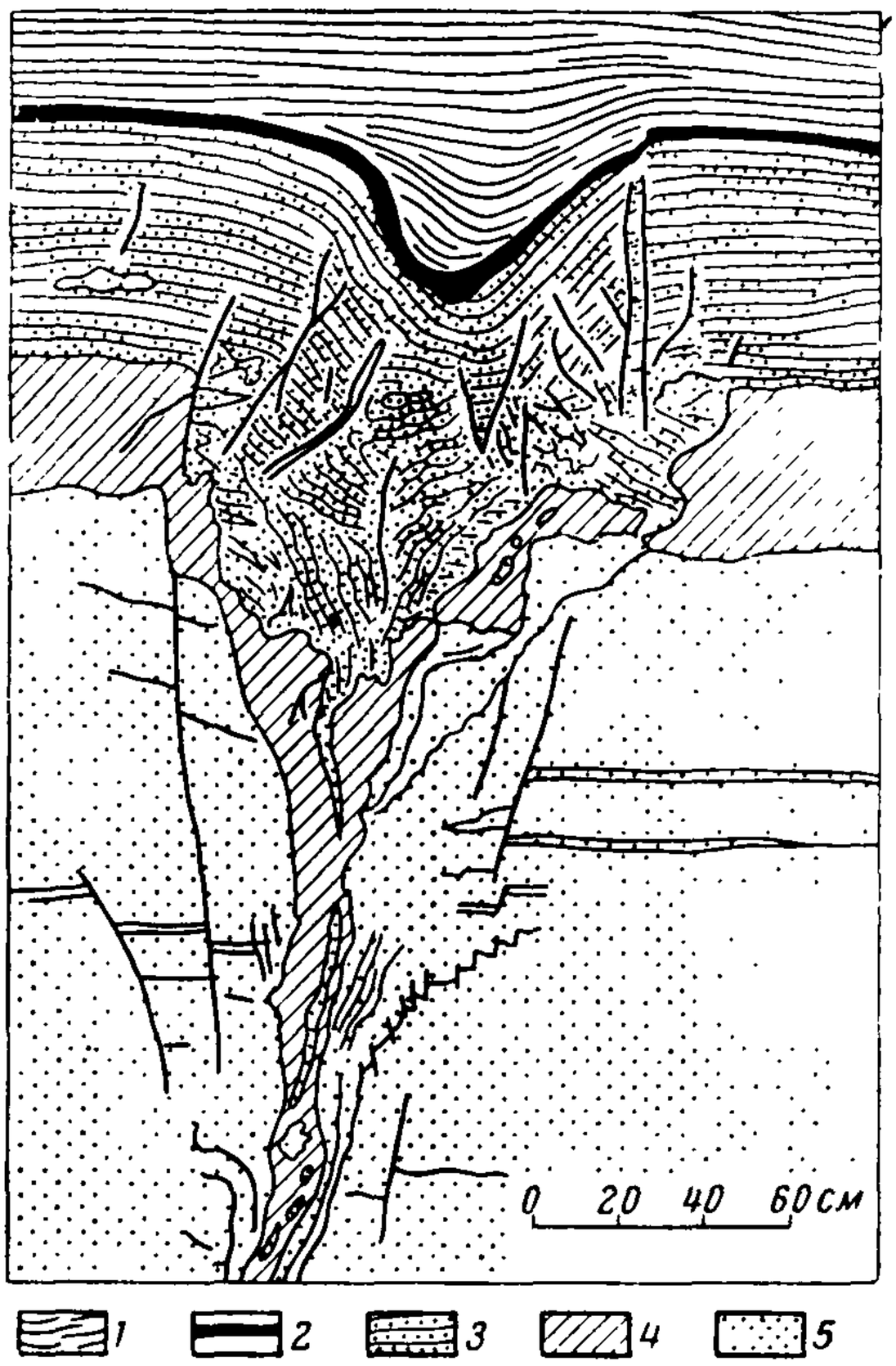


Рис. 85. Псевдоморфоза по ледяной жиле в отложениях 16-метровой террасы р. Северной Двины. (Зарисовка Т. Н. Каплиной и Г. С. Кураковой):

1 — ленточные глины; *2* — торфянистая прослойка (погребенная почва); *3* — переслаивание песка и суглинка; *4* — голубой неслоистый суглинок; *5* — желтый мелкозернистый песок

8. При изучении «степных блюдец» и других сходных с ними форм следует выяснить их расположение в рельефе, состав вмещающих пород, к которым они приурочены, оценивать их природу с точки зрения геоморфологии. Необходимо устанавливать, имеется ли связь этих форм рельефа с псевдоморфозами по повторно-жильным льдам. Этот вопрос еще никем не исследовался. Можно предполагать, что значительная часть «степных блюдец» Западной Сибири имеет криогенную природу.

9. При исследовании погребенных «сортированных почв», пятен-медальонов и других образований, объединяемых под названием инволюций, необходимо выяснить, что являлось водоупорным основанием, создававшим в свое время условия для развития криогенных напряжений в сезонно-

---

[1] На Северной Двине в песчаных отложениях наблюдались зоны сопряженных деформаций шириной до 2—3 *м* при ширине вытаявшей ледяной жилы в ее средней части всего 30—40 *см*.

[2] См. § 3 этой же главы.

промерзающем слое. Если слои с инволюциями подстилаются коренными породами, то нельзя делать вывод о развитии этих текстур при наличии многолетнемерзлых пород. Если слои с инволюциями подстилаются рыхлыми осадками, то для создания напряжений в верхнем слое грунтов, при их промерзании сверху, необходимо наличие подстилающего слоя водонепроницаемых или многолетнемерзлых пород. В последнем случае следует определить мощность слоя, содержащего деформации, так как она соответствует глубине сезонного протаивания пород.

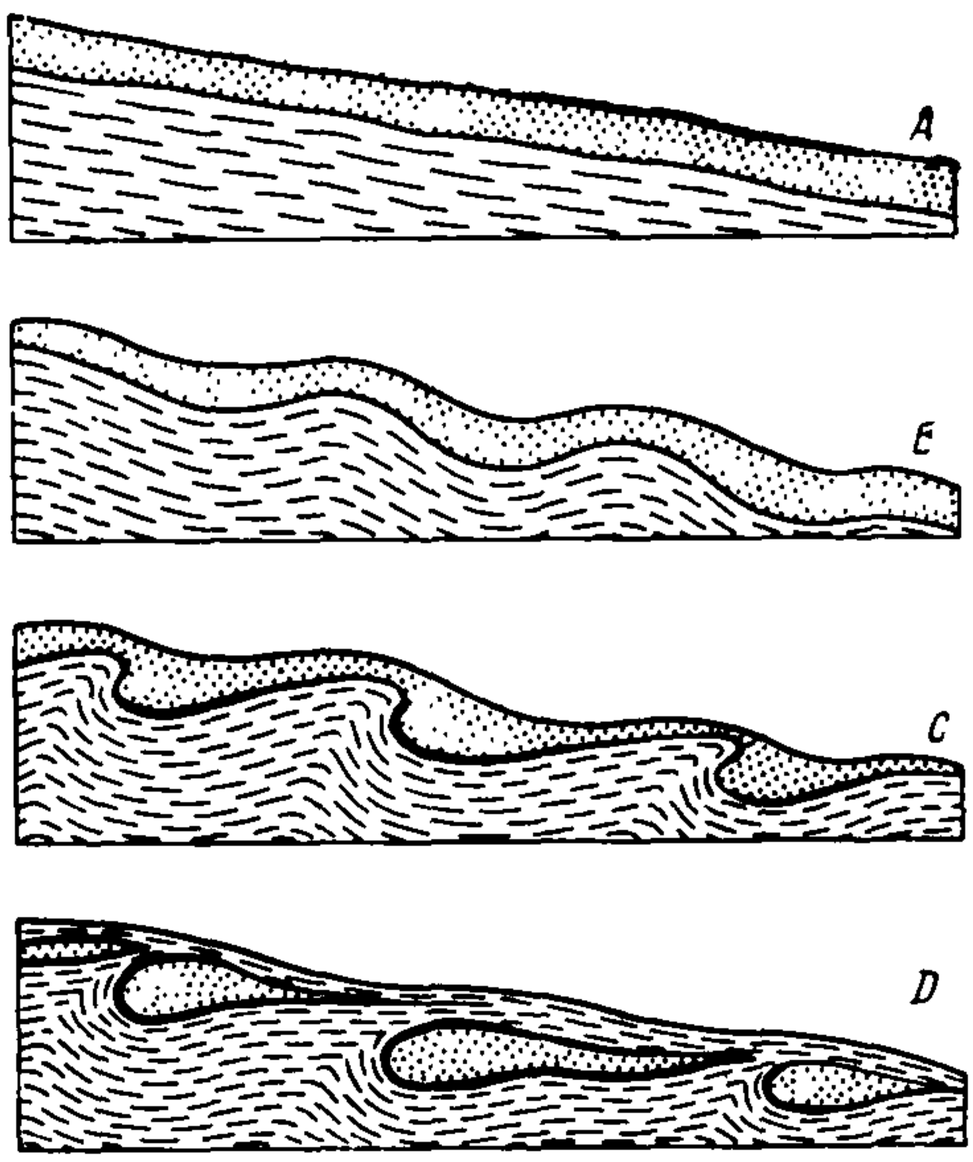


Рис. 86. Схема развития «цилиндрической» солифлюкции по А. Яну

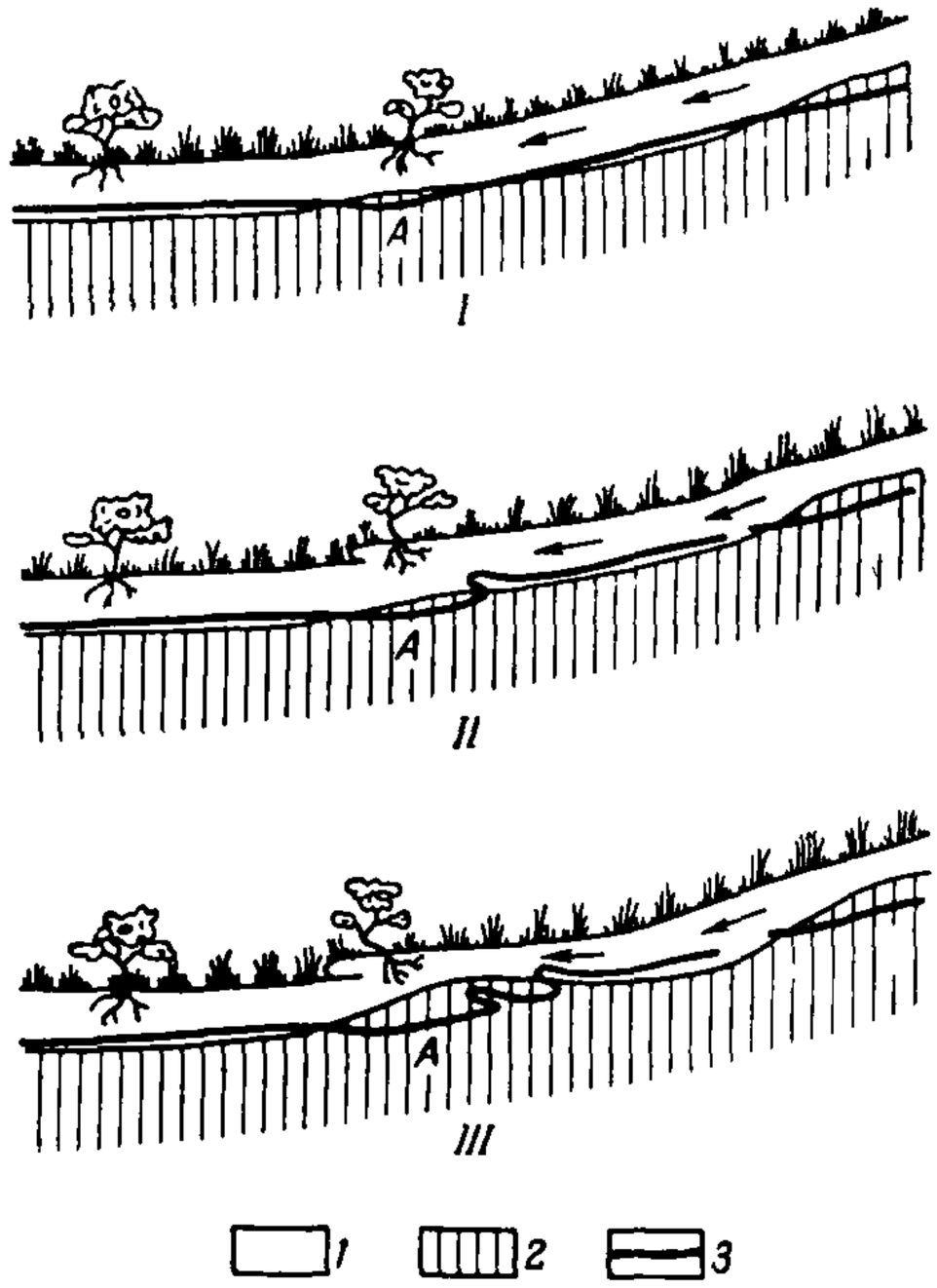


Рис. 87. Механизм образования складок на солифлюкционном склоне (Hopkins and Giddings, 1950):

1 — сезоннопротаивающий слой; *2* — многолетнемерзлые породы; *3* — гумусовая прослойка

Наличие нескольких слоев инволюций не может свидетельствовать о существовании нескольких циклов многолетнего промерзания и протаивания грунтов, так как прекращение деформации в слое сезонного протаивания могло произойти и от изменения местных условий — изменение увлажнения, снегонакопления и т. п.

10. Исследование следов древней солифлюкции имеет много общего с исследованием современных форм рельефа и отложений солифлюкционного происхождения. Особое внимание следует уделить выяснению различий в отложениях солифлюкционных форм рельефа и морены, так как эти различия еще твердо не определены. Установить их можно, изучая ориентировку каменных включений в мелкоземе и степень их окатанности. По ориентировке обломков можно выяснить направление движения древних солифлюкционных масс и уклоны, при которых это движение развивалось.

Древние солифлюкционные отложения или отложения, перемещенные солифлюкцией, сохраняют иногда ряд специфических текстур динамического происхождения. Среди них можно выделить:

а) слоистую текстуру — погребенные прослойки гумуса и другие прерывистые прослойки залегают параллельно уклону;

б) «цилиндрическую солифлюкцию» — когда в разрезах выделяются вытянутые «карманы» обычно более опесчаненного материала, залегающего среди более глинистого (рис. 86, схемы *A* — *D*). Условиями развития этого типа текстур являются неровная поверхность склона и наличие пород, в различной степени способных к течению;

в) смятие слоев в складки («пликации»). Механизм возникновения этих складок показан на рис. 87.

Помимо этого, отличительным признаком солифлюкционных отложений является ориентировка длинной оси обломков по уклону местности, согласно направлению движения, чем они отличаются от моренных отложений, где валунный материал часто ориентирован по ходу движения ледника независимо от местных уклонов.

11. На основании одних следов древних пятен-медальонов, солифлюкционных отложений и деформаций точное определение геокриологических условий того или иного отрезка четвертичного периода невозможно. Наиболее вероятно только то, что описанные явления могли получить интенсивное развитие лишь при наличии многолетнемерзлых пород. Однако, как и в настоящее время, в прошлом развитие этих явлений могло происходить, видимо, и при отсутствии многолетнемерзлых пород, например при благоприятных условиях для процессов промерзания и протаивания, при неглубоком залегании коренных или водонепроницаемых пород.

ЛИТЕРАТУРА

Баулин В. В., Шмелев Л. М., Соломатин В. И. О следах древних мерзлотных процессов в среднечетвертичных отложениях нижнего течения реки Оби. «Перигляциальный сборник». Изд-во Моск. гос. ун-та, 1960.

Белопухова Е. Б. Земляные жилы в аласной котловине в Верхневилюйском районе ЯАССР.— Тр. Северо-Восточного отделения Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. II, Якутск, 1960.

Бойцов М Н. О следах многолетней мерзлоты в разрезах рыхлых осадков восточного склона Южного Урала.— Докл. первичн. организ. Горного об-ва при ВСЕГЕИ, вып. 1, Л., 1958.

Бойцов М. Н. О реликтах мерзлотного рельефа на восточном склоне Южного Урала.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15. Госгеолтехиздат, 1959.

Васильев Ю. М. О следах проявления мерзлотных процессов в четвертичных отложениях северного Прикаспия. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1958.

Величко А. А. Перигляциальные структуры бассейна средней Десны и их значение для стратиграфических и палеогеографических построений.— Biuletyn Peryglacialny, Nr 6, Lodz, 1958.

Вельмина Н. А. К вопросу о происхождении замкнутых (аласных) впадин Центральной Якутии. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1957.

Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. III, М., Изд-во АН СССР, 1956.

Каплина Т. Н. и Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по повторно-жильным льдам. «Перигляциальный сборник». Изд-во Моск. гос. ун-та, 1960.

Катасонов Е. М. Ледяные жилы и причины изгибания слоев в мерзлых четвертичных отложениях. Сб. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. IV. Изд-во АН СССР, 1958.

Кудрин Л. Н. Об ископаемых следах «вечной мерзлоты» в окрестностях г. Львова.— Геогр. сборник Львов. гос. ун-та, вып. 3. Львов, 1956.

Литвинов А. Я. К вопросу о происхождении и закономерностях распространения подземных пустот в лёссовидных суглинках района Красноярска.— Основания, фундаменты и механика грунтов, № 3, 1959.

Марков К. К. Изучение перигляциальных образований.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1959.

Молодых И. И. Об ископаемых следах мерзлоты в Приангарье. — Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 15, 1958.

Москвитин А. И. «Ледяные клинья»— клиновидные трещины и их стратиграфическое значение.— Бюлл. Мос. об-ва испытателей природы, нов. серия, т. XVIII, отд. геолог., вып. 2, 1940.

Москвитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости их распознавания— Мерзлотоведение, т. II, № 1, 1947.
Москвитин А. И. Об ископаемых следах вечной мерзлоты.— Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 12, 1948.
Назаренко Д. П. О мерзлотных смятиях, клиновидных трещинах, гляциодислокациях и других маргинальных образованиях в области Днепровского ледникового языка.— Ученые записки Харьков. ун-та, 1957.
Паталеев А. В. Морозобойные трещины в грунтах.— Природа, № 12, 1955.
Попов А. И. Геологические и геоморфологические условия территории Подмосковного стационара. Сб. «Сезонное промерзание грунтов и применение льда в строительных целях». Изд-во АН СССР, 1957.
Попов А. И. История вечной мерзлоты в СССР в четвертичный период.— Вестник МГУ, серия, биол., почв., геол., геогр., № 3, 1957.
Попов А. И. Перигляциальные и другие зональные мерзлотные явления (современные и древние). — Вестник Мос. гос. ун-та, серия биол., почв., геол., геогр., № 2, 1959.
Пряхин А. И. Мерзлотно-геологические явления в третичных и четвертичных отложениях долин рек Камы, Вятки и Белой. Научные доклады высшей школы, геолого-геогр. науки, № 2, 1958.
Соколовский И. А. Об ископаемых следах «вечной» мерзлоты в четвертичных отложениях западной части УССР.— Доповіді АН УССР, № 4, 1955.
Büdel J. Die «periglazial»-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimats auf der ganze Erde.— Erdkunde, Bd. VII, Hft. 4, 1953.
Cailleux A. et Taylor G. Cryopedologie, Paris, 1954.
Dylik J. Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane. — Biulet. peryglac. N 2, 1955.
Gallwitz G. Eiskeile und glaziale Sedimentation.— Geologica, Berl., 1949.
Hopkins D. and Giddings J. Geological background of the Iyatayet archeological site, cape Denbigh, Alaska. — Smithsonian Miscell collect, v. 121, N 11, Wash., 1953.
Jahn A. Криотурбационные явления современной и плестоценовой приледниковой зоны.— Acta geologica Polonica, v. 2, N 1—2, 1951.
Smith H. T. U. Physical effects of pleistocene climatic changes in nonglaciated areas.— Bull. Geol. Soc. Amer., V. 60, N 9, 1949.
Soergel W. Diluviale Eiskeile.— Zs. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 88, Hft. 3, 1936.

§ 5. НАЛЕДИ

Образование наледей представляет собой явление, весьма характерное для области многолетнемерзлых пород. Оно наблюдается и за пределами указанной области, но главным образом в малоснежных районах глубокого сезонного промерзания грунтов.

Наледью называют плосковыпуклое ледяное тело, образовавшееся на поверхности почвы в результате последовательного замерзания поверхностных или подземных вод.

Наледной называют воду, находящуюся на ледяном покрове реки или наледи, которая, замерзая, увеличивает их мощность.

По местоположению различают русловые, береговые, склоновые и водораздельные наледи.

По генезису различают наледи поверхностных и подземных вод. Наледи поверхностных вод образуются водами рек и озер, наледи подземных вод — источниками вод глубокой циркуляции, водами грунтовых и подрусловых потоков.

Наиболее часто встречаются наледи, образованные смешанными водами с преобладанием того или иного их типа.

Наледи поверхностных вод образуются в результате сжатия живого сечения поверхностного потока нарастающим ледяным покровом, донным льдом, в результате перемерзания пород русла реки на фильтрующих перекатах и т. д. Наледи образуются также в результате смены состава пород на пути движения речного потока, наличия в ложе реки порогов, смены участков эрозии и аккумуляции, вследствие сужения или поворота долины.

Наледи подземных вод образуются при изменении условий движения подземного потока, возникшем без вмешательства или в результате вмешательства человека.

Наледи, образованные подземными водами глубокой циркуляции, являются наиболее постоянными по местоположению и развиваются всю зиму. Приурочены они к выходам подземных вод по зонам разломов, тектоническим трещинам, контактам пород различного возраста и состава: в руслах рек они образуются большей частью за счет субаквальных источников.

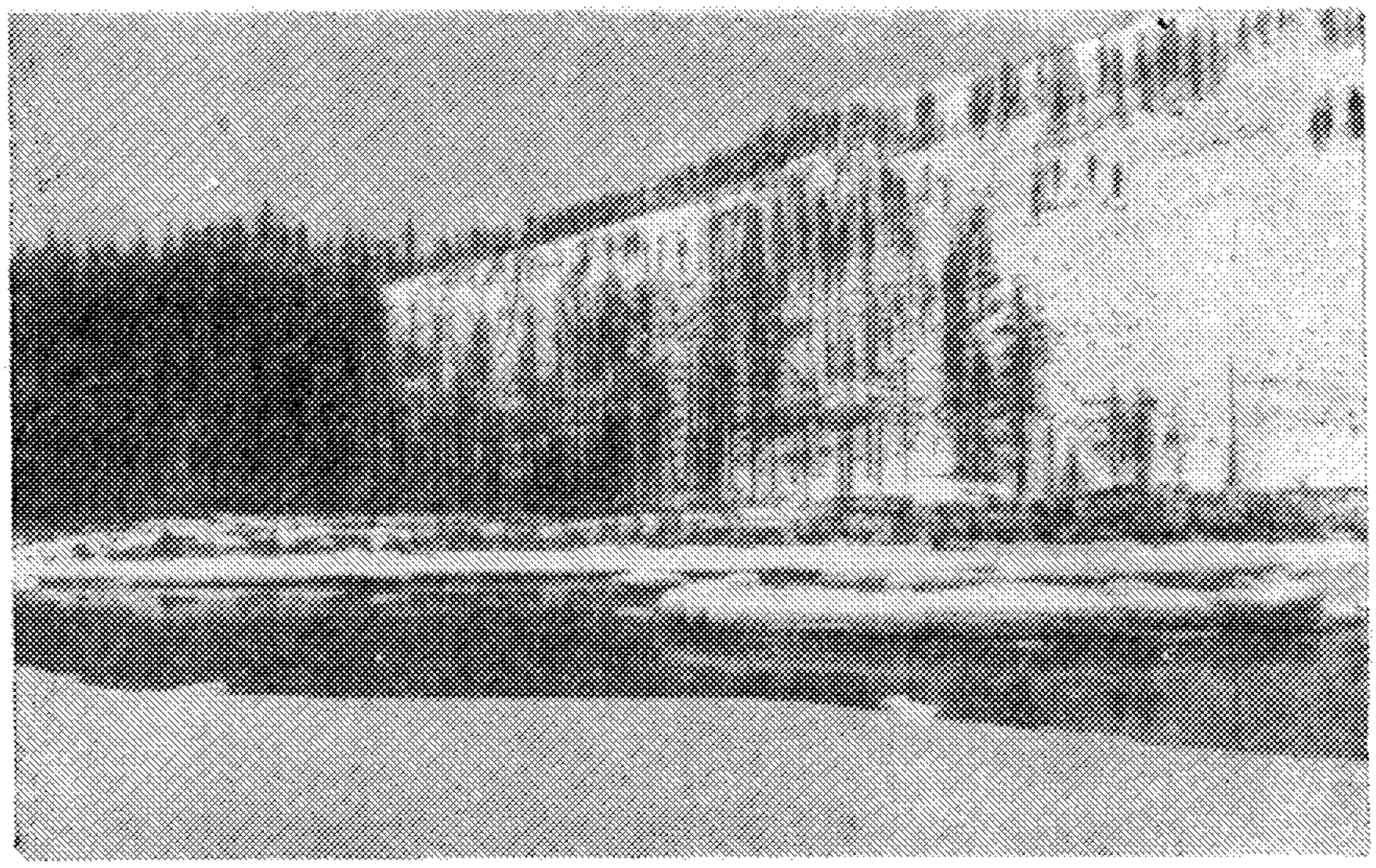


Рис. 88. Полынья на р. Тимптон на участке выхода субаквальных источников, приуроченного к тектоническим трещинам

В связи с этим вблизи мощных русловых наледей нередко наблюдаются открытые полыньи (рис. 88).

Наледи вод смешанного типа, образующиеся в руслах рек, имеют значительные размеры и мощность.

Наледи образуются либо непосредственно у места излива воды на поверхность, либо в некотором от него удалении в зависимости от температуры, скорости движения воды и дебита источника, а также от рельефа, состава грунтов и пр.

По времени существования наледи бывают сезонными, летующими и многолетними («тарыны»).

Сезонные наледи образуются на протяжении коротких периодов или в течение всей зимы в зависимости от питания и местных условий. Наледи, имеющие короткий период развития («сухие» наледи), чаще всего образуются в начале зимы. Иногда наледи образуются во второй половине зимы, в момент окончания промерзания слоя сезонного протаивания. Сезонные наледи могут питаться постоянными и временными источниками, а также возникать за счет промерзания статических запасов воды (например, на болотах).

Распространены наледи в основном в горных областях, что определяется условиями движения поверхностных вод, циркуляции подземных вод, раскрытостью гидрогеологических структур и климатическими условиями.

Летующие наледи, т. е. наледи, сохраняющиеся до конца лета, встречаются в основном в восточных и северо-восточных горных районах области

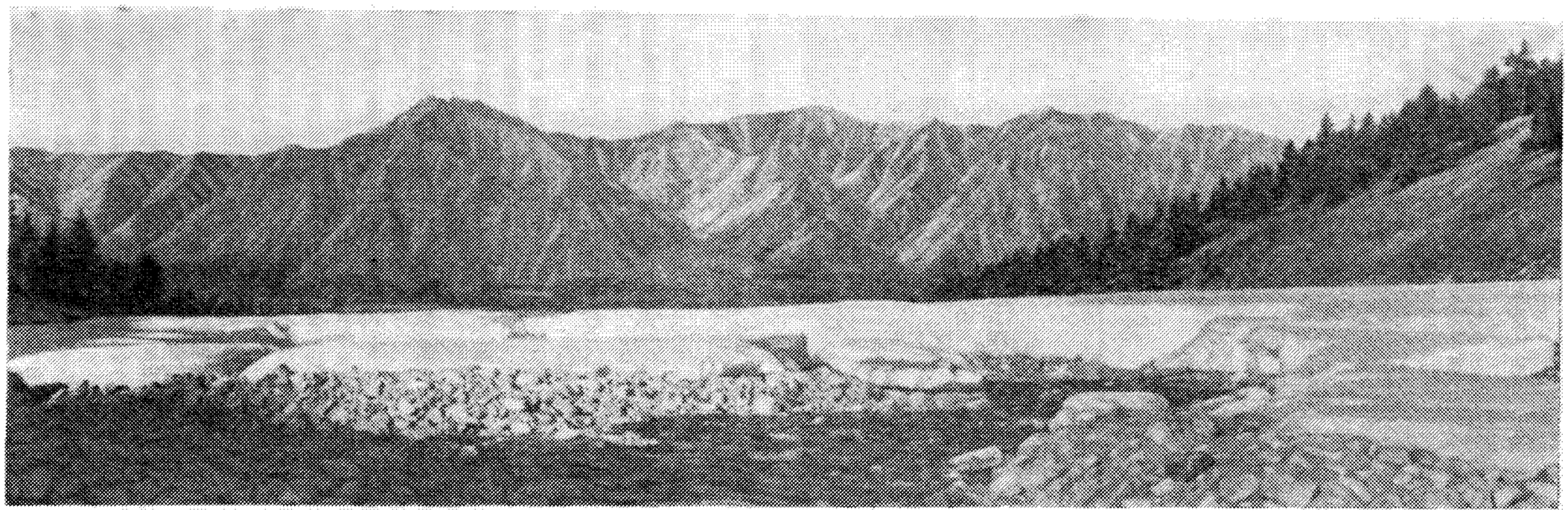


Рис. 89. Многолетняя наледь в верховье р. Кнория (хр.Сунтар-Хаята) у перевала к р. Ат-Юрях, высота 1500 *м* над уровнем моря. Середина августа 1959 г. Фото М. М. Корейша

многолетнемерзлых пород, так как в образовании и продолжительности существования наледей большую роль играет абсолютная высота местности, которой соответствуют и более суровые климатические условия.

Многолетние гигантские наледи распространены в горных районах преимущественно на северо-востоке Сибири. Для их развития необходимы наиболее суровые континентальные климатические условия и источники питания с дебитом до нескольких кубических метров в секунду. Располагаются они преимущественно в руслах рек и реже на низких террасах. Летом их размеры уменьшаются, а зимой увеличиваются (рис. 89, 90). В многолетних наледях лед обновляется на протяжении 2—3 лет и более.

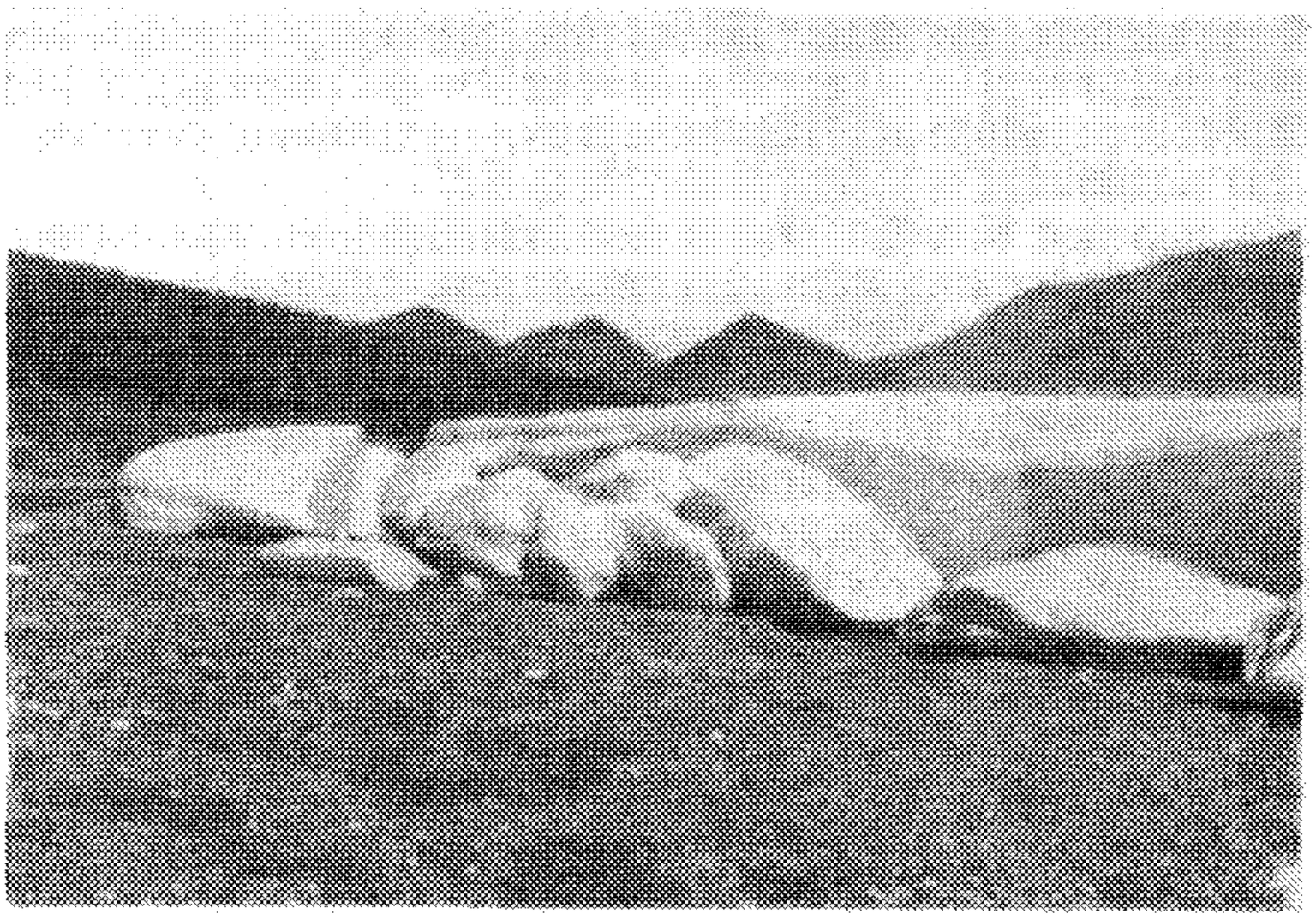


Рис. 90. Многолетняя наледь в верховье р. Конгор (бассейн р. Индигирки, хребет Сунтар-Хаята), высота 1440 *м* над уровнем моря. Середина августа 1959 г. Фото М. М. Корейша

В формировании наледного льда всех видов большую роль играет снежный покров, периодически смачиваемый наледной водой и образующий отдельные слои льда различной толщины.

В районах океанического влияния мощный снежный покров является одним из важных условий, противодействующих формированию наледей. В таких районах наледи развиты слабо.

Дебиты и температура источников подземных вод, образующих наледи, зависят от геолого-географических условий. Так, на юге Забайкалья и Дальнего Востока дебиты источников колеблются от 1 до 10 *л/сек*, а температура воды редко превышает 1—2°. Источники с более высокой температурой, если они относятся к типу субаквальных, вызывают образование полыней. В центральных районах области многолетнемерзлых пород и в северных горных районах северо-востока Сибири дебиты источников бывают значительными — до сотен и даже тысяч литров в секунду, а температура воды достигает 4—15°. Это объясняется молодостью и глубиной тектонических разломов, обеспечивающих глубокую циркуляцию подземных вод.

По форме, в значительной степени обусловленной рельефом местности — ложем реки, поверхностью склона и т. д., наледи бывают круглыми, овальными, вытянутыми, лопастными и т. д. На обрывистых и крутых склонах образуются висячие наледи — ледяные каскады, ледопады и на-

теки. В процессе развития форма наледей меняется. Иногда несколько наледей сливаются в единое целое, причем каждая из них может иметь различное питание.

В каждой наледи выделяют головную (или верховую) часть, расположенную вблизи питающего источника, срединную и низовую.

Размеры наледей различны и зависят от дебита источника, рельефа, температуры воды и ряда других условий. Наледи имеют длину от нескольких метров до нескольких километров. Наиболее длинные наледи располагаются в руслах рек. Ширина наледей зависит от ширины и формы дна долины. Толщина русловых наледей колеблется в среднем от 1 до 4 *м*, но бывает и больше. В ущельях (каньонах) наледи растут преимущественно в высоту.

Русловые наледи, имеющие смешанное питание, нередко имеют толщину в 4—5 *м* (рис. 91). Висячие наледи имеют размеры, определяемые высотой берегового обрыва и особенностями источника питания (дебита и температуры воды).

Площади наледей колеблются от десятков и сотен квадратных метров иногда до нескольких квадратных километров. Объемы наледей различны и колеблются от нескольких до миллионов кубических метров (гигантские наледи).

Условия образования наледей, их распространение, скорость развития, продолжительность существования, а также процесс их таяния определяются комплексом условий: дебитом питающего источника (потока), его постоянством и постоянством мест выхода, наличием побочных источников питания, температурой воды, воздуха, глубиной сезонного промерзания, снежным покровом, абсолютной высотой местности, рельефом, экспозицией и пр.

В развитии сезонных наледей различают отдельные этапы — молодой, зрелый и старческий. Первый продолжается с октября (или ноября) по декабрь-январь; второй — с декабря-января по март-апрель, он является периодом максимального наледеобразования; третий этап — с марта-апреля до окончания таяния льда.

В первом этапе увеличивается площадь наледи, во втором — преимущественно ее толщина; этот этап характеризуется появлением трещин и ледяных бугров пучения. В третьем периоде наледь расчленяется промоинами на отдельные части и тает.

Наледь нарастает сверху. Если напор питающей воды снизу велик, то в пределах наледи образуются вздутия и бугры различной величины и формы (рис. 92). Из трещин в бугре происходит излив воды на поверхность и формирование вторичных слоев наледей.

Если источник, питающий наледь, маломощен, то рост наледи, начавшись осенью или в начале зимы, вскоре прекращается (временные, «сухие» наледи).

Большинство наледей растаивает в середине или к концу лета. На месте ежегодного образования наледей формируется так называемая наледная поляна. Она характеризуется отсутствием древесной растительности, поздним и неравномерным развитием травяного покрова и кустарников, участками прошлогодней травы, придавленной к почве. Поверхность наледных полян на склонах долин часто бывает нарушена процессами сезонного пучения.

Участок русловой наледи в долине небольшой реки часто имеет плоское дно, как будто искусственно вымощенное галькой (камешник). Русловые наледи больших размеров способствуют разделению реки на рукава, образованию островов и расчленению дна долины за счет вешних вод, текущих вдоль боков наледи. Разрушению коренных склонов долины способствует и микроклимат, формирующийся вблизи наледи.

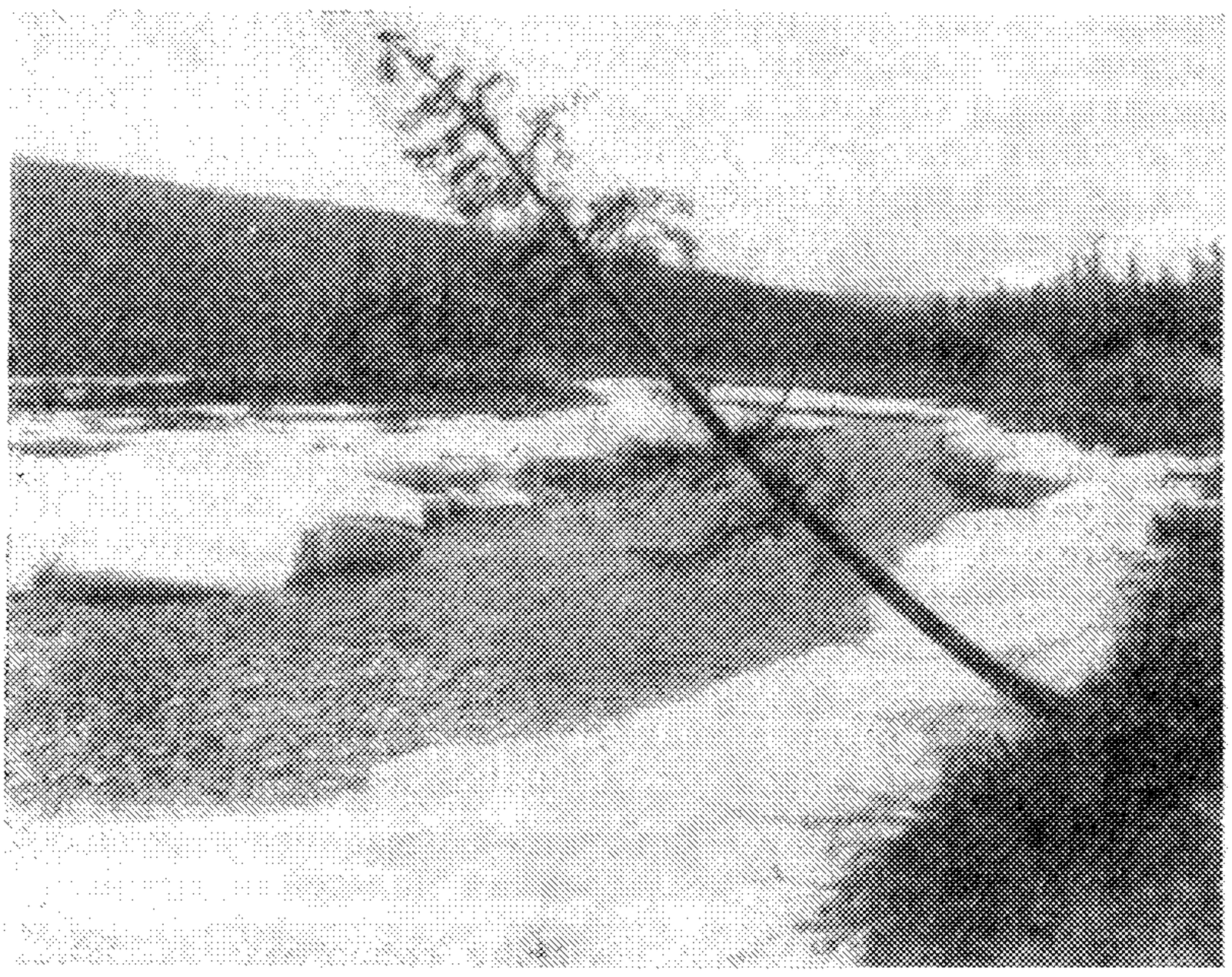


Рис. 91. Русловая наледь смешанного питания поверхностных и подземных вод (субаквальных выходов) в долине р. Горбылях

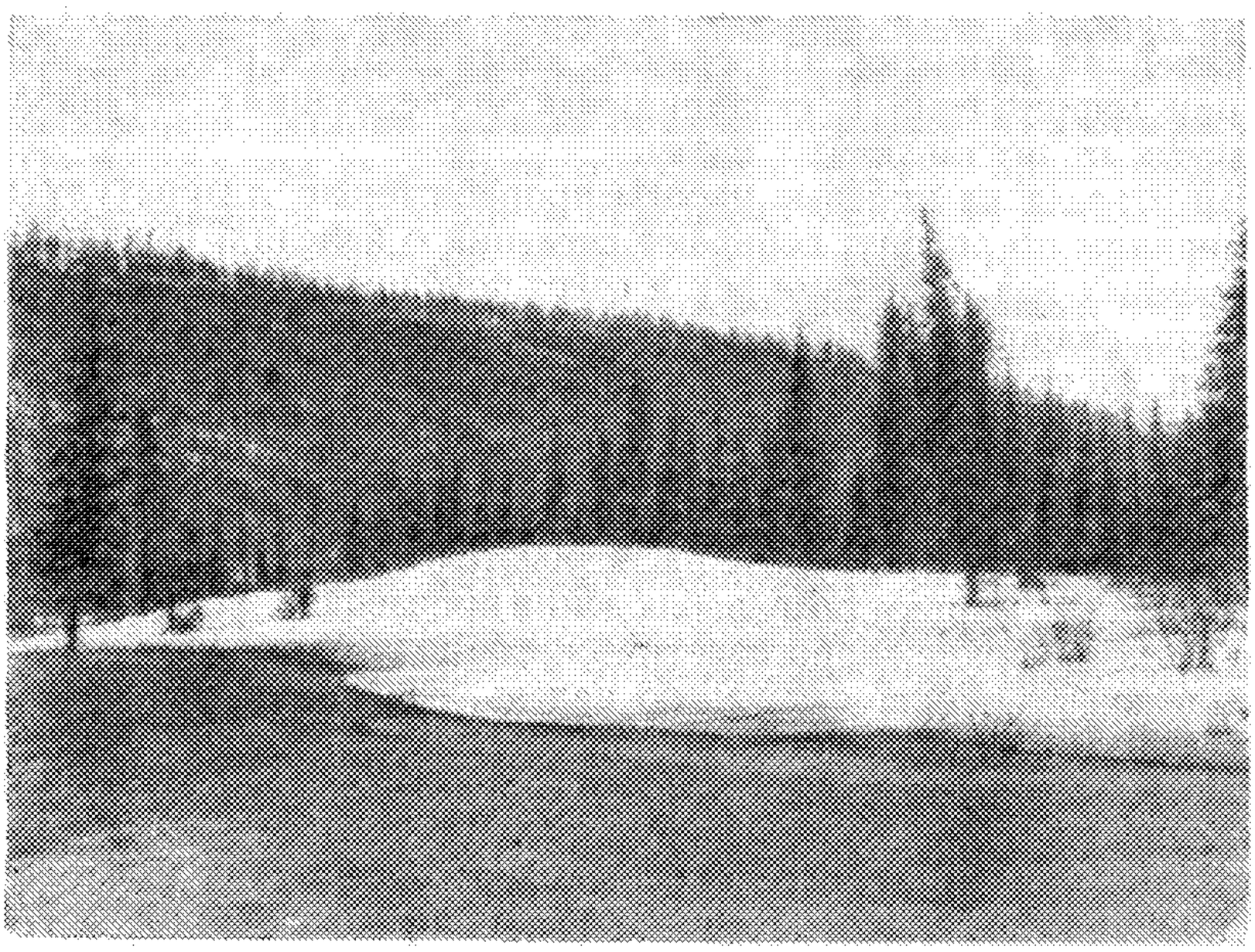


Рис. 92. Наледный бугор на наледи подземных вод, заполнившей долину реки

Химический состав наледного льда качественно характеризует воды, питающие наледь, и определяет их принадлежность к соответствующему типу вод или водоносному горизонту (трещиноватым зонам). При образовании наледей за счет минерализованных вод на поверхности льда наблюдаются отложения хлоридных, углекислых и сернокислых солей, преимущественно натрия и кальция, в виде порошка белого или желтоватого цвета. Количество таких отложений различно, достигает иногда 50 *г/м*^{2}; распределение их по поверхности наледи обычно неравномерное. Выпадение солей связано с кристаллизацией и испарением (вымораживанием) воды.

Состав воды, питающей наледь, изменяется в течение года. К весне минерализация воды обычно увеличивается. Это объясняется тем, что подток грунтовых вод в глубины прекращается, происходит разобщение (перемерзание) отдельных водоносных горизонтов.

Наледи часто образуются под влиянием человеческой деятельности, изменяющей условия движения поверхностных вод, залегания и циркуляции подземных вод. Так, причиной наледи могут быть вырубки леса, таежные пожары, разрушение берегов; разведочные и изыскательские работы, проходка шурфов и скважин; строительство, карьеры, выемки, котлованы; прокладка дорог, усиленное локальное перемерзание грунтов; эксплуатация сооружений, как обогревающих, так и промораживающих грунтовые потоки, расположенные близко от поверхности земли, и т. д.

Полевые исследования наледей

Наледи обследуются с целью изучения гидрогеологических, геологических, геоморфологических и прочих условий отдельных районов, строительных площадок, трасс дорог и т. д.

1. Исследования наледей могут быть маршрутными и стационарными. Маршрутные исследования предусматривают однократные и многократные наблюдения над наледями; стационарные включают наблюдения за водным режимом наледей, механизмом наледеобразования в целях изучения закономерностей их развития. Программу наблюдений и степень детальности работ при маршрутных и стационарных исследованиях устанавливают в зависимости от поставленных задач.

2. До отъезда на полевые работы прорабатывают литературу и фондовые материалы по району; собирают сведения о наледях, выходах источников подземных вод, о режиме рек и озер; подбирают топографические, геологические, гидрогеологические карты, материалы аэрофотосъемки и пр.

3. При отсутствии аэрофотоматериалов, желателен облет территории. Аэронаблюдения проводят в начале лета, после схода снежного покрова. Наблюдать летующие и многолетние наледи лучше всего в августе и сентябре. Наледи и специфический ландшафт мест наледеобразования хорошо фиксируются на аэроснимках и распознаются с самолета.

4. Наземные маршрутные наблюдения производят не менее двух раз. Первое обследование с гидрогеологическими целями производят в период, когда к воде источника, питающего наледь, еще не примешиваются талые и атмосферные воды. В южных районах области многолетнемерзлых пород этот осмотр следует проводить в марте — в первой половине апреля; в более северных, а также высокогорных районах — в апреле-мае. Вторичное обследование наледей производят в июле-августе, когда имеется возможность произвести геоморфологические и геокриологические наблюдения. В это время производят буровые и шурфовочные работы, уточняют гидрогеологические условия участка. При специальных гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях вторичное обследование наледей обязательно. Если к этому моменту некоторые наледи растают, места их развития определяют по наледным полянам, остаткам бугров пучения и пр.

5. От местных жителей (особенно от охотников и рыболовов) собирают сведения о незамерзающих участках рек — полыньях (особенно тех, где зимой водится рыба) и о наледях: их размерах, времени образования и растаивания, постоянстве места образования. Выясняют, используется ли наледь или питающий ее источник населением, каким образом и для чего. Собирают сведения о наличии на наледях отложений солей. Все сведения о наледях записывают в журнал наблюдений, а их местоположение отмечают на карте или аэрофотоснимках.

6. Приступая к обследованию наледи, необходимо записать ее местоположение — в долине и бассейне какой реки она находится, в каком направлении расположена наледь от ближайшего населенного пункта, номер километра дороги; указывают местное название наледи, источника, ручья. Каждой наледи присваивают номер, который наносится на карту.

При описании наледей указывают экспозицию участка, составляют схему, делают зарисовки. Отмечают, к каким формам рельефа приурочена наледь: к руслу, подножию террасы (номер террасы — по счету снизу), к склону, его подножию, к конусу выноса и т. д. Соответствующий элемент рельефа подробно описывают. Указывают относительную высоту наледи над урезом воды в реке, тальвегом долины (по направлению, перпендикулярному реке). Отмечают размеры наледи и ее форму, стадию развития, состояние. Наледь фотографируют сверху (со склона долины, с водораздела или с верхней части обнажения) и сбоку. Для крупных наледей желательно дать панорамный снимок. На отдельных снимках должна быть видна толщина наледи.

Выясняют геологические условия выхода источника, питающего наледь. Особое внимание при этом уделяют изучению тектонических нарушений и контактов пород различного состава, к которым приурочены выходы подземных вод.

Особое внимание уделяют описанию различных криогенных образований вблизи наледи, в ее окрестностях (сезонных и многолетних бугров пучения, термокарстовых понижений и пр.), характеристике условий дренажа, составу и свойствам грунтов. Затем устанавливают генетический тип наледи (питание за счет поверхностных, подземных или смешанных вод). На особенности питания наледи, помимо ее размеров, указывает ее строение. Переслаивание льда водного и снежно-водного происхождения указывает на перерывы в развитии ее отдельных участков. В наледях, питаемых напорными аллювиальными водами, нередко присутствуют взвеси песка и мелкой гальки. В речной наледи или в наледи, имеющей смешанное питание, наблюдается слоистость льда с характерными для каждого слоя цветом, примесями, воздушными включениями и т. д.

На схемах и планах отмечают характер растительности и ее распределение в районе наледи. Указывают виды древесной растительности, ее состояние, толщину стволов, наличие сухостоя, расщепленных и поваленных деревьев, расположение их относительно места выхода источников, питающих наледь.

При зимних обследованиях отмечают толщину, плотность и характер распределения снежного покрова на наледи и окружающей территории.

7. Детально обследуют места выходов источников, питающих наледь, при этом указывают на наличие воронок на месте выходов воды, отмечают их глубину, диаметр, характер излива воды (спокойный или под напором), показывают на плане предполагаемые места миграции головок источников, русла стока, сухие воронки, участки размытого грунта и т. д.

8. Если обследуемая наледь расположена на террасе или склоне, то следует осмотреть русло реки: нет ли в нем полыней, питаемых субаквальными источниками. Если наледь расположена в русле реки, необходимо тщательно обследовать прилегающий участок берега, склоны. При наличии

тектонической трещины можно ожидать выход источников на берегах, особенно на склонах южных экспозиций.

При осмотре берегов реки могут быть обнаружены наледи и источники, приуроченные к тектоническим трещинам, ориентированным вдоль долины.

Места возникновения наледей, особенно речных и склоновых, в процессе их развития перемещаются вверх по долине или снизу вверх по склону по мере перемерзания низовых участков грунтового потока. Поэтому в осеннее время источник, питающий наледь, следует искать выше места обычного образования наледи; в первой половине зимы — в верхней части наледи, а к весне выход воды может быть даже и перекрыт наледью. Это правило нарушается в случае, если аллювий или делювий хорошо водопроницаемы, и тем более, если температура высока и дебит питающего источника велик.

9. *План наледи в зависимости от ее размеров составляют в масштабе* 1 : 5000—1 : 1000, с горизонталями через 0,25—1,0 *м*. При рекогносцировочных исследованиях и изучении небольших наледей можно ограничиться глазомерной съемкой. Наледь привязывают к характерным точкам местности: выступу скалы, обнажению, острову и т. д., по которым летом можно опознать место ее образования.

10. При стационарных наблюдениях за наледью и при необходимости точного подсчета объема наледи проводят нивелировку наледной поляны до начала образования наледи и расставляют измерительные рейки (вешки с насечками). Вторично наледь нивелируют в конце периода ее развития. При неоднократных посещениях по рейкам устанавливают характер роста наледи.

Проследить рост наледи можно путем систематического окрашивания наледной воды в разные цвета. Увеличение наледи за определенные промежутки времени устанавливают по цветному льду после проходки шурфов. Результаты наблюдений наносят на планы, схемы и профили. Стрелками и условными знаками показывают очертания наросшего льда.

На плане отмечают также вновь появившиеся полыньи (если наледь в русле), места взрывов наледи, бугры пучения и пр. В случае взрыва бугров пучения глыбы льда измеряют, определяют расстояние, на которое они были отброшены, и направления, в которых произошло их перемещение, при этом указывают даты каждого наблюдения.

Если наледь заливает участок леса, то на деревьях делают пометки, а летом по ним замеряют толщину льда. О толщине наледи можно судить летом по следам, оставшимся на деревьях (налетам солей на коре), механическим повреждениям.

11. Все вздутия на наледях обследуют, описывают и наносят на план. Ледяные бугры на речных наледях, возникшие от напора речных вод, большею частью вытянуты вдоль русла. Против устьев притоков бугры нередко располагаются поперек русла реки. Следует учитывать, что к весне видимые размеры бугров могут быть меньше, так как их основание перекрывается наледью. Выясняют сроки и последовательность возникновения бугров, время их обрушения и окончательного таяния, наличие взрывов, изливов воды, периодичность изливов, примерный дебит воды и пр. Отмечают места изливов, замеряют температуру изливающейся воды или указывают, что излив отсутствует. Обращают внимание на наличие взвеси грунта, галечника в теле наледи.

При более детальных обследованиях на буграх закладывают шурфы, определяют их строение, отбирают пробы воды, делают зарисовки и фотографируют разрезы.

Основные трещины, наблюдаемые в теле наледи и ледяных буграх, наносят на план. Указывают их форму, протяженность, ширину, глубину, водоносность, ориентировку по отношению главной оси наледи, реки, выхода источника. Отмечают состояние трещин, их заполнение илом, во-

дой. Указывают, выходят ли трещины за пределы наледи, рассекают ли прилегающую к наледи почву.

12. Форма речной наледи до некоторой степени характеризует зимний режим реки. Выпуклый ледяной покров обусловливается напором речных вод; вогнутый — возникает при наличии береговых наледей или от опускания речного льда вследствие сокращения стока. Последнее чаще наблюдается в горных реках южной части области многолетнемерзлых пород, например в Забайкалье.

13. Для определения объема наледи измеряют ее площадь с помощью рулетки или мерной ленты и толщину (максимальную и среднюю), опираясь на систему поперечных профилей. При детальных исследованиях наледей производят бурение или шурфование по поперечникам.

Объем льда, нарастающего в течение периода развития наледи, характеризует дебит источника или группы источников. В ряде случаев объем льда может превышать минимальный дебит источника (если в наледеобразовании участвовали поверхностные воды, снег, грунтовые воды и пр.), но бывает и меньше его — при сохранении некоторого поверхностного или подземного стока воды.

В течение ряда лет объем наледи изменяется как вследствие изменения условий наледеобразования, так и за счет изменения дебита источника. Для источников глубоко циркулирующих подземных вод колебания дебита в среднем могут составлять 20—25%, а для вод иного типа — значительно больше.

14. Оценку дебита источника по объему льда наледи в случае ее питания подземными водами (аллювиальными, смешанного типа) следует делать крайне осторожно, так как значительная часть объема льда при этом может возникнуть за счет речных вод, приток которых в течение ряда лет может резко колебаться. Следует учитывать, что значительная часть воды стекает в жидком виде и в наледеобразовании не участвует.

Если источник, питающий наледь, выходит субаквально, большая часть воды может стекать в виде незамерзающего потока и образовать наледь в значительном удалении от места его выхода.

Расстояние от места образования наледи до выхода источника на поверхность, а также количество воды, которое превращается в лед, определяется многими условиями: температурой воды и воздуха, дебитом источника, гранулометрическим составом рыхлых отложений, рельефом, гидрогеологическими, геокриологическими и прочими условиями.

Крупные наледи, расположенные на пологих склонах и террасах, нередко имеют каналы, отводящие воду от основных источников, питающих их. В зимнее время каналы можно обнаружить по шуму воды. Иногда каналов бывает несколько, они пересекаются между собой или идут параллельно друг другу. Каналы следует вскрыть и замерить дебит потоков.

Результаты подсчета объема льда вместе с замерами дебита воды видимых источников и воды, циркулирующей по межналедным каналам, принимая во внимание дату определения, дают возможность сделать выводы о действительном минимальном дебите источника (или максимальном, если это необходимо). Неопределенным остается дебит грунтового стока, если он имеется.

Если таяние наледи уже началось, то замеры дебита источников, питающих наледь, а также расходов открытых потоков в полыньях следует проводить рано утром при заморозках. На плане наледи показывают место замера дебита источника и отмечают метод его определения. Если наледь питается группой источников, их сток концентрируют канавками и замеряют общий дебит.

Замеры дебита в полынье проводят в ее верхней и нижней частях.По этим замерам определяют место выхода субаквальных струй. Если разница

получается значительная, то для большей точности выбирают ряд промежуточных точек для замеров, а именно в тех пунктах, где температура воды у дна наиболее высокая.

15. Физические свойства воды из льда наледи и питающих ее источников (цвет, запах, вкус) определяют на месте. Для выяснения химического состава воды источника или потока и химического состава льда отбирают пробы согласно имеющимся инструкциям. При маршрутных исследованиях иногда можно ограничиться определениями химического состава воды на месте с помощью полевой лаборатории.

16. Специальные исследования наледей включают комплекс указанных исследований общего типа. Кроме того, они предусматривают получение данных в соответствии со специальными задачами работ. В каждом случае должны составляться особые программы.

17. При гидрогеологических исследованиях наледи наравне с полыньями на реках, незамерзающими источниками и буграми пучения являются основным признаком при поисках выходов подземных вод. Наледи указывают на положение водоносных горизонтов, характеризуют их производительность, смену пород различной водопроницаемости и обводненности, тектонические нарушения и пр. В платформенных областях наледи помогают выявлению стратиграфических горизонтов.

При гидрогеологических маршрутах обследуют все наледи района без исключения. Полные и детальные исследования (стационарные наблюдения, периодические посещения наледей, повторные анализы) следует проводить для наледей, которые изучают специально или которые характеризуют основные гидрогеологические свойства пород района, водоносность, а также условия циркуляции воды и водообмена.

Исследования наледей с гидрогеологическими целями требуют систематического посещения их в течение года (осенью, зимой, весной, летом) для наблюдений за их динамикой, за источниками, питающими наледь, полыньями, для отбора проб воды и льда на анализы и пр.

Температуру воды определяют во всех ее выходах, как питающих наледь, так и не связанных с ней непосредственно. Если источник образует ручей, температуру воды измеряют на месте выхода. При групповых выходах источников температуру воды определяют в нескольких местах. Желательно установить ежедневные трехразовые наблюдения за температурой источников в течение ряда дней (во время летних работ на наледи) и при этом захватить характерные дни: дождливые, в жаркую погоду, после паводков и т. д.

18. Определения дебита источников (и расхода воды в полыньях) за время обследования наледи проводят неоднократно в зависимости от имеющегося у исследователя времени — через два или пять дней.

При периодических (раз в месяц или раз в два месяца) замерах дебита источников, питающих наледь, следует учитывать, что в январе-феврале, при наиболее низкой температуре воздуха, их дебит может оказаться меньше, чем к концу критического периода — в конце марта и начале апреля, за счет консервации внутри наледи значительного количества воды. Следует обратить особое внимание на зависимость дебита от температуры воздуха.

19. Пробы воды источников, питающих наледи и расположенных вблизи наледи, отбираются с целью выяснения генезиса подземных вод на следующие специальные анализы: а) на полный химический анализ; б) на растворенный радий; в) на растворенный газ; г) на спектральный анализ.

Кроме того, для анализа берут пробы: а) свободного газа в местах его выхода; б) льда наледи на химический и спектральный анализ (выборочно) из разных ее слоев (суммарные пробы и послойные), отличающихся по цвету; в) минеральных включений внутри наледи (взвеси) для визуального

определения и на спектральный анализ; г) порошкообразных налетов на наледи для химического и спектрального анализов и на диатомовые.

Если наледи имеют смешанное питание и налеты солей отличаются по виду и цвету, то пробы берут в нескольких местах.

Определение радиоактивности (эманация радия, радон) вод источников, образующих наледь и расположенных в районе наледи, проводят на месте.

20. Исследования текстуры и структуры льда проводят на разных участках наледи, в специально пройденных шурфах или в естественных разрезах наледи после зачистки оплывших краев льда.

Количество шурфов и их распределение по площади задают в зависимости от конкретных условий. Желательно иметь данные по продольному поперечному разрезам наледи.

В процессе проходки шурфов определяют количество слоев льда в наледи, их мощность — максимальную, минимальную, среднюю и цвет. Мелкая слоистость наледи обычно указывает на периодическое нарастание льда в течение зимы. Описывают цвет льда и распределение слоев различной естественной окраски в горизонтальном и вертикальном разрезах наледи, что иногда вместе с другими сведениями позволяет судить о генезисе питающих ее вод. Структуру льда исследуют согласно инструкции, изложенной в первой части руководства.

21. При геологической съемке и разведке наледи исследуют со специальными целями. Наледи, обнаруженные в конце лета, так же как и мощные источники подземных вод, незамерзающие источники любого дебита и открытые зимой полыньи являются поисковым признаком на различного рода тектонические нарушения или контакты литологически различных пород. Это обстоятельство имеет особое значение при отсутствии обнажений, когда контакты пород скрыты под рыхлыми отложениями. Расположение наледей может помочь проследить (например, по аэрофотосхемам) протяженность тектонических нарушений за пределами исследованных участков.

Признаками наличия тектонических трещин (а также контактов пород и пр.) служат:

а) присутствие наледей большой протяженности и значительной мощности (в том числе речных);

б) расположение наледей больших размеров на террасах, где заведомо отсутствует питание их поверхностными водами;

в) наличие на наледях отложений различных солей.

Цепочки наледей показывают возможное направление трещин или зон разлома. Эту же роль выполняют наледные бугры и бугры пучения.

22. Исследования наледей при геоморфологических наблюдениях проводят в связи с их ролью в формировании рельефа дна долин и склонов. На это обстоятельство было указано выше.

23. Исследования наледей при поисках редких элементов и полезных ископаемых проводят потому, что результаты анализов льда наледей иногда помогают поисковым работам.

Имеющиеся шахты, штольни, галереи или естественные пещеры должны быть детально обследованы, зафиксировано наличие и расположение льда, выяснена его природа; отобраны пробы для химического и спектрального анализов.

При поисках рудных месторождений исследуют те наледи, которые образовались за счет вод глубокой циркуляции. На основании анализов проб льда, отобранных из различных слоев наледей, можно проследить за изменением химического состава подземных вод и миграцией элементов. Таким образом иногда удается установить наиболее благоприятное время для гидрохимических поисков месторождений редких элементов. Во всех случаях следует указать, не приурочена ли наледь к рудоносной жиле.

24. Исследования наледей в связи со строительством проводят при выборе строительной площадки или трассы железных и автомобильных дорог, водовода, линии связи и пр. Наледных участков следует по возможности избегать, если же это сделать нельзя, то необходимо провести исследования наледей, на основании которых можно решить вопрос об их генезисе и выбрать метод борьбы с ними.

Борьба с наледями, возникающими от поверхностных и грунтовых вод, с одной стороны, и подземных вод глубокой циркуляции — с другой, будет существенно различаться. Если в первом случае иногда могут оказаться достаточными временные меры, то во втором требуется уничтожение причин и условий, вызывающих наледеобразование.

Кроме фиксирования наледей, следует дать предварительную оценку различных участков площадки (или ряда площадок) или участков маршрута с точки зрения возможности возникновения наледей или их перемещения при искусственном нарушении существующего теплового режима грунтов, режима поверхностных и подземных вод (вырубка леса, корчевание пней, возведение дорог, проходка шурфов, канав и т. д.).

Места возможного появления наледей или их перемещения наносят на план (карту, схему), а в случае дорожных изысканий — на профиль трассы.

Следует иметь в виду, что существуют две противоположные причины искусственного образования наледей: первая — наличие охлаждающих горных выработок или сооружений, вызывающих перемерзание водоносного горизонта и образование наледей с верховой их стороны; вторая — наличие теплых сооружений, которые вызывают приток к ним подземных вод в результате протаивания грунтов до водоносного горизонта. Прорыв подземных вод на поверхность может быть и в случае сооружения неотапливаемых, но все же отчасти утепляющих грунт складов, сараев и других построек.

В завершение исследования наледей составляются следующие материалы:

а) карта расположения обследованных наледей;

б) геокриологическая, гидрогеологическая и другие карты (в зависимости от направления основных работ) с нанесением на них наледей, бугров и пр. Масштаб карт 1 : 10 000, 1 : 5 000 или 1 : 2 000;

в) планы наледей с указанием ледяных бугров, гидролакколитов, источников, мест замеров дебита, температуры и отбора проб;

г) записка, которая включает в себя результат обработки материала, полученного за время исследований, с приложением описания наледей, таблицы результатов анализов (химических, спектральных, газовых, пыльцевых и пр.), которые проводились в соответствии с планом работ.

Записку иллюстрируют фотографиями или оформляют их отдельно в виде альбома. В конце записки приводят список использованных литературных и архивных материалов.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов И. Я. Южная окраина области многолетней мерзлоты.— Гидрогеология СССР, вып. XVII, кн. 2, 1940.

Болдырев А. К., Васьковский А. П. и Ефимова Т А. О природе «налетов» на наледях Колымо-Индигирского края. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 2, 1946.

Вельмина Н. А. Каптаж подземных вод в условиях вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1952.

Вельмина Н. А. и Узембло В. В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1959.

Зонов Б. В. Наледи и полыньи на реках Яно-Колымской горной страны. Тр. Ин-та мерзлотоведения. АН СССР, т. 4, 1944.

Калабин А. И. Водоснабжение предприятий Дальстроя в условиях вечной мерзлоты. Магадан, 1945.
Колосов Д. М. О наледных явлениях как геоморфологическом процессе.— Проблемы физ. географии, т. VI, 1938.
Львов А. В. Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской ж. д. в условиях «вечной» мерзлоты почвы. Иркутск, 1916.
Майдель Г. Путешествие по северо-восточной части Якутской области в 1868—1870 гг., т. II, с атласом. СПб, 1896.
Петров В. Г. Наледи на Амуро-Якутской магистрали. Изд-во АН СССР, 1930.
Подъяконов С. Я. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения.— Изв. Имп. русск. геогр. об-ва, т. 39, вып. 4, 1903.
Попов Ю. Н. Современные ледники в бассейне р. Индигирки.— Природа, № 4, 1947.
Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 77. Водтрансиздат, 1953.
Седов В. П. и Швецов П. Ф. О связи наледей в бассейне р. Яны с подземными водами.— Сов. геология, № 12, 1940.
Симаков А. С. Некоторые данные о наледях Колымо-Индигирского края. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 6, Магадан, 1949.
Симаков А. С. К вопросу о происхождении тарынов. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР», вып. 9, Магадан, 1955.
Толстихин Н. И. Инструкция по изучению наледей. «Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты». Изд-во АН СССР, 1938.
Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Госгеолиздат, 1941.
Толстихин Н. И. и Обидин Н. И. Наледи Восточного Забайкалья.— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. XVIII, вып. 6, 1937.
Федорцев В. А. О вечной мерзлоте и наледях в северо-восточной Якутии.— Тр. Комиссии по изучению вечной мерзлоты, т. VI, 1937.
Чекотилло А. М. Наледи и борьба с ними. М., Дорожн. изд-во Гушосдора НКВД, 1940.
Чекотилло А. М. Область великих наледей (наледи Восточной Якутии).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1941.
Швецов П. Ф. Подземные воды Верхоянско-Колымской горноскладчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. Изд-во АН СССР, 1951.
Швецов П. Ф. и Седов В. П. Гигантские наледи и подземные воды хребта Тас-Хаяхтах. Изд-во АН СССР, 1941.

§ 6. СНЕЖНИКИ И ИХ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Снежниками называются такие скопления снега, которые существуют в течение части или всего теплого сезона года после стаивания снежного покрова. Изучение снежников представляет большой научный и практический интерес. Районы, где снежники встречаются довольно часто, отличаются специфическими природными особенностями. Снежники оказывают заметное влияние на развитие микрорельефа, микроклимат, питание рек и пр.

Особенно большую роль снежники играют в криогенном преобразовании рельефа. Процессы таяния и замерзания воды являются активным агентом разрушения горных пород; талые воды снежников — агентом удаления измельченных продуктов разрушения. Возникший снежник благодаря выветриванию, связанному с его существованием, как бы «вгрызается» в склон, на котором он расположен, и в конце концов создает особую нивальную форму рельефа, имеющую вид карообразной впадины. Многие кары представляют собой не ледниковые формы рельефа, а типичные нивальные — криогенные.

Нивации сопутствует целый ряд геоморфологических процессов. Так, например, выяснено, что в образовании нагорных террас существенную роль играют нивация и солифлюкция. Можно привести еще ряд примеров, доказывающих значение изучения снежников и их влияния на развитие рельефа, формирование рыхлых четвертичных отложений и на многие другие элементы географической среды.

Снежники и сопутствующие им процессы нивации оказывают влияние и на некоторые геокриологические условия отдельных участков. Под снежниками создается особый тепловой и водный режим подстилающих горных пород и пород, залегающих ниже их по склону. Снежники иногда имеют внешнее сходство с наледями, поэтому необходимо сделать описание типичных признаков снежников.

Продолжительность существования снежников весьма различна и зависит от абсолютной высоты, температуры воздуха, затенения поверхности и объема скопившегося снега. Крупные и мощные снежники при прочих равных условиях исчезают позже, чем небольшие. В зависимости от длительности существования снежники разделяются на следующие группы:

а) ранневесенние — существуют недолго, исчезают вскоре после схода снежного покрова;

б) поздневесенние — существуют до конца весны;

в) раннелетние — существуют до начала лета;

г) позднелетние — существуют до конца лета и исчезают к осени;

д) снежники-перелетки — существуют в течение всего теплого сезона.

Снежники, появляющиеся ежегодно на одних и тех же местах, в разные годы могут в зависимости от метеорологических условий переходить из одной группы в другую. Многоснежная зима и последующее холодное лето способствуют образованию устойчивых снежников с более длительным существованием. Наоборот, малоснежная зима и последующее теплое или жаркое лето сокращают количество длительно существующих снежников. Поэтому и процессы нивации во времени развиваются неравномерно и происходят с различной интенсивностью.

В полярном и приполярном климатических поясах можно встретить все типы снежников. Однако в приполярном поясе по сравнению с полярным резко сокращается число длительно существующих снежников. В равнинных районах умеренного пояса снежники-перелетки отсутствуют, а летние снежники встречаются редко. Соответствующая картина наблюдается и в горных районах по мере движения вниз от климатической снеговой границы.

Существует второй признак классификации снежников, основанный на геоморфологическом принципе. В этом случае снежники группируются соответственно тем формам рельефа, в которых они образовались, а именно: каровые, овражные, балочные, притеррасовые, эрозионно-ложбинные, карстовые, термокарстовые и т. д. Такая типология снежников необычайно разнообразна. Тем не менее она очень удобна, так как в каждом районе невелико разнообразие форм рельефа, на которых возникают снежники, и практически в очень редких случаях можно наблюдать множество типов снежников.

Наконец, снежники подразделяют также по способу их образования. Основным из них является метелевый перенос снега. Перевеваемый ветром снег задерживается и накапливается при одном из следующих условий: при наличии какого-либо препятствия такой тип снежника называется «забоем»; при накоплении снега в понижениях рельефа (в балках, оврагах, замкнутых впадинах и т. д.) такой тип снежника называется «замётным»; при накоплении снега в «ветровой тени», когда, например, на подветренном склоне хребта сваливается передутый через гребень метелевый снег, этот тип снежника называется «свальным»; в горных условиях при лавинах и обвалах образуются «лавинные снежники». Г. К. Тушинский (1957) предлагает выделять еще «карнизные снежники», которые возникают при метелях на гребнях и бровках плато; часть этих снежников образуют снежники-перелетки.

Таким образом, по способу образования выделяют следующие генетические группы снежников: а) снежники-забои; б) замётные; в) свальные; г) лавинные и д) карнизные.

Многочисленные виды снежников еще недостаточно исследованы, а многие стороны их развития мало изучены. Это обстоятельство объясняется тем, что до сих пор нет единой методики и программ наблюдений, позволяющих собрать сопоставимый материал.

Ниже излагается программа-минимум исследований снежников и явлений нивации.

Изучение снежников и нивации проводится маршрутным и стационарным методами.

1. Выбор маршрута. Для выбора маршрутов следует ознакомиться с топографическими картами, достаточно хорошо отображающими формы рельефа. С помощью геоморфологической карты места возможных снежников необходимо внимательно проанализировать. Ценнейшими материалами для предварительного изучения района, а затем для выбора полевых маршрутов и непосредственной работы являются аэроснимки. Аэрофотосъемка позволяет установить местоположение снежников и в первом приближении выделить их типы.

Маршруты при изучении снежников прокладывают таким образом, чтобы были осмотрены все типы снежников, встречающиеся в исследуемом районе. Просматривая аэроснимки, следует отметить снежники, которые представляют особый интерес и должны быть исследованы особо тщательно. Когда изучение снежников производят попутно, выбор маршрутов определяют главными задачами исследований. Тем не менее все же должны быть изучены несколько снежников каждого из распространенных типов.

Все маршруты наносят на карту и подробно описывают в полевой книжке. Снежники, расположенные на маршруте и находящиеся в поле видимости, отмечают на карте условными внемасштабными знаками. Снежники, которые могут быть показаны в масштабе, наносят на карту. Все изученные или бегло осмотренные снежники отмечают в полевой книжке и на бланке описания их под соответствующим очередным номером. Нумерация должна быть единой. Единую нумерацию устанавливают и для разрезов (профилей) и шурфов, сделанных в течение полевого периода.

2. Изучение и описание снежников.

а) Местонахождение снежника. Перед описанием снежника указывают его точное положение на местности. Это особенно важно при повторном обследовании. Указывают форму рельефа (или элемент рельефа), на котором расположен снежник: например у подножия сопки, на днище карла, в овраге под его склоном, в эрозионной ложбине, на уступе горного склона и т. д. Следует установить постоянство места снежника в течение ряда лет. Для этой цели спользуют имеющиеся данные: крупномасштабные карты, аэроснимки, местные приметы залегания снежника и другие.

б) Экспозиция. Указывают положение снежника по отношению к сторонам горизонта и к направлению господствующих ветров.

в) Связь с другими снежниками. Отмечают, образуют ли снежники сплошное поле с изолированными в нем островками оголенной земли или, наоборот, снежные пятна образуют островки на фоне свободной от снега поверхности земли. Описывают форму и величину (длину, ширину) перемычек, соединяющих снежники. При наличии свободных от снега островков описывают их форму и размеры. Выясняют причины образования снежных перемычек (наличие рвов, промоин, депрессий и т. д.), причины возникновения проталин и свободных от снега крупных пятен (бугры, холмики, повышения и т. д.).

г) Размеры и объем снежника. При помощи мерной ленты (рулетки) или другого прибора определяют поперечные размеры снежника. Если нижний край снежника извилистый (в молодых нивальных формах рельефа), то замеряют наибольшую, наименьшую и наиболее выраженную ширину снежника. У вытянутых снежников определяют их длину.

На миллиметровой бумаге вычерчивают точный план снежника. После возвращения из маршрута (или непосредственно в поле) вычисляют объем и площадь снежника. Запасы воды вычисляют после определения плотности снежной массы.

д) Поверхность снежника. Описывают характер поверхности снежника: наклоненная (в какую сторону), выпуклая, вогнутая, горизонтальная и т. д.; определяют наклон поверхности (по эклиметру), а также превышение заднего края снежника над передним. Для больших снежников разница высот может быть определена анероидом. Затем характеризуют рельеф поверхности снежника, отмечают наличие ячеек и котловин протаивания, бугров, холмиков, промоин и других следов водных потоков. В случае наличия «колодцев» и «шахт» измеряют их глубину и диаметр.

Особое внимание обращают на наличие продольных трещин, прорезающих тело снежника, свидетельствующих о движении снежной массы. Трещины необходимо тщательно обследовать и описать, указать их направление, длину, ширину, глубину, особенности их стенок и т. д. Все трещины точно наносят на глазомерный план.

Известно, что на скорость таяния снежника большое влияние оказывают загрязненность его поверхности пылью, песком, грязевыми потоками, обломками пород и т. д. Следует установить распределение этого материала по поверхности снежника и обозначить на плане. Необходимо установить, откуда обломки попадают на поверхность снежника, и охарактеризовать рельеф тех участков, откуда происходит наибольший их снос (скатывание).

При наличии «псевдоморены» на поверхности снежника под крутыми и высокими горными склонами необходимо подробно описать ее размеры, характер сложения и состав материала.

е) Краевая часть снежника. При описании снежника отмечают рисунок его края: ровный, фестончатый, сплошной или разорванный, с изолированными пятнами снега и т. д. Снежники, лежащие в старых нивальных формах рельефа, имеют ровные края, а расположенные в молодых — фестончатые и даже прорванные. Снежники более поздней стадии таяния имеют края более ровные, чем снежники более ранней стадии таяния.

3. Мощность снежника. При помощи щупа [1] выясняют, как изменяется мощность снежной толщи в краевой части снежника. В позднелетних снежниках, так же как и в снежниках-перелетках, мощность снега быстро возрастает от фронтального края к центру. Одновременно с этим отмечают состав и состояние снега: зернистый, фирн, мокрый, ледяная корка и т. д.

Если предполагается вторичное посещение снежника, то отмечают его край в день наблюдений и снова забивают колышки; на плане отмечают их местоположение.

4. Характер снежной толщи. Изучение снежной толщи чаще всего производят при помощи шурфов, что требует большого количества времени и затраты сил. Шурфы проходят не на каждом снежнике, а выборочно на одном снежнике каждого геоморфологического типа. Такой снежник должен иметь средние размеры, т. е. наиболее часто встречающиеся в обследуемом районе. Дополнительно изучают снежную толщу одного маленького и одного большого снежника этого типа. Это дает возможность для сопоставлений.

В снежнике проходят несколько шурфов с таким расчетом, чтобы была вскрыта вся толща снега и льда в наиболее характерных его частях: а) в центре; б) вблизи задней стенки; в) между центральным шурфом и перед-

---

[1] Снежный щуп представляет собой тонкую, заостренную с одного конца металлическую (буковую, грабовую и т. д.) трость с нанесенными на нее сантиметровыми делениями.

ним краем снежника. Шурфы закладывают на линии, по которой составляют стратиграфический профиль снежника (рис. 93).

При изучении очень крупных снежников, если достаточно времени, можно увеличить количество шурфов на профиле и число профилей, располагая их в разных, взаимно пересекающихся направлениях. Дополнительные исследования снежной толщи можно вести щупом или буром.

Стратиграфию снежной толщи можно изучать при помощи снежного бура. Такой бур позволяет в течение одного рабочего дня получить до 30 разрезов (рис. 94). Применение бура особенно полезно при сборе массового материала в очень ограниченное время. Для детальных исследований снежной толщи предпочтительно закладывать шурфы.

Линии профилей и места шурфов, скважин обозначают на плане снежника и описывают в полевой книжке. При описании разрезов обращают внимание на следующие вопросы:

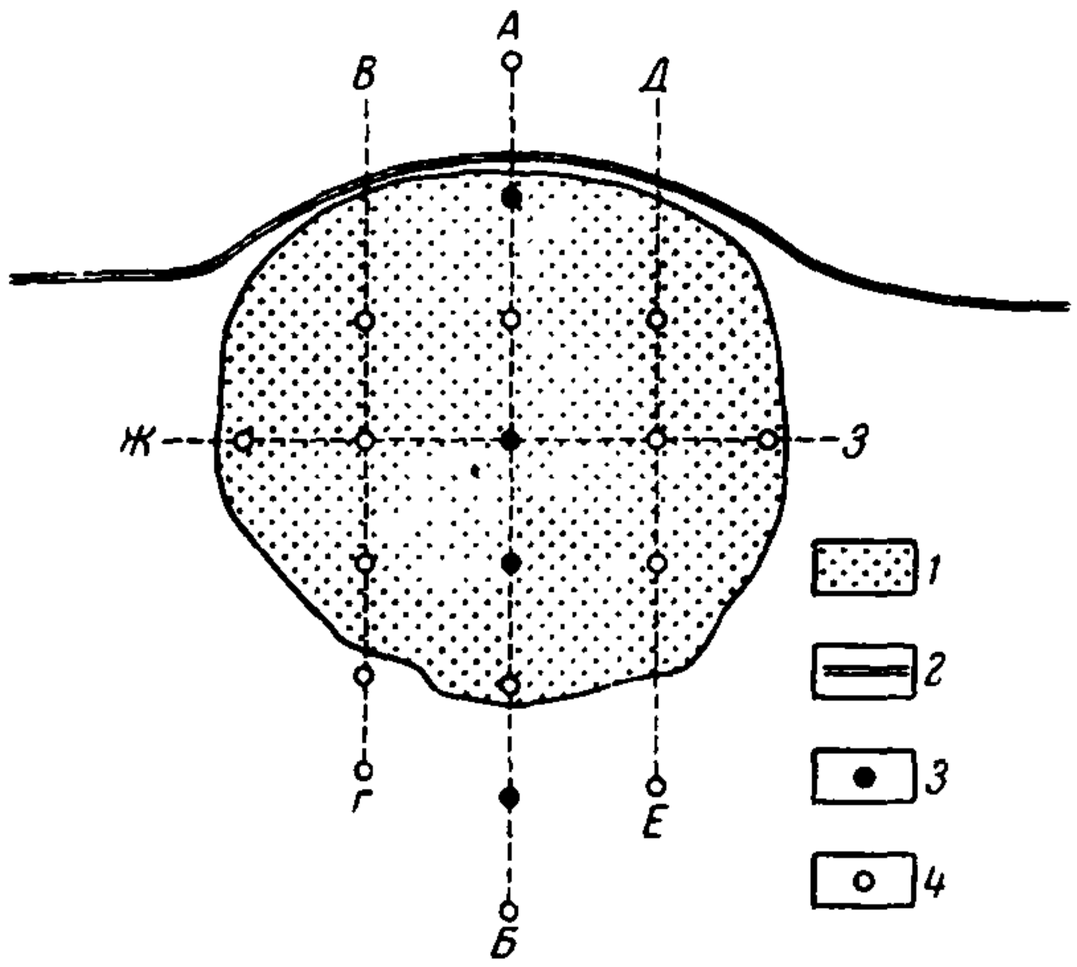


Рис. 93. Схема расположения основного (*А — Б*) и дополнительных (*В — Г*, *Д — Е*, *Ж — З*) профилей, шурфов и буровых скважин на снежнике (план):

1 — снежник; *2* — уступ склона; *3* — основные шурфы; *4* — дополнительные шурфы или буровые скважины

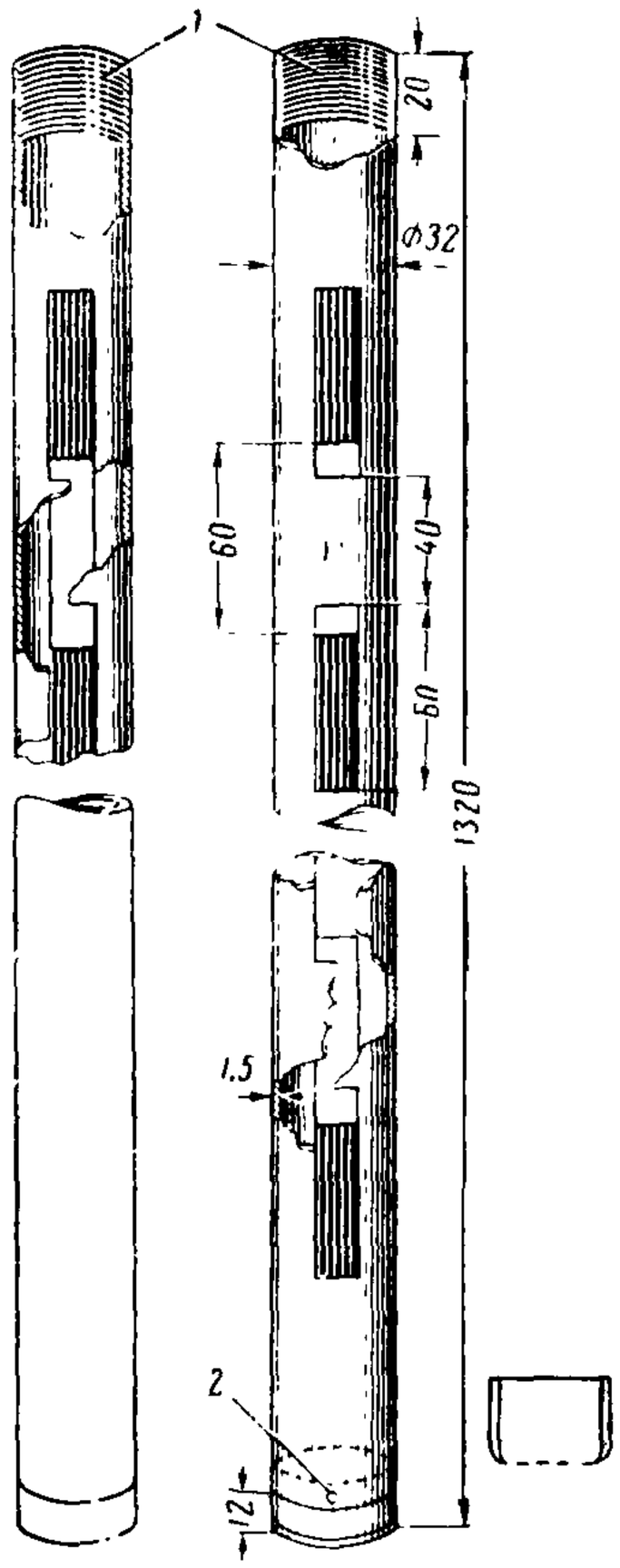


Рис. 94. Снежный бур:

1 — резьба газовая; *2* — заклепка, диаметр 2,5 *мм*

а) степень выраженности (яркая, хорошая, слабо выраженная, трудноразличимая и т. д.) и количество стратиграфических горизонтов;

б) мощность и тип снега (свежевыпавший, метелевый, мелкозернистый, среднезернистый, крупнозернистый, фирн и т. д.) и другие характерные признаки;

в) характер контактов с ниже- и вышележащими горизонтами (резко выраженный, постепенный переход и т. д.);

г) степень загрязненности снега в каждом горизонте;

д) наличие погребенной пыли, грязевых натеков, обломков горных пород и т. д.;

е) наличие погребенных корок наста и ледяных корок;

ж) плотность снега в каждом слое;

з) наличие фирна, подстилающего снежник, его мощность и строение и т. д.

После описания шурфов вычерчивают профили. Это дает возможность уточнить переход от одного горизонта к другому, проследить выклинивание горизонтов, выяснить другие вопросы, касающиеся строения снежника.

При изучении снежной толщи должны быть подробно исследованы бергшрунд, внутриснежные гроты, пещеры, русла подснежниковых потоков и т. д. При этих исследованиях особое внимание должно быть обращено на выяснение геоморфологических процессов, протекающих под снежником на его окраинах в связи с эволюцией снежной толщи и происходящими процессами промерзания и протаивания почвы.

5. Талые воды. При описании стока талых вод указывают, как происходит сток от края снежника, идет ли сначала сплошной поток, разбивающийся на мелкие ручьи, или вытекают сформировавшиеся ручьи; выясняют характер стока у краев нивальной формы и у ее задней стенки; определяют число выводных ручьев из нивальной формы, их расход: характеризуют качество талых вод; устанавливают наличие переноса грунта и величину твердого стока; изучают роль стока в развитии криогенных и прочих явлений. Процессам аккумуляции и сноса деструктивного материала уделяют значительное внимание.

6. Климатические наблюдения следует обосновывать стационарными наблюдениями метеорологических станций. При маршрутных исследованиях отмечают, если возможно, температуру воздуха (по термометру-пращу) и относительную влажность (по психрометру Ассмана): над центром снежника, у его края, в 10 *м* от края снежника, в 50 и 100 *м* от него.

7. Наблюдения за растительностью. Тающий снежник заметно понижает температуру воздуха вблизи него. В связи с этим он влияет на расселение целого ряда видов растений в ближайших к нему окрестностях. Отмечают: а) какие виды растений встречаются у края снежника; б) в каком порядке и на каком расстоянии начинают появляться другие виды.

Необходимо обратить внимание на роль пучинных и солифлюкционных процессов в развитии растительности. Отмечают следующие главные фенофазы одних и тех же растений, находящихся на разных расстояниях от края снежника: а) появление побегов (распускание почек); б) появление бутонов или соцветий; в) цветение; г) созревание семян и плодов; д) начало появления осенней раскраски листьев. Это позволяет накоплять материалы для характеристики микроклиматического влияния снежников.

Условия существования растений вблизи снежника отражаются на полноте травостоя, которая выражается в процентах. Желательно установить полноту покрытия поверхности на расстоянии 5, 10, 15, 25, 50 и 100 *м* от края снежника.

8. Ложе снежника. Описывают рельеф, окружающий нивальное образование, в котором расположен снежник. Указывают, на каком элементе рельефа расположено ложе снежника, и приводят его морфологическую характеристику. Отмечают, какую часть ложа занимал снежник в день наблюдения. Выясняют, какие горные породы слагают основу ложа, и описывают их; особое внимание обращают на трещиноватость пород. Тщательно изучают заднюю стенку нивальной формы рельефа. Выясняют характер происходящих здесь процессов. Отмечают наличие льда в трещинах горных пород, а также глубину протаивания в момент исследований у самой кромки снега и в некотором удалении от нее. Глубину протаивания почвы вне снежника устанавливают на основных поперечниках.

Указывается наличие или отсутствие на поверхности ложа снежника нивального мелкозема. Описывают ложбины и промоины, оставленные теку-

чими водами на поверхности ложа. В случае наличия солифлюкции нивального мелкозема особенности этого процесса должны быть тщательно охарактеризованы. Если ложе снежника окаймлено «псевдомореной», то ее надо описать и подробно охарактеризовать слагающий ее материал.

9. Нивальный мелкозем. Характеристика слоя нивального мелкозема сводится к определению мощности в разных частях ложа, его механического состава, цвета, строения (однородное, неясно-слоистое, слоистое и т. д.), а также типа включений — обломков горных пород (размеры, форма, петрографический состав), содержания песка, гальки и т. д.; устанавливают, на чем лежит нивальный мелкозем (на гладкой скальной поверхности, на обломках горных пород, на песке, на мерзлом слое, на льду и т. д.); выясняют закономерности распределения мелкозема в пределах нивальной формы и в ее окрестностях, особенно ниже ее по склону. При помощи почвенных термометров определяют температуру мелкозема в верхней и нижней частях толщи. Особое внимание следует уделять анализу подвижности мелкозема: его участие в пучинных, солифлюкционных и прочих явлениях. Все установленные явления этих типов и соответствующие им образования описывают с особенной тщательностью. Анализируют условия их развития, интенсивность движения грунтовых масс и пр. Эти вопросы являются наиболее важными и притом весьма слабо изученными. При их выяснении главное внимание уделяется роли криогенных явлений и роли последующего протаивания.

10. Геокриологические наблюдения проводят в подстилающих слоях и вне снежника, ниже его по склону. Целью этих исследований является подробное описание горных пород, подверженных влиянию снежника, и процессов промерзания и протаивания. Описывают состав пород (минералогический и гранулометрический), влажность (льдистость пород), криогенные текстуры, замеряют температуру, изучают другие свойства пород в соответствии с настоящим руководством. При этом важно установить особенности нивального процесса.

Все данные наблюдений за снежниками должны быть увязаны с данными наблюдений на участках, в которых производили геокриологические исследования.

В камеральный период сведения о снежниках и нивальных процессах должны быть отражены в отчетах. Должно быть оценено возможное влияние снежников и нивации с практической точки зрения (при дорожном и ином строительстве в непосредственной близости от нивальных образований).

Перечень предметов, необходимых для полевых исследований снежников

1. Топографическая карта района (крупного масштаба)
2. Аэрофотоснимки
3. Полевые книжки
4. Карандаши, резинки
5. Бланки для описания снежников
6. Миллиметровка
7. Лопаты совковые (2 шт.)
8. Ножи почвенные (2 шт.)
9. Рулетка (1 шт.)
10. Мерные ленты (2 шт.)
11. Шнур (не менее 10 *м* длиной) с грузом (1 шт.)
12. Анероиды (2 шт.)
13. Горные компасы (2 шт.)
14. Эклиметр (1 шт.)

15. Анемометр Фусса (1 шт.)
16. Психрометр Ассмана (1 шт.)
17. Термометры-пращи (3 шт.)
18. Термометры для воды (2 шт.)
19. Почвенные термометры (2 комплекта)
20. Снежный щуп (1 шт.)
21. Фотоаппарат
22. Бинокль
23. Деревянные колышки (длиной 35—40 *см*)
24. Снегомер весовой (1 шт.)

Примечание. Часть названных предметов обычно имеется в отрядах, ведущих исследование мерзлых горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Бабкина О. И. Рельефообразующая деятельность снежников Хибин, Подмосковья и Западного Кавказа.— Ученые записки Моск. гор. пед. ин-та, т. 66. Тр. геогр. фак., вып. 5, 1957.

Боч С. Г. Снежники и снежная эрозия в северных частях Урала.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 78, вып. 2, 1946.

Гумилевский В. И. Теория образования снежных заносов и практические указания относительно борьбы с этим стихийным явлением.— Лесной журнал, 1898, вып. 2.

Попов А. И. О происхождении покровных суглинков Русской равнины.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1953, № 5.

Солнцев Н. А. Снежники. Географгиз, 1949

Ступишин А. В. Снеговая асимметрия и асимметрия склонов. Сб. «Вопросы географии», вып. 21, 1950.

Тушинский Г. К. Лавины. Географгиз, 1949.

Тушинский Г. К. Наблюдения на снежниках.— Основные методические указания по гляциологическим исследованиям, вып. 7, М., 1957а.

Тушинский Г. К. Значение снежников и лавин в возникновении ледников и в формировании рельефа.—Ученые записки Моск. гор. пед. ин-та, т. 66. Тр. географ. фак., вып. 5, 1957б.

Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1956.

Глава II

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОСТКРИОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

§ 1. ТЕРМОКАРСТОВЫЕ И ДРУГИЕ ПРОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В области многолетнемерзлых горных пород широко распространено явление термокарста, а за ее пределами — многочисленные следы этого процесса. Суть термокарста заключается в вытаивании ледяных образований, залегающих в мерзлых горных породах, или в протаивании весьма льдистых дисперсных горных пород. В результате вытаивания льда и протаивания льдистых пород происходит образование просадочных или провальных форм рельефа, которые внешне напоминают некоторые формы карста, чем и обязаны своему названию; по существу же термокарст и карст представляют собою два генетически различных явления природы.

Исследования термокарста имеют большое научное и практическое значение. Изучение закономерностей его развития и распространения составляет одну из задач геокриологии. Термокарст играет отрицательную роль в строительстве сооружений, особенно отличающихся большой отдачей тепла в грунт, в использовании сельскохозяйственных угодий, в дорожном деле и т. д.

Основными условиями развития термокарста являются обилие подземного льда в верхних слоях толщи многолетнемерзлых горных пород и нарушение сложившихся естественных условий теплообмена между атмосферой и литосферой.

Процесс термокарста может быть сезонным, когда цикл его развития заканчивается в один сезон протаивания почвы, и многолетним, когда цикл протаивания длится более двух лет. Сезонный термокарст связан с протаиванием сезонных пучинных образований, многолетний — с вытаиванием ледяных образований в многолетнемерзлой толще или с ее протаиванием. Процесс многолетнего термокарста слагается из сезонных циклов развития.

Без вмешательства человека этот процесс развивается при уничтожении растительного покрова, под влиянием эрозии, солифлюкции, дренажа поверхности и почвы и других явлений, вызывающих повышение температуры почвы и глубины ее сезонного протаивания. Условиями, предшествующими развитию термокарста, могут быть также морозное трещинообразование и ряд других процессов.

Значительную роль в начале развития термокарста играет деятельность людей, а именно: рубка леса, расчистка под пашню, рытье канав, лесные палы и пожары и др. Раз начавшись, процесс термокарста часто развивается до полного вытаивания подземного льда в данном месте и формирования соответствующего вида провальной или просадочной формы рельефа.

Процесс термокарста начинается при определенном соотношении глубины залегания подземного льда от поверхности земли $h_л$ и глубины сезонного протаивания почвы h_0, а именно при условии $h_л/h_0 \leqslant 1$. Такое соотношение глубин возможно, например, при повышении средней годовой температуры воздуха t или, наоборот, при увеличении амплитуды колебания температуры почвы A, приводящих к увеличению глубины сезонного протаивания или к многолетнему протаиванию (рис. 95, стадии *I*, *II*).

Главнейшими условиями, предопределяющими возможность развития термокарста, являются литологический состав пород, их криогенез, текстура и структура (льдистость).

Развитие термокарста иногда приводит к образованию пустот внутри протаявших пород (пещер и ниш), сдвигов, оползней, оплывин, к изливанию грунтовой массы. Изучение вторичных процессов одновременно с изучением основных условий развития термокарста позволяет полнее выяснить генезис той или иной формы термокарстового рельефа.

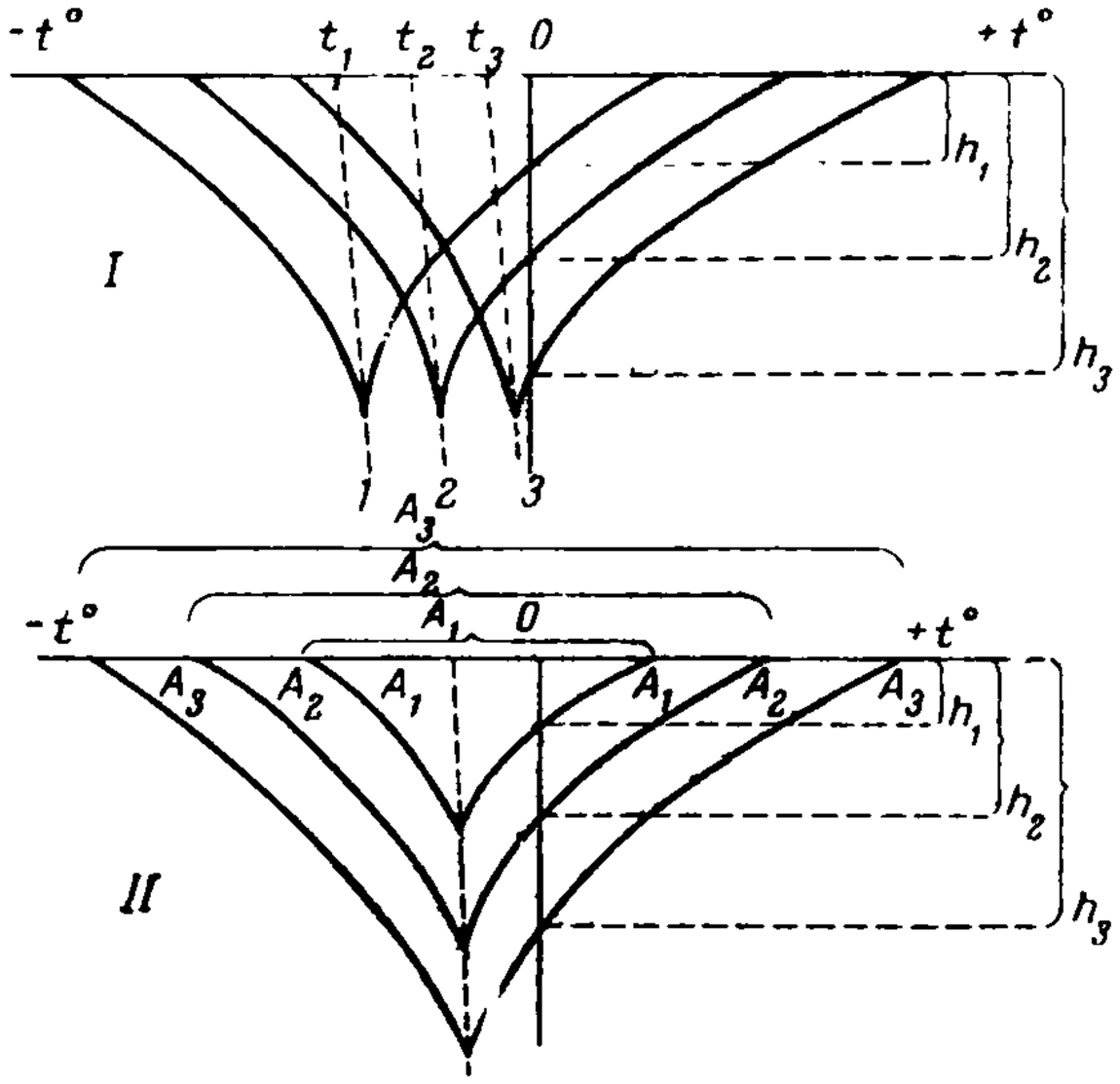


Рис. 95. Схема зависимости глубин сезонного протаивания h_1, h_2, h_3 при изменении:

— средней годовой температуры почв и горных пород t_1°, t_2°, t_3°, *II* — амплитуды колебаний температуры A_1, A_2, A_3

К морфологическим признакам термокарстовых образований относятся:

а) в лесной зоне — наличие погруженных в воду стволов и пней деревьев, искривленных стволов деревьев и их «саблевидная форма», наличие «пьяного леса» и древовала;

б) в безлесных районах — провальное осложнение поверхности дна и бортов небольших западин и озер; понижения с концентрически расположенными вертикальными сдвигами почвы; угловатая, нередко многоугольная (полигональная) форма западин; обнажения линз льда в свежих провалах;

в) в долинах рек и ручьев — присутствие избыточно увлажненных, заторфованных и замшелых участков с застойными водами;

г) в отложениях дна высохших озер — наличие погребенных стволов деревьев, пней с корнями, залегающих в нарушенных грунтах;

д) в обжитых местах или на участках, используемых под сельскохозяйственные угодья, строительство дорог и т. п.,—просадки, разрывы, сдвиги почвы, оплывины поверхности и пр.

У зданий и сооружений, выстроенных на участках, подверженных термокарсту, просадочные процессы проявляются в виде оседания отдельных частей зданий, сдвигов, перекосов стен, трещин в углах, пазах, стыках, деформации полов, потолков, фундаментов, устоев мостов и пр.

Просадочные термокарстовые образования по генезису могут быть отнесены к двум категориям, из которых каждая объединяет несколько видов просадочных форм рельефа: 1) собственно термокарстовые и 2) термокарстовые смешанного происхождения (табл. 34).

В основу разделения просадочных форм рельефа положен генетический тип подземного льда, за счет вытаивания которого образовалась та или иная просадочная форма рельефа. В табл. 34 названия просадочных форм рельефа отражают основные признаки, которыми отличаются одни типы и виды от других. Генетический тип подземного льда не всегда легко установить. Перечисленные формы термокарстового рельефа различны по генезису, внешнему виду и размерам (табл. 34).

а) *Провалы и воронки* представляют собой резко выраженные понижения. Чаще всего они имеют небольшие размеры. Стенки их могут быть правильной конической, цилиндрической, ступенчатой, зубчатой формы, с трещинами внутри и вне контуров этих образований.

б) *Просадки грунта без резкого нарушения естественного покрова и «блюдца»* обычно менее резко выражены, чем провалы и воронки. Они не всегда сопровождаются сдвигами или другого вида осложнениями рельефа. Их размеры варьируют в широких пределах. Склоны этих образований обычно пологие, дно плоское, но с неровностями или ступенями. Большей частью они лишены древесной растительности или она вследствие обводнения погибла.

в) *Котловины оседания и ложбины* являются наиболее крупными элементами термокарстового рельефа. Они часто осложнены вторичными формами микрорельефа, имеющего различное происхождение.

г) *Просадочные формы рельефа*, обусловленные совместным воздействием эрозии и термокарста. Размеры их различны. Развитие таких форм происходит под влиянием многих экзогенных факторов и условий.

Распространение термокарстовых образований зависит от особенностей льдистости многолетнемерзлых горных пород, в значительной части—от наличия повторно-жильных льдов и мерзлых торфяников. В связи с наибольшим распространением повторно-жильных льдов в пределах низменностей северной части области многолетнемерзлых пород здесь наибольшее распространение получили полигонально-сетчатые (решетчатые) просадочные образования. В тех же районах отмечается и обилие сегрегационных льдов, при вытаивании которых формируются плоско-западинные образования, часто сочетающиеся с полигонально-сетчатыми формами.

Подземные льды других типов — инъекционные, погребенные (глетчерные, снежников), инфильтрационно-солифлюкционные и пр.— распространены спорадически в горных районах области многолетнемерзлых горных пород и за ее пределами (пункты 3—5, табл. 34). Их развитие находится в большой зависимости от условий формирования аккумулятивного рельефа, от состава и свойств горных пород, вмещающих лед. Соответственно им спорадически развиты и термокарстовые формы — воронки, западины. Просадочные формы рельефа, не зависящие от определенных типов подземных льдов, развиты спорадически в различных районах области многолетнемерзлых пород, в соответствующих геологических и геоморфологических условиях (пункт 6, табл. 34).

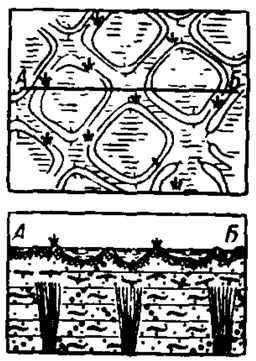
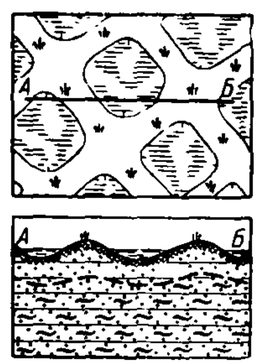
Порядок исследований термокарстовых образований в полевых условиях.

1. Подготовку к полевым исследованиям термокарстовых образований начинают со сбора сведений по литературным и фондовым (рукописным) источникам о наличии, распространении и формах термокарстовых образований, встреченных на интересующей и смежной с нею территории. Весьма ценным материалом на этой стадии работы и при работе в поле являются аэроснимки. На них хорошо видны термокарстовые образования даже в лесных массивах.

2. Исследования просадочных образований наиболее целесообразно проводить в теплый период года, когда детали рельефа земной поверхности не замаскированы снежным покровом.

Таблица 34

Классификация форм просадочного рельефа области многолетнемерзлых горных пород

Схематический план и профиль	Типы просадочных форм рельефа в связи с генетическими типами подземного льда	Виды просадок	Морфологические элементы просадочных образований и районы их преимущественного распространения
		I. Собственно термокарстовые	
	1. Полигональные, на участках с повторно-жильными льдами: *а* — полигонально-сетчатые (решетчатые)	Провальные озера и западины, расположенные в виде сети полос (решетки) на местах протаявших жил льда	Понижения в рельефе в виде линейно вытянутых полос, находящихся в разных стадиях формирования, нередко распространенные на значительной площади (от нескольких $м^2$ до десятков $км^2$), заполненные водой, заболоченные, сухие, глубиною от 0,5 до 2—3 *м*; наиболее распространены в тундровой зоне, частично в таежной; вне области многолетнемерзлых пород представляют следы термокарста, развивавшегося в прошлом
	*б* — полигонально-ячеистые	Провальные озера и западины, расположенные внутри полигонов, сграниченные трещинами и вытянутыми вдоль них валиками, на участках с повторно-жильными льдами	Просадочные понижения в виде западин, заполненных водой или без нее, приуроченные к полигонально-трещинным образованиям; размеры понижений от нескольких $м^2$ до сотен $м^2$ глубиной 0,5—4 *м*; типичны для тундровой зоны и районов северной тайги; вне области многолетнемерзлых горных пород встречаются как следы остаточных форм

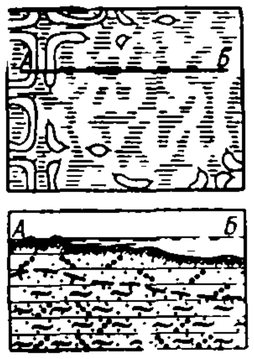
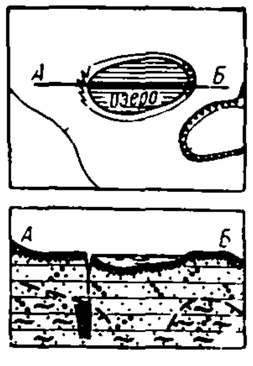
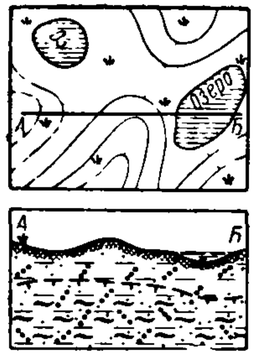
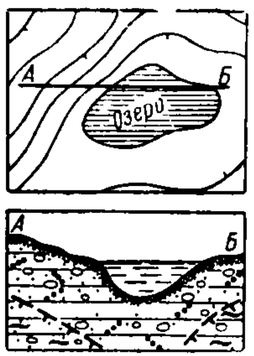
	*в* — слитно-полигональные (соединившиеся сетчатые и ячеистые)	Провальные озера и западины, сформировавшиеся на участках таяния повторно-жильных и сегрегационных льдов, из сетчатых и ячеистых просадочных форм	Просадочные понижения в рельефе в виде озерных впадин или осушенных впадин разной глубины (0,5—4 *м*) и размеров (от нескольких $м^2$ до нескольких $км^2$), часто с участками сохранившихся полигонов; располагаются на таких же участках, как и полигонально-сетчатые и полигональные ячеистые формы, развитием которых они и являются; вне области многолетнемерзлых пород встречаются как следы остаточных форм
	2. Плоскодонно-западинные, связанные с сегрегационными льдами многолетнемерзлых пород; расположенные без видимой системы	Западины, «блюдца», воронки, ложбины и другие, как правило, с плоским дном (многие аласы Якутии)	Западины, большей частью округлой или овальной формы, с четкими уступами, одиночные или групповые, площадью от десятка до сотен $м^2$, глубиной от 0,5 до 4 *м*, широко, но беспорядочно размещенные на территории многолетнемерзлых горных пород; наиболее типичны на юге тундровой зоны и равнинах лесной зоны

Таблица 34 (продолжение)

Схематический план и профиль	Типы просадочных форм рельефа в связи с генетическими типами подземного льда	Виды просадок	Морфологические элементы просадочных образований и районы их преимущественного распространения
	3. Бугристо-западинные, на местах таяния жильных и инъекционных льдов	Западины с провальными озерами или осушенные впадины, образовавшиеся при протаивании многолетних бугров пучения, торфяных бугров, криогенных образований	Просадочные впадины на плоских элементах рельефа, чаще одиночные, округлые или лопастные в плане; по площади — от единиц до сотен $м^2$ распространены в горных районах лесной и лесостепной зон и равнинных районах области многолетнемерзлых горных пород
	4. Глубоко-котловинные, на местах погребенных льдов (древних и современных ледников, промерзших озер и т. п.)	Котловины с озерами или осушенные впадины — воронки	Просадочные западины, часто значительных размеров (от десятков $м^2$ до нескольких $км^2$) и по глубине — до десятков $м$; одиночные и групповые; в плане имеют сложную форму; распространены в районах древнего и современного оледенения

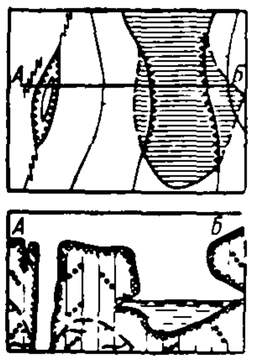
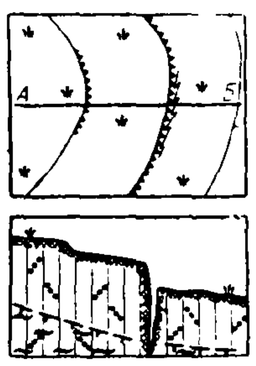
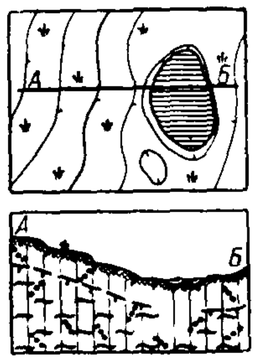
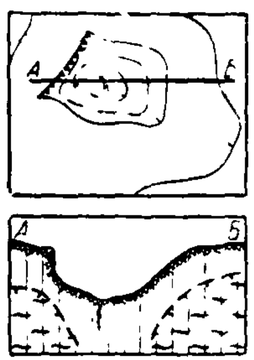
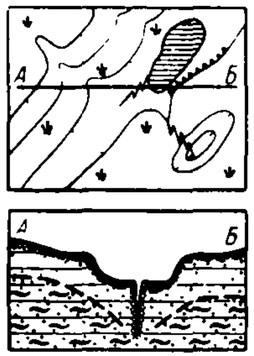
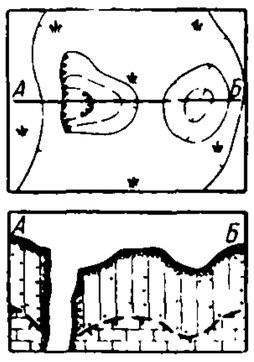
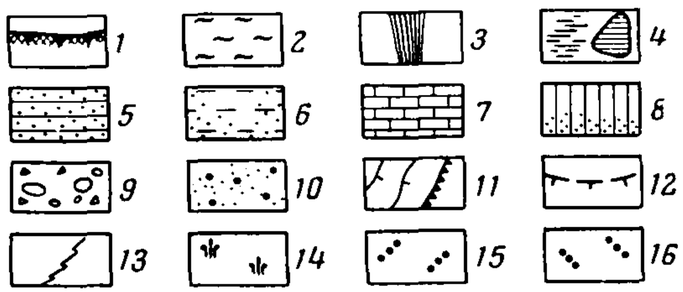
	5. Подземные полости на местах вытаивания подземных льдов различного генезиса (жильных, сегрегационных и других)	Колодцы, щели, ниши вытаивания, гроты, трубы	Различные по форме, размерам и глубине понижения в рельефе (в зависимости от местных условий); распространены в разных районах области многолетнемерзлых горных пород
	6. Формы термопланации, термоабразии, термоэрозии и другие, независимо от генетических типов льда	Пологие понижения на поверхности рельефа, борозды, плоские западины и прочие формы	Формы просадки поверхности, типичные для береговых участков крупных водоемов и водостоков; размеры участков различны (в зависимости от местных геоморфологических условий)

Таблица 34 (продолжение)

Схематический план и профиль	Типы просадочных форм рельефа в связи с генетическими типами подземного льда	Виды просадок	Морфологические элементы просадочных образований и районы их преимущественного аспространения
II. Термокарстовые смешанного происхождения			
	1. Термокарстово-солифлюкционные на льдистых дисперсных породах	Часто бесформенные западины, ветвистые ложбины, ямы-просадки на склонах и у их подножий.	Различные по внешнему виду просадочные образования площадью от нескольких долей $м^2$ до многих сотен $м^2$ и глубиной от 1 до 5 $м$ и более; одиночные и групповые; развиваются на протаивающих горных породах разного состава и строения; часто возникают на обживаемых участках, при нарушении поверхности почвы
	2. Термокарстово-суффозионные на дисперсных льдистых породах, поддающихся выщелачиванию и суффозии (породах крупнопористого сложения)	Воронковидные или блюдцевидные западины, ложбины с неровным дном, нередко совпадающие с положением морозобойных трещин	Одиночные западины или системы западин; по площади от нескольких $м^2$ до нескольких $км^2$ и глубиной до нескольких метров

	3. Термокарстово-эрозионные, на льдистых породах разного состава и генезиса, в местах действия процесса эрозии	Овраги, балки, рытвины и различные бесформенные просадочные сбразования, измененные эрозией	Линейно вытянутые углубления в почве с обрушивающимися или оползающими стенками, различной глубины (от одного до многих метров), ширины и протяженности, развиваются на склонах
	4. Термокарстово-карстовые, при протаивании льдистых покровных отложений, подстилаемых породами, подверженными карстообразованию	Различного вида воронки, колодцы и западины	Впадины, сходные с карстовыми, чаще одиночные, размером до сотни $м^2$, чаще небольшие, глубиною до 5—10 $м$



1 — почва; *2* — линзы льда; *3* — жилы льда; *4* — понижение заболоченное и с озерком; *5*—суглинок; *6*—супесь; *7* — плотные породы (известняк, песчаник и т. п.); *8* —лессовидная порода; *9*—щебень и гальки; *10* — разнозернистый песок; *11* — склон и уступ; *12* — верхняя поверхность многолетнемерзлых пород; *13* — трещина в плане. *14* — тундровая растительность; *15* — пыль; *16* — ил

Во время проведения рекогносцировочных маршрутов или площадных исследований изучают прямые или косвенные признаки термокарста, которые свидетельствуют о наличии и интенсивности этого процесса.

3. Исследования участков термокарстовых образований начинают с установления их точного местоположения и нанесения на топографические планшеты; в дневнике описывают характерные макроформы рельефа, в пределах которых находится исследуемый участок, затем детально описывают участок. На первых этапах полевых работ при наличии материалов аэрофотосъемки и крупномасштабных карт уточняют детали строения рельефа, что облегчает последующие исследования. Далее производят описание деталей местности с указанием замеченных особенностей рельефа; особо выделяют все нарушения естественной поверхности, анализируют возможные их причины; отмечают тип растительности и главнейшие ее виды, степень ее густоты — затенения поверхности, наличие наземных покровов (мха, торфа и пр.), их толщину, а также особенности почвенного покрова. Составляют схемы строения просадочных форм, которые привязывают к характерным пунктам местности и наносят на карты и планы. Особенно ценно использование аэроснимков.

4. Основными морфологическими признаками термокарстовых форм являются: резко выраженные провалы почвы, сопровождающиеся трещинами по их периферии, пологие просадки, воронки, озера, понижения, не свойственные эрозии, «блюдца» овальной или круглой формы, ложбины, понижения, долинообдобные понижения, котловины осєдания и пр.

Описание всех просадочных или провальных образований ведут с особой детальностью: отмечают их длину, ширину, глубину, характер склонов; интенсивность разрушения склонов в соответствии с их экспозицией; устанавливают наличие трещин радиального или продольного направлений, их размеры, места проявления; наличие микрообразований внутри понижений или на их склонах — мелкие просадки, бугры, оползни и натеки, пустоты. Производят зарисовки и фотографирование всех типичных форм просадок и провалов.

5. Выясняют геологическое строение и литологический состав рыхлых пород района, описывают разрезы грунтов нарушенных и ненарушенных участков.

Из типичных слоев отбирают образцы горных пород для последующих определений влажности (льдистости), физических и механических свойств — гранулометрического состава, плотности (пористости), угла внутреннего трения, набухания, удельного и объемного весов и др. Особое внимание уделяют льдистости пород. При изучении пород применяют фациально-литологический метод исследований.

Для изучения условий и особенностей развития термокарста проводят шурфование и бурение [1]. Количество выработок, их глубина и частота, положение на местности назначаются с учетом местных геокриологических условий. При исследованиях любых просадочных образований должно быть не менее двух выработок: одна на части участка, не затронутой просадкой, располагаемая в некотором расстоянии от бровки ограничивающих их уступов; другая — в дне просадочной формы. Глубину выработок определяют исходя из залегания подошвы деформированных пород. Желательно, чтобы глубина отдельных выработок на спокойных участках достигала подошвы слоя годовых колебаний температуры (15—18 *м*). В некоторых случаях выработки могут быть совмещенными, т. е. верхние слои рых-

---

[1] В районах строительных площадок, на которых развиты жильные льды или мощные погребенные ледяные залежи, проходка шурфов может привести к нежелательным последствиям.

лых отложений проводятся шурфами и затем продолжаются бурением. Во всех случаях следует выяснить, в каких породах и как залегают (или залегали) подземные льды, т. е. каков состав и текстурные особенности мерзлой толщи. Главная задача исследований — выяснение типов льдистости горных пород и оконтуривание участков наиболее льдистых пород, которые потенциально могут способствовать термокарсту.

Во всех выработках, помимо их подробного описания и взятия образцов на анализы, в процессе проходки в обязательном порядке ведут измерения температуры горных пород на разных глубинах.

В зависимости от условий, времени и сроков исследований, а также задач, стоящих перед исследователями, измерения температуры грунтов проводятся либо в период полевых работ, либо в течение всего года в определенные сроки.

Температура горных пород обычно входит как важный параметр в расчетные формулы при решении всякого рода практических задач. На основании наблюдений могут быть определены: средняя годовая температура пород, глубина сезонного протаивания и залегания верхней поверхности многолетнемерзлых пород, величина слоя годовых колебаний температуры, амплитуда колебания температуры (см. ч. I, гл. II, § 2).

В процессе полевых исследований должны быть получены данные, которые необходимы для выяснения типа, возраста и генезиса исследуемого термокарстового образования. К ним относятся сведения: а) о типе и генезисе мерзлых горных пород; б) о генезисе ледяных образований в мерзлых породах и закономерностях их размещения по площади и глубине; в) о количественных значениях льдистости горных пород; г) об органических включениях в толще рыхлых пород и погребенных почвенных горизонтах, что необходимо для определения возраста горных пород, и пр. При определении причин развития просадочных образований и возраста последних следует учитывать тот факт, что возраст горных пород и льдов иногда различен (например, льдов жильного типа) и в свою очередь отличается от возраста термокарстовых образований.

6. Последовательность стадий развития термокарстовых образований схематично может быть представлена в следующем виде: а) начальная стадия — просадка почвы по решетке повторно-жильных льдов или над местом скоплений льда сегрегационного или иного происхождения; б) стадия углубления и расширения западин за счет обрушения и просадки склонов, накопление воды в возникших понижениях; в) стадия стабилизации западины после вытаивания льда и сположивания ее склонов, зарастание дна или всей западины растительностью; г) стадия осложнения термокарстовых образований вследствие их заноса, размыва или образования многолетних бугров пучения (*булгунняхов*).

При отсутствии признаков, позволяющих выяснить возраст термокарстовых образований, следует пользоваться косвенными, базирующимися на знании закономерностей, установленных при изучении смежных или аналогичных территорий. Необходимо использовать все возможности, которыми располагают геокриология и смежные науки, в изучении геологического строения местности, ее рельефа до микроформ включительно, а также растительности и почв. Иногда возраст термокарстовых образований может быть установлен по археологическим данным.

В тех случаях, когда необходимо дать соображения о строительных качествах площадок с участками термокарста или возможного его проявления, следует обстоятельно выяснить возможные изменения, которые произойдут в результате освоения площадки. Следует указать желательные мероприятия, которые могут предохранить от протаивания льдистые мерзлые горные породы или прекратить уже идущий процесс термокарста, если это необходимо.

Определение скорости развития термокарстовых образований возможно по ряду признаков и с помощью различных приемов (сравнение разновременных аэроснимков, путем стационарных наблюдений по реперам-маркам, по возрасту молодого сфагнового покрова и сплавин сфагнума в озерах термокарстового происхождения и пр.).

Большой научный и практический интерес представляет изучение отступания берегов морей, озер и рек под влиянием совместного действия тепловых процессов, эрозии и абразии. Способ определения скорости отступания берегов заключается в маркировке и фотографировании с одной точки характерных элементов береговых участков — бровок, уступов, подошв, склонов, уреза воды и т. п., с указанием дат замеров. Маркировочные столбы устанавливают по линиям, перпендикулярным к береговому уступу, через определенные расстояния. Измеряют расстояния между столбами, производят их нивелирование с привязкой к существующему или специально установленному реперу. Через определенные промежутки времени проводят наблюдения за изменением берегового уступа. На основании полученных данных делают расчет скорости отступания бровки берега.

В лесной зоне в качестве косвенного признака скорости развития термокарста может служить нарушение нормального роста деревьев, попадающих в пределы просадочных участков и отражающих в своем росте новые условия существования. Деревья на склонах просадок приобретают наклонное положение; в процессе дальнейшего роста их стволы искривляются, стремясь снова принять вертикальное положение. При этом отдельные ветви развиваются по типу роста вершин. По возрасту таких «вершин» можно приблизительно установить возраст просадок. Определение проводится по срезу ствола (лиственные деревья) и по числу междоузлий (хвойные деревья). Деревья, особенно хвойные, оказывающиеся в центре просадок, заполненных водою, обычно погибают.

Наблюдения за осадками зданий и сооружений, происходящими под влиянием вытаивания льда, проводят по специальным инструкциям, принятым в проектных организациях.

7. При изучении термокарстовых образований важное значение приобретает исследование направления современного развития многолетнемерзлых горных пород и динамики термокарста в прошлом. Современное развитие термокарста может проявляться в одном из двух направлений: при усилении степени охлаждения горных пород или при прогревании их. В том и другом случае возможно начало развития термокарста, но в то же время возможна и его стабилизация.

8. На основании данных полевых исследований термокарстовых образований составляют отчет. В отчете должны быть охарактеризованы особенности многолетнемерзлых пород, установлена их динамика, выяснены условия развития термокарстовых образований и их генезис. На карту наносят контуры площадей распространения различных типов термокарстовых образований, выделяют участки с развитыми формами, проводят контуры участков вероятного развития термокарста в случае изменения условий теплообмена. На карте также намечают участки неразвивающихся (реликтовых) термокарстовых образований. Все эти сведения важны для проектирования крупных сооружений.

К отчету, помимо карты, прилагаются: разрезы и профили по основным горным выработкам, характеризующие состав и свойства горных пород, фотоснимки, зарисовки с натуры и схемы, результаты анализов, стационарных наблюдений и т. д.

9. Исследование теплофизических условий и особенностей развития процесса термокарста проводят на специальных площадках. Эти исследования должны установить: а) количественные значения теплооборотов на

участках, в пределах которых термокарстовые образования не развиваются, но потенциально возможны, по наличию ледяных образований; б) количественные значения теплооборотов на участках интенсивно развивающихся термокарстовых образований. Сравнение полученных значений теплооборотов должно раскрыть различие в величинах теплоприхода в грунт, которые и определяют развитие процесса термокарста. Для подобных исследований выбирают участки, на которых нет заметного влияния других побочных факторов и условий образования термокарстового рельефа (абразии, эрозии и пр.).

Особый раздел исследований составляет изучение механизма и закономерностей развития смешанных типов термокарстовых образований. В этом, более сложном, случае изучают не только ход естественного развития термокарста как теплового процесса, но и выясняют роль других, механических факторов (эрозии и т. д.). Для этой цели выбирают наиболее характерные в каждом случае площадки, на которых и производят стационарные наблюдения.

Стационарные наблюдения над теплообменом, методика которых изложена в ч. III, производят на протяжении ряда лет, учитывая медленный темп развития термокарста.

ЛИТЕРАТУРА

Абелев Ю. М. Основы проектирования и строительства на макропористых грунтах. Стройвоенмориздат, 1948.

Вельмина Н. А. К вопросу о происхождении замкнутых (аласных) впадин Центральной Якутии. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1957.

Временные технические условия и инструкции на исследование грунтов оснований промышленных и гражданских зданий и сооружений. М., 1954 (Технич. управление Министерства стр-ва).

Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз. 1954.

Гусев А. И. Тетрагональные грунты в Арктической тундре.—Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 70, вып. 3, 1938.

Денисов Н. Я. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. М., Госстройиздат, 1951.

Ермолаев М. М. Инструкция для экспедиционного изучения ископаемого льда, как географического фактора. Л., 1932 (Арктич. ин-т).

Качурин С. П. Инструкция по изучению термокарста (провальных и просадочных явлений). «Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты». Изд-во АН СССР, 1938.

Качурин С. П. Термокарст в пределах СССР. Сб. «Материалы по общему мерзлотоведению» (VII междувед. совещание по мерзлотоведению). Изд-во АН СССР, 1959.

Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. ВСЕГЕИ. Изд-во АН СССР, 1957.

Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Изд-во АН СССР, 1954.

Максимов Г. С. Инструкция для устройства и проверки реперных створов на оползнях с целью исследований их смещения. Сб. «Исследование подземных вод СССР», вып. 4, 1933 (Гос. Гидролог. ин-т).

«Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов». Изд-во АН СССР, сб. 1, 1953; сб. 2, 1954; сб. 3, 1957.

«Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений». Сборник под ред. С. А. Яковлева. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, ч. I, 1954; ч. II, 1955.

Солнцев Н. А. К вопросу об исчезнувших островах Баренцева моря. Сб. «Вопросы географии», вып. 12, 1949.

Соловьев П. А. Геотермическая характеристика аласного термокарстового ландшафта междуречья рек Лены и Амги. Сб. «Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.

Федосов А. Е. Прогноз осадок сооружений на оттаивающей мерзлоте. Сб. «Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 1. Якутск, 1942.

Цытович Н. А. Механика грунтов. Изд-во литер. по строит. и архит. 1951.

Яновский В. К. Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях. Изд-во АН СССР, 1951.

§ 2. ТЕРМОАБРАЗИЯ БЕРЕГОВ ВОДОЕМОВ

Основным фактором, определяющим динамику береговой линии водоемов, являются волновые процессы. Кроме того, на развитие ее значительное влияние оказывают особенности того или иного района. В частности, в области многолетнемерзлых пород динамика берегов определяется совместным воздействием волноприбоя и теплового разрушения береговых уступов и склонов. Это сочетание процессов известно под названием т е р м о а б р а з и и [1]. Термоабразия наиболее резко выражена там, где горные породы, слагающие берега водоемов, содержат крупные включения жил, линз или прослоек льда.

Термоабразию как один из процессов, свойственных берегам северных водоемов, не следует рассматривать изолированно. Необходимо детально изучать всю совокупность действующих факторов и условий, а именно:

а) волноприбойные процессы как основной фактор размыва и выноса рыхлых отложений, слагающих береговые уступы;

б) литологический и криогенный состав и сложение пород береговых уступов, от которых зависит интенсивность термоабразии;

в) силу постоянных приливно-отливных течений, способствующую размыву, сносу и перераспределению материалов разрушения;

г) динамику воздушных масс, с преобладанием ветров определенного направления, способствующую волноприбою, передвижению наносов и пр.

В зависимости от роли перечисленных выше факторов и условий можно выделить д в а в и д а т е р м о а б р а з и и: р а з р у ш е н и е б е р е г о в ы х м е р з л ы х п о р о д, с о д е р ж а щ и х и н е с о д е р ж а щ и х в к л ю ч е н и й л ь д а.

Разрушение берегов, сложенных мерзлыми дисперсными породами, не содержащими заметных включений льда

Рассмотрим случай, когда береговой откос непосредственно соприкасается с зеркалом водоема.

Летнему протаиванию пород пляжа и подножия склона способствует прибрежный слой морской воды, нагревающейся до положительной температуры. Соприкасаясь с подножием склона, вода способствует сезонному протаиванию, а под влиянием прибоя образуются ниши подмыва (рис. 96). Ниши углубляются до тех пор, пока вышележащая протаявшая толща породы, слагающей склон, не потеряет устойчивости и не обрушится или не сползет. Скорость образования ниши разрушения обвалившейся и сползшей породы зависит от литологического и криогенного состава пород склона или уступа, особенностей подводного профиля, энергетической характеристики волноприбоя и пр. Поэтому трудно математически выразить темпы разрушения берегов.

Основу исследований этого процесса составляют специальные наблюдения.

Рассмотренный случай характерен для быстрого темпа термоабразии, так как здесь волновые процессы непосредственно воздействуют на протаивающий береговой уступ. Примером этого вида термоабразии может служить разрушение берегов о. Моржовец (Белое море). Наблюдения за его разрушением начались в 1837 г. Годовое отступание береговой линии достигало в среднем 12—15 *м*, а в отдельные годы до 40 *м* и более.

Однако такая интенсивность разрушения берега возможна лишь при наличии особо благоприятных условий: исключительно быстрого выноса

---

[1] Для случая сочетания эрозионных процессов с тепловыми применяют термин «термоэрозия».

материалов разрушения, препятствующих созданию пляжа, и достаточно большой амплитуды прилива, способствующей размыву даже при наличии пляжа.

Часты случаи, когда береговые обрывы, сложенные мерзлыми дисперсными породами, окаймлены пляжами, на которых зимою накапливаются значительные массы снега, не успевающие полностью растаять. Вдоль береговых обрывов такие снежники образуют непрерывные барьеры. Пляжи

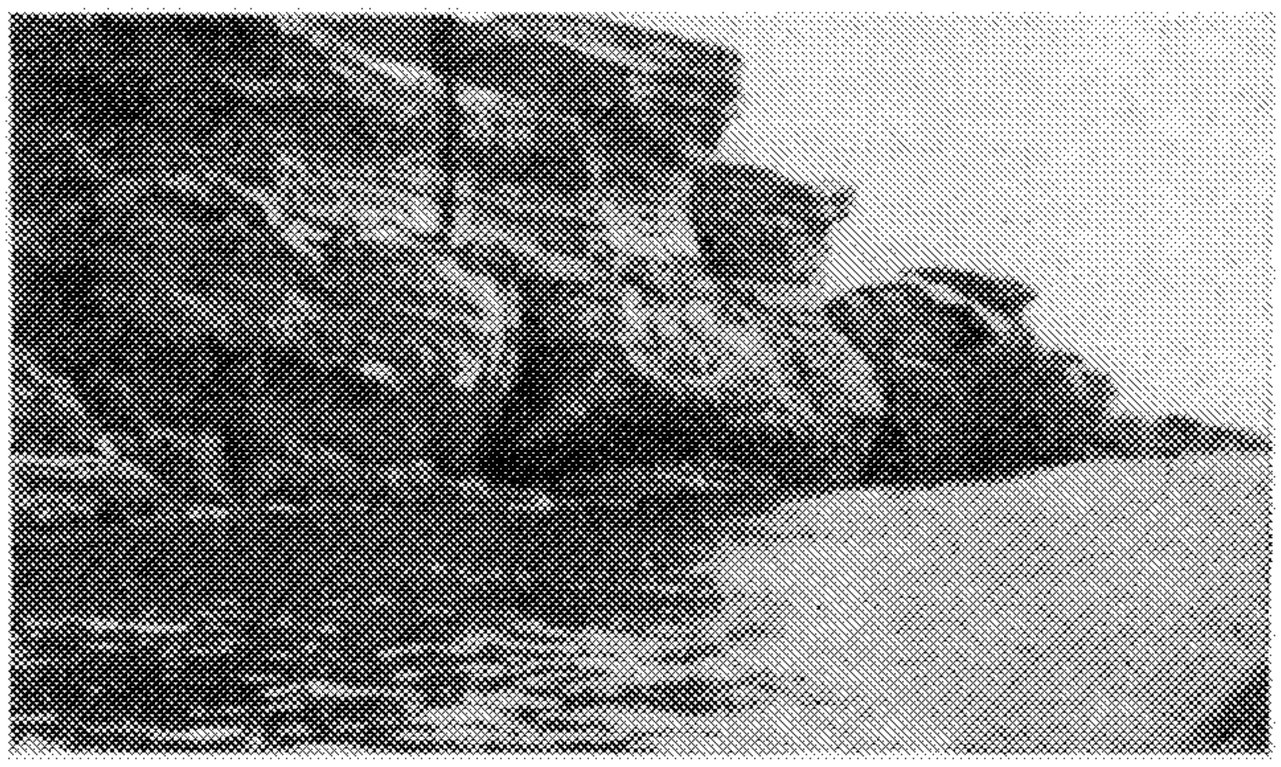


Рис. 96. Разрушающиеся берега, сложенные мерзлыми четвертичными отложениями. Фото А. И. Гусева

и снежные барьеры ограждают подножия береговых уступов от прямого воздействия прибоя. Уступы находятся лишь под влиянием теплых воздушных масс и солнечной радиации. В этих условиях разрушение берегов происходит в основном под влиянием солифлюкции, принимающей грандиозные размеры.

После отрыва берегового припая на массы снега начинают воздействовать волновые процессы и тепло воздушных масс и солнечной радиации. Передняя стенка снежника становится отвесной с характерной волноприбойной нишей. Верхняя поверхность снежника сглаживается, и он приобретает вид барьера (рис. 97).

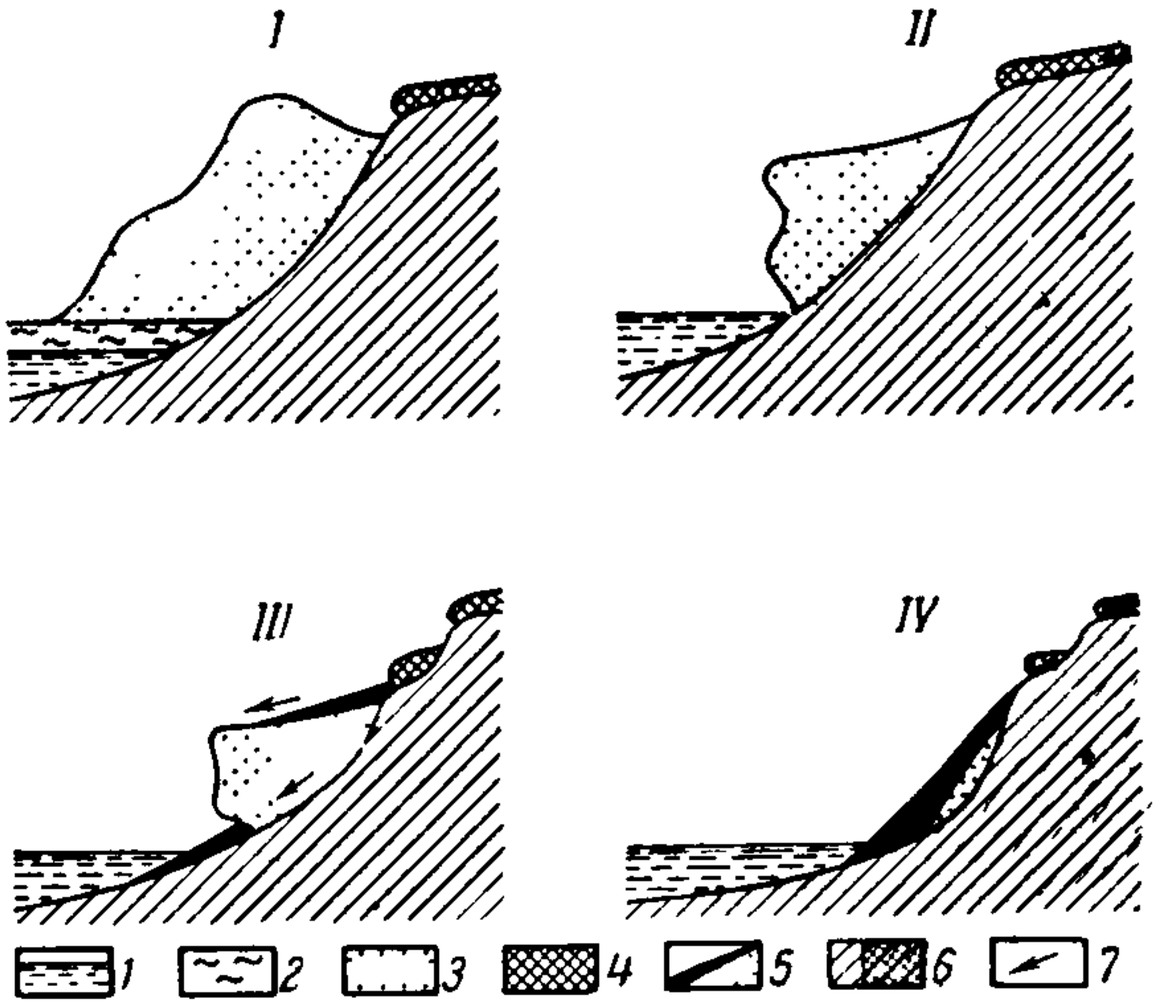


Рис. 97. Схема разрушения мерзлых берегов, окаймленных снежными барьерами:

I—IV — стадии разрушения; *1* — вода; *2* — лед; *3* — снег; *4* — дернина; *5* — грязевые потоки; *6* — многолетнемерзлый слой; *7* — направление скольжения

В этот же период начинается протаивание почвы, сползание ее под влиянием солифлюкции. Сползающий слой породы по естественному зеркалу скольжения (по верхней поверхности мерзлых пород) встречает сглаженную поверхность снежника, стекает в водоем в виде грязевых потоков (рис. 98). Талая вода на контакте снега с породой у основания уступа вымывает большое количество рыхлого материала. В результате возникает уг-

лубление наподобие ледникового кара. У подошвы снежника образуются громадные конусы выноса.

К концу летнего периода передняя стенка снежника значительно отступает. Массы сползающей породы погребают его остатки, которые в отдельные годы не успевают полностью растаять.

Разрушение подобных берегов протекает значительно медленнее и достигает 1—3 *м* в год.

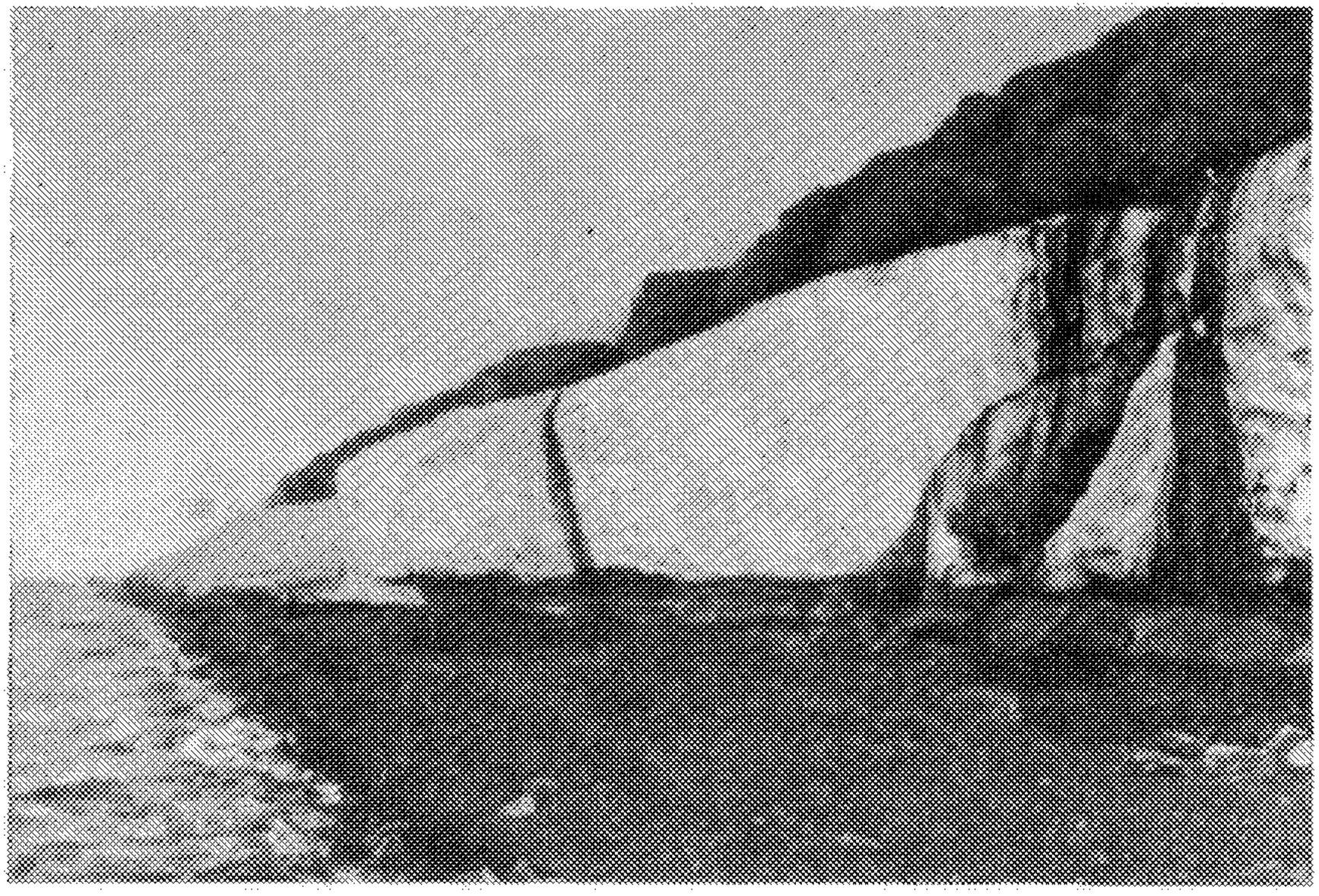


Рис. 98. Разрушающийся берег, окаймленный снежным барьером.
Фото Б. А. Вильнера

Разрушение берегов, сложенных мерзлыми породами, содержащими включения подземного льда

Если в сложении берегового обрыва принимает участие повторно-жильный лед, то разрушение берега происходит вследствие совместного воздействия термического процесса и волновой деятельности (рис. 99). В обрыве обнажаются слагающие его породы. Для верхней части таких склонов характерны байджарахи (рис. 100).

В приведенном случае разрушение берега происходит путем подмыва основания обрыва и верхней части склона, разрушаемой под воздействием тепловых процессов. Сплывающая масса обрушивается в воду, образуя зыбкую отмель.

Воды, стекающие по откосу, эродируют берег. Овраги вскрывают толщу осадков на значительную глубину, расширяют возможности образования береговых байджарахов. В результате этого процесса берег постепенно осложняется нагромождением подобных недолговечных образований, сложенных мелкоземистыми породами, при таянии превращающимися в плывуны, стекающие к подножию склона, где они образуют мощные конуса выноса, изрезанные глубокими руслами водотоков. При накоплении значительного количества подобного материала процесс разрушения склона замедляется до тех пор, пока прибой вновь не обнажит слагающие его породы.

Вследствие разрушения берега и накопления больших масс продуктов его разрушения прибрежная зона значительно мелеет и часто превращается в лайды. Временно интенсивность разрушения берега уменьшается.

Разрушения берегов водоемов, сложенных мерзлыми породами без крупных ледяных включений, распространены в Белом, Баренцевом и Карском морях. Первый из описанных видов имеет ограниченное распространение в пределах отдельных островов и участков берегов Белого и Баренцева морей. Второй вид разрушения льдистых берегов наблюдается в основном на северных берегах островов центральной части Карского моря и на отдельных участках побережья материка (берега морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, отдельные участки Новосибирских и мелких островов). В результате такого размыва исчезли острова Васильевский и Семеновский.

Второй вид разрушения берегов гораздо более широко распространен, чем первый.

На берегах северных морей можно наблюдать различные стадии разрушения. Активная стадия процесса проявляется в море Лаптевых, в ряде районов дельты р. Лены, на полуостровах Быковском и Борхая, в Восточно-Сибирском море; затухающий процесс отмечен на отдельных участках моря Лаптевых. Более древняя стадия разрушения отмечена вдоль западного побережья полуострова Широкостан. Ее реликтом, очевидно, является полоса лайд в западной части Восточно-Сибирского моря.

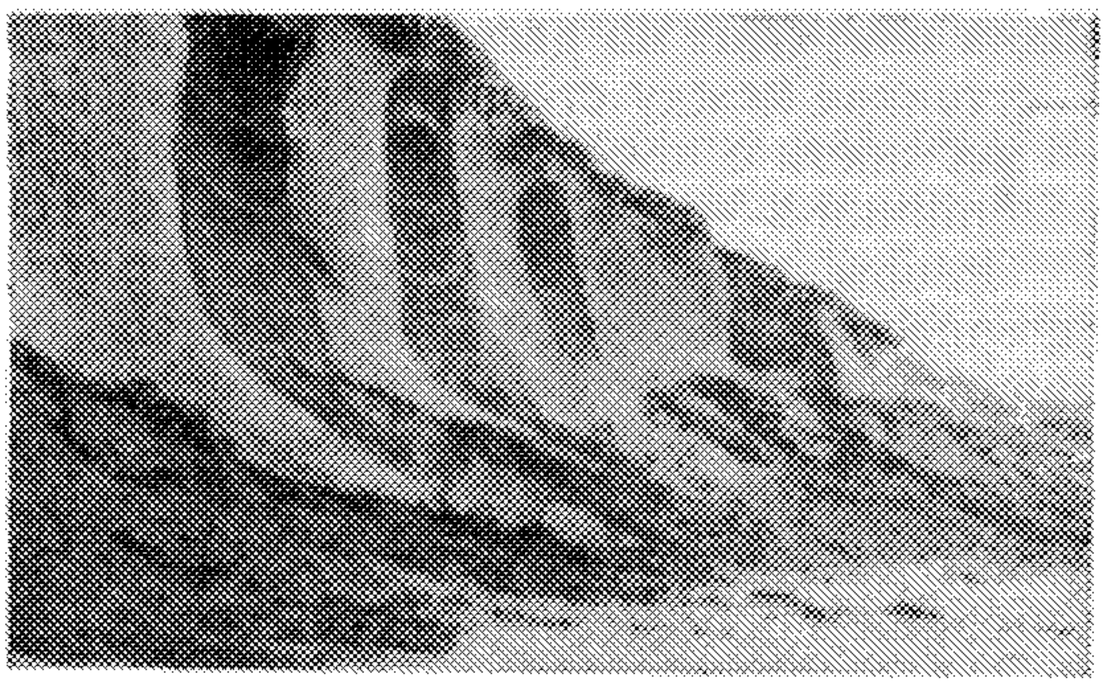


Рис. 99. Разрушающиеся берега, сложенные ископаемым жильным льдом. Фото А. И. Гусева



Рис. 100 Бугры — байджарахи — индикаторы подземного льда, скрытого под торфяным и мелкоземистым покровом. Фото А. И. Гусева

Описанные примеры разрушения берегов не исчерпывают всех его типов.

В результате изучения термоабразии может быть выработана методика ее прогнозирования, определены темпы, разработаны способы прекращения и предотвращения этого процесса.

Исследования процесса термоабразии разделяются на эпизодические и стационарные.

Под эпизодическими исследованиями следует понимать работы, продолжительность которых определяется периодом одного теплого сезона или меньшим промежутком времени. В программу подобных исследований входят: картографические работы, работы в прибрежной зоне суши, работы в прибрежной части водоема.

Предварительные *картографические работы* заключаются в составлении схемы обследуемого района с выделением на ней всех элементов динамиче-

ской характеристики побережья на основании имеющихся материалов. Схема составляется в крупном масштабе (не мельче 1 : 25 000). Основой для нее могут служить топографические карты государственной стерео- и фототопографической съемки. Легенда схематической карты должна быть составлена с учетом имеющегося опыта (Буданов, 1951). На схеме отражаются отдельные стадии и типы процесса разрушения берегов.

К предварительным полевым *работам в прибрежной зоне суши* относится выбор места наблюдений и разбивка наблюдательных створов. Места створов должны охватывать характерные участки воздействия термоабразии. Частота створов зависит от протяженности обследуемого участка, но не должна быть менее 1 *км*.

Створы закрепляют знаками. Задний створный знак определяют методом обратной геодезической засечки по пунктам триангуляции с точностью, соответствующей пунктам рабочего обоснования. Координаты переднего знака получают по расстоянию и дирекционному направлению от заднего. Расстояние между створными знаками выбирают в зависимости от характера местности с тем расчетом, чтобы они были видны с акватории водоема на расстоянии 2—3 *км* от берега.

Створы нивелируют; в случае резких уклонов поверхности применяют ватерпасовку. Створы продолжают под зеркалом водоема. Для этого по линии створа через 10 *м* от уреза воды до изобаты 2—2,5 *м* с помощью наметки измеряют глубины. Далее эти измерения производят катерными и шлюпочными эхолотами или в крайнем случае ручными лотами. Длина промерных галсов должна захватить всю прибрежную зону водоема, находящуюся под влиянием динамических процессов, происходящих на суше, т. е. до глубин 10—15 *м*. Промерные галсы координируют на местности по створной линии и одному углу, измеряемому секстаном с катера или шлюпки, между линией створа и каким-либо триангуляционным пунктом.

Нивелировку и промер по створам производят периодически в течение всего времени исследований данного района, но не реже двух раз в месяц. Этим выявляют этапы эволюции склона и дна.

На разбитых профилях определяют глубины залегания многолетнемерзлых пород. Помимо этого, описывают грунты (их состав, криогенное строение, свойства); криогенные и посткриогенные явления и формы рельефа; характер растительного покрова; структуры пляжевых образований, мощности конусов выноса и т. д.

Попутно с работами на профилях уточняют схематическую карту динамики берегов района и составляют ее подробное описание. В описание должны быть включены разделы: а) о геологическом строении района, поскольку легенда карты отражает лишь отдельные его особенности (талые и мерзлые породы); о распространении подземного льда, данные о его генезисе, строении, размерах, залегании и пр.; б) о жидком и твердом стоке; указываются режим, размеры и мощность имеющихся водотоков, особенности их ложа, скорость течения, величина твердого стока и т. п.; в) о роли прочих факторов и условий, влияющих на динамику береговой линии: морозное выветривание, химическая работа моря, механическая деятельность дрейфующих льдов и пр.; оценивается степень их воздействия на общую динамику берега по отношению к основным процессам — термической эрозии и волновой абразии.

Завершением береговых работ является закладка вековых реперов для повторных наблюдений в будущем. Репера закладывают на месте задних створных знаков профилей, на наиболее характерных участках.

В процессе работ на берегу должны быть оформлены следующие документы:

а) дневник руководителя группы;

б) динамическая карта побережья и ее описание;

в) журнал нивелировок и замеров по профилям;

г) промерный журнал с данными измерений глубин и координирования катера или шлюпки;

д) батиграммы;

е) графики профилей;

ж) кроки участков, на которых заложены вековые марки;

з) журнал метеорологических наблюдений;

и) журнал результатов анализов (полевых и стационарных).

Работы в прибрежной части водоема. Для выявления динамики дна водоема производят промеры глубин по створам; для выяснения динамичности водных масс в прибрежной части участка наблюдают за колебанием уровня, силой и направлением постоянных и приливно-отливных течений, волнением и пр. Колебание уровня наблюдают на специально оборудованных водомерных постах с помощью водомерных реек (футштоков) или мареографов любого типа. Скорость течений измеряют в поверхностном слое воды с помощью привязанных поплавков, а на всех стандартных горизонтах — вертушками.

Наблюдение за волновым режимом побережья необходимо для выяснения характера движения берегового потока наносов и определения доли участия волновых процессов в разрушении береговых откосов. В процессе наблюдений выясняют: балльность волнения; направление движения волн с точностью до одного румба; высоту, длину и период волн.

Эти данные необходимо определять каждый раз при волнении силой более трех баллов. Наблюдения можно производить с берега любыми оптическими волномерами или береговыми волнографами. При отсутствии указанных приборов наблюдают по волномерным рейкам и вехам (желательна установка волномерного треугольника Лоидиса). Для определения силы удара волн следует использовать динамометры.

Принцип действия всех указанных выше приборов и методика работы с ними описаны в руководствах Г. Р. Жуковского (1953) и В. А. Снежинского (1954).

Для выявления направления и мощности береговых потоков наносов следует оперировать несколькими простыми методами, дающими эффективные результаты. Одним из них является изучение береговых форм-индикаторов (косы, современные аккумулятивные террасы, стрелки, томболо и пр.). Наилучшие результаты могут быть достигнуты при наличии материалов крупномасштабной аэрофотосъемки.

Производят петрографический анализ песка и гальки. Проследив изменение минералогического состава поверхностного слоя грунта в прибрежной части водоема и зная петрографический состав пород разрушающихся берегов, можно с полным основанием установить наличие берегового потока наносов и направление его движения. Однако данный метод имеет ограниченное применение в случае однообразия петрографического состава береговых обрывов на участках значительного протяжения.

Для непосредственного наблюдения за перемещением береговых наносов используют метод засыпки окрашенных анилиновыми или люминесцентными красками различных фракций наносов. Наблюдая за перемещением окрашенных частиц вдоль берега, выясняют скорость и направление перемещения.

Для определения стратиграфии осадков в прибрежной зоне водоема по профилям определяют состав грунта с помощью трубки ТНХ-Л, которая позволяет брать пробы в виде колонок до 1 *м* длиной. Указанная операция выполняется до максимальных глубин водоема, при которых еще возможно осуществлять бурение.

В результате работ в прибрежной зоне водоема должны быть оформлены следующие документы:

а) журнал наблюдений и графики колебаний уровня моря;

б) журнал измерения течений, розы повторяемости течений разных скоростей на тех же горизонтах, эпюры распределения скоростей по вертикали;

в) журнал наблюдения за волнением, розы повторяемости волнения разной силы;

г) журнал проб грунта, план поверхностного распределения грунтов, геологические профили, разрезы буровых скважин.

Стационарные исследования входят в комплекс наблюдений, проводимых в течение ряда лет. Первым этапом подобных исследований является выполнение всех работ, указанных выше. Это позволяет обоснованно подойти к выбору мест закладки вековых марок и створов. Наблюдательные участки следует располагать в местах наиболее интенсивного развития процессов термообразии и аккумуляции.

Участок стационарных наблюдений следует выбирать по возможности вблизи населенных мест (полярных и радиостанций, обслуживаемых объектов навигационного ограждения и т. п.). Основательная работа по изучению явлений термической абразии может быть развернута только в том случае, если специальные наблюдения в этой области будут вменены в обязанности сотрудникам станций и других учреждений. Тогда, прикомандировав одного-двух опытных специалистов для консультаций и проведения отдельных специальных исследований, сравнительно легко можно будет выполнять весь комплекс наблюдений в течение длительного срока.

В результате обследования участка по программе эпизодических исследований строят его динамическую карту, составляют описание профилей и вычерчивают графики. В дальнейшем комплекс постоянных наблюдений может быть значительно сокращен и на постоянных створах могут проводиться следующие регулярные работы:

а) периодическое нивелирование в летний период и промеры по створам;

б) замеры толщины снежного покрова по створу до начала берегового припая;

в) констатация всех этапов смены ледовой обстановки (время и характер вскрытия припая, ледовая обстановка в период навигации, ход замерзания прибрежной полосы и консервации берегового профиля);

г) эпизодическое наблюдение за течениями и волнением, а также инструментальная съемка отдельных участков берега, подвергшихся значительным видоизменениям в результате развития термоабразии и пр.

Камеральная обработка результатов наблюдений крайне разнообразна. Обработка данных промерных работ сводится к определению координат мест остановок катера и исправлению измеренных глубин, приведению их к единому уровню моря по данным водомерных постов. Требования к этой обработке и порядок ее должны соответствовать «Наставлению по промеру» (1952). На миллиметровке вычерчивают подводные профили.

По результатам нивелировок профилей и определению глубин залегания верхней поверхности мерзлых пород и толщины снежников составляют профили надводной части берегового откоса, на которых указывают эти величины. На них же фиксируют особенности поверхности (тундра, рыхлые отложения, лед, снег, коренные породы и т. п.)

Обработку наблюдений за течением воды производят в соответствии с инструкциями, в зависимости от типа применяемых приборов. В результате обработки определяют размеры и ориентированность эллипсов течений, величины остаточных течений и составляют схемы течений в районе наблюдений.

Для обработки результатов наблюдений за волнением составляют сводки повторяемости волнений по числу случаев и в процентах к общему числу.

Далее строят розы волнений и волновую равнодействующую с учетом энергии волны (по методу А. М. Жданова). Для этого находят энергетические эквиваленты для волнений разной силы. Розу волнений строят по данным повторяемости волнений разных направлений с учетом энергии волн, а энергетическую равнодействующую — геометрическим методом, путем сложения векторов розы (Буданов, 1951).

Пробы грунта, добытые в прибрежной части водоема, подвергают петрографическому анализу и по идентичности их состава и состава отдельных участков побережья устанавливают, откуда они были принесены. После этого строят грунтовые схемы и определяют предполагаемые пути движения наносов. Одновременно обрабатывают данные непосредственного наблюдения за миграцией наносов, в результате чего уточняют направления и скорости их движения.

На основании полученных данных составляют окончательную динамическую карту участка, приложением к которой являются карта грунтов прибрежной части водоема, геологическая карта суши и карта течений.

Анализ собранных материалов производится с выделением и классификацией участков с развитыми явлениями термоабразии.

При обработке материалов исследований выясняют темпы эволюции берегового профиля, прибрежных снежников и многолетнемерзлых пород; определяют количество материала разрушения берегов, унесенного в прибрежную часть водоема; определяют темпы и направление эволюции подводного профиля. Производя сравнение темпов разрушения берега с данными метеорологических и волновых наблюдений, выявляют влияние термической абразии, волновой абразии и прочих факторов. Определяют зависимость между темпами разрушения берегов под влиянием термоабразии от объема подземных льдов, глубины залегания многолетнемерзлых пород, экспозиции берега, колебания температуры воды и воздуха.

Производят косвенное исследование термоабразии берегов путем анализа топографических карт, аэрофотосъемочных материалов различных лет исследований. Подобный анализ не может претендовать на полноту выявления как темпов, так и отдельных характерных особенностей динамических процессов, однако он может оказать значительную помощь при составлении генеральных карт, отражающих динамические особенности крупных участков побережий, и при выделении районов развития отдельных типов термоабразии.

С помощью летней аэрофотосъемки и крупномасштабной топографической съемки можно установить ориентировочные пути береговых потоков наносов. Это достигается анализом береговых форм-индикаторов, о которых говорилось ранее.

При стереоскопическом анализе крупномасштабных аэрофотоснимков можно сделать и более конкретные выводы о распространении тех или иных типов термоабразии. Отправными данными могут являться: береговые обрывы, непосредственно уходящие под уровень водоема или окаймленные пляжевыми образованиями; снежные барьеры у прибрежных обрывов; конуса выноса у подножия береговых откосов; отдельные глыбы породы в прибрежной части водоема, отторженные от материкового берега в результате обрушения, и пр.

С помощью крупномасштабной аэрофотосъемки особенно хорошо могут быть выявлены районы распространения подземных льдов, так как им в большинстве случаев сопутствуют наземные индикаторы в виде западин и холмов-байджарахов. Наличие подобных образований дает возможность классифицировать участки побере́жий по типам термоабразии. По аэроснимкам можно определить еще некоторые типы абразии — «блоковое разрушение берегов» в дельтовых участках рек, в районах развития крупнополигонального рельефа.

Заключительным этапом обработки материалов является выработка методики прогнозирования путей и темпов термоабразии на определенных участках. Учитывая имеющиеся попытки подобного прогнозирования, даже без производства специальных наблюдений, а лишь на основании обработки статистических данных о размерах отдельных островов по съемке разных лет, указанная работа является вполне реальной и весьма необходимой логической концовкой производимых исследований.

Прогнозирование может осуществляться на основе изучения всех особенностей динамических процессов на отдельных фазах эволюции берегового откоса. Увеличению достоверности, уточнению составленных прогнозов изменения береговой черты будут служить периодические наблюдения и замеры на стационарных створах и на местах установки вековых марок.

При составлении прогнозов следует помнить, что явления термоабразии, проявляющиеся в основном совместно с волновой деятельностью, подчиняются почти всем ее основным законам. Важным результатом их совместного действия является тенденция к выравниванию береговой линии (при стабильном уровне моря), которое протекает чрезвычайно быстро. Это подтвердилось сравнением съемок одного и того же участка через промежутки от 3 до 5 лет.

Следует различать два типа выравнивания. Первый тип — эволюция нерасчлененного берега. В этом случае при неизбежном чередовании абразионных и аккумулятивных участков термическая абразия не отличается большими темпами, так как, быстро приблизившись к сравнительно плавным очертаниям, береговая линия либо должна отступать по всему фронту, либо стабилизоваться. Малейшие вогнутости в береговой черте, образовавшиеся в результате особенно интенсивного разрушения какого-либо участка, будут быстро ликвидированы благодаря скоплению в них большого количества материала разрушения, вынос которого в подобных условиях затруднен.

Второй тип — эволюция широколопастных берегов. При первоначальной изрезанности берега выравнивание его идет за счет абразии в районах мысов и перераспределения материалов разрушения в бухты и заливы, где в свою очередь происходит таяние подземного льда, отступание бровки откоса, вынос большого количества мелкозема в прибрежную часть водоема. В результате этих процессов происходит интенсивное обмеление вогнутых берегов, превращение их в лайды. Очевидно, отступание берегов в первую фазу процесса идет значительно быстрее.

В обоих случаях в процессе эволюции берегов материка и больших островов при неизменности географических условий происходит уменьшение темпов их отступания.

В процессе наблюдений за разрушением небольших островов (типа Васильевского и Семеновского) устанавливается обратное, т. е. темпы отступания берега со временем возрастают. Это является следствием уменьшения периметра острова, особенно вытянутой формы.

Конечная цель рассмотренных выше исследований должна состоять в выработке методики и определенных практических мероприятий для предотвращения и прекращения процесса термоабразии там, где возникает для этого необходимость.

Приложение

Перечень инструментов
для работы в прибрежной зоне суши

1. Теодолит 30″ для координирования створных знаков.
2. Мерная лента для разбивки створных линий.
3. Нивелир глухой для определения профилей.
4. Буры или инструменты для закладки шурфов.
5. Кипрегель и мензула для выполнения топосъемки.

Перечень инструментов
для работы в прибрежной части водоема

1 Мареограф любого типа или футшточная рейка для оборудования водомерного поста.

2. Морская вертушка для измерения течений.

3. Оптический волномер, береговой волнограф или волномерные рейки и вехи для определения элементов волн.

4. Динамометр или динамограф для измерения силы удара волн.

5. Шлюпочный или катерный эхолот, ручной лот, наметка для измерения глубин

6. Грунтовая трубка для добывания образцов грунта.

7. Азимутальный круг.

8. Буссоль.

9 Секундомеры.

10. Термометры.

ЛИТЕРАТУРА

Буданов В. И. К методике изучения морских берегов.— Тр. Ин-та океанологии, т. 5, 1951.

Жуковский Г. Р. Океанография для судоводителей. Водтрансиздат, 1953.

Кальянов В. П. Опыт методики составления динамических карт побережий по комплексу основных географических процессов.— Тр. Второго всесоюзн. геогр. съезда, т. II. Географгиз, 1948.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 9, ч. I и II. Гидрометеоиздат, 1948.

Снежинский В. А. Практическая океанография. Работа в открытом море, 2 перераб. изд. Гидрометеоиздат, 1954.

§ 3. СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ

Слово «солифлюкция» (solifluction) в русском переводе означает «течение почвы». В таком смысле этот термин понимали многие исследователи, начиная с Г. Андерссона (Andersson, 1906). Однако детальные исследования перемещения материалов на склонах в странах холодного климата показали, что помимо простого течения сильно увлажненных рыхлых пород действуют и другие процессы, способствующие транспортировке материала. В частности, большую роль играют процессы пучения и осадки, набухания и усадки грунтов, изменения объема пород в связи с изменением их температуры и т. п.

Солифлюкцией называют процесс передвижения влажных рыхлых пород вниз по склонам под совместным воздействием силы тяжести и процессов, вызываемых их промерзанием и протаиванием.

Перемещение рыхлых отложений может быть следующих типов: течение переувлажненных пород; скольжение влажных пород по мерзлым; медленное передвижение верхнего слоя пород по склону под действием морозного пучения и осадки при протаивании.

Наличие на некоторой глубине водоупора, в том числе многолетнемерзлых или сезонномерзлых пород, а также миграция влаги при промерзании и фильтрация ее при протаивании создают предпосылки для сильного увлажнения всего протаявшего слоя или его основания, что и обусловливает в конечном итоге течение грунта по уклону местности.

Если избыточное увлажнение приурочено лишь к слою, залегающему непосредственно над мерзлой породой, то при достаточных уклонах поверхности протаявший слой скользит по мерзлому основанию как единое целое.

При морозном пучении грунтов подъем наиболее крупных частиц породы происходит по перпендикуляру к поверхности склона, а направление осадки под действием силы тяжести приближается к вертикали. Поэтому каждая частица после цикла промерзания—протаивания смещается на некоторое расстояние вниз по склону, в результате чего происходит медленное поступательное движение верхних слоев грунта (рис. 101).

Смещение частиц часто происходит под действием «стебелькового льда», вырастающего на оголенных участках поверхности при промерзании сильно увлажненных почв. Иногда образуются целые поля, покрытые щеткой таких кристаллов льда. Ледяные кристаллы могут достигать высоты 5—12 *см* и поднимать даже верхний тонкий слой почвы, который после таяния льда смещается вниз по склону. Такое сползание грунтовых масс наиболее интенсивно происходит осенью, при ночных заморозках, до начала систематического сезонного промерзания почвы. Циклы промерзания — протаивания повторяются часто.

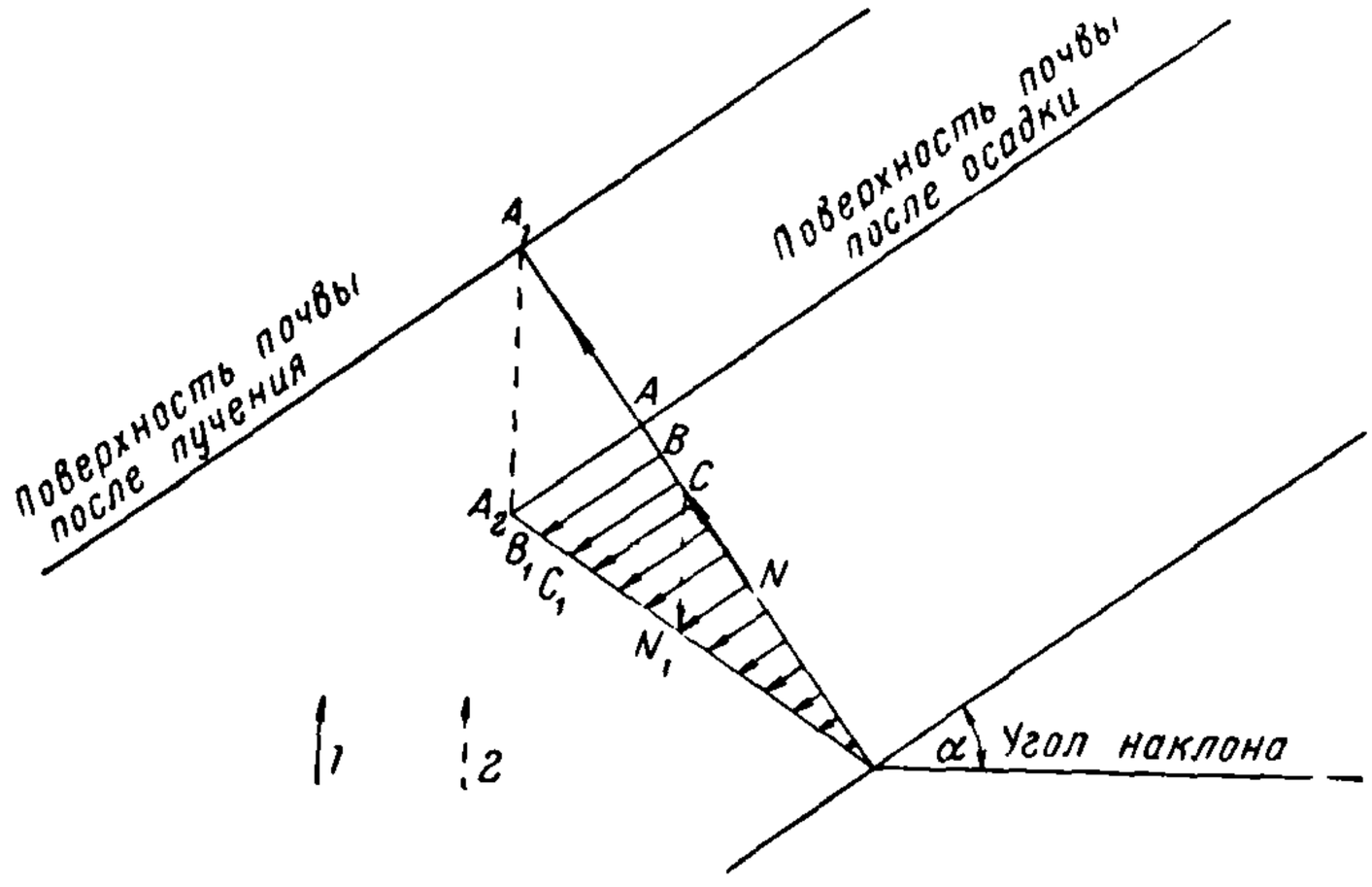


Рис. 101. Схема движения грунтов сезоннопромерзающего и протаивающего слоя на склонах в результате морозного пучения и последующей осадки:
1 — движение при пучении; *2* — движение при осадке

Миграция влаги в сильно увлажненных массах мелкозема происходит в зимний период; она направлена снизу вверх. В летний период происходит фильтрация воды сверху вниз. Это влияет на структуру грунта, способствует передвижению его частиц. Процесс формирования криогенных текстур содействует перемещению значительных частей грунтовой массы в период протаивания.

Некоторое перемещение грунта происходит также и вследствие его набухания при смачивании и усадки при просыхании, расширения и сжатия — при изменении температуры.

По времени развития процесса некоторые исследователи различают сезонную солифлюкцию и суточную, или кратковременную.

В полярных странах и горных районах, расположенных в низких широтах, солифлюкция является мощным агентом денудации.

На разных участках склона роль солифлюкции неодинакова: в верхней части склона происходит преимущественно снос рыхлого материала, в средних — транспортировка, а в нижних — аккумуляция. В результате солифлюкционного процесса накапливается своеобразный материал «солифлюксий», внешне напоминающий морену.

Характер движения и скорость перемещения материала зависят от климатических, геологических, геокриологических и геоморфологических условий. Поэтому исследования солифлюкции должны быть комплексными. Необходимо изучать климатические условия, рельеф и его детали, геологи-

ческое строение участка, растительный покров и его влияние, морфологию и внутреннее строение солифлюкционных образований, особенности криогенных процессов и явлений, связанных с промерзанием и протаиванием почв (миграция влаги при промерзании, фильтрация при протаивании, пучение и осадка, сортировка материалов и т. п.). В результате таких исследований можно получить данные для прогноза солифлюкционных процессов и предложить меры борьбы с ее вредным влиянием.

Лишь немногие из перечисленных здесь вопросов изучались в должной степени. Лучше других изучены солифлюкционные формы микрорельефа, влияние рельефа и литологии на развитие процесса солифлюкции. Такие узловые вопросы, как механизм и скорость перемещения материала, динамика грунтовых масс, требующие стационарных исследований, почти не изучались.

Известно, что климатические условия играют важную роль в развитии многих экзогенных процессов на земной поверхности. В зоне холодного климата их роль особенно значительна и сложна. Вследствие этого солифлюкционные процессы относятся к зональным явлениям природы. В современных условиях солифлюкция наиболее интенсивно проявляется в зоне тундры и подзоне лесотундры, а также в поясе горной тундры различных широт.

Солифлюкция развивается в связи с сезонным протаиванием делювиальных отложений на склонах. Возможность ее развития предопределяется процессом сезонного промерзания почвы, формированием криогенных текстур в основании наиболее увлажненной части сезоннопротаивающего слоя. Влажность пород на склонах в значительной степени определяется осадками, выпадающими осенью перед сезонным промерзанием и летом в момент сезонного протаивания. Вторым и весьма важным источником увлажнения протаивающих грунтов является их льдистость. На ее фоне дополнительное сезонное увлажнение грунтовых масс за счет атмосферных осадков и поверхностных вод часто является решающим в развитии солифлюкции.

В увлажнении грунтов на склонах большую роль играют также снежники. В этом случае процесс нивации совмещается с солифлюкцией. В локальном проявлении солифлюкции большую, часто решающую роль играют выходы подземных вод или грунтовых потоков (горные районы). Солифлюкция возможна там, где глубина сезонного протаивания невелика, т. е. в районах сурового климата. В значительной степени солифлюкция зависит от криогенеза пород (см. ч. II, гл. I), обогащающего делювиальные и прочие отложения пылеватыми частицами. Процесс криогенеза во многом зависит от климатических условий.

Солифлюкционные процессы развиваются на разных высотных уровнях в зависимости от географической широты территории и ее климата. В полярных странах они широко развиты на уровне моря. По направлению к югу нижняя граница солифлюкции перемещается вверх, в горы; в приэкваториальной зоне она отмечается на высоте нескольких тысяч метров. Верхней границе солифлюкции соответствует граница сохранения снега. По мере движения на юг интенсивность солифлюкции на равнинах и плоскогорьях последовательно уменьшается. В таежной зоне она развивается на отдельных участках склонов, преимущественно обращенных на север.

Для развития солифлюкции важное значение имеют уклоны поверхности. В отличие от других типов движения грунтовых масс солифлюкция развивается даже при очень пологих наклонах поверхности (до 2—3°). При увеличении наклона интенсивность процесса возрастает, но лишь в том случае, если грунты достаточно увлажнены. Большую роль играет экспозиция склонов. В северных районах солифлюкция развивается преимущественно на склонах южной экспозиции (о-в Ян-Майен), а в южных ее распространение ограничено склонами северной экспозиции. Связь солифлюкции с экспозицией поверхности закономерна и осуществляется через зависимость

глубины сезонного протаивания, увлажнения грунтов, растительного покрова, криогенеза делювия от мезоклиматических условий.

Вполне понятно, что перечисленные выше условия прямо и косвенно определяют возможность развития солифлюкции, служат ее предпосылкой. Основным же ее условием являются состав и свойства коренных пород и состав, свойства и состояние продуктов их выветривания. Прочные породы — кварциты, базальты и т. п. — выветриваются медленно и распадаются на крупнообломочный материал; осадочные и метаморфические породы — глинистые сланцы и некоторые эффузивные породы — быстро и более глубоко разрушаются, превращаясь в мелкозем. Скорость разрушения пород играет большую роль в подготовке солифлюкции, поэтому солифлюкционные формы можно в изобилии встретить в северных и горных районах, на склонах массивов, сложенных сланцами (Урал, Чукотка), и, наоборот, в редких случаях на кварцитах, песчаниках и т. д. Каменные потоки возникают преимущественно из прочных пород.

Скорость и характер движения солифлюкционных масс зависят от их гранулометрического состава и прочих физико-механических свойств, определяющих их подвижность. Большую роль играет содержание пылеватых, глинистых и коллоидных частиц. Известно, что солифлюкция особенно интенсивно проявляется на склонах, покрытых глинистыми пылеватыми грунтами, которые при избыточном увлажнении легко переходят в текучее состояние. В таких грунтах сезонное промерзание происходит с льдовыделением; после протаивания их связность сильно уменьшается. Грунты на солифлюкционных склонах часто находятся в текучем состоянии В развитии солифлюкционных процессов большую роль играют водопроницаемость и свойства тиксотропии.



Рис. 102. Сплыв сезонноталого слоя на склоне в тундре.
Фото Т. Н. Каплиной

На развитие солифлюкции некоторое влияние оказывает древесная и кустарниковая растительность. Влияние это двухстороннее. В соответствии с наличием или отсутствием растительного покрова выделяют закрытый и открытый типы солифлюкции. Открытый тип приурочен к зоне аркти-

ческих пустынь, где растительность не образует сомкнутого покрова и смещение грунтовых масс происходит без особых препятствий со стороны корневой системы. Лесная и кустарниковая растительность затормаживает солифлюкционные процессы в наибольшей степени, так как разветвленная и глубоко проникающая прочная корневая система связывает грунты и сдерживает движение грунтовых масс на склонах. Растительность не исключает солифлюкционных процессов, но грунты под лесом движутся очень медленно, скорость их движения часто не превышает нескольких миллиметров в год.

Травяная растительность оказывает очень малое влияние на солифлюкцию. Сфагновые мхи хотя и способствуют увлажнению грунтов, но в то же время уменьшают глубину их протаивания. Это ведет к ограничению глубины подвижного слоя, к замедлению солифлюкции.

В результате солифлюкции возникают различные микро- и мезоформы рельефа с характерными для них чертами внешнего и внутреннего строения. Такими формами являются: сплывы; полосы смещения с буграми и валами (гофрированные склоны); солифлюкционные покровы; земляные потоки; каменные потоки; террасовидные образования.

Сплывы развиваются в избыточно увлажненных грунтах при наклонах поверхности более 7—10°. Возникают сплывы весной, когда почва избыточно увлажнена в связи с таянием снега, а протаивание ее еще невелико. Иногда сплывы происходят и летом после обильных дождей или под влиянием грунтовых вод. Развиваются они весьма быстро. Чаще всего всплывает весь протаявший слой по подстилающей его поверхности мерзлых пород (рис. 102).

Полосы смещения с буграми и валами (гофрированные участки склонов) образуются в основании склонов в результате солифлюкции. Валы располагаются поперек наклона склона и достигают в длину нескольких десятков метров. Иногда вместо валов образуются полосы бугров. В разрезах таких форм всегда прослеживаются наплывы (смятия) и разрывы грунта. В формировании валов и бугров большое значение имеет морозное пучение, но как вторичный процесс.

Иногда солифлюкция приводит к образованию широких напластований на склоне. В этих случаях можно говорить о *солифлюкционных покровах.* На них возникают мелкие неровности рельефа, но они не изменяют существенно общую однородность склонов. На таких склонах устанавливаются различные по увлажнению и растительному покрову полосы, которые хорошо отображаются на аэроснимках в виде чередования светлых и темных участков, ориентированных вдоль наклона склона, часто веерообразно расходящихся в его нижней части. Многие исследователи, работающие в Восточной Сибири, называют описанные полосы «деллями» (синоним безрусловых ложбин стока). Происхождение таких полос и связь их с солифлюкционными процессами остаются пока недостаточно выясненными.

У подножия солифлюкционных склонов всегда возникают неровности типа бугров и валов, свидетельствующие о накапливании солифлюксия. Формы и размеры их зависят от эрозионной деятельности паводковых вод и скорости накопления солифлюксия.

Земляные потоки чрезвычайно широко распространены в северных горных районах. Они образуются в результате медленного передвижения мелкозема по едва заметным ложбинам у пологих вершин и на склонах. Земляные потоки нередко достигают нескольких десятков и даже сотен метров в длину. Они оканчиваются выпуклым фронтальным уступом, медленно наползающим на поверхность нижнего участка склона (рис. 103). Земляные потоки формируются там, где водные массы напитывают мелкозем и стекают вместе с ним. Земляные потоки часто передвигаются как бы ступенями, образуя на своем пути несколько террасовидных уступов.

В горных условиях чрезвычайно широко распространены характерные образования, встречающиеся в литературе под названиями *каменные потоки*, «потоки глыб», «каменные моря» и т. п. Каменные потоки обычно берут начало в местах разрушения коренных плотных, обычно кристаллических пород. Они приурочены к склонам горной вершины («гольца») или эрозионного (денудационного) останца на склонах. Каменные потоки большой ширины, иногда покрывающие целые склоны, образованные крупными угловатыми глыбами, носят название «курумов». Глыбы каменных потоков имеют размеры от щебня до нескольких метров в поперечнике. Внутри подвижного потока часто присутствует мелкозем.

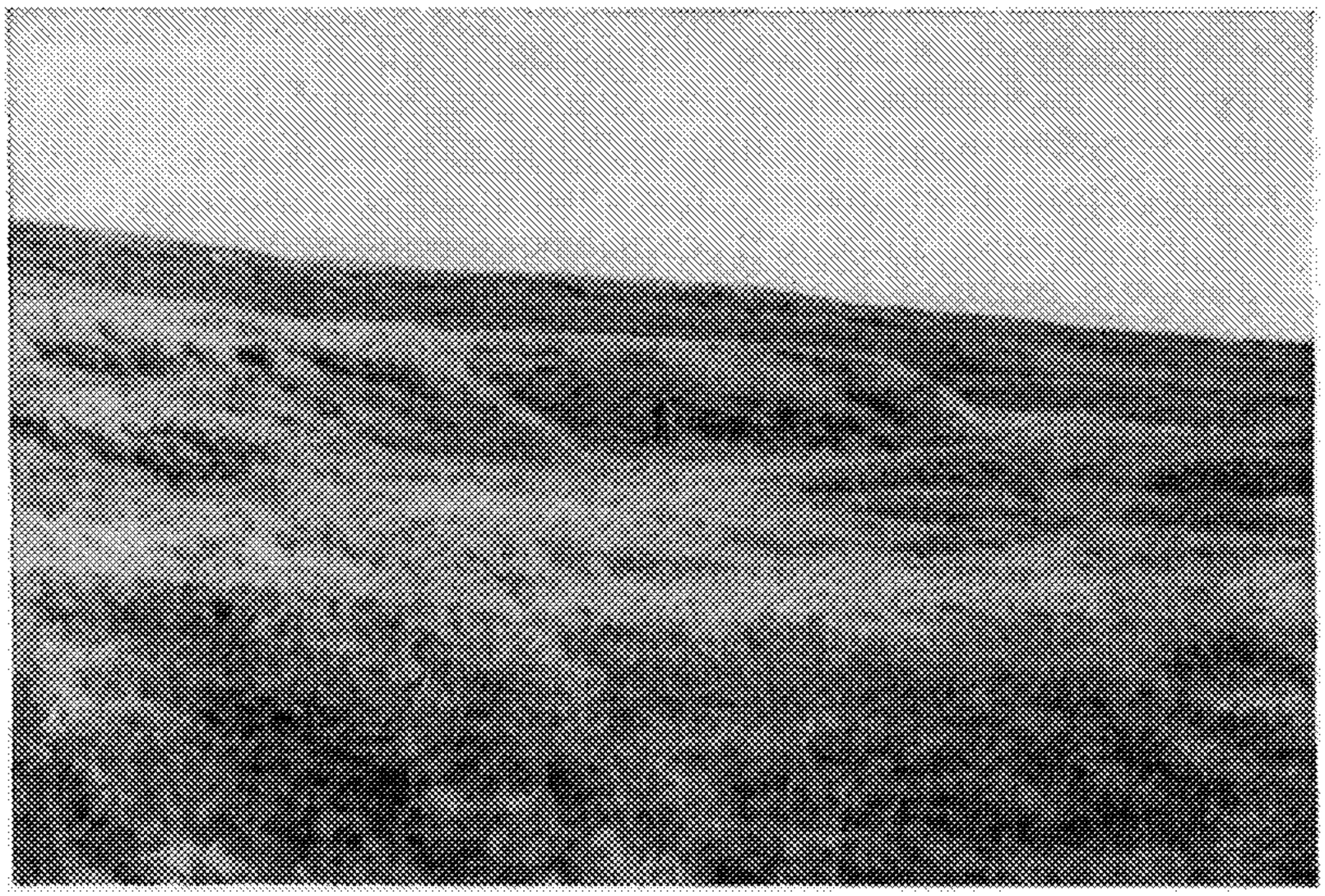


Рис. 103. Конец крупного солифлюкционного потока.
Фото Т. Н. Каплиной

Как считают многие авторы, движение каменных потоков происходит вследствие расширения и сжатия обломков при изменении температуры, за счет пучения мелкозема, залегающего внутри каменных потоков, циркуляции весенних и дождевых вод, течения влажного мелкозема под действием силы тяжести, ведущего к медленному перемещению каменных глыб. Значительные перемещения каменных потоков происходят при землетрясениях высокой балльности.

Скорость движения каменных потоков крайне неравномерна. Периоды покоя, иногда очень продолжительные, сменяются неравномерным движением. В Швейцарии скорости движения каменных потоков оказались равными 1,35—1,55 *м/год* в центральной части потоков и 0,23—0,25 *м/год* в их краевых частях. Скорость движения одного из каменных потоков в Кузнецком Ала-Тау составляла 0,13—0,15 *м/год*.

Террасовидные образования широко распространены на склонах гор в районах сурового климата. Они различны по форме, размерам и генезису. Разновидности таких террас в той или иной степени связаны с солифлюкционными движениями пород на склонах.

Террасовые образования можно разделить на три различных вида: натечные террасы, нагорные террасы с подвижными уступами и нагорные террасы с неподвижными уступами.

Натечные террасы широко распространены в полярных странах, а также в горных районах других широт и не только в области многолетнемерз-

лых пород, но и в зоне сезонного промерзания почвы. В литературе существует описание таких террас на Шпицбергене, Аляске, в Арктической Канаде, Альпах, Скандинавии, на Урале, Чукотском полуострове, Забайкалье, Восточном Саяне и в других районах.

Эти формы рельефа также называются «ступенчатые наплывы» и «балконы-натеки». Они развиваются на тех участках склонов, где в достаточном количестве имеется мелкозем, в частности вблизи выходов легко разрушающихся коренных пород, дающих при выветривании большое количество мелкозема, например глинистых сланцев и т. д. Натечные террасы приурочены к склонам крутизной от 5—10 до 30°. Величина натечных террас зависит, по-видимому, от мощности накапливающегося материала, уклона поверхности и т. п.

Породы, слагающие натечные террасы, обычно представлены супесчано-суглинистым материалом с включением щебня и крупных глыб. В литературе есть много указаний на то, что в процессе образования натечных террас происходит перевальцовка материала и поэтому в них нельзя обнаружить заметной слоистости. Однако при детальном изучении разрезов натечных террас почти всегда можно найти слои, параллельные дневной поверхности. Особенно характерно присутствие в них торфяных или гумусовых прослоек, подстилающих натечные языки, залегающие на разных уровнях (рис. 104). Эти прослойки имеют разную протяженность — от долей метра до 10 — 12 *м*. Их форма и высокая влажность пород говорят о вязком течении; слоистость и торфяные (гумусовые) прослойки, а также ориентировка каменного материала длинной осью по ходу движения свидетельствуют, по-видимому, о том, что течение идет с разными скоростями, как бы послойно.

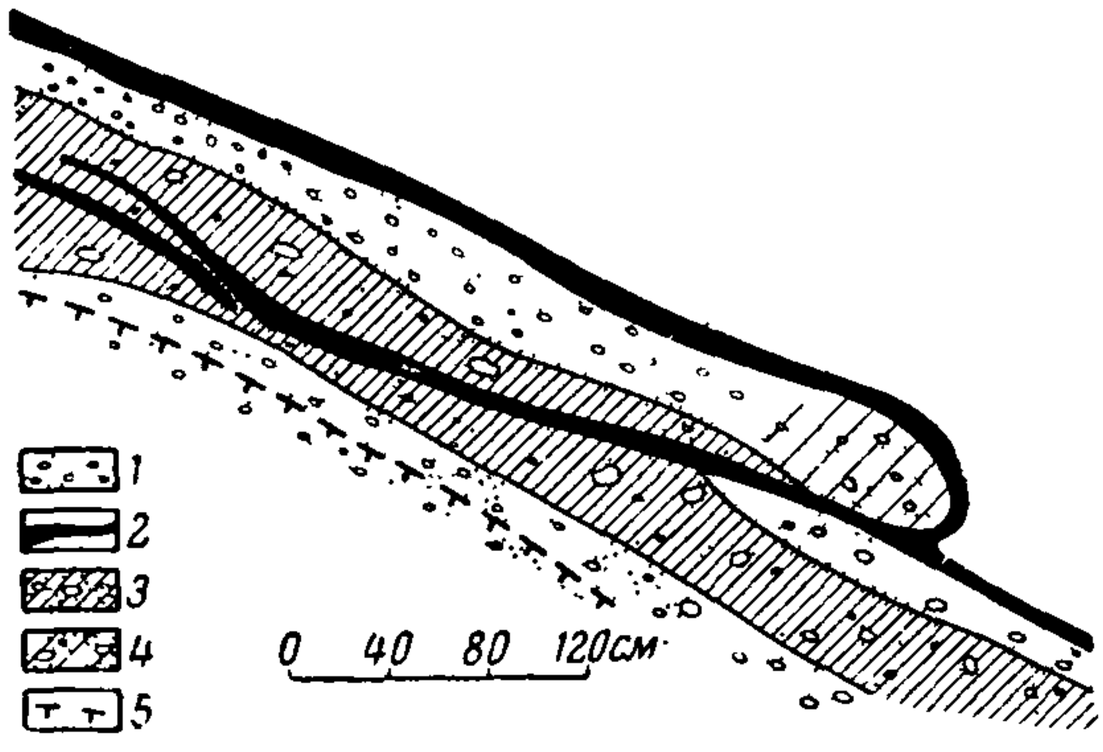


Рис. 104. Продольный разрез натечной террасы. Зарисовка Т. Н. Каплиной:

1 — песок с гравием и галькой; *2* — дернина и погребенные гумусовые прослойки; *3* — супесь с гравием и галькой; *4* — пылеватый песок с гравием и галькой; *5* — граница протаивания в конце лета

Натечные террасы встречаются на склонах разной экспозиции, но большая их часть приурочена к какой-либо одной высоте. На Чукотке и о-ве Ян-Майен террасы характерны для склонов южной экспозиции; в национальном парке Мак-Кинли (на Аляске), в районе массива Кейрнгормс в Шотландии, в Забайкалье они расположены на северных склонах (рис. 105). Существует мнение, что развитие террас в некоторой степени ограничивается растительным покровом. Во многих районах натечные террасы являются реликтами более суровых климатических условий (Забайкалье, В. Саян и др.).

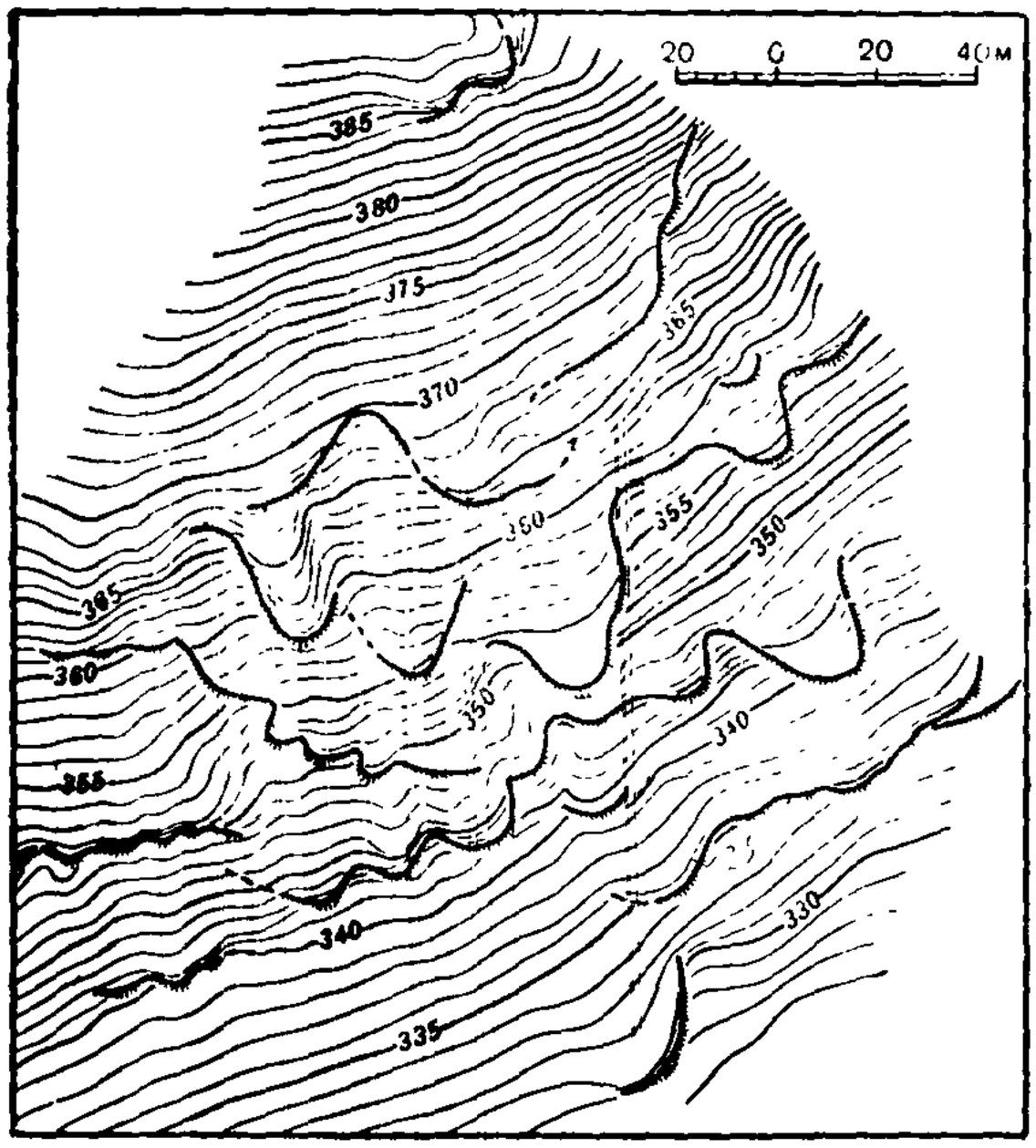


Рис. 105. Карта натечных террас на одном из солифлюкционных склонов. Съемка Т. Н. Каплиной и Л. А. Жигарева

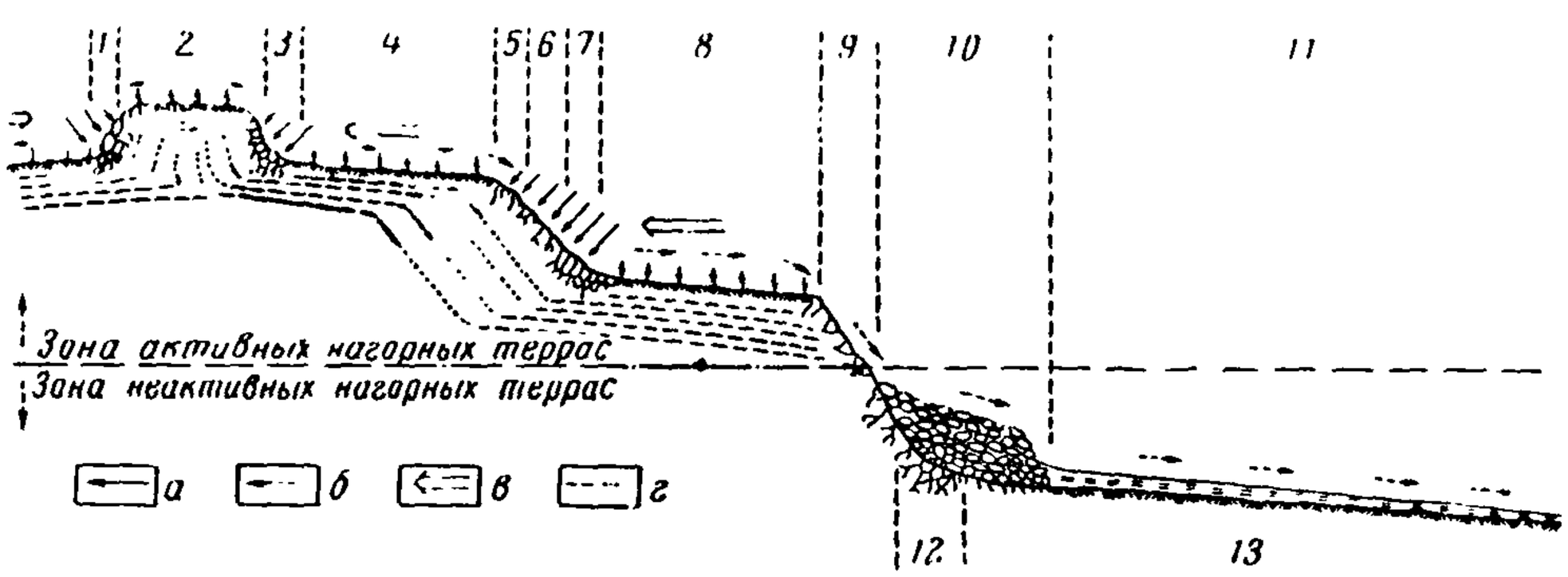


Рис. 106. Схема образования нагорных террас с подвижным уступом и формирования ступенчатого рельефа в гольцовой зоне (по С. Г. Бочу и И. И. Краснову, 1951):

а — морозное выветривание (размер стрелки обозначает различную степень интенсивности процесса); *б* — солифлюкционный перенос рыхлых продуктов выветривания; *в* — направление попятного отступания уступа нагорной террасы под воздействием морозного выветривания; *г* — последовательные стадии снижения площадки нагорной террасы и склонов уступов под воздействием солифлюкционного сноса и морозного выветривания. *1,3,7* — морозный забой; *2* — тумп (плоская вершина); *4* — площадка нагорной террасы; *5, 6, 7* — уступ террасы; *8* — площадка нагорной террасы с углом наклона 3—5°; *9* — склон уступа террасы; *10* — аккумулятивная нагорная терраса; *11* — солифлюкционный склон; *12* — погребенный морозный забой; *13* — погребенная неактивная нагорная терраса

Нагорные террасы с подвижными уступами представляют собой ступенчатые образования, возникающие на горных склонах. Их характерной особенностью является четко выраженный уступ, врезанный в толщу слабо выветрелых коренных пород, выше которого находится наклонная площадка. В устойчивых породах уступ имеет четкий контур, тогда как в

менее устойчивых породах (например в сланцах) он часто бывает выражен менее ясно. В ходе развития террасы уступ сдвигается вверх по склону (в противоположность натечным террасам). Материал выветривания перемещается вниз благодаря солифлюкции, развивающейся непосредственно ниже уступа (рис. 106).

Типичные нагорные террасы, как известно, формируются в плотных кристаллических и метаморфических горных породах различного петрографического состава. Скорость развития нагорных террас с подвижным уступом определяется интенсивностью процессов выветривания в основаниях уступов и наличием там потоков грунтовых вод.

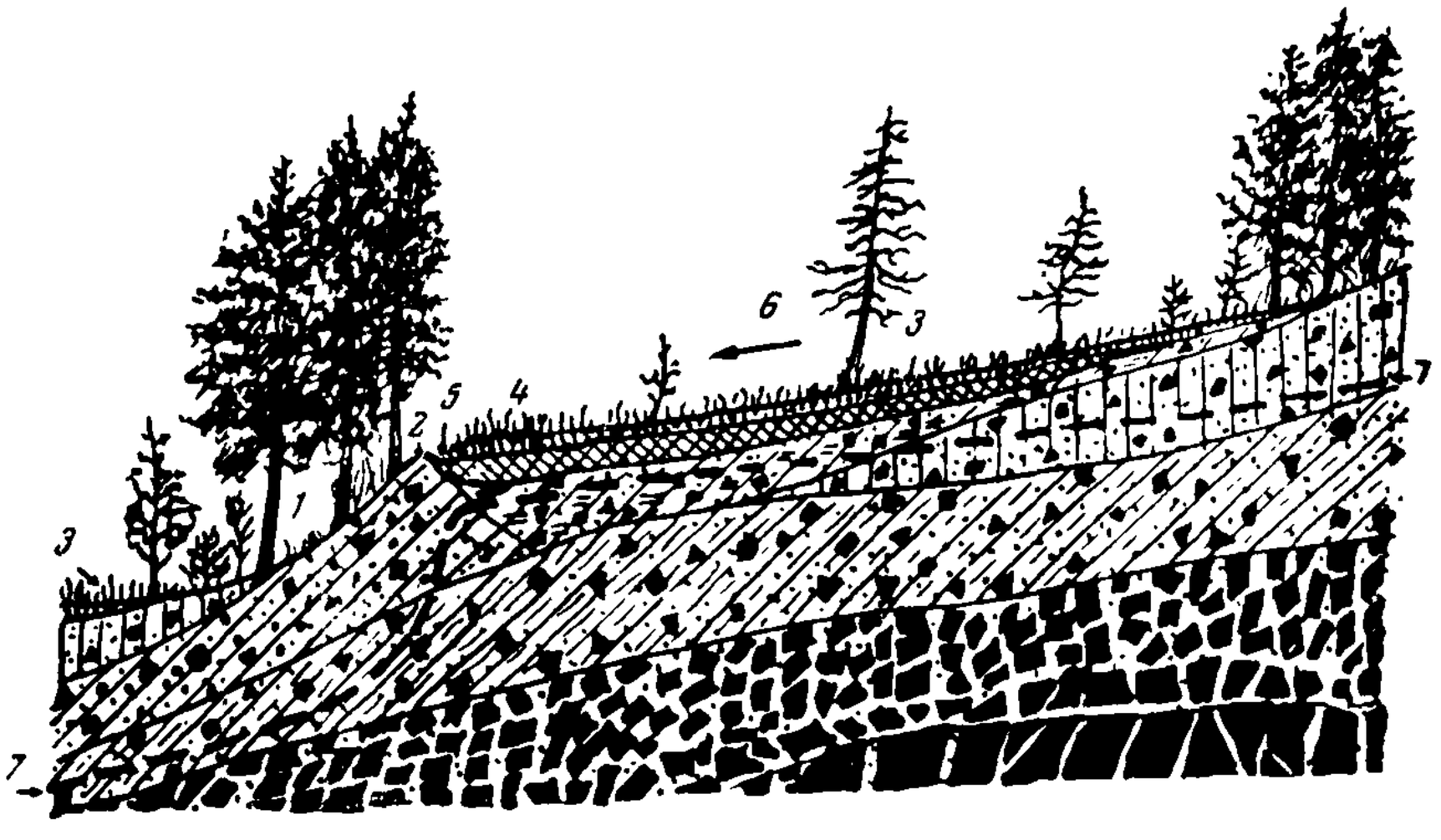


Рис. 107. Схема строения нагорной солифлюкционной террасы с неподвижным уступом (по С. П. Качурину, 1939):

1 — уступ террасы; *2* — бровка террасы; *3* — площадка с торфяно-моховым покровом; *4* — бугры пучения; *5* — трещина вблизи бровки; *6* — направление действия солифлюкции; *7* — верхняя граница многолетнемерзлых пород; *8* — травяно-моховой слой; *9* — торфяной слой; *10* — суглинок пылевато-илистый со щебнем, плывунный; *11* — супесь; *12* — суглинок песчанистый со щебнем, рыхлый, дренированный; *13* — суглинок песчанистый со щебнем, плотный; *14* — сильно выветрелая коренная порода, мерзлая; *15* — мало выветрелая коренная порода

Нагорные солифлюкционные террасы с неподвижными уступами представляют собой ступенчатые образования на горных склонах, распространенные в южных районах области многолетнемерзлых пород. Они характеризуются ясно выраженными площадками и неподвижным положением уступа вследствие постепенной аккумуляции материала, сносимого солифлюкцией с верхних участков склона. Террасы сложены как делювиальным, так и элювиальным материалом (рис. 107). В формировании террас основную роль играет солифлюкция.

Характерными признаками нагорных солифлюкционных террас с неподвижными уступами являются: ненарушенность дернового покрова и растительности на склоне уступа; наличие вдоль бровки уступа трещины, по которой происходит сток избыточной влаги с площадки террасы; дифференциация грунтов на площадке и отсутствие ее на уступе террасы; переувлажнение верхних горизонтов грунта на площадке, представленных плывунными супесями и суглинками, содержащими пылеватые и илистые частицы и

грубый щебень; высокая льдистость грунтов площадки; малая влажность грунтов в пределах уступа террасы вследствие дренирования; значительно бо́льшая глубина протаивания под уступом, чем на площадках.

Расширение площадок происходит за счет передвижения тыловой части террасы вверх по склону. Сносимый отсюда материал транспортируется процессом солифлюкции к уступу, за счет чего увеличивается высота уступа и происходит выполаживание площадки. Верхние терраски, при расширении нижних, часто уничтожаются [Основы геокриологии (мерзлотоведения), 1959].

Установлено участие процесса солифлюкции в стадиях формирования термокарстовых западин и других просадочных образований. Солифлюкция участвует в расширении западин путем передвижек оттаявших масс грунтов на склонах и уступах формирующихся западин.

Искусственные нарушения почвенного покрова (рытье канав, устройство дорог, удаление растительного покрова, вытаптывание его и т. п.) вызывают изменение условий существования грунтов (температурный режим, промерзание, протаивание, увлажнение) и приводит к развитию процессов солифлюкции. В горных районах нарушения такого рода осложняются неравномерным накоплением снежных масс, оказывающих влияние на условия промерзания, протаивания и увлажнения почв.

Приемы исследования солифлюкции

Изучение солифлюкции производится маршрутным порядком и путем стационарных наблюдений.

1. При маршрутных исследованиях могут быть получены наиболее общие сведения о процессе солифлюкции и площади ее распространения. Для более детальных исследований условий механизма и интенсивности солифлюкции в пределах определенных участков организуют стационарные наблюдения.

При маршрутных исследованиях основное внимание следует уделять геолого-геоморфологическим условиям, составу и свойствам пород, их влажности, рельефу участков, а также морфологии и строению солифлюкционных форм рельефа. Выясняют приуроченность солифлюкционных форм к склонам разной крутизны, экспозиции и высоты; отмечают приуроченность солифлюкции к определенным участкам, наличие смены одних солифлюкционных форм другими, стадии их развития. В каждом случае необходимо фиксировать минимальную крутизну склонов, при которой проявляется солифлюкция. Следует учитывать, что длительное развитие этого процесса может привести к выполаживанию склонов и прекращению процесса. Поэтому при определении наклона поверхности необходимо учитывать стадии развития солифлюкции в данном районе.

2. Изучение состава коренных пород по обнажениям или шурфам приобретает большое значение. На основании этих исследований устанавливают зависимость тех или иных проявлений солифлюкции от состава пород, от продуктов их выветривания и условий, в которых накапливаются рыхлые отложения и влага.

При изучении грунтов необходимо установить их физико-механические свойства, гранулометрический состав, в частности содержание пылеватых, глинистых и коллоидных частиц, так как они играют особую роль в формировании плывунных и тиксотропных свойств грунтов. Следует определить также влажность, объемные и удельные веса грунтов, границы пластичности, угол естественного откоса, сопротивление сдвигу, вязкость, набухание и другие свойства (см. гл. II, § 2,3).

Образцы грунтов для лабораторных исследований следует отбирать из каждого слоя пород, слагающих слой сезоннопротаивающей почвы, и подстилающих ее многолетнемерзлых или талых пород. Необходимо получить

подробную характеристику всех видов грунтов для всех элементов солифлюкционных форм рельефа (площадок, уступов, тыловых частей солифлюкционных террас и т. п.).

3. Особенно важно изучить влажность солифлюкционных грунтов и ее распределение. При маршрутных исследованиях можно ограничиться однократным отбором проб на влажность в различных точках разреза. Детальное изучение динамики влажности грунтов во времени возможно только при стационарных наблюдениях на специальных площадках (см. гл. III). Небезынтересным может оказаться сравнение физических и механических свойств солифлюкционных грунтов с грунтами на участках, заведомо не подвергавшихся воздействию солифлюкции. В этом случае влажность грунтов также определяется в поле.

4. При исследовании морфологии солифлюкционных образований следует тщательно фиксировать их очертания в плане и по профилю, отмечать размеры — длину, ширину, высоту уступов, уклоны поверхности, крутизну уступов, склона и пр. Записи необходимо сопровождать зарисовками и фотографированием.

5. Важнейшим разделом исследований является изучение особенностей строения солифлюкционных образований. Каждой их форме присущи определенные признаки. С этой целью проходят шурфы, канавы, бурят скважины. По ним описывают состав и структуру вскрытых ими отложений, фиксируют наличие сортировки материала и взаимное расположение слоев, а также ориентировку каменных включений. Каменный материал в солифлюкционных грунтах обычно ориентирован длинной осью по направлению движения. В тех случаях, когда ориентировка нарушена, следует найти ее причину. Важно отмечать степень окатанности обломков, сопоставлять окатанность материала в верхних и нижних частях склонов. Это дает возможность судить о влиянии солифлюкционного перемещения пород на их истирание и окатывание. Способы изучения ориентировки и окатанности камней изложены в соответствующих руководствах (Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, 1955).

Большое внимание следует уделить структуре и текстуре грунтов в талом и мерзлом состоянии. Следы деформации грунта в виде разрывов и смятий слоев можно обнаружить вблизи границы протаивания. Во многих случаях талые солифлюкционные породы находятся в плывунном состоянии, что весьма затрудняет, а иногда делает невозможными проходку и описание выработок. В этих случаях следует проходить выработки зимой или ранней весной, когда грунты еще не протаяли. Зимние выработки необходимы и в тех случаях, когда участок изучался летом при талых грунтах. Это позволяет провести сравнение текстур талых и мерзлых пород, охарактеризовать ледяные включения и уловить особенности миграции влаги при промерзании солифлюкционных отложений.

6. При изучении солифлюкции для исследователя интересны следующие основные геокриологические данные: а) сезонное промерзание и сезонное протаивание горных пород (скорость и глубина); б) миграция и фильтрация влаги в течение года в процессе промерзания и протаивания; в) пучение пород при промерзании и осадка при протаивании; г) криогенные текстуры сезонно- и многолетнемерзлых пород, особенно вблизи основания солифлюкционной толщи; д) льдистость и влажность пород на глубине ниже подошвы слоя протаивания; е) температурный режим грунта на глубине двух- и трехкратной величины слоя сезонного цротаивания; ж) особенности образования солифлюкционных материалов на участках, с которых ранее произошло сползание, и пр. (см. гл. II и III настоящего руководства).

В маршрутах приходится ограничиваться единичными замерами глубины протаивания, льдистости пород и изучением криогенных структур и текстур солифлюкционных грунтов.

Замеры глубины протаивания на солифлюкционных склонах желательно проводить по профилю, ориентированному вдоль склона. При неровности солифлюкционного микрорельефа глубину протаивания необходимо отмечать на площадках, уступах террас и понижениях (местах разрыва грунтов) с тем, чтобы выяснить конфигурацию поверхности мерзлых пород с достаточной точностью (через каждые 1—2 *м*, а на мелких формах еще чаще). На профиле обязательно показывают поверхность мерзлых пород и время наблюдения (месяц и число).

При изучении разрезов особое внимание уделяют криогенным текстурам солифлюкционных грунтов: величине, формам и размерам ледяных включений ,их распределени.о—по разрезу. Выясняют генезис ледяных включений. Весьма важно установить наличие, ориентировку, глубину и заполнение морозобойных трещин, их роль в расчленении, увлажнении и динамике грунтовых масс.

Одновременно отбирают образцы пород в мерзлом состоянии для последующего лабораторного изучения. В районах Крайнего Севера, где солифлюкция часто сочетается с термокарстом и термоабразией берегов, особое внимание уделяют изучению криогенных текстур, мощных ледяных жил и условий сочетания и развития этих процессов, выявляют роль их взаимосвязи.

7. При исследовании трещин разрыва следует выяснить, с какими процессами или типами движения грунта они связаны. Для этого фиксируют форму и размеры трещины, ее заполнение, материал заполнения, современное состояние (по растительности и пр.). Интересным объектом наблюдения являются деформации слоев грунта у края трещин. Часто можно видеть разрыв и сдвиг слоев по трещине типа микросброса. Вид краевых участков и степень свежести трещины могут дать представление о времени смещения. Устанавливают связь трещин разрыва с полигональными трещинами.

При изучении сплывов следует измерять их размеры и объем, делать анализы грунта, а также определять сопротивление дерна на разрыв. Последнее даст возможность определить критические условия устойчивости склонов такого типа. Определяют глубину протаивания, при которой произошел сплыв, влажность этих грунтов и льдистость подстилающих пород.

Изучение гофрированных участков склонов интересно с точки зрения формирования криогенных текстур, которые возникают при аккумуляции солифлюкционных осадков и промерзании их снизу. Поэтому на таких участках можно рекомендовать закладку как можно более глубоких выработок и тщательное изучение криогенных структур многолетнемерзлых пород и ледяных жил.

8. При изучении солифлюкционных покровов особое внимание следует уделять изучению ясной или скрытой слоистости солифлюксия.

При исследовании натечных террас следует изучить торфяные или гумусовые прослойки под фронтальным уступом террасы. Их протяженность может достоверно указать путь, пройденный уступом террасы по склону, а количество прослоек указывает на число этапов развития террасы.

При исследованиях нагорных террас с подвижными уступами необходимо обратить внимание на породы, слагающие уступ террасы, определить степень их выветрелости, очертания поверхности коренных пород и мощность рыхлого чехла, а также соотношение глубины протаивания и границы коренных пород. Необходимо также отмечать наличие снежных забоев (или их следов, например, в тундре) у подножия уступов, а также установить действие нивации.

Изучая нагорные террасы с неподвижным уступом, нужно установить признаки неподвижности уступа. Такими признаками являются не нарушенная на этом участке древесная или кустарниковая растительность, а также структура и текстура грунтов уступов.

Изучая каменные потоки, следует проводить детальное исследование их внутреннего строения, а также строения смежных участков. Обследуют растительный покров смежных участков нижнего конца каменного потока: зарастание краевой части свидетельствует об остановке потока и его консервации.

9. Изучение растительного покрова помогает выяснить наличие солифлюкционных движений и их скоростей. В литературе есть указания на то, что некоторые виды растений не могут произрастать на подвижных почвах, например *Betula nana*, *Vaccinium myrtillus*, *Arctostaphillos uva ursi*, *Nardus stricta* и т. д., между тем как *Salix herbacea*, виды *Phyllodoce*, *Cassiope* и *Juncus trifidus* свободно растут на подвижном субстрате.

Некоторые сведения о движении почвы можно получить при иссследовании растений на подвижных почвах. При движении грунтов происходит удлинение корней растений в несколько раз против обычного. Зная примерный возраст растения и степень деформации корней и ствола, можно приблизительно вычислить скорость соответствующего перемещения почвы. Стволы деревьев при постоянных медленных подвижках приобретают саблевидную форму. По саблевидному прогибу дерева (разность между вертикальной линией и краем изгиба) и возрасту дерева можно определить скорость движения грунта.

При аэровизуальных наблюдениях и при дешифрировании аэроснимков необходимо учитывать, что в зоне тундры кустарники часто маркируют наиболее сухие участки солифлюкционных склонов, а именно уступы солифлюкционных террас. Изогнутая форма кустов свидетельствует об интенсивном движении грунтов.

10. Стационарные исследования солифлюкционных процессов почти не проводились; не изучались и происходящие при этом криогенные процессы. Основные вопросы механизма и скорости солифлюкционных перемещений материала можно решить только путем стационарных наблюдений.

Стационарные исследования должны быть поставлены в разных физико-географических условиях. Исследованию подлежат:

а) условия, определяющие начало и ход развития солифлюкции;

б) скорости солифлюкционного перемещения грунтовых масс в зависимости от геокриологических и физико-географических условий (погоды, рельефа, геологического строения, растительного покрова, скорости и глубины сезонного протаивания и промерзания, влажности и температуры верхнего слоя горных пород);

в) распределение скоростей движения по вертикальному разрезу и поперечному профилю в годовом и многолетнем цикле;

г) микроклимат склонов разной экспозиции и разных высот для каждого типа солифлюкционных форм, что дает возможность получить сравнительную характеристику условий, в которых эти формы развиваются.

11. На всех характерных участках исследуемого района должны проводиться стационарные наблюдения за глубиной протаивания, влажностью (льдистостью) грунтов и их температурой. При исследовании скорости движения грунта рекомендуется по возможности избегать любых нарушений поверхности и грунтов, а поэтому при измерении температуры и влажности нужно употреблять приборы, которые могли бы оставаться в грунтах постоянно (влагомеры, термометры сопротивления и т. п.). Желательно устанавливать их заранее, например за год до наблюдений, с тем чтобы успело погаситься влияние неизбежных нарушений грунта. Поскольку в весеннее и летнее время породы на склонах нередко находятся в плывунном состоянии, проходить выработки и устанавливать в них приборы следует зимой.

Измерениями температуры и влажности должны быть охарактеризованы породы всего сезоннопротаивающего (или сезоннопромерзающего) слоя и верхнего горизонта многолетнемерзлых пород. Поэтому, прежде

чем приступить к установке термометров и влагомеров, необходимо определить максимальные глубины протаивания, глубину промерзания и положение верхней поверхности многолетнемерзлых пород. Изучение температурного режима пород на глубину до 15—20 *м* можно организовать вблизи пункта наблюдений. Чтобы получить возможно более точную картину распределения температуры и влаги в грунтах, приборы устанавливают с максимальной частотой — через каждые 10 *см* (особенно в верхних слоях грунта). Если одновременно устанавливают приборы для дифференциального измерения смещений по глубине, то датчики температуры и влажности монтируют так, чтобы они находились на одних глубинах с датчиками смещений. Это необходимо потому, что с ходом летнего протаивания, а также с фильтрацией влаги связано распределение скоростей движения грунтов.

12. Для изучения скоростей движения грунтов применимы различные методы, поскольку эти скорости неодинаковы.

По характеру получаемых данных все методы можно разделить на три группы:

1) методы, дающие возможность зафиксировать лишь движение поверхности за определенный промежуток времени;

2). методы, с помощью которых можно определить величину смещения грунтов на разных глубинах за некоторый (довольно длительный) промежуток времени;

3) методы, фиксирующие смещения грунтов на разных глубинах во времени.

Следует учесть, что для изучения солифлюкционных движений большинство указанных методов не применялось, они рекомендуются лишь по аналогии с применением их для исследования движения оползней и ледников.

К методам первой группы относятся геодезический, стереофотограмметрический, фотограмметрический и реечный.

Все эти методы позволяют определить лишь изменение скоростей движения солифлюкционных грунтов у поверхности. Между тем природа процесса такова, что этих сведений недостаточно. Для картины движения грунтов в зависимости от протаивания, влажности отдельных слоев и т. п. необходимо иметь эпюру скоростей движения по вертикальному и поперечному разрезам.

При геодезических работах нужно иметь закрепленный реперами базис в пределах неподвижных участков склона, например на выходе коренных скальных пород, или по крайней мере один неподвижный репер. При отсутствии скальных выходов базисные реперы должны конструироваться в соответствии с инструкцией по установке реперов в области многолетнемерзлых пород. С реперных точек делаются засечки точек на поверхности солифлюкционного потока, террасы, курума и т. п. Периодические наблюдения дают возможность определить направление и величину смещения точек на поверхности, а тем самым и скорость смещений (среднюю за данный отрезок времени). Наиболее простым способом является расположение марок по створам, вдоль и поперек направления солифлюкционного движения масс. Количество марок в створе и тип марки определяются многими условиями. Рекомендуется ставить их не реже чем через 1 *м*, но в каждом случае вопрос о расстоянии решается особо. Марками на подвижной поверхности могут быть колышки или вехи с небольшим заглублением в породу (в отличие от оползневых наблюдений), так как при большом заглублении их движение в начале лета, когда грунты протаивают не полностью, будет задерживаться прочными мерзлыми грунтами. На каменных потоках маркируют краской отдельные камни или ставят заметные и прочные марки (например, отрезки железных труб).

Точность геодезических методов относительно невысока. Величина ошибки при наблюдениях по створам (при тщательном соблюдении правил гео-

дезических работ) составляет примерно 30% при скорости 0,2 *м/сутки* в течение 10 дней. Для скоростей во много раз меньших (характерных для солифлюкционных движений) удлиняют промежутки между сроками наблюдений. Смещения грунтов (в пределах точности измерений) иногда могут быть уловлены только через несколько лет.

Стереофотограмметрический метод для изучения солифлюкционных смещений не применялся, но может быть использован. Этот метод сходен с геодезическим методом засечек. Его сущность состоит в получении последовательного положения одних и тех же (движущихся) точек при помощи периодически проводимой фототеодолитной съемки с одного неподвижного базиса. Последующая обработка снимков на стереоизмерительных приборах дает возможность определить смещение отдельных точек. Точность определения смещений зависит от масштаба съемки: чем крупнее масштаб, тем точность больше. При съемках масштаба 1 : 500 и 1:1000 возможна точность в 15—30 *см*. Применение этого метода рационально лишь в тех случаях, когда величины перемещений точек превосходят точность съемки. При очень малых скоростях (несколько сантиметров в год) результаты смещений могут быть зафиксированы лишь через несколько лет.

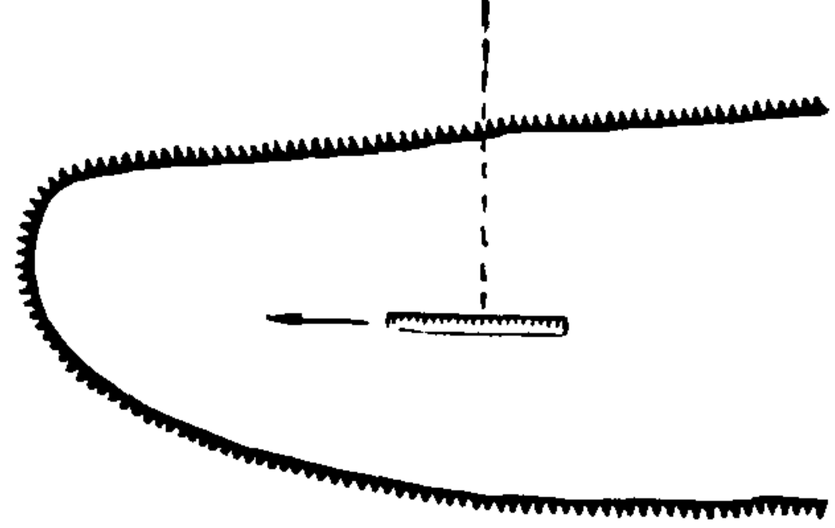


Рис. 108. Использование реечного метода для фиксирования скорости солифлюкционных движений

Для солифлюкционных потоков, как и для ледников, видимо, может быть использован и фотограмметрический метод, или так называемый эффект псевдопараллаксов, когда в стереоприборах рассматриваются снимки, сделанные с одной и той же точки в разное время. Сдвинувшиеся точки воспринимаются объемно. Однако обработка этих материалов сложна. Интервал времени между съемками солифлюкционных форм должен быть определен. Видимо, в разных районах и для разных форм он будет различным.

Ошибки в определении величины смещения отдельных точек зависят от расстояния этих точек до места стояния фототеодолита. При расстоянии 150—200 *м* точность определения составляет примерно около 1 *см*, а при расстоянии 1 *км* она равна 5—6 *см*. Применение этого метода ограничивается условием, чтобы оптическая ось фототеодолита была примерно перпендикулярна к направлению движения солифлюкционных масс.

Стереофотограмметрические методы удобны тем, что они требуют небольшого времени на полевые работы и дают повышенную точность по сравнению с обычными геодезическими методами. Система закрепления точек, подлежащих фиксации, должна быть предварительно продумана. Для этой цели можно использовать ярко окрашенные камни; на натечных терасах маркируют поверхность, забивая специально хорошо заметные колышки с обозначением порядковых номеров.

При использовании реечного метода на поверхности склона параллельно движению грунта помещается рейка с делениями (рис. 108). На неподвижной точке за пределами подвижной площади устанавливается теодолит. После наводки инструмента на одно из делений на нижнем (по движению) конце рейки его закрепляют наглухо в этом положении. Производя систематические отсчеты по рейке, можно определить скорость движения грунтов на поверхности.

Для изучения солифлюкционных смещений могут быть применены криокинеметр (Mercanton, 1935) и шнуромер — приборы, близкие друг

другу по конструкции. Криокинеметр изображен на рис. 109. В теле солифлюкционного грунта укрепляется якорь, к которому прикрепляется стальной тросик. На неподвижном участке склона должен находиться штатив (лучше постоянный репер). Неподвижность репера может быть достигнута заглублением его в многолетнемерзлые породы. Стальной тросик перекидывается с оборотом через блок, неподвижно укрепленный на репере или

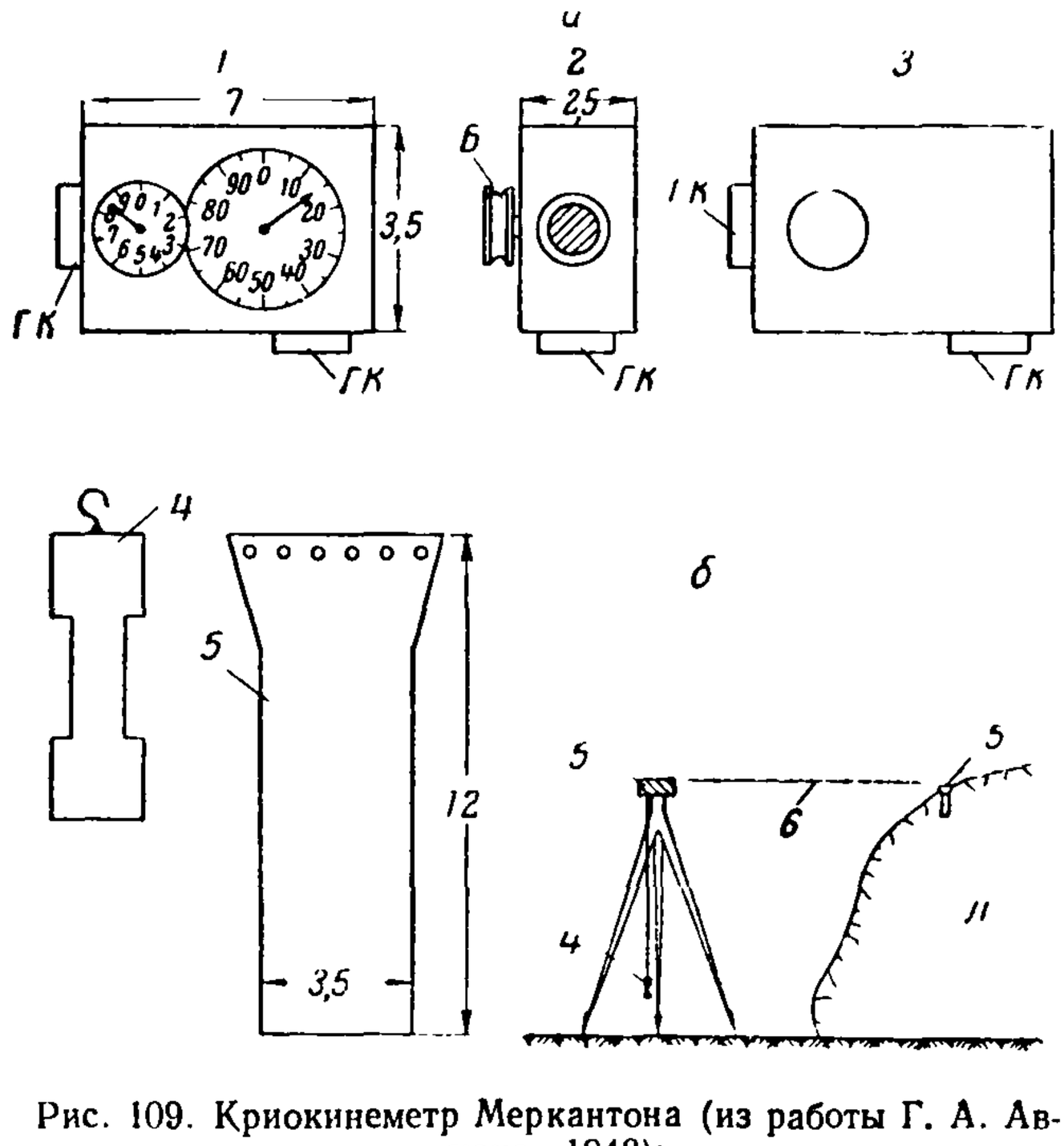


Рис. 109. Криокинеметр Меркантона (из работы Г. А. Авсюка, 1948):

а — части криокинеметра; *б* — схема установки. *1* — передняя сторона; *2* — боковая сторона; *3* — задняя сторона; *4* — груз 200 *г*; *5* — якорь-цилиндр; *6* — тросик; *ГК* — гнездо для крепления штатива; *Б* — блок; *Л* — ледник (размеры в *см*)

на штативе. К концу тросика прикрепляется груз, создающий постоянное натяжение. Вращение оси блока передается на стрелку циферблата, где и производятся отсчеты. Прибор можно сделать самопишущим («криокинеграф»).

Прибор шнуромер изображен на рис. 110. Конструкция его сходна с криокинеграфом. Различие между ними состоит в положении репера (выше якоря по склону) и в использовании линейки с делениями для отсчета. Следует учесть возможные ошибки за счет изменения длины тросика.

На основе этой идеи на Анадырской станции Института мерзлотоведения был сконструирован прибор, где вместо блока применены рычаги, скрепленные со стальным тросиком и сообщающие движение на часовой индикатор (рис. 111). Употребление часового индикатора значительно повышает точность прибора и позволяет измерять смещения величиной около 1 *мм*. На длину тросика вводится температурная поправка. Длина тросика не должна превышать 10 *м*.

Размах обычного индикатора составляет всего 10 *мм*, и поэтому этот прибор можно применять лишь для малых расстояний. Это препятствие можно частично преодолеть, используя рычаги с различным соотношением плеч.

Движения грунта в вертикальном разрезе измеряют несколькими методами. В качестве одного из методов можно рекомендовать закладку в грунт

чурочных реперов. В скважину, проходящую сквозь весь слой сезонного протаивания и входящую в многолетнемерзлые породы, закладывают один над другим деревянные или другие цилиндры. Дифференциальное движение грунтов смещает цилиндры один относительно другого, за исключением

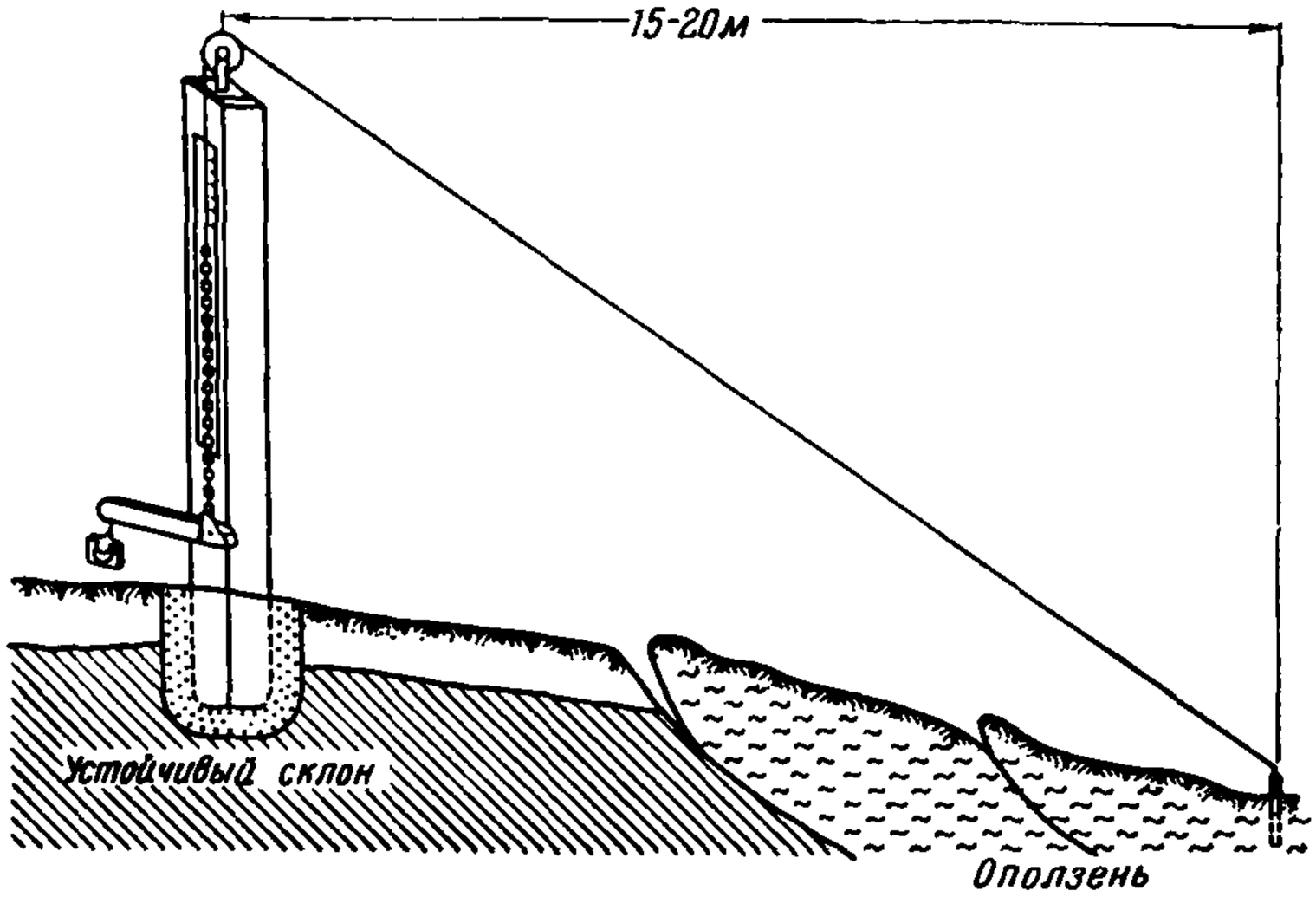


Рис. 110. Шнуромер (по Бабкину, из кн. Е. П. Емельяновой, 1956)

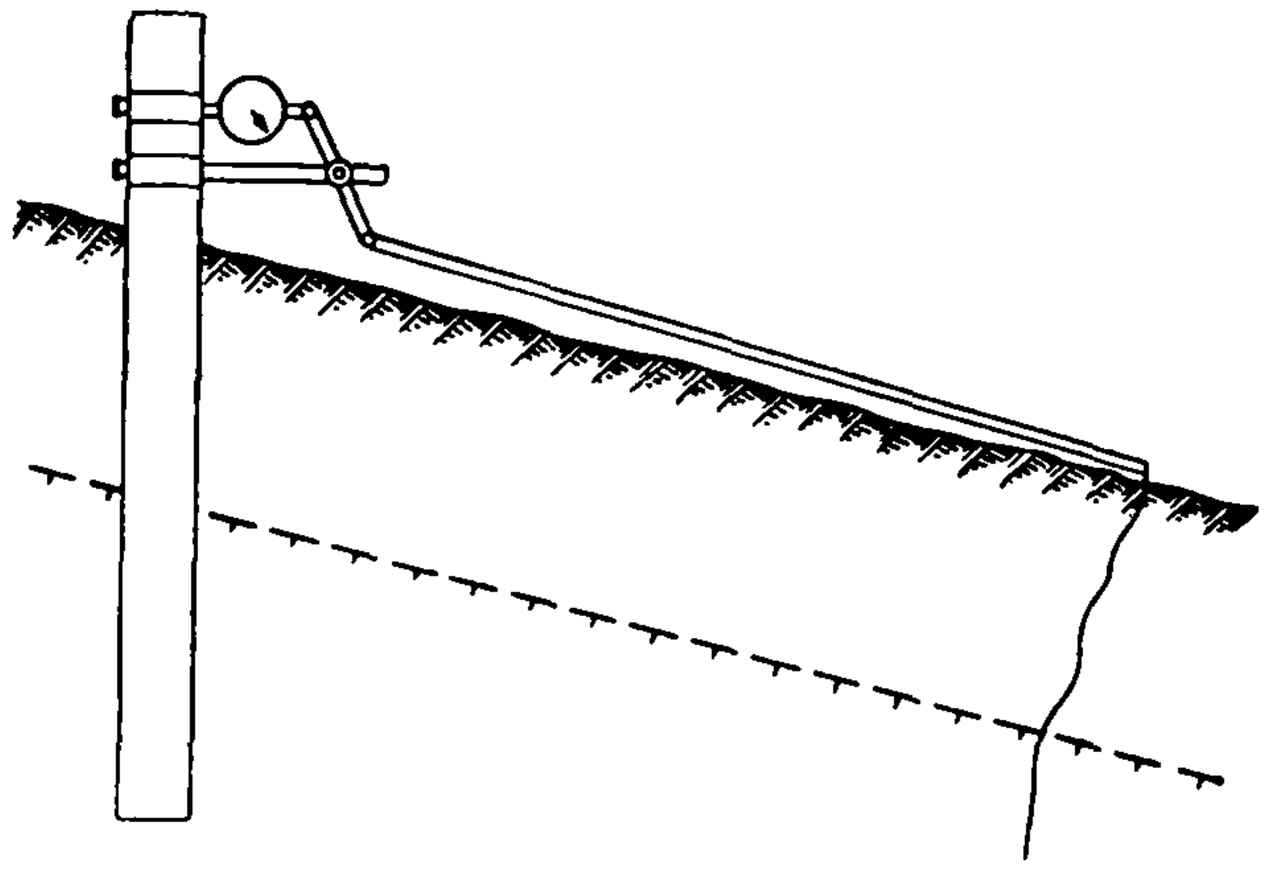


Рис. 111. Измерение скорости солифлюкционных смещений грунтов при помощи стальной ленты и индикатора часового типа (по Л. А. Жигареву)

нижних, находящихся в многолетнемерзлых породах. Последующее вскрытие репера дает картину смещений на момент раскопок. Шурф должен располагаться так, чтобы его смотровая стенка прорезала скважину и проходила параллельно направлению движения земляных масс. Такие реперы не регистрируют времени смещения грунтов, и это является существенным их недостатком. Метод не обладает точностью и должен применяться для исследования движений более 10 *см* в год или при исследованиях, рассчитанных на несколько лет.

Метод заполнения скважин различными маркирующими материалами (гашеной известью, битым кирпичом и т. п.) обладает теми же недостатками, что и предыдущий. После вскрытия скважины по деформации заполняющего ее столбика можно определить величину смещения грунтов за данный промежуток времени.

Вертикальный профиль скоростей можно получить путем применения несколько измененной конструкции шнуромера, в котором вместо поверхностного якоря используется вставленная вертикально в грунт стальная лента (от рулетки). Нижний конец ленты должен быть закреплен в многолетнемерзлых грунтах, а верхний — прикреплен к тросу (см. рис. 111).

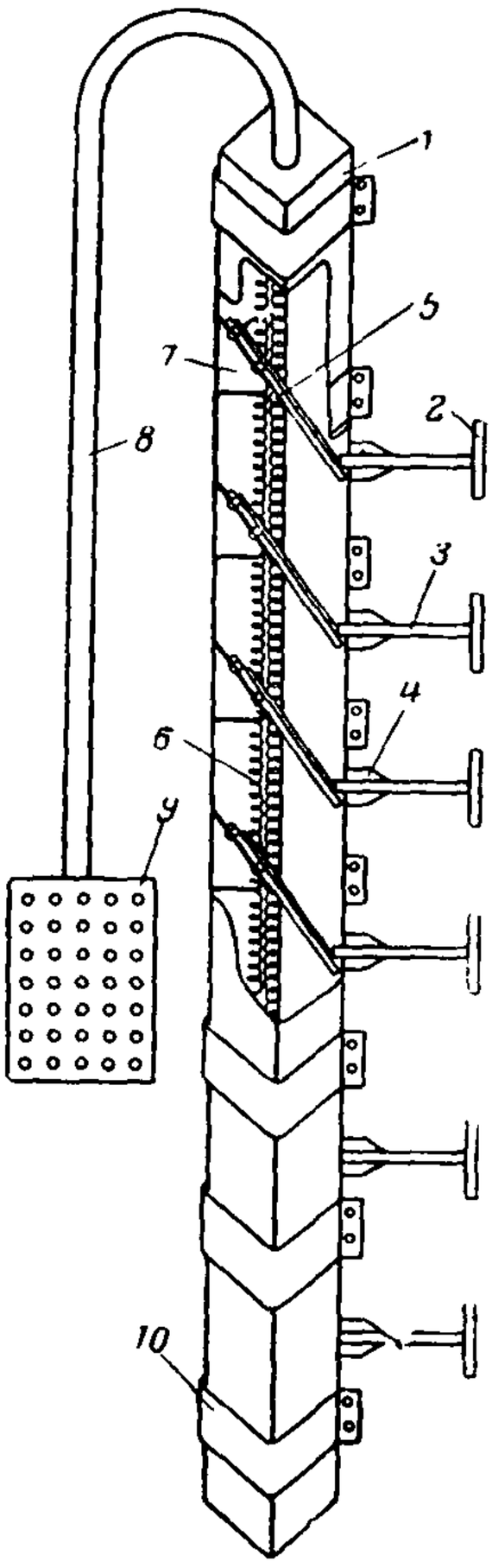


Рис. 112. Схема «дифференциального измерителя смещений» (по Л. А. Жигареву, 1960)

1 — корпус прибора; *2* — клапаны; *3* — стержень клапана; *4* — втулка; *5* — пластина с наклеенным проволочным датчиком; *6* — подводящие провода; *7* — наклонный сухарик; *8* — подводящие провода в резиновой оболочке; *9* — распределительный щиток; *10* — хомут, скрепляющий уголки

По окончании летних полевых работ лента вскрывается шурфом и рассматривается ее положение. Смещенное положение ленты дает эпюру смещений грунтов по вертикали, в то время как отсчеты по индикатору указывают распределение смещений во времени.

Для измерения скоростей солифлюкционных движений на Анадырской мерзлотной станции был применен сконструированный Л. А. Жигаревым прибор, основанный на использовании проволочных датчиков сопротивления [1] (рис. 112).

Принцип работы прибора состоит в следующем. В грунт вставляется труба, в которую через 5—10 *см* свободно входят штифты с площадкой на конце. Штифт с площадкой находится вне трубы, в грунте, площадка располагается перпендикулярно движению грунта и воспринимает его давление. На другом конце штифта, расположенном внутри трубы, находится гибкая пластинка с наклеенными на нее датчиками сопротивления. Смещение грунтов и давление штифта на пластинку изменяют сопротивление датчиков, и это улавливается прибором. Прибор позволяет определять смещения по глубине во времени, т. е. имеет значительные преимущества по сравнению с описанными выше методами. Работа с ним осложнена затруднениями с гидроизоляцией датчиков, а также старением датчиков, вызывающим необходимость повторной тарировки. Этих затруднений можно избежать, заменив датчики сопротивления рычагами, которые передают смещения на мессуры, помещенные над поверхностью земли.

Смещения грунтов можно измерить, употребив датчики линейных перемещений в приборе, сконструированном А. В. Голубевым для измерения пучения грунтов (см. часть III).

Наблюдения за кратковременным передвижением грунтов, связанным с частым, но неглубоким их промерзанием и протаиванием, с небольшими пучением и осадкой, приобретают значение в высокогорных областях низких широт (Troll, 1944), а также в горах средних широт в осеннее или зимнее время.

Методика изучения поверхностных смещений на склонах разработана И. Шмидом (Schmid, 1955). Она может иметь ограниченное значение для районов с малой глубиной сезонного промерзания. Прибор Шмида устроен

---

[1] Датчики сопротивления были также применены П. Вильямсом (Williams, 1957) для измерения скоростей солифлюкционных движений в Норвегии.

довольно просто (рис. 113). Два колышка из дерева или легкого металла забивают в землю перпендикулярно склону, на глубину от 5 до 20 *см*, на любом расстоянии друг от друга. Между колышками набивают планку шириной 2—3 *см*, которая идет параллельно поверхности почвы в 5—6 *см* от нее, и ориентируют ее ребром вверх. На поверхности грунта между колышками под планкой устанавливают «рейтеры». Каждый рейтер состоит из деревянной пластинки размером 4×2,5 *см*, на которой отвесно укреплена высокая стрелка. Пластинки устанавливают на грунте на небольших

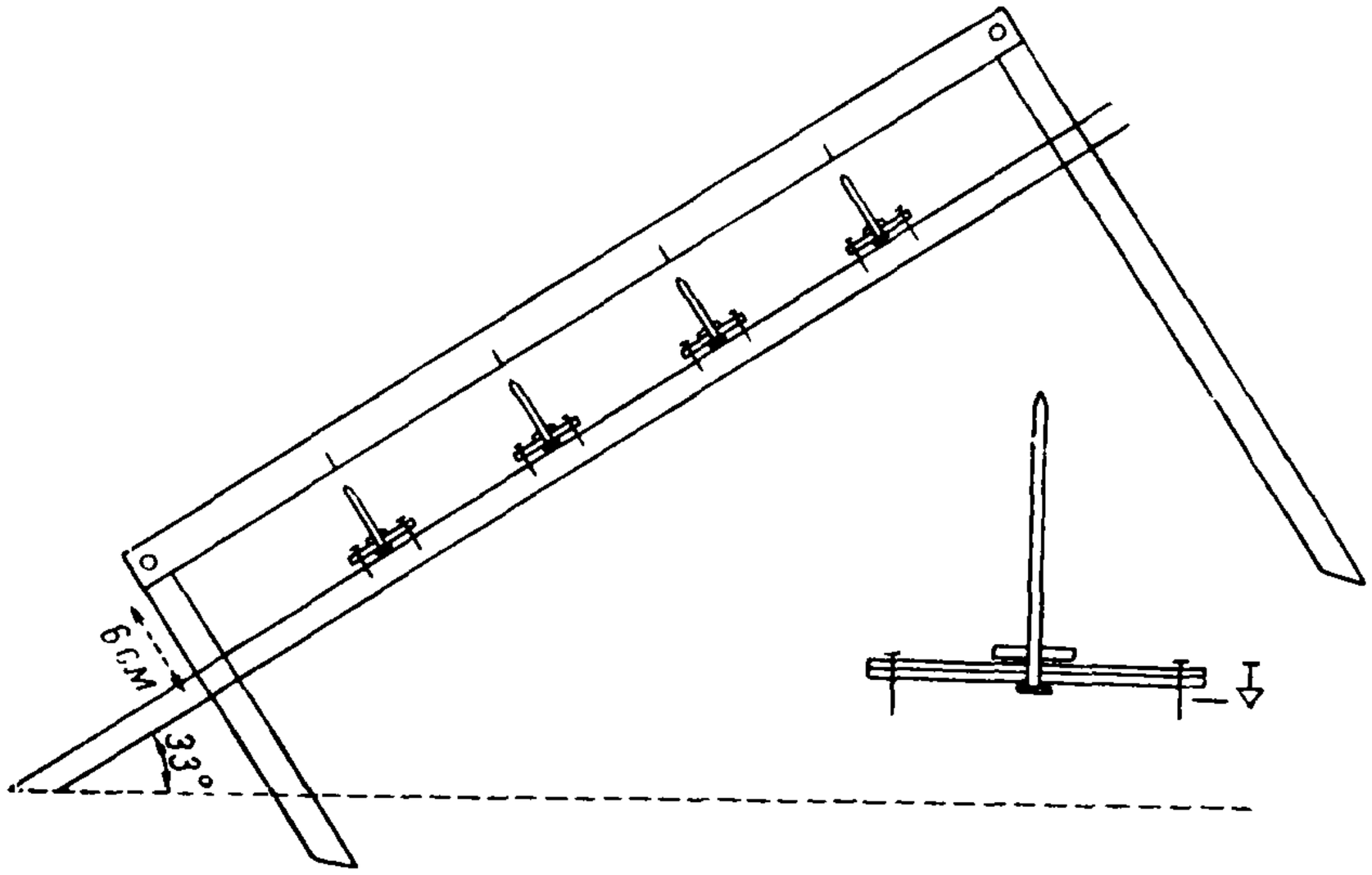


Рис. 113. Установка для измерения смещений поверхностного слоя почвы на склонах при промерзании — протаивании (по И. Шмиду, 1955)

ножках. На продольной планке наносят деления, по которым можно отмечать смещение стрелок рейтеров вниз по склону и тем самым фиксировать движения поверхностного слоя почвы. Если на планке нанести сетку мелких делений, то можно отмечать смещение рейтеров вверх при пучении и вниз — вбок при осадке. Эта конструкция дает возможность фиксировать общее смещение верхнего слоя грунтов около 10—15 *мм/год*. Подобные установки можно применять для изучения поверхностных грунтовых смещений, происходящих при частых осенних заморозках.

13. Прогноз солифлюкции, как и всякий прогноз природного процесса, обосновывается известными данными и возможными аналогиями при сходных условиях.

Прогноз солифлюкции возможен при наличии данных, характеризующих: а) строение и состав почв и подстилающих их рыхлых горных пород; б) основные физико-механические свойства этих пород (состав; объемный и удельный веса; влажность желательно знать дифференцированно — влажность общую, количество свободной и связанной, незамерзающей, воды; льдистость и распределение ее по профилю и т. п.); в) глубину сезонного промерзания и протаивания на период исследований; г) наличие или отсутствие многолетнемерзлых горных пород на данном участке; распределение в них льда и т. п.; е) температуру пород.

14. Во избежание влияния солифлюкции на различные строительные объекты, а также для предотвращения серьезных нарушений естественных условий следует предусмотреть специальные меры борьбы с нею. Эти мероприятия разделяются на три группы:

1) сохранение естественных условий поверхности грунта в ненарушенном состоянии;

2) увеличение глубины сезонного промерзания или уменьшение глубины протаивания;

3) приспособление сооружений к действию процессов солифлюкции.

Виды мероприятий при большом многообразии местных условий могут варьировать в зависимости от строения участка, наличия материальных средств, от назначения возводимых сооружений и пр.

При мероприятиях, сохраняющих естественные условия, следует по возможности не увеличивать глубины сезонного промерзания и протаивания. Для этого необходимо сохранять почву и весь комплекс растительности ненарушенными, не допускать избыточного увлажнения почв водами, притекающими со стороны, не производить никаких земляных работ и т. д.

При мероприятиях, направленных на увеличение глубины сезонного промерзания и уменьшение глубины сезонного протаивания почвы (это важно в тех местах, где обнаружены или возможны значительные количества подземного льда), следует использовать различные термоизоляционные покрытия (опилки, шлак и т. п.), применять посев трав, покрывать поверхности дерном, сажать кустарники и другие растения для затенения поверхности почвы и закрепления ее корневой системой, осушать участки и ограждать их от попадания избыточной влаги в почву.

При мероприятиях, направленных на приспособление сооружений к изменяющимся грунтовым условиям, некоторые слои грунта заменяют другими, не оплывающими при протаивании. В процессе проектирования разрабатываются конструкции сооружений, не подверженные деформации.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г. А. Измерение скоростей движения льда в ледниках. Сб. «Основные методические указания по гляциологическим исследованиям», вып. 2 (Междунар. геофиз. год, 1957—1958). М., 1957.

Алешков А. Н. О нагорных террасах Урала.— Тр. ледниковых экспедиций, вып. VI. Гидрометеоиздат, 1935.

Баранов И. Я. Некоторые ледяные образования на поверхности почвы.— Природа, № 10, 1949.

Боч С. Г. Наблюдения над формами микро- и мезорельефа в четвертичных отложениях, связанными с мерзлотными процессами. Сб. «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений», ч. II, под ред. С. А. Яковлева ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1955.

Боч С. Г. и Краснов И. И. Процесс гольцового выравнивания и сбразование нагорных террас.— Природа, № 5, 1951.

Гладцин И. Н. Курумы.— Природа, № 4, 1930.

Деньгин Ю. П. Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас.— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 62, вып. 2, 1930.

Емельянова Е. П. Методическое руководство по стационарному изучению оползней. Госгеолтехиздат, 1956.

Иверонова М. И. Наблюдения над современными эндогенными геоморфологическими процессами в ледниковой зоне. Сб. «Основные методические указания по гляциологическим исследованиям», вып 12 (Междунар. геофиз. год, 1957—1958) М., 1957.

Краснов И. И. О «болотной» солифлюкции и современной трансгрессии болот.— Проблемы физич. геогр., т. X, 1941.

Макеров Я. Нагорные террасы Сибири.— Изв. Геол. комитета, т. 32, № 8, 1913.

Марков К. К. О форме и происхождении морен в горах.— Ученые записки МГУ, вып. 119, серия геогр., кн. 2, 1946.

«Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений», сборник под ред. С. А. Яковлева. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, ч. I, 1954; ч. II, 1955.

Москвитин А. И. Об ископаемых следах вечной мерзлоты.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 12, 1948.

Обручев С. В. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае.— Проблемы Арктики, № 3, 1937.

Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I. Изд-во АН СССР, 1959.

Тер-Степанян Г. И. Об измерении оползневых трещин.— Изв. АН Арм. ССР, № 1, 1948.
Тимофеев Д. А. Солифлюкционно-селевые потоки.— Природа, № 8, 1957.
Тюлина Л. Н. О явлениях, связанных с почвенной мерзлотой и морозным выветриванием на горе Иремель (Южный Урал).— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 63, вып. 2—3, 1931
Успенский М. С. Условия устойчивости геодезических центров и реперов. Геодезиздат, 1955.
Федотов В. С. Курумы и физико-географические условия их образования в центральной части Кузнецкого Ала-Тау.— Ученые записки Челябин. гос. пед. ин-та, сер. естеств.-геогр., т. III, вып. 1, 1957.
Andersson J. G. Solifluction a component of subaerial denudation.— Journ. Geol., v. 14, No 2, 1906
Büdel J. Die Klima-morphologischen Zonen der Polarländer.— Erdkunde, Bd. 2, 1948.
Chaix A. Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadin (note preliminaire).— Le Globe, v. 62, 1923.
Dege W. Über Ausmas und Art der Bewegung arktischer Fliesserde.— Zs. f. Geomorph., Bd. XI, H. 5/6, 1943.
Duparc L., Pearce F., Tikanowitch M. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la Haute Wichérs. Geneve, 1909.
Dylic J. Some periglacial structures in Pleistocene deposits of middle Poland.— Bull. Soc. Sci. Lett. Lodz, v. III, № 2, 1951.
Eakin H. M. The conditions of «altiplanation» in Sub-Arctic regions.—Journ. Washington Acad. Sci., v. 4, № 1, 1914.
Furrer G. Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark.— Ergebnisse der wiss. Untersuch. Schweiz. Nationalparks, Bd. IV (Neue Folge), № 29, 1954.
Glen J W, Donner J. J., West R. G. On the mechanism by which stones in till become oriented.— Amer. Journ. Sci., v. 255, № 3, 1957.
Högbom B. Über die geologische Bedeutung des Frostes.—Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, v. 12, S. 257, 1914.
Krumme O. Frost und Schnee inihrer Wirkung auf den Boden im Hochtaunus.— Rhein-Mainische Forschungen, H. 13, 1935.
Meinardus W. Charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen.— Spitzb. Naturhist Ver. R. West. Bonn, 1912.
Mercanton P. Le Cryocinemetre de la Commission helvetique de glaciers.— Zs. f. Glaziol., Bd. XXII, 1935.
Michaud J. Emploi de marques dans l'étude des mouvements du sol.— Revue de Geom. Dinam., t. I, № 4, 1950.
Michaud J., Cailleux A. Vitesses des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes).— C. R. Acad. Sci., t. CCXXX, № 3, 1950.
Sapper K. Über Fliesserde und Strukturboden auf Spitzbergen.— Zs. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, № 4, 1912.
Sapper K. Erdfliessen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten.— Geol Rundschau, Bd. 4, 1913.
Schenk E. Solifluktion.— Zs. d. Deutsch Geol. Ges., Bd. 105, H. 2, 1953.
Schmid J. Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. 1955.
Sernander R. Flytjord i svenska fjälltrakter.—Geol. För. Förh., № 232, Bd. 27. H 1, Stockholm, 1905.
Sigafoos R. S., Hopkins D. M. Soil instability on slopes in region of perennialy frozen ground.— Highway Research Board, Spec. Report, № 2, 1952.
Tricart J. Etude experimentale du probleme de la gélivation.— Biul. Peryglacjalny, № 4, 1956.
Troll C. Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde.— Geol. Rundschau, Bd. 34, № 7/8, 1944.
Troll C. Die Formen der Solifluktion und periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde, Bd. 1, H. 4—6, 1947.
Washburn A. L. Reconnaissance geology of portion of Victoria island and adjacent regions Arctic Canada.— Geol. Soc Amer., Mem. № 22, 1947.
Wil iams P. J. Some investigations into solifluction features in Norway.— Geogr. Journ , v. CXXIII, part I, 1957.
Williams P. J. The direct recording of solifluction movements.— Amer. Journ. Sci., v. 255, № 10, December, 1957.
Wilson J. W. Vegetation partterns associated with soil movement on Jan Mayen Island. — Journ. Ecol., v. 40, № 2, 1952.

Глава III

ВОПРОСЫ ДИНАМИКИ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

§ 1. ДИНАМИКА ТОЛЩ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение динамики толщ многолетнемерзлых горных пород является одной из важнейших задач геокриологии. Толщи многолетнемерзлых горных пород находятся в неразрывной связи и во взаимодействии с комплексом тех природных условий, в которых они возникли и существуют.

Мерзлые горные породы, как известно, возникают, развиваются и существуют в результате теплообмена через поверхность земли на таком энергетическом уровне, при котором вода, содержащаяся в горных породах, частично или в преобладающем объеме переходит в лед. Характер (особенности структуры) теплообмена между атмосферой и верхними слоями литосферы определяется:

1) количеством прямого или трансформированного солнечного тепла, поступающего к поверхности земли;

2) количеством тепла, поступающего к поверхности из недр земли;

3) особенностями поверхности земли, воспринимающей лучистую и тепловую энергию;

4) составом и свойствами горных пород и протекающими в них процессами.

Характер и условия теплообмена крайне динамичны. Толщи мерзлых горных пород, их возникновение, развитие, переход в талое состояние и все их характеристики (распространение, залегание, состав, строение и сложение, температурный режим) непрерывно изменяются в соответствии с изменением комплекса природных условий, влияющих на ход теплообмена между атмосферой и верхними слоями литосферы.

Процесс изменения толщ мерзлых горных пород во времени и пространстве называют динамикой мерзлых толщ. Задачи изучения динамики мерзлых толщ в наиболее общем виде заключаются в выяснении:

а) существа и особенностей изменения комплекса природных условий в целом и каждого из его основных элементов на протяжении определенного отрезка времени;

б) влияния изменения природного комплекса на теплообмен между атмосферой и верхними слоями литосферы;

в) существа и особенностей динамики мерзлых толщ в связи с изменением теплообмена через поверхность земли.

Перечисленными задачами определяется методика исследований динамики мерзлых толщ.

Динамику мерзлых толщ в каждом районе можно рассматривать только в связи с геологической и физико-географической обстановкой и историей развития этого района. Следовательно, нельзя рассматривать абстрактные схемы температурного поля мерзлых толщ, образования криогенных текстур и структур, нельзя изучать физико-химические и геохимические процессы, протекающие в мерзлых грунтах, вне связи с динамикой комплекса природных условий. Но нельзя делать выводы о динамике мерзлых толщ, основываясь только на одном анализе геологической истории района и палеогеографических построениях, вне связи с изменением теплообмена через поверхность земли, без исследования закономерностей формирования и развития самих мерзлых толщ.

Основным условием изучения динамики мерзлых толщ является комплексность ее исследований и максимальная увязка результатов всех сторон явления. Комплексность исследований обязательно предполагает познание частных закономерностей, влияния отдельных элементов геолого-географической среды на формирование и развитие мерзлых толщ. При изучении динамики мерзлых толщ необходимо четко определить отрезок времени, в который происходил процесс изменения мерзлых толщ. Динамику мерзлых толщ можно рассматривать за 10, 100 и 1000 лет, за время голоцена или весь четвертичный период. В соответствии с этим изучают изменение природных условий и теплообмена через поверхность земли и их влияние на мерзлые толщи за тот же период времени. Чтобы это условие было выполнено, необходимо иметь четкое представление о скорости геологических, физико-географических и криогенных процессов. Это, казалось бы, на первый взгляд очень простое и общеизвестное положение далеко не всегда легко выполнить. В литературе можно встретить яркие примеры этого. Так, например, температурный режим горных пород на глубине 10—20 *м* формируется в соответствии с теплообменом через поверхность земли, происходящим за последние 10—20 лет. Тепловая инерция или время запаздывания в изменении температурного режима горных пород на этой глубине по сравнению с изменением теплообмена на поверхности земли почти не выходит за пределы этого же отрезка времени. В то же время температуру горных пород на этой глубине нередко ставят в зависимость от истории развития речной долины. Это объясняется тем, что более высокие и, следовательно, более древние террасы промерзали дольше, чем более молодые, поэтому температура слагающих их горных пород должна быть более низкой. Но те и другие террасы существуют многие десятки и даже сотни тысяч лет, в то время как температурный режим горных пород на глубине 10—20 *м* определяется современным теплообменом через поверхность. За время существования террас он мог изменяться в разных направлениях, поэтому нет соответствия между их термическим режимом и длительностью существования террас.

Распространение многолетнемерзлых толщ мощностью в 10—20 *м* нередко ошибочно связывают с ледниковым периодом. Многолетнемерзлые толщи такой небольшой мощности могли много раз возникать и исчезать на протяжении даже послеледникового периода.

Отсюда, конечно, нельзя делать и обратный вывод о том, что следует игнорировать историю района при анализе динамики мерзлых толщ за недавно прошедший отрезок времени, за последние 100 или несколько сотен лет.

В результате естественно-исторического развития района сложились определенные природные условия на каждом конкретном участке, в соответствии с которыми и существуют мерзлые толщи в настоящее время. Поэтому, рассматривая динамику мерзлых толщ за короткий отрезок времени, необходимо руководствоваться данными об изменении мерзлых толщ в связи с более общими изменениями природных условий в более длительное

время. Динамика мерзлых толщ, например, в зависимости от потепления за последние 100 лет на различных участках проявляется по-разному. Для наиболее древних террас комплекс современных условий при общем похолодании приведет к формированию более сурового температурного режима многолетнемерзлых толщ в данном районе, чем на более молодых террасах. Процесс общего потепления может привести к полному протаиванию мерзлых толщ в пределах низких террас, в то время как на более высоких террасах произойдет лишь некоторое изменение их температурного режима. Процесс общего потепления проявляется на любых участках, но характер его влияния различен. Связывать потепление с возрастом террас бессмысленно, хотя результат влияния потепления в значительной степени определяется историей формирования террас.

Таким образом, история развития природных условий района и их особенности определяют условия, в которых протекает процесс изменения мерзлых толщ. Динамика мерзлых толщ, как уже отмечалось выше, определяется скоростью изменения теплообмена через поверхность земли и скоростью изменения мерзлых толщ. В связи с этим необходима оценка скорости изменения криогенных процессов и основных характеристик мерзлых толщ. Прежде всего следует установить, как и с какой скоростью изменялся теплообмен через поверхность земли в связи с изменением комплекса природных условий на конкретных участках: за данный отрезок времени или в связи с изменением климатических условий, сказывающихся на больших пространствах.

Все многообразие изменений теплообмена через поверхность земли, а следовательно, и температурного режима мерзлых толщ можно разбить на четыре группы.

К первой группе относятся знакопеременные изменения теплообмена литосферы с атмосферой. В этом случае количество тепла, аккумулируемое верхними слоями литосферы, то увеличивается, то уменьшается, а температура горных пород то повышается, то понижается. Некоторые из этих изменений носят периодический характер. Примером могут служить суточные и годовые изменения теплообмена, с которыми связаны соответствующие колебания температуры в атмосфере и верхних слоях литосферы. Существуют и более длительные периодические колебания, но они отличаются от правильных синусоидальных колебаний. К числу таких периодических колебаний относятся однолетние, 30—40-летние, 300-летние и более длительные колебания, например те, с которыми связаны периоды оледенения.

Ко второй группе изменений теплообмена относятся такие, которые не меняют своего знака за определенный отрезок времени. В этом случае количество тепла, аккумулируемое верхними слоями литосферы, либо непрерывно возрастает, либо уменьшается и, следовательно, температура горных пород либо повышается, либо понижается. Такие направленные однозначные изменения теплообмена принципиально не отличаются от первой группы и представляют собой их частный случай. Они не могут происходить бесконечно долго и, следовательно, должны сменяться изменением обратного знака. Поэтому однозначное изменение следует рассматривать как временное, являющееся восходящей или нисходящей ветвью длиннопериодного колебания.

К третьей группе изменений теплообмена относятся быстропротекающие, однажды совершившиеся и обычно не повторяющиеся, т. е. не систематические, изменения. В их число входит образование или осушение водоемов. Теплообмен в почве и в донных отложениях водоемов резко различен. В указанных случаях существует различие в типах теплообмена и, следовательно, в температурном режиме горных пород.

К четвертой группе относятся изменения теплообмена, связанные с производственной деятельностью человека. Это наиболее сложная форма изменений. В данном случае проявляются признаки всех трех предыдущих групп изменений теплообмена; естественный ход теплообмена искусственно изменяется в связи с устройством различных покровов, изменением состава горных пород и их влажности, привносом дополнительного тепла в почву и пр. Большая часть таких изменений относится к третьей группе.

Изучение влияния производственной деятельности человека на теплообмен и динамику толщ мерзлых горных пород представляет особый интерес и имеет большое практическое значение, так как таким путем создается основа для составления прогноза изменения геокриологических условий и база для разработки приемов управления криогенными процессами в практических целях.

Периодические изменения теплообмена через поверхность земли определяют динамику температурного поля верхних слоев литосферы, образование и развитие толщ мерзлых горных пород. Колебания, различные по амплитуде и длине периода, по-разному распространяются в верхних слоях литосферы. Известно, что суточные колебания температуры распространяются на несколько десятков сантиметров, годовые до 15—20 *м*; 30—40-летние — на 40—70 *м*; 300-летние — на 100—150 *м* и так далее. Длина периода колебаний температуры изменяется в очень широких пределах — от суток до нескольких тысяч и сотен тысяч лет. Поэтому глубина распространения тепловых волн в горных породах определяется главным образом длиной периода колебаний.

При изучении слоя сезонного промерзания и протаивания почвы характер промерзания и протаивания и их глубины в данном году необходимо связывать с теплообменом этого года и с 2—3 предыдущими годами. Одновременно с этим устанавливают изменения мощности этого слоя в наиболее холодные и наиболее теплые зимы на протяжении многолетнего периода.

Рассматривая вопрос об изменении глубины сезонного промерзания и протаивания почвы на протяжении очень больших отрезков времени, например за период оледенения или голоцена, необходимо учитывать особенности изменения теплообмена на поверхности земли за этот отрезок времени. В данном случае можно пользоваться данными палеографии.

На изменение глубины сезонного промерзания и протаивания особо влияет производственная деятельность человека, его вмешательство в ход естественного теплообмена. В процессе различного рода строительства и при наличии сооружений теплообмен в почве (грунте) изменяется настолько сильно, что глубина сезонного промерзания и протаивания может изменяться в полтора-два раза и более. В этом случае необходимо изучить влияние различных практических мероприятий (вырубка леса и уничтожение растительного покрова, лесопосадки, вспашка, посевы, устройство различных покрытий, укатка грунта, уборка снега и снегозадержание, изменение влажности грунтов — осушение и обводнение, изменение состава и свойств грунта, планировка местности и изменение условий инсоляции, затенение поверхности зданиями, отепление грунта под влиянием теплофикационных линий и пр.). Вследствие подобного изменения характера и условий теплообмена почвы (грунта) повышаются или понижаются их средние годовые температуры, увеличиваются или уменьшаются амплитуды температуры на поверхности и изменяются состав и влажность грунтов, существенно влияющие на их теплофизические свойства (теплоемкость, теплопроводность и пр.).

Зная эти четыре характеристики, можно рассчитать изменение глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов по формулам или по заранее рассчитанным номограммам. Подобные расчеты изменения глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов, т. е. введение поправок на влия-

ние производственной деятельности человека, важны для практики. Они позволяют прогнозировать изменения глубины промерзания в связи со строительством и разрабатывать технические мероприятия для управления этими процессами с практической целью. Благодаря направленному изменению структуры и условий теплообмена на поверхности грунта, его температурного режима, глубины сезонного промерзания и протаивания можно уменьшать глубину заложения фундаментов, водопровода, канализации и других санитарно-хозяйственных коммуникаций, изменять допускаемые нагрузки на мерзлые грунты, увеличивать их несущую способность.

Методика этих исследований здесь не может быть детально рассмотрена. Она разобрана в специальных работах, а частично в § 2, гл. II, части I настоящего руководства.

Изучение динамики сезонного промерзания и протаивания грунтов имеет существенное значение при рассмотрении вопроса о динамике южной границы области многолетнемерзлых горных пород. Смещение южной границы к северу и сокращение площади области многолетнемерзлых пород отмечаются при потеплении климата; перемещение границы на юг и расширение указанной области происходят при похолодании. Изучение динамики процессов сезонного промерзания и протаивания позволяет раскрыть истинное направление общей динамики многолетнемерзлых толщ. В случае похолодания вблизи южной границы понизится температура почвы — произойдет качественное изменение слоя сезонного промерзания, переход его в слой сезонного протаивания; при потеплении произойдет обратное. Переход сезонного промерзания в сезонное протаивание происходит в связи с тем, что средняя годовая температура почвы опускается ниже 0°.

При короткопериодных изменениях теплообмена через поверхность земли такие переходы совершаются относительно быстро, в соответствии с длиной периода колебаний (в десятки и сотни лет). Переход сезонного промерзания в сезонное протаивание вдоль южной границы периодически возникает и сменяется обратным переходом сезонного протаивания в сезонное промерзание. При этом появляются перелетки мерзлых пород или наблюдается разобщение слоя сезонного промерзания с многолетнемерзлой толщей.

Динамика сезонного промерзания и протаивания почвы влияет на глубину почвообразовательных процессов и распространение корневой системы растений, поэтому они не всегда находятся в строгом соответствии с глубиной сезонного промерзания и протаивания.

Взаимопереходы сезонного промерзания в сезонное протаивание и обратно происходят вблизи южной границы области многолетнемерзлых горных пород, зависят от амплитуды колебания температуры горных пород и отмечаются на протяжении 100—200 *км* к югу и северу. Они совершаются за 10—20 лет и более. При длиннопериодных колебаниях смещение южной границы области многолетнемерзлых горных пород происходит значительно медленнее. Граница смещается на 100—200 *км* за период в сотни и тысячи лет.

Одновременно с изменением характера и условий теплообмена совершается целый ряд различного рода изменений природных условий. Поэтому движение южной границы области многолетнемерзлых горных пород оказывается сложным. Для расшифровки ее динамики необходимо собрать большой фактический материал по динамике сезонного промерзания и протаивания грунтов и всем остальным характеристикам многолетнемерзлых горных пород. Вне области многолетнемерзлых пород динамику южной границы можно проследить по температурному режиму талых горных пород[1].

---

[1] По следам криогенных явлений в виде реликтовых текстур горных пород. (*Прим. ред.*)

Наконец, изучение динамики сезонного промерзания и протаивания грунтов имеет большое значение при изучении динамики толщ многолетнемерзлых горных пород. Слой сезонного промерзания и протаивания грунтов является контактным; вследствие теплообмена через поверхность почвы в нем формируются граничные условия развития и существования многолетнемерзлых толщ. Динамика этого слоя непосредственно влечет за собой и динамику многолетнемерзлых толщ. Изучение динамики сезонного промерзания и протаивания раскрывает взаимосвязь теплообмена через поверхность земли и динамики многолетнемерзлых толщ.

Рассматривая вопрос об изучении динамики многолетнемерзлых толщ, в первую очередь необходимо остановиться на особенностях распространения, условиях залегания, мощности и составе этих толщ.

При знакопеременном изменении теплообмена через поверхность земли прослеживаются два вида колебаний температуры толщ многолетнемерзлых горных пород. Короткопериодные колебания обычно не доходят до нижней границы мощных толщ многолетнемерзлых горных пород и поэтому не влияют на изменение глубины залегания их нижней поверхности, но существенно изменяют температурное поле в пределах мерзлых толщ. Они выражаются температурными кривыми двух типов, о чем в свое время писал М. И. Сумгин (1937). Такого типа температурные кривые могут быть связаны только с колебаниями, период которых измеряется несколькими десятками и сотнями лет (при мощности до 600—800 *м*). Поэтому было бы неправильно связывать кривые температуры, выражающие деградацию мерзлых толщ, с потеплением в послеледниковый период, длина которого измеряется несколькими тысячами лет. Длиннопериодные колебания распространяются глубже нижней поверхности многолетнемерзлых толщ. Им свойственны температурные кривые, имеющие вид прямой.

Длиннопериодные колебания не могут привести к распределению температуры мерзлых пород, которое выражается кривыми, свойственными усилению или деградации мерзлых толщ. Такие кривые, а также безградиентные, могут образоваться в результате локальных особенностей теплового потока (вблизи границы двух различных ландшафтов). Закономерности таких температурных полей проанализированы в работах Д. В. Редозубова (1946, 1959). Он же предложил и метод расчета таких полей с помощью задачи Дирихле. В этом случае температурные кривые деградационного типа не связаны с динамикой мерзлых толщ

Если скважина, в которой замерялась температура, заложена на участке с однородным комплексом природных условий, прослеживаемым в радиусе не менее двойной глубины скважины, то возможен деградационный тип кривой.

При длиннопериодных колебаниях, выраженных спрямлением температурной кривой, образуется ее перелом у нижней поверхности многолетнемерзлой толщи. Если теплопоток из подстилающих талых горных пород больше теплопотока в мерзлой толще, то ее нижняя поверхность перемещается кверху и мощность толщи уменьшается. При обратном положении мощность мерзлой толщи увеличивается. Следовательно, по перелому температурной кривой у нижней поверхности многолетнемерзлой толщи в поле может быть определен характер динамики в нижней части толщи. Этот перелом кривой можно наблюдать только в толще рыхлых льдистых пород. В сухих скальных породах такой перелом обнаружить не удается. В этом случае динамика нижней поверхности многолетнемерзлой толщи соответствует изменению положения нулевой геоизотермы. Последняя может быть определена в соответствии с законом изменения температурного поля в горных породах и рассчитана по уравнению Фурье.

Для многолетнемерзлых толщ, образовавшихся в результате короткопериодных колебательных (знакопеременных) изменений теплообме-

на через поверхность земли, характерна зависимость их мощностей не только от условий, существующих на поверхности, но и от геотермического градиента, состава пород и их водоносности. При больших амплитудах колебаний температуры у поверхности земли и при большой длине периода колебаний многолетнемерзлые толщи имеют большую мощность. В более теплопроводных породах наблюдается большая мощность многолетнемерзлых толщ. В сильно влажных породах глубина промерзания меньше, чем в сухих. Таким образом, в результате одного и того же изменения теплообмена на поверхности земли в одном и том же районе могут наблюдаться резко различные мощности многолетнемерзлых толщ в зависимости от их состава и льдистости. При изучении динамики этих толщ в каждом конкретном случае необходимо показать с помощью расчета причину этого различия мощности мерзлой толщи в пределах отдельных участков.

Второй характерной особенностью многолетнемерзлых толщ, образование которых связано с периодическими колебаниями теплообмена на поверхности земли, в отличие от талых является распределение в них льдистости по глубине. При периодических знакопеременных изменениях теплообмена на поверхности земли теплообороты затухают с глубиной аналогично затуханию амплитуд колебания температуры. Большие теплообороты свойственны верхним слоям мерзлой толщи; в нижележащих слоях они резко сокращаются. Соответственно этому распределена и льдистость пород. Как правило, максимальная общая суммарная льдистость отмечается в верхней части мерзлой толщи. В более глубоких горизонтах общая суммарная льдистость уменьшается[1].

Третьей характерной особенностью многолетнемерзлых толщ подобного рода является сравнительно большая продолжительность периода их образования. Время промерзания верхних слоев литосферы при знакопеременном изменении теплообмена на поверхности земли определяется длиной периода колебаний T. Так, например, при длине периода $T = 100\,000$ лет длительность промерзания в зависимости от средней температуры на поверхности земли за полный период колебаний равняется нескольким десяткам тысяч лет; при $T = 300\,000$ лет она составляет 100—150 тыс. лет, а при $T = 10\,000$ лет — несколько тысяч лет и т. д. Длительность промерзания очень мало изменяется в зависимости от состава пород, их влажности, верхних граничных условий и величины геотермического градиента. Все эти факторы в большой степени определяют только глубину многолетнего промерзания, а не его продолжительность. В связи с этим, зная зависимость изменения мощностей многолетнемерзлых толщ от влияния всех этих факторов и условий, можно с помощью расчетов определить длительность периода многолетнего промерзания, т. е. узнать возраст многолетнемерзлой толщи. Расчет по методу, разработанному В. Г. Меламедом (1958), и моделирование многолетнего промерзания на гидроинтеграторе ИГ-1 системы В. С. Лукьянова (1957) позволяют сделать примерную оценку возраста многолетнемерзлых толщ в зависимости от их мощности.

При геотермическом градиенте 3°/100 *м*, при льдистости пород, равной 20% их объемной влажности, многолетнемерзлые толщи мощностью от 150 до 200 *м* возникли за счет колебаний, длина периода которых составляет около 100 000 лет (при амплитуде до 8—10°) и 150 000 лет (при амплитуде 5—6°). Для многолетнемерзлых толщ мощностью 300—400 *м* порядок продолжительности периода колебаний достигает 300 000 лет и более, а мощностям 600—800 *м* соответствует период свыше полумиллиона лет и даже весь четвертичный период.

---

[1] Это относится к эпигенетическому типу многолетнемерзлых толщ. (*Прим. ред.*)

Иные закономерности свойственны образованию многолетнемерзлых толщ в результате единовременного скачкообразного изменения уровня теплообмена на поверхности земли. В этом случае мощности многолетнемерзлых толщ определяются только граничными условиями на поверхности земли и геотермическим градиентом в данном районе и не зависят от состава пород и их влажности. В таких мерзлых толщах наблюдается своеобразная закономерность распределения льдистости по глубине. В начале периода формирования таких мерзлых толщ имеются высокие температурные градиенты, которые при достижении больших мощностей, близких к предельным, приближаются к нормальным. В соответствии с этим условия миграции влаги к фронту промерзания в верхних горизонтах горных пород менее благоприятны, чем на больших глубинах. При такого рода промерзании общая льдистость пород постепенно увеличивается с глубиной. В этом случае теплообороты либо остаются неизменными по глубине, либо даже возрастают за счет увеличения роли миграции влаги.

Детальное изучение льдистости пород и ее изменений по глубине дает возможность определить условия промерзания и его ход во времени, а также длительность этого процесса.

При единовременном скачкообразном изменении теплообмена на поверхности земли процесс формирования мерзлой толщи крайне непродолжителен. В этом случае многолетнемерзлая толща мощностью в 100—200 *м* может образоваться в течение 2—3 тысяч лет. Состав отложений, их влажность, а также величина геотермического градиента существенно влияют на длительность процесса промерзания горных пород, но не могут изменить порядок величин. Под влиянием этих факторов и условий продолжительность многолетнего промерзания может измениться в 2—3—5 раз, но все же не выйдет из пределов нескольких тысяч лет и будет меньше 10 000—15 000 лет.

Следовательно, многолетнемерзлые толщи этого типа формирования имеют возраст на порядок величин меньше, чем многолетнемерзлые толщи, образовавшиеся при колебательном знакопеременном изменении теплообмена на поверхности земли. Поэтому при изучении динамики многолетнемерзлых толщ крайне необходимо определить, с каким характером теплообмена связано их образование. Это определяется на основании изучения палеогеографических условий, геологической истории и строения района, по составу, строению, текстуре и структуре мерзлых толщ и прочим их характеристикам.

Следует напомнить, что изучение динамики многолетнемерзлых толщ необходимо вести на однородных участках, где исключены особенности пространственного распределения теплового потока.

В природе нередко встречаются разновозрастные многолетнемерзлые толщи. Можно представить себе случай, когда мощная многолетнемерзлая толща, образовавшаяся за длительный период времени, в последующем протаивала сверху и снизу, а в более позднее время талик над мерзлой толщей промерз заново. Естественно, что в этом случае верхний горизонт мерзлой толщи более молодой, а нижний более древний, и по криогенной текстуре с учетом влияния литологического и гранулометрического состав породы возможно расчленить мерзлую толщу на разновозрастные горизонты. В мерзлых и талых толщах нередко остаются следы, связанные с вытаиванием ледяных включений. При вытаивании клиновидных жильных льдов нередко образуются псевдоморфозы — земляные клинья, а также структуры облекания и другие характерные текстурные элементы, свойственные многолетнемерзлым толщам, связанные с промерзанием и протаиванием рыхлых четвертичных отложений.

Протаивание верхних горизонтов многолетнемерзлых толщ не всегда следует связывать с потеплением климата. Иногда протаивание может быть

локальным, связанным с динамикой слоя сезонного протаивания. Поэтому при изучении динамики многолетнемерзлых толщ необходимо определить, насколько широко прослеживается то или иное изменение мерзлых толщ и не связано ли оно с чисто местными изменениями природных условий. Так, например, на Крайнем Севере, где широко распространены жильные льды, верхняя часть многолетнемерзлой толщи может протаивать даже при похолодании. Это наблюдается при регрессии моря, сопровождающейся увеличением континентальности климата и понижением средних годовых температур горных пород. При этом происходит увеличение глубины сезонного протаивания, которое может привести к началу образования термокарста, к местному локальному протаиванию верхних горизонтов многолетнемерзлых толщ. Поэтому очень важно установить, какой характер имело изменение теплообмена в прошлом, было ли оно повсеместным или локальным. В первом случае многолетнемерзлые толщи должны состоять из разновозрастных горизонтов, что имеет стратиграфическое значение для четвертичных толщ, а во втором — только местное.

Динамику многолетнемерзлых толщ в любом районе следует изучать в связи с историей развития многолетнемерзлых толщ в пределах области их распространения. В отдельном районе трудно, а иногда и вовсе невозможно вскрыть эти этапы истории развития многолетнемерзлых толщ, хотя процесс изменения теплообмена на поверхности земли на протяжении больших периодов времени и с большими амплитудами проявляется обычно на обширных территориях, практически на всей области многолетнемерзлых толщ и даже за ее пределами. В каждом районе динамика мерзлых толщ проявляется по-своему: в отдельных районах — ярко, в других, наоборот, ее следы не обруживаются с трудом.

Сложность расшифровки особенностей динамики многолетнемерзлых толщ заключается также в том, что в природе приходится иметь дело с суммарным проявлением изменений теплообмена на поверхности земли, обусловленных множеством причин. Характер этих изменений может быть самый разнообразный. Даже если все эти изменения будут знакопеременными — гармоническими, то и в этом случае их проявление различно в связи с различием длины их периода и величины амплитуды; различно также их распространение в верхних слоях литосферы. В одно время и в одной точке мы будем иметь множество направлений в характере развития криогенного процесса. С одним колебанием может быть связано общее потепление многолетнемерзлых толщ, т. е. их деградация, с другим, наоборот, их развитие. Таких направлений развития многолетнемерзлых толщ в каждый данный момент времени и в одной и той же точке существует множество. Мы обычно видим влияние результирующего направления, являющегося следствием сложных взаимосвязей и взаимодействий в природе. Процесс изменения многолетнемерзлых толщ и их характеристик по глубине еще более сложен, чем в плане, так как вследствие существующей тепловой инерции мерзлых толщ распространение тепловых волн по глубине несколько запаздывает в сравнении с изменением теплообмена на поверхности земли. На глубинах 100, 200, 300, 500 *м* и более результирующее изменение температурного поля мерзлых толщ и их мощностей различно, так же как и проявление каждого из этих изменений в отдельности.

Этот вопрос более подробно рассматривается в специальных работах (Кудрявцев, 1953 а, б).

Исследователю необходимо иметь в виду сложность и многообразие форм проявления динамики мерзлых толщ, чтобы в полевой обстановке и при обработке полученных материалов не сделать грубых просчетов и ошибок, могущих привести к совершенно неверным теоретическим и практическим выводам.

ЛИТЕРАТУРА

Гребер Г., Эрк С., Григулл У. Основы учения о теплообмене. Изд-во иностр. лит., 1958.

Кудрявцев В. А. О динамике вечной мерзлоты.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953а.

Кудрявцев В. А. О динамике южной границы области распространения вечной мерзлоты.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12, 1953б.

Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлых толщ в пределах СССР. Изд-во АН СССР, 1954.

Лукьянов В. С. и Головко М. Д. Расчет глубины промерзания грунтов. Трансжелдориздат, 1957.

Меламед В. Г. Сведение задачи Стефана к системе обыкновенных дифференциальных уравнений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1958.

Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I, гл. VIII, Изд-во АН СССР, 1959.

Редозубов Д. В. Закономерности температурного поля вечной мерзлоты.— Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. I, 1946.

Редозубов Д. В. Терморазведка на мерзлоте. Сб. «Вопросы физической географии полярных стран», вып. 2. Изд-во МГУ, 1959.

Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, 2 доп. изд. Изд-во АН СССР, 1937.

Часть третья

СТАЦИОНАРНЫЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Стационарные геокриологические исследования производятся в случае необходимости изучить в течение длительного срока динамику процессов, происходящих при сезонном промерзании и протаивании в многолетнемерзлых горных породах на участках, подвергающихся мелиорации или воздействию сооружений и пр. Стационарные исследования являются составной частью комплекса исследований или работ экспедиционного типа и организуются для решения многих теоретических и практических задач.

Объектами обязательных стационарных наблюдений являются: а) тепловой режим грунтов; б) водный режим грунтов; в) сезонное промерзание и протаивание грунтов; г) пучение и осадка грунтов; д) снежный и ледяной покровы.

Стационарные геокриологические исследования, проводимые для разработки теоретических вопросов, организуют в комплексе и на базе исследований физико-географических, геологических, геофизических, геоморфологических и прочих особенностей района. Исследования практического значения производят на конкретных или типичных строительных площадках и на сельскохозяйственных участках для определения их пригодности для строительных, промышленных или сельскохозяйственных целей. В частности, они помогают установить метод строительства и приемы мелиорации, а также оценить состояние существующих инженерных сооружений и выяснить их воздействие на грунты основания (в инженерном плане — их взаимодействие) и пр. В каждом конкретном случае в зависимости от цели исследования определяют содержание и объем наблюдений и методику их проведения. При некоторых типах исследований, например при изучении процессов теплообмена грунта с атмосферой, необходимы актинометрические, метеорологические и градиентные наблюдения в приземном слое воздуха.

В последние годы в комплекс стационарных геокриологических исследований включают инструментальные измерения теплофизических характеристик грунта и тепловых потоков в них. Эти исследования имеют важное значение при изучении процесса формирования толщ сезонно- и многолетнемерзлых пород при проектировании сооружений. При исследованиях условий строительства производят специализированные инженерные наблюдения (Основы геокриологии, ч. II, 1959).

Перед организацией стационарных наблюдений изучают природные условия опытных площадок по программе соответствующей детальной геокриологической съемки. Знание природных условий, в особенности состава и свойств грунтов, является обязательным условием успешности любых стационарных исследований.

Площадка для стационарных наблюдений должна быть расположена на участке, в пределах которого сохранены естественные условия с характерными для данной местности рельефом, растительностью и литологическим составом горных пород. В случае необходимости устраивают дополнительные площадки на участках сходного рельефа, но с иным литологическим составом пород и растительностью.

При определении некоторых особенностей изменения процессов промерзания и протаивания площадки очищают от дернового и снежного покровов и тем самым создают несколько иные условия тепло- и влагообмена почвы с атмосферой, что важно для дорожного и аэродромного строительства. При изучении территории, предназначенной под строительство, подобную оголенную площадку устраивают в обязательном порядке, так как она по развитию криогенных явлений будет более соответствовать условиям строительства, чем площадка с естественными покровами.

Размеры дополнительных площадок и их конфигурацию устанавливают с таким расчетом, чтобы расстояние от границ каждой площадки до ее центра было не меньше двукратной наибольшей глубины закладки приборов в почве, а ее площадь должна быть не меньше 100 $м^2$. Если температурных наблюдений не производят, то размеры основной площадки должны быть такими же, как и дополнительной. Площадки для температурных наблюдений выбирают с расчетом, чтобы не сказывалось влияние других площадок или участков с иными природными условиями.

На оголенной площадке выпавший снег незамедлительно счищают деревянными лопатами и отвозят на расстояние не менее 100 *м*; площадку подметают. Первоначально очищают от снега места, где установлены приборы. Появляющиеся растения срезают. Оголенную площадку необходимо подготовить по крайней мере за год до начала наблюдений. В первый год и даже два года природные условия (тепловой и водный режимы грунтов) будут приходить в соответствие с новыми условиями тепло- и влагообмена почвы с воздухом. Для некоторых целей наблюдения на оголенной площадке проводятся сразу же после ее подготовки, и в этом случае анализ данных производят с учетом происшедших изменений естественных условий.

Часто предметом исследований является самый процесс прихода в равновесие теплового и влажностного режима грунтов оголенной площадки (например, при изучении процессов промерзания и протаивания грунтов, понижения верхней поверхности толщи многолетнемерзлых пород, процессов пучения и просадки и т. д.). В этом случае наблюдения проводят в течение года до оголения площадки и продолжают их после нарушения естественных условий.

ОБЪЕКТЫ И СПОСОБЫ ИЗМЕРЕНИЙ

а) Тепловой режим грунтов

Объектами измерений теплового режима являются динамика температуры грунтов, их теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности, величина и направления теплопотоков на разных глубинах в различные периоды времени.

Температуру грунтов исследуют в естественных условиях и в условиях, измененных под влиянием сооружений, мелиоративных и сельскохозяйственных работ.

Температуру грунтов на глубинах более 3 *м* измеряют в специально оборудованных термометрических скважинах один раз в 5—10 дней, в слое 1—3 *м* — один раз в сутки, а в слое 0,4—1,0 *м* — три раза в сутки (в 7, 13 и 19 часов) или четыре раза (тогда дополнительно наблюдают в 1 час ночи). Наблюдения в слое до глубины 0,4 *м* производят через 3—6 часов (в 1, 7,

13 и 19 или 1, 7, 10, 13, 16 и 19 часов), используя для измерений термометры Савинова (летом), термопары, термисторы и термометры сопротивления. Измерения температуры поверхности почвы производят срочными термометрами и термопауком.

В условиях стационарных исследований большое значение приобретает автоматическая регистрация температуры. В качестве термодатчиков используют электротермометры сопротивления и термоэлектрические термометры (термопары). Регистрирующими приборами могут служить электронные потенциометры, электронные мосты и фоторегистрирующие установки[1].

Для автоматических регистрирующих устройств применяют термометрические комплекты, состоящие из требуемого количества термодатчиков, расположенных на определенных глубинах. Для измерения температуры снежного покрова пользуются термопарными комплектами. Установки, в которых значение температуры термоспая определяют электротермометрами сопротивления, могут быть рекомендованы в разнообразных стационарных геокриологических исследованиях с потребной точностью измерений до 0,05—0,1°.

Принципиальная схема грунтового термопарного комплекта изображена на рис. 114. При исследованиях общего типа можно рекомендовать следующие глубины установки термопар в грунте: 0,05; 0,10; 0,15; 0,20; 0,30; 0,50; 0,75; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 и 3,0 *м*. В таком комплекте обычно применяют константановый провод, который является общим для всех термоспаев. Термоспай сравнения делают также общим для всех термоспаев. Он располагается на глубине 3 *м* и более, в зависимости от глубины промерзания и протаивания почвы. Медный провод от термоспая сравнения подводят непосредственно к одному из зажимов гальванометра или потенциометра. От всех других термоспаев медные провода подводят на соответствующие контактные пары переключателя, что дает возможность подключить к регистрирующему прибору любую термопару.

Все термоспаи вместе с проводами укладывают в винипластовую трубку с поддоном, после чего в нее заливают кабельную массу для предотвращения попадания воды.

Значение температуры термоспая сравнения определяют электротермометром сопротивления, помещенным на глубине заложения этого термоспая[2].

В термоизмерительную систему для усиления контроля иногда вводят еще один электротермометр сопротивления. Определение температуры термоспая сравнения и градуировочный масштаб термопары контролируют путем задания двух температур верхнему спаю сравнения термопарного комплекта. Этот спай располагают вне грунта.

Термопаук предназначен для измерений температуры поверхности почвы с точностью до $\pm 0{,}1°$. Он представляет собой (рис. 115) медно-константановую термобатарею из 5—10 последовательно соединенных термопар. Нижние термоспаи (термоспаи сравнения) располагают на глубинах, где суточные колебания температуры грунта уже не ощущаются, а верхние закладывают в поверхностном слое почвы (на глубине 2—3 *мм*) с расчетом охвата всех заметных понижений и повышений поверхности. При достаточно ровной поверхности термоспаи располагают по окружности.

Провода термобатареи и нижние термоспаи помещают в винипластовую, текстолитовую или карболитовую трубку с поддоном, в которую заливают кабельную массу. Верхние термоспаи заключают в гильзы из плексигласа

---

[1] Методика изготовления температурных датчиков и способы регистрации температуры изложены в приложении 1.

[2] В измерениях температуры грунта с точностью, не превышающей $\pm 0{,}1°$, температуру термоспая сравнения определяют установленным вытяжным почвенным термометром.

или пластмассы АКР-7; находящиеся в воздухе провода защищают трубочками из резины, винипласта или хлорвинила.

Электротермометры сопротивления применяют для определения температуры термоспаев сравнения термоэлектрических комплектов. Измерения температуры электротермометрами сопротивления ведут по трехпроводной системе измерения при помощи мостика Уитстона.

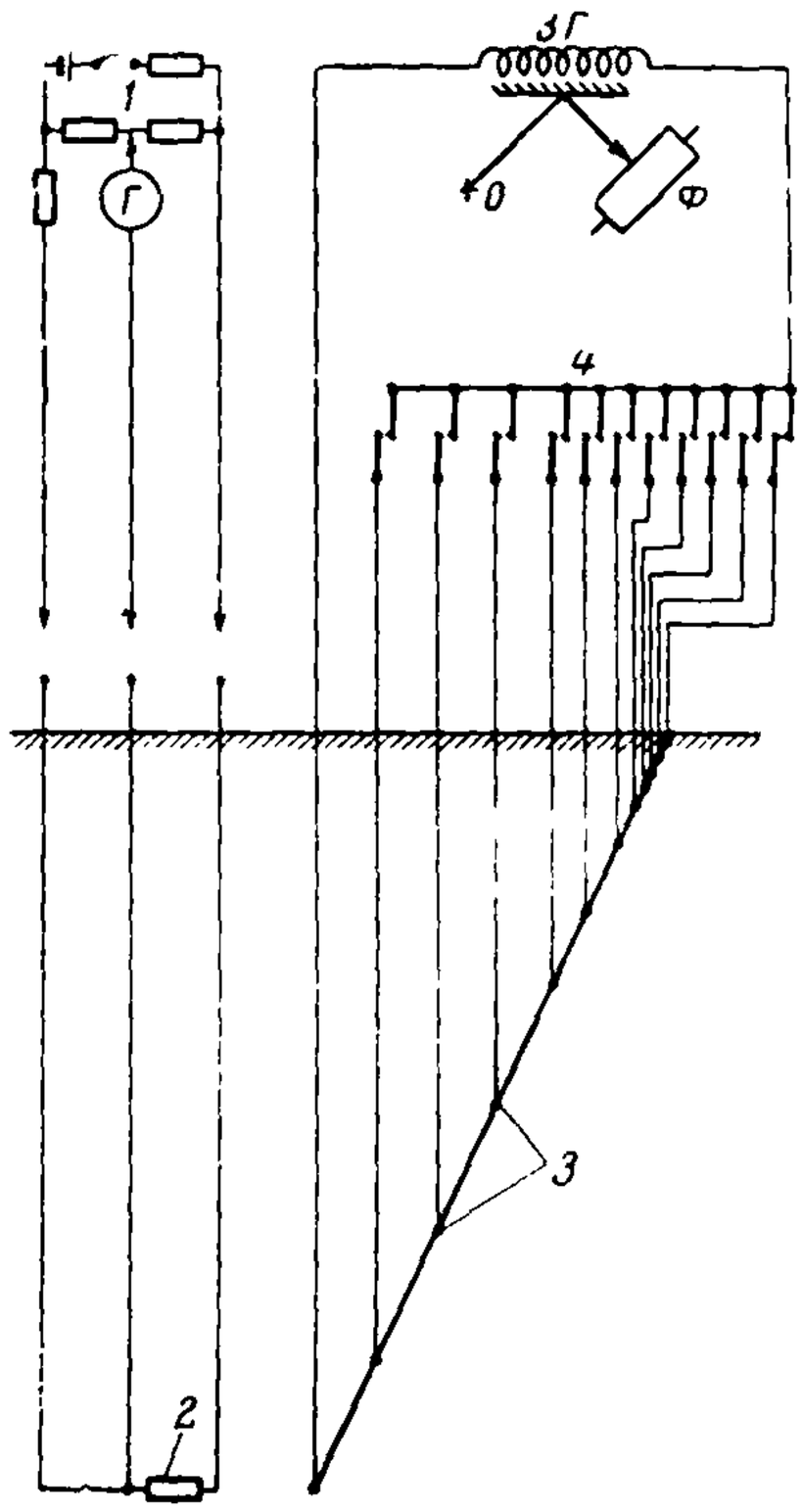


Рис.114. Принципиальная схема грунтового термометрического комплекта:

1 — мост Уитстона; *2* — электротермометр; *3* — термоспаи; *4* — контактные пары программного переключателя; *Г* — гальванометр; *ЗГ* — зеркальный гальванометр; *О* — осветитель зеркального гальванометра; *Ф* — фоторегистратор

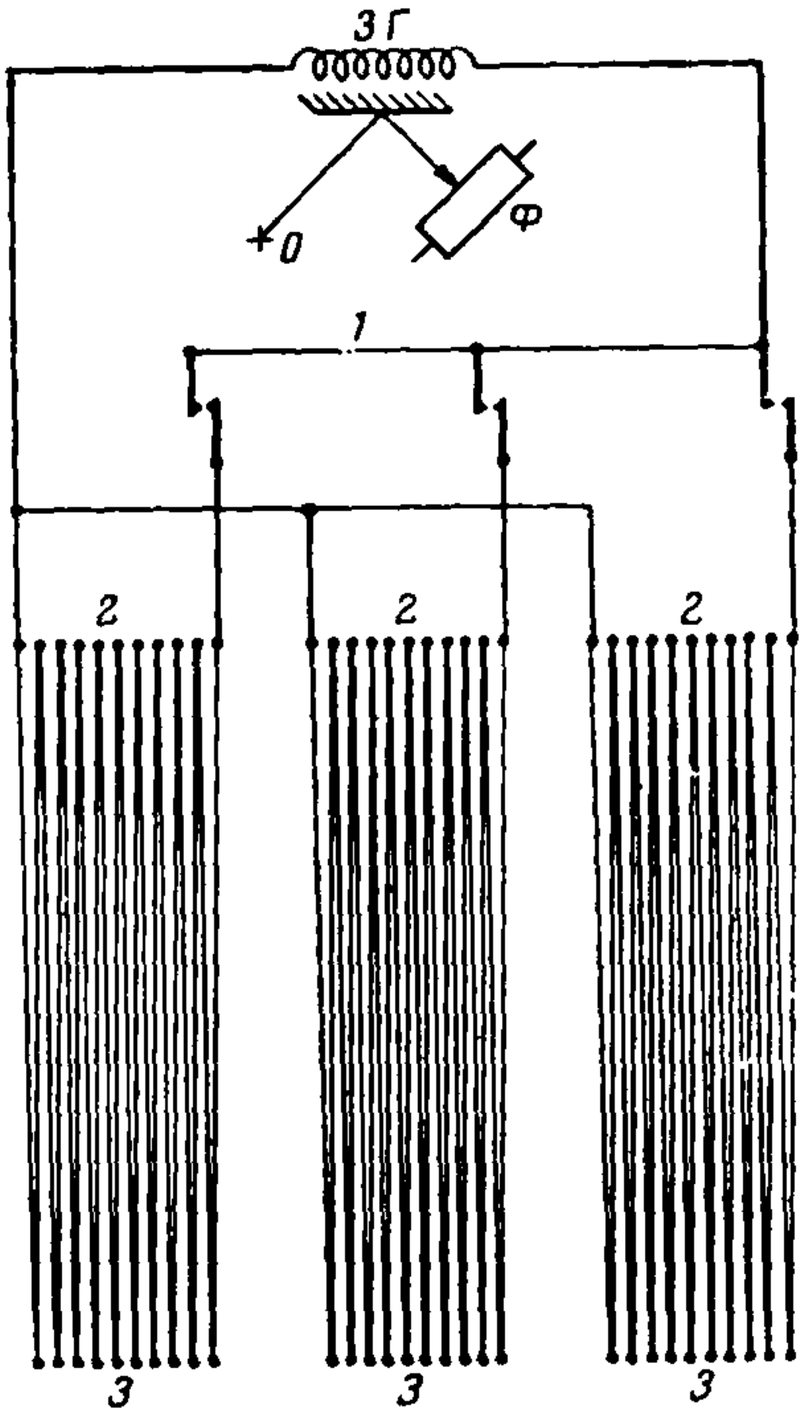


Рис. 115. Принципиальная схема включения трех термопауков в канал автоматической регистрации:

1 — контактные пары программного переключателя; *2* — измерительные термоспаи термопауков; *3* — термоспаи сравнения; *ЗГ* — зеркальный гальванометр; *О* — осветитель гальванометра; *Ф* — фоторегистратор

Точность определения температуры почвы электротермометрами сопротивления ($\pm$ 0,05°) вполне достаточна для обработки показаний температурных датчиков при срочных измерениях и при фоторегистрации. Точность измерений температуры с помощью термопар при фоторегистрации составляет $\pm$0,1°.

Приборы для измерения температуры грунта и снежного покрова для удобства монтируют в одну термометрическую установку. В ней объединяют грунтовой термопарный комплект, термопаук, термопарный комплект для снежного покрова и электротермометры сопротивления. Провода от комплектов и термодатчики (термоспаи) опускают в винипластовую трубку с внутренним диаметром 3 *см*. Трубка должна иметь металлический поддон. Свободное пространство внутри трубки заполняют кабельной массой. Винипластовую трубку с проводами опускают в необсаженную скважину, а свободное пространство засыпают грунтом, вынутым при ее бурении. Труб-

ка должна выступать над поверхностью грунта на высоту снежного или растительного покрова.

Для исследования температурного режима грунтов на глубину до подошвы слоя годовых колебаний температуры на площадках проходят скважины глубиною до 25 *м*.

Скважины бурят всухую; обсаживают тонкостенными металлическими трубами. Если забой скважины остановлен в толще многолетнемерзлых горных пород, то в нижний конец обсадной трубы забивают деревянную пробку, а в слое талого грунта низ трубы заваривают. Труба должна выступать из грунта на 40—50 *см*. На выступающую часть трубы надевают деревянный ящик с крышкой размерами 35 × 35 × 60 *см*. Пространство между ящиком и обсадной трубой заполняют теплоизоляционным материалом (опилками, шлаком, мхом и пр.). Отверстие трубы закрывают крышкой с пробкой.

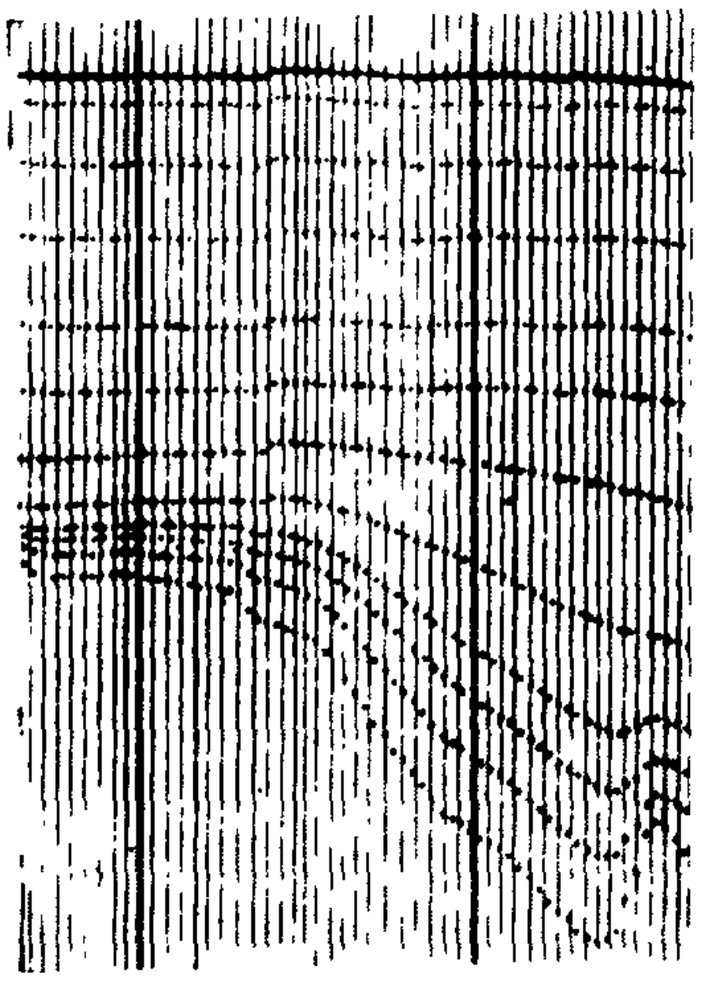


Рис. 116. Образец записи температуры грунта на одиннадцати глубинах

К систематическим измерениям приступают после того, как восстановится естественный температурный режим грунтов. Для замеров температуры используют заленивленные (инерционные) термометры, электротермометры или термисторы, соединенные в связки (комплекты).

Глубина установки отдельных термометров зависит от целей исследования. Первый термометр обычно устанавливают на глубине 2—3 *м*. Для последующих термометров рекомендуются глубины 5, 7, 10, 15, 20 и 25 *м*. Измерение температуры инерционными термометрами имеет некоторые неудобства, точность измерений их не превышает $\pm 0{,}1°$. Для более точных измерений используют термометрический комплект, состоящий из нескольких металлических или полупроводниковых электротермометров сопротивления (см. приложение 1). До 5 *м* температуру измеряют один раз в десять дней, глубже — раз в месяц в случае, если движение воды в грунтах отсутствует.

При точных измерениях используют *дистанционные автоматические регистрирующие устройства*, состоящие из датчиков (термопар грунтового комплекта и термопауков), многоканального программного переключателя, блока регистрирующих установок, блока питания и регулировки тока[1].

Образец записи температуры грунтов на автоматическом фоторегистрирующем устройстве приведен на рис. 116. Определение температуры на термофотограмме производят следующим образом.

На термофотограмме выделяют кривую нулевой линии гальванометра, которая соответствует температуре почвы (грунта) в реперной точке (на глубине 3 *м*). При обработке термофотограммы к этой линии привязывают все остальные; их отклонения от нулевой линии гальванометра соответствуют разностям между температурой в реперной точке и температурой во всех других точках термометрического комплекта. Так как температура в реперной точке изменяется медленно и плавно, то путем интерполяции можно с достаточной точностью определить температуру для любой точки и времени.

Для большего удобства обработки на термофотограмму наносят изомет-

---

[1] Устройства с оптической регистрацией применяются на Подмосковном стационаре Института мерзлотоведения АН СССР с 1957 г.

рическую линию, соответствующую целому числу градусов. Так, например, для термофотограммы, приведенной на рис. 123, эту линию можно провести, пользуясь данным температурным масштабом, выше или ниже нулевой линии гальванометра. В первом случае она будет соответствовать температуре 5°, а во втором 6°.

Нанося изометрическую линию на термофотограмму, следует учитывать ход нулевой линии гальванометра. Все ее колебания должны соответствующим образом повторяться и на изотермической линии. В интервалах наибольшей изогнутости нулевой линии гальванометра изотермическую линию следует наносить по возможно большему количеству значений температуры, замеренной в реперной точке.

Для обработки термофотограммы может быть предложен следующий порядок:

1) на ней отмечают дату и время включения фоторегистратора на запись;

2) разбивают сетку масштаба времени (на сутки); начало суток фиксируют на масштабной линии, соответствующей 24 часам;

3) наносят температуры реперной точки, результаты измерений записывают на масштабных линиях, соответствующих времени замеров;

4) проводят изотермическую линию;

5) определяют температуру для всех глубин.

Температуру по термофотограмме определяют следующим образом. По данным градуировки изготовляют переводной температурный масштаб, который кладут вдоль соответствующей линии масштаба времени. Деления переводного масштаба и соответствующую температуру изотермической линии совмещают так, чтобы рост температуры на термофотограмме и рост ее на переводном температурном масштабе совпадали. По температурному масштабу последовательно отсчитывают температуру на всех точках термометрического комплекта.

Термофотограммы позволяют не только получить значения температуры, но и выразить изменения температуры грунта в градусо-часах. Для этого величину площади, заключенной между соответствующими температурными кривыми, измеряют при помощи планиметра. Планиметром обкатывают площади, заключенные между температурными кривыми, с одной стороны, и изотермической линией — с другой. Для перевода отсчетов планиметра в градусо-часы определяют коэффициент перевода, исходя из применяемого масштаба времени и температурного масштаба данного фоторегистрирующего устройства.

Термофотограммы снежного покрова и фотограммы термопауков обрабатывают таким же способом.

Тепловые потоки в талых и мерзлых грунтах на глубинах от 0,1 до 2—3 *м* можно определять измерителями тепловых потоков конструкции Ленинградского технологического института холодильной промышленности[1]. Измеритель состоит из резинового диска толщиной 6 *мм*, в центральной части которого расположена железо-константановая термобатарея. Теплые и холодные спаи термобатареи находятся на противоположных сторонах диска. Для предохранения термоспаев от повреждения и с целью гидроизоляции обе стороны диска покрыты тонкими (2 *мм*) резиновыми дисками. Путем вулканизации защитные диски прочно соединены с основным диском. Диаметр измерителя тепловых потоков — 300 *мм*. В центре прибора находится рабочая зона диаметром 200 *мм*, в которой расположены термоспаи по двойной архимедовой спирали; ее окружает кольцевая (охранная) зона

---

[1] Датчики этого рода предназначены для измерения кондуктивного теплообмена. При замерзании или протаивании сильно водонасыщенных почв показания тепломеров иногда искажаются конвекционным переносом тепла, инфильтрацией и миграцией воды. Подобные датчики быстро портятся.

шириной 50 *мм*. Измеритель тепловых потоков имеет 700—800 термоспаев, последовательно соединенных в термобатарею.

Измеритель градуирован при стационарном тепловом потоке с помощью плоского прибора с электрическим нагревом. В паспорте прибора указывают переводной множитель, устанавливающий соответствие между э. д. с. термобатареи в *мв* и тепловым потоком в *ккал/м²·час*. Точность определения тепловых потоков составляет $0{,}1 \times 10^{-3}$ *кал/см²·мин*, или 0,05 *ккал/м². час*.

Перед установкой измерителя в грунт выводные зажимы изолируют от влаги сырой резиной, которую затем вулканизируют. Сырую резину накладывают на часть охранного кольца прибора и резиновую рубашку кабеля.

Глубину закладки измерителей тепловых потоков выбирают в зависимости от целей исследования (0,1; 0,5; 1 и 2 *м*).

Для установки измерителя теплопотоков в талых породах быстро выкапывают шурф на глубину, несколько превышающую необходимую для закладки прибора. В стенке шурфа в местах установки измерителей делают ниши с ровным основанием. Перед установкой измерителей основание ниши смазывают несколько разжиженным грунтом, вынутым из нее. На эту смазку плотно укладывают прибор; нишу заполняют грунтом с непрерывной и тщательной утрамбовкой. При засыпке шурфа грунт также тщательно утрамбовывают. Измерения тепловых потоков можно начинать через 2—3 недели после установки приборов, когда в основном восстановится нарушенный тепловой и водный режим грунта.

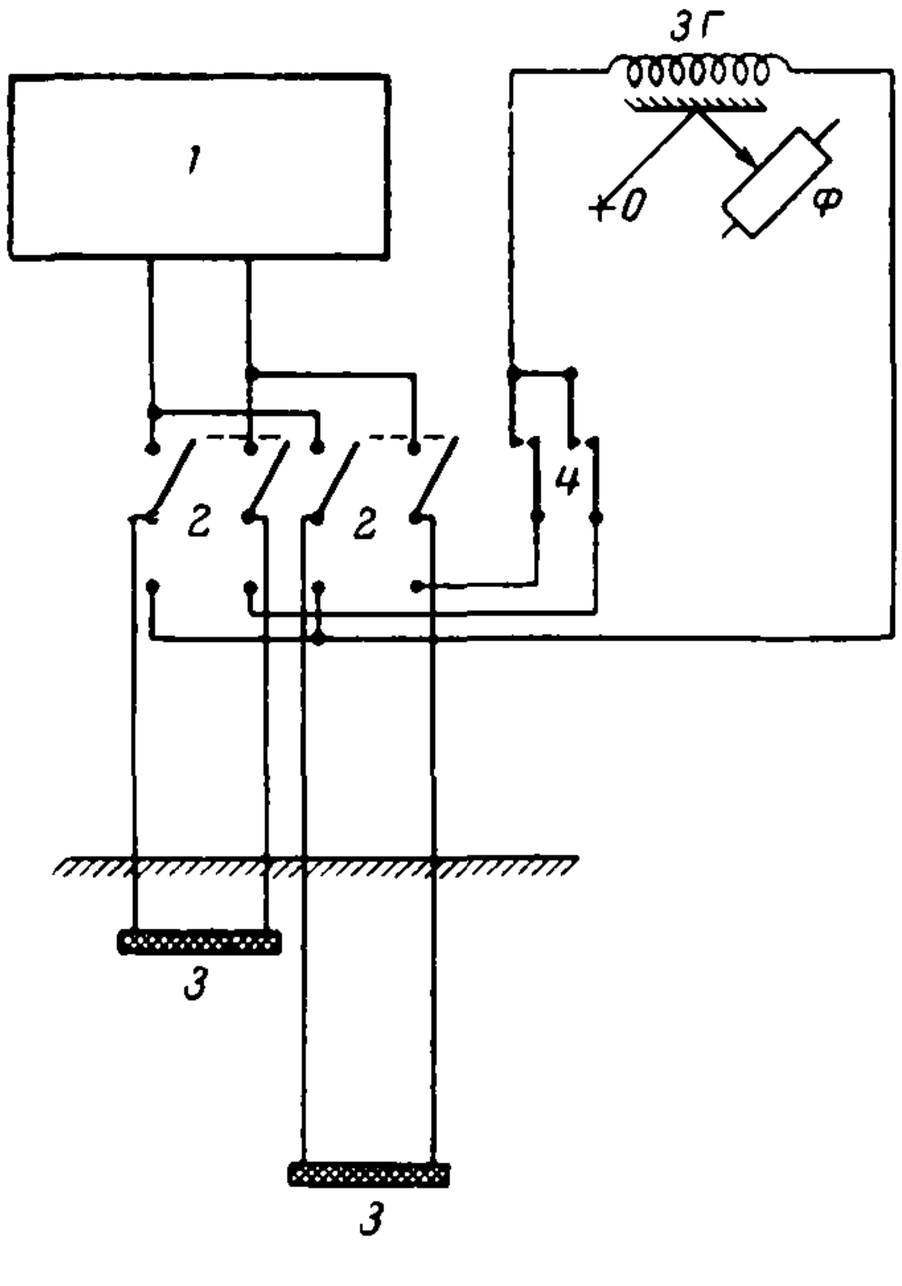


Рис. 117. Блок-схема системы регистрации тепловых потоков:

1 — потенциометр; *2* — двухполюсные переключатели; *3* — измерители тепловых потоков; *4* — контактные пары программного переключателя; *ЗГ* — зеркальный гальванометр; *О* — осветитель гальванометра; *Ф* — фоторегистратор

Тепловые потоки на глубинах более 1 *м* измеряют 1—2 раза в сутки потенциометром типа ППТВ-1. На глубинах до 1 *м* тепловые потоки измеряются или в общие сроки не менее 4 раз в сутки, или их непрерывно фиксируют с помощью фоторегистрирующих установок, пирометрических милливольтметров или автоматических потенциометров. Контроль за регистрацией тепловых потоков ведут путем срочных измерений потенциометрами ППТН-1 или ППТВ-1. Для переключения измерителей тепловых потоков с автоматической регистрации на срочные измерения целесообразно использовать трехполюсные переключатели — тумблеры.

Блок-схема измерительной системы для регистрации тепловых потоков изображена на рис. 117. Измерение тепловых потоков в водоемах такими измерителями невозможно ввиду значительной конвекции воды и влияния солнечной радиации. Для измерения тепловых потоков можно использовать и другие конструкции измерителей (Колесников, Сперанская, 1958; Deacon, 1950).

Рассмотрим методику определения тепловых потоков в грунте при помощи автоматической фоторегистрации. На рис. 118 приведен образец фотозаписи тепловых потоков на глубинах 0,1 и 0,5 *м*.

Нулевая линия гальванометра соответствует значению теплового потока, равного нулю; отклонения линии тепловых потоков от нулевой линии гальванометра, в определенном масштабе, соответствуют величинам положительных или отрицательных тепловых потоков. Масштаб соответствия K_1 определяют по формуле:

$$K_1 = \frac{E}{A} \text{ мв/см}, \tag{1}$$

где E — э. д. с. измерителя теплового потока, определенная потенциометром, в *мв*;

A — величина отклонения линии теплового потока от нулевой линии гальванометра на фотограмме, в *см*.

Данные E и A для определения K_1 должны соответствовать одному и тому же моменту времени. Более точное значение масштаба соответствия определяют как среднеарифметическое из нескольких значений K_1, полученных для различных моментов времени. Данные для E и A берут в периоды, когда скорость изменения теплового потока мала.

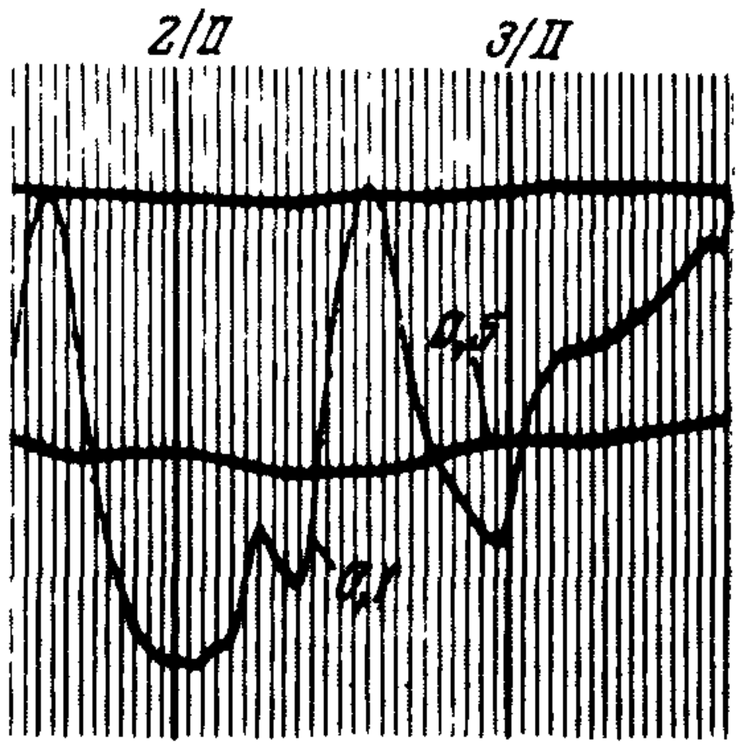


Рис. 118. Образец записи тепловых потоков на глубинах 0,1 и 0,5 *м*

Обработку фотограмм проводят в следующем порядке:

1) на фотограмме отмечают дату и время включения фоторегистратора на запись;

2) цветной тушью разбивают сетку масштаба времени (на сутки); начало суток фиксируют на масштабной линии, соответствующей 24 часам;

3) после разбивки сетки масштаба времени на фотограмму наносят данные срочных потенциометрических измерений электродвижущей силы;

4) определяют масштаб соответствия K_1 и соответственно этому масштабу изготовляют масштабную линейку;

5) обводят нулевую линию гальванометра черной тушью, а линии, соответствующие тепловым потокам, цветной тушью;

6) определяют тепловые потоки в требуемые сроки; нуль масштабной линейки совмещают с нулевой линией гальванометра и отсчитывают величину теплового потока.

Таким образом определяют величины тепловых потоков в грунте для любого времени.

Фотограммы позволяют определить величины суммарных тепловых потоков в почве (грунте) за какой-либо интервал времени. В этом случае планиметром обкатывают площади, заключенные между линиями тепловых потоков и нулевой линией гальванометра. После перемножения отсчета по планиметру на его коэффициент получают величину суммарного теплового потока за период.

Для определения коэффициента планиметра с трехкратной повторностью обкатывают прямоугольник, образованный двумя линиями L (*см*) и двумя перпендикулярами к ним B (*час*). Коэффициент планиметра $K_п$ вычисляют по формуле:

$$K_п = \frac{K_1 K_2 LB}{n} \text{ ккал/м}^2, \tag{2}$$

где K_1 — масштаб фотограммы;

K_2 — постоянная тепломера;

n — отсчет по планиметру (средний из трех измерений).

В системе CGS коэффициент планиметра

$$K_{\text{п}} = 0,1\,\frac{K_1 K_2 LB}{n}\ кал/сек^2. \qquad (3)$$

Рассмотрим методику определения тепловых потоков в почве (грунте) тепломерами Ленинградского технологического института холодильной промышленности при срочных потенциометрических измерениях их электродвижущей силы.

При срочных измерениях потенциометром электродвижущей силы тепломеров E величину теплового потока Q находят из выражения

$$Q = EK_2, \qquad (4)$$

где K_2 — постоянная тепломера.

Используя величину Q, нетрудно определить суточные, месячные и годовые суммы тепловых потоков. При определении суточных сумм тепловых потоков на глубинах 0,1—0,2 *м* необходимо измерять значения Q не реже, чем через 2 часа. В случае больших перерывов между сроками измерений систематическая ошибка в определении суточных сумм может превосходить 10%.

Рассмотрим метод определения тепловых потоков в грунте на глубинах более 2 *м*.

Изменение температуры в слое грунта глубже 2 *м* происходит медленно; с достаточной степенью точности его можно считать линейным. По формуле (1) существует равенство

$$\frac{dT}{dz} = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}, \qquad (5)$$

где $T_2 - T_1$ — разница температуры на глубинах z_2 и z_1.

Коэффициент теплопроводности λ вычисляют по Керстену (Kersten, 1949). Приводим расчетные формулы определения λ *ккал/м·час·град*, в зависимости от объемного веса грунта γ, *кг/м*^{3} и влажности W, %:

а) илистые и глинистые грунты, талые:

$$\lambda = 0,124\,[0,9 \lg W - 0,2]\,(10)^{0,01^{\frac{\gamma}{16}}}; \qquad (6)$$

б) илистые и глинистые грунты, мерзлые:

$$\lambda = 0,124\left[0,01\,(10)^{0,0114^{\frac{\gamma}{16}}} + 0,025\right](10)^{0,014}; \qquad (7)$$

в) песчаные грунты, талые:

$$\lambda = 0,124\,[0,7 \lg W + 0,4]\,(10)^{0,01^{\frac{\gamma}{16}}}; \qquad (8)$$

г) песчаные грунты, мерзлые:

$$\lambda = 0,124\left[0,011\,(10)^{0,02114^{\frac{\gamma}{16}}} + 0,0256\right](10)^{0,0146^{\frac{\gamma}{16}}} W. \qquad (9)$$

Для формул (7) — (10) составлены номограммы, облегчающие вычисление коэффициента теплопроводности.

В области многолетнемерзлых пород в мерзлом состоянии грунты бывают водонасыщенными выше наименьшей влагоемкости. В этом случае коэффициент теплопроводности грунта ориентировочно можно принимать равным коэффициенту теплопроводности льда ($\lambda = 2$ *ккал/м · час · град*).

Рассмотрим расчеты теплообмена почвы (грунта) с атмосферой по значению теплового потока на некоторой глубине.

При наличии измерений теплового потока на некоторой глубине, в дополнение к существующим методам определения теплообмена грунта с атмосферой, может быть предложен сравнительно простой расчетный способ.

Пусть суммарный тепловой поток, измеренный тепломером, на некоторой глубине h за период τ равен q. Измерение теплосодержания грунта слоя dx за этот же период равно

$$c\,(T_1 - T_2)\,dx, \tag{10}$$

где c — объемная теплоемкость грунта в слое dx;
$T_1 - T_2$ — изменение температуры слоя dx за время τ.

Тогда теплообмен грунта с атмосферой за период τ равен

$$B = \int_0^h c\,(T_1 - T_2)\,dx + q. \tag{11}$$

Практически вычисления проводят по формуле

$$B = \sum_1^h c\,(T_1 - T_2)\,\Delta x + q. \tag{12}$$

Порядок расчета теплообмена по формуле (12) следующий:

1) составляют таблицу температуры грунта в начальный период τ_0 и конечный τ_1 до глубины h, где тепловой поток измерен. Глубина h не должна превосходить 0,2—0,3 *м*. Расстояние между глубинами, на которых температура зафиксирована, принимают равными Δx. Определяют среднюю температуру для всех слоев Δx в начальный период τ (T_1) и конечный период τ_1 (T_2);

2) для каждого слоя Δx вычисляют объемную теплоемкость c;

3) планиметром или расчетом определяют величину q;

4) рассчитывают теплообмен B за период τ.

Теплофизические свойства грунтов (тепло- и температуропроводность) определяют разными методами, однако бóльшая часть методов применима лишь в лабораторных условиях. Для полевых условий эти характеристики получают расчетным путем по температуре, влажности и пр.

Для полевого определения коэффициента теплопроводности талых и мерзлых грунтов используют шаровые зонды Агрофизического института. Шаровый зонд представляет собой металлический шарик, внутри которого имеется электрический нагреватель и один из термоспаев дифференциальной термопары. По изменению температуры оболочки шарика, зависящей от степени его нагрева и термических характеристик грунтов, можно рассчитать значение коэффициента теплопроводности.

Шаровые зонды при изучении процессов промерзания и протаивания почвы целесообразно размещать на глубинах 0,1; 0,2; 0,3; 0,5; 0,75; 1,0; 1,5 и 2,0 *м*. Шар зонда устанавливают в углублении, сделанном в стенке шурфа на соответствующей глубине от поверхности. Здесь же размещают и спаи термопар шаровых зондов. Расстояние между шаром зонда и холодным спаем принимается в 0,3 *м*. После установки шаров зондов и холодного спая в углублении его заполняют грунтом, вынутым из данного горизонта. После установки всех шаровых зондов шурф засыпают вынутым грунтом с послойной утрамбовкой.

Провода от зондов выводят на поверхность и подключают к штепсельному переключателю, с помощью которого зонд включают в цепь измерительного прибора. Прибор можно включать как непосредственно на опытной площадке, так и дистанционно — в аппаратной измерительного пункта. Для соединения переключателя на площадке с распределительным щитом

измерительного пункта в качестве подводящего провода используют кабель марки ШРПС.

Коэффициент теплопроводности определяют согласно инструкции один раз в месяц.

Существенным недостатком прибора является значительная продолжительность каждого измерения (около 1 часа) и быстрая порча датчиков. Существуют другие конструкции зондов с различной формой нагревателя (пластина, цилиндр, тонкая проволока), которые применяют при стационарных исследованиях (Дерябин, 1957).

б) Водный режим грунтов

Изучение водного режима почв обязательно при всех стационарных геокриологических наблюдениях, так как оно необходимо для выяснения условий развития криогенных и многих других явлений и процессов, происходящих в грунтах, а также для инженерных расчетов. При исследовании водного режима грунтов изучают динамику водно-физических свойств грунтов — водопроницаемости, влагоемкости, суммарной влажности мерзлых грунтов, остаточной влажности минеральных прослоев после промерзания грунта, льдистости.

При исследовании водного режима грунтов изучают объемный вес талых и мерзлых грунтов, ведут наблюдения за режимом их влажности и льдистостью, осадками, испарением и конденсацией.

Отбор проб на влажность производят на дублирующих площадках в стороне от установленных приборов. Для определения суммарной влажности (льдистости) грунтов в районах сезонного промерзания почвы пробы отбирают в первом метровом слое через каждые 10 *см* (в поверхностном слое 0—10 или 0—20 *см* иногда отбирают через 5 *см*), в последующих слоях — через 20—50 *см*. Суммарную влажность мерзлых грунтов определяют один раз в месяц. При исследованиях тепловых потоков и теплофизических характеристик грунтов наблюдение за влажностью проводят не реже одного раза в 10 дней.

Дистанционные методы измерения влажности грунтов с помощью влагомеров[1] в районах сезонного промерзания почвы в ряде случаев дают хорошие результаты.

В области многолетнемерзлых горных пород суммарную влажность наиболее точно определяют способом средней пробы (Пчелинцев, 1954). Влажность минеральных прослоев грунта определяют из проб, взятых в прослойках. Приближенно ее величину приравнивают к нижнему пределу пластичности по Аттербергу (Бакулин, 1958).

Определение влажности сезонноталых почв дистанционными почвенными влагомерами в области многолетнемерзлых горных пород затруднительно, так как грунты значительно увлажнены, а датчики надежно работают лишь при невысоком увлажнении. Методика этих исследований находится в стадии разработки.

Льдистость мерзлых грунтов за счет льда-цемента определяют расчетным путем на основании определений влажности и зависимости количества незамерзшей воды от температуры (Нерсесова, 1954).

Влажность увядания (коэффициент увядания) почв составляет от 1,2 до 2,0 величины максимальной их гигроскопичности. Ее определяют по методу проростков (Венцкевич, 1952).

В районах, где естественная влажность грунтов велика, определить наименьшую полевую влагоемкость не представляется возможным. Метод определения наименьшей влагоемкости изложен в работе С. И. Долгова (1957).

[1] Наиболее распространен влагомер ИВП-53 с угольными электродами (Данилин и Разумова, 1956).

в) Сезонное промерзание и протаивание грунта

При решении многих практических и теоретических вопросов возникает необходимость получить данные о сезонном промерзании и протаивании почвы в различных физико-географических районах.

Глубину сезонного промерзания и протаивания в зависимости от свойств талых и мерзлых почв определяют при стационарных исследованиях различными способами. Наиболее употребительны визуальный, температурный и мерзлотомерный способы. Визуальный и температурные способы были описаны в § 2, гл. II, части I. Здесь рассмотрим способ определения глубины при помощи мерзлотомеров различных конструкций.

Наиболее простыми приборами являются мерзлотомеры Данилина и Ратомского.

Мерзлотомер Данилина (рис. 119) состоит из эбонитовой или карболитовой трубки, длина которой зависит от глубины промерзания или протаивания почвы. Внутренний диаметр трубки 20 *мм*, внешний 26 *мм*. Основной частью мерзлотомера является резиновая трубка, наполненная чистой (дистиллированной) водой. Внутренний диаметр резиновой трубки около 8 *мм*, толщина стенок 1 *мм*. На ее поверхности нанесена шкала. Верхний конец резиновой трубки и нулевое деление шкалы должны совпадать с поверхностью почвы. Резиновая трубка прикреплена к деревянному стержню, к другому концу которого приделана крышка, закрывающая внешнюю защитную трубку. Нижний конец защитной трубки погружается в почву ниже вероятной глубины промерзания, а верхний конец должен возвышаться над почвой более чем на высоту снежного покрова.

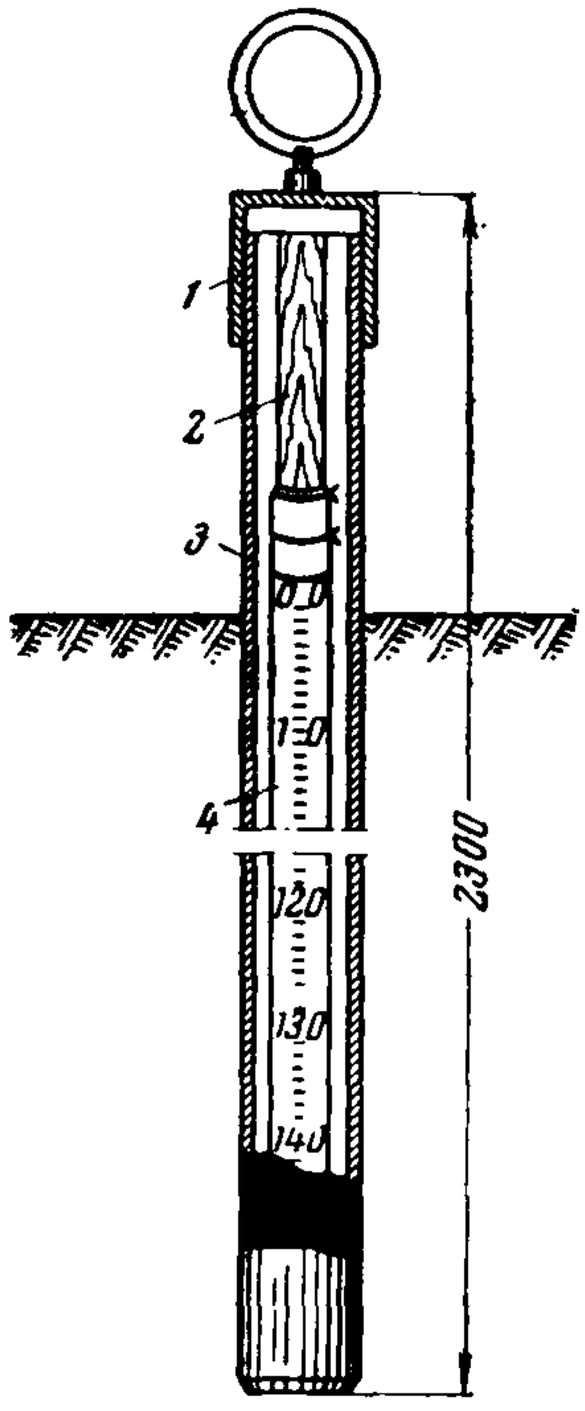


Рис. 119. Мерзлотомер Данилина для определения глубины сезонного промерзания и протаивания почвы (грунтов):

1 — металлический колпачок с кольцом; *2* — деревянный стержень; *3* — карболитовая трубка; *4* — резиновая трубка, наполненная водой, со шкалой глубины

Наблюдения начинают с момента устойчивых морозов и проводят систематически через каждые 5—10 дней. Глубину промерзания определяют по положению нижнего края замерзшего столбика воды в резиновой трубке. Мерзлотомер подобного устройства позволяет определять не только глубину промерзания почвы, но и глубину протаивания (в области многолетнемерзлых горных пород). Глубина протаивания определяется по верхнему краю ледяного столбика.

Мерзлотомер Ратомского состоит из тонкостенной металлической трубки с прорезями, которую заполняют влажным грунтом, вынутым при бурении скважины для установки мерзлотомера. Размеры трубки показаны на рис. 120. В нижний конец трубки забивается деревянная пробка, а в верхний вставляется деревянный стержень. Металлическую трубку с грунтом опускают в эбонитовую или фенолпластмассовую обсадную трубу длиною от 2 до 5 *м*, в зависимости от максимальной глубины промерзания или протаивания. Внутренний диаметр обсадной трубы 25 *мм*. На некотором расстоянии от верхнего обреза обсадной трубы наносят белой краской метку, соответствующую началу отсчетов по шкале металлической трубки. Нижний конец обсадной трубы имеет конусообразное металлическое дно и обой-

му, предназначенные для придания прочности концу обсадной трубы и для ее гидроизоляции. Скважину для установки мерзлотомера проходят буром диаметром 37 *мм*. При проходке скважины отбирают пробы грунта для определения естественной влажности и механического состава.

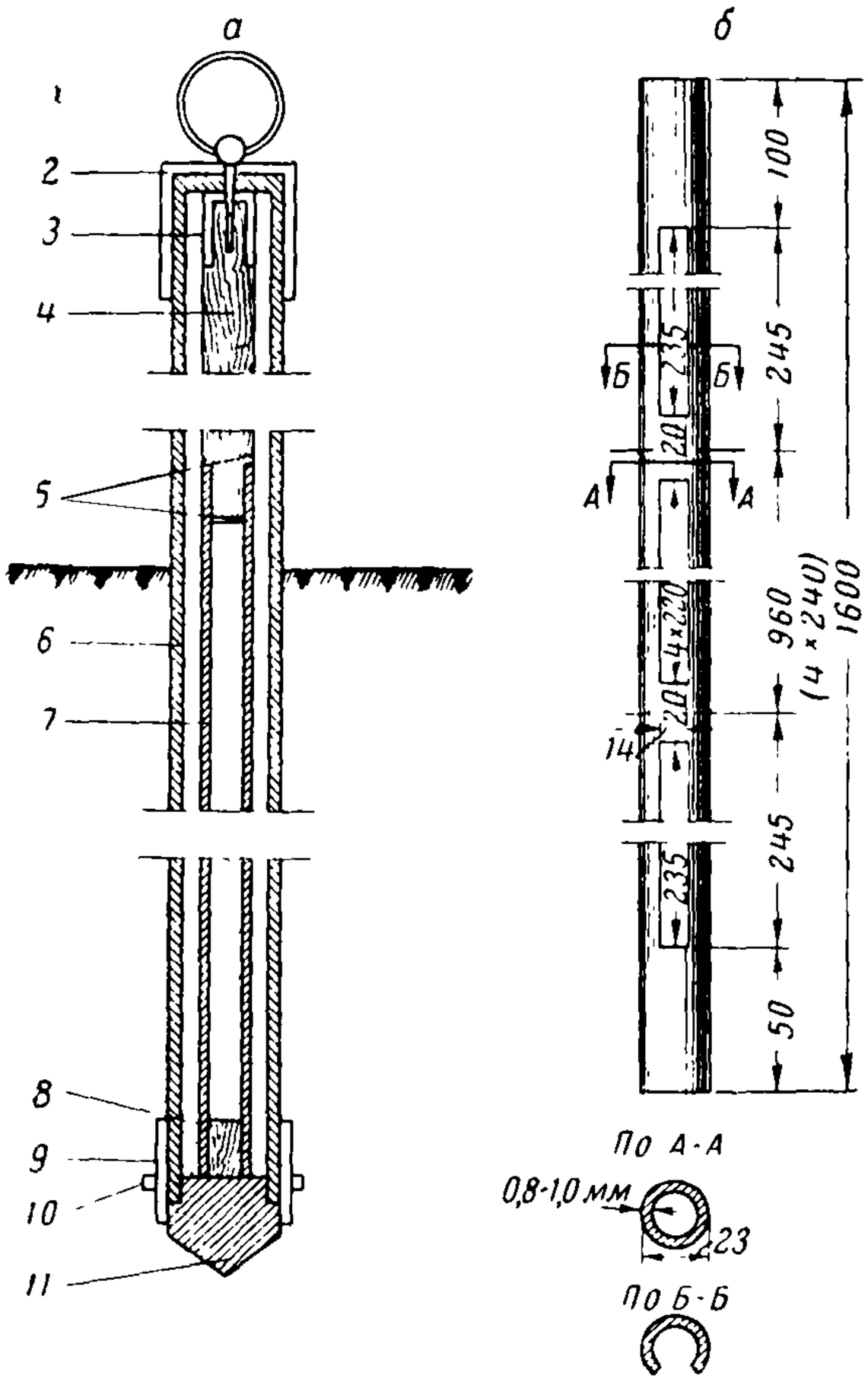


Рис. 120. Мерзлотомер Ратомского для определения глубины сезонного промерзания и протаивания почв и горных пород:

а — продольный разрез; б — деталь — металлическая трубка мерзлотомера; *1* — винт с кольцом; *2* — металлический колпачок; *3* — металлическая обойма деревянного стержня; *4* — деревянный стержень; *5* — шурупы (3 шт.); *6* —фенолпластмассовая обсадная труба; *7* — металлическая трубка, заполненная суглинком; *8* — деревянная пробка; *9* — металлическая обойма; *10* — шпилька; *11* — стальное конусообразное дно

Скважину обсаживают таким образом, чтобы метка на трубе совпадала с дневной поверхностью. Зазор между стенкой скважины и обсадной трубой тщательно засыпают грунтом и утрамбовывают. В обсаженную трубой скважину опускают металлическую трубку, наполненную грунтом, увлажненным до полной влагоемкости. Время установки мерзлотомера отмечают в журнале. Для установления глубины промерзания или протаивания грунта мерзлотомер вынимают из обсадной трубы. Граница слоя мерзлого грунта определяется по сопротивляемости механическому воздействию — проколу тупым шилом либо иглой, или по наличию видимых кристаллов льда.

При наблюдениях за сезонным промерзанием в области многолетнемерзлых горных пород отмечают границы промерзания грунтов сверху и снизу. При наблюдениях за протаиванием грунтов в зоне сезонного промерзания почвы отмечают границу протаивания сверху и снизу.

В процессе наблюдений необходимо следить за вертикальным смещением обсадной трубы в результате морозного пучения. В случае обнаружения выпучивания обсадной трубы в отсчеты по мерзлотомеру вводят поправки или осаживают трубу.

При промерзании грунта на всю длину мерзлотомера, если его длина недостаточна, его освобождают от мерзлого грунта, набивают талым, удлиняют деревянный стержень и опускают мерзлотомер на глубину ниже прежнего положения.

Наблюдения по мерзлотомерам записываются в журнал по форме 1.

В зоне сезонного промерзания почвы наблюдения по мерзлотомеру начинают с наступлением заморозков и продолжают до полного протаивания

Форма 1

Журнал наблюдений

за промерзанием и протаиванием грунтов

Площадка . . . . . Мерзлотомер . . . . . .

Установлен « » . . . . . 19 . . . . г.

Дата наблюдения	Отсчет по мерзлотомеру, *см*	Поправка, *см*	Промерзание (протаивание) с учетом поправки, *см*		Высота снежного покрова, *см*	Примечание
			сверху	снизу		

почвы. В области многолетнемерзлых горных пород наблюдения производят с момента начала протаивания и до полного протаивания и затем при промерзании горных пород до момента слияния сезонномерзлого слоя с верхней поверхностью многолетнемерзлых пород.

Все изменения мерзлотомера, замеченные в процессе наблюдений, заносят в журнал, в графу «Примечание», например: появление воды в обсадной трубе; очистка скважины от осыпавшегося грунта из мерзлотомера; вертикальные смещения обсадной трубы и пр.

Электромерзлотомеры являются более сложными приборами для наблюдений за сезонным промерзанием и протаиванием грунтов. Их устройство основано на различном электрическом сопротивлении грунтов в зависимости от их состояния. Мерзлые грунты имеют электрическое сопротивление, в десятки и сотни раз большее, чем сопротивление талых пород. Это является критерием для определения границы промерзания и протаивания грунтов.

Электромерзлотомер по устройству прост. Он состоит из приемной части, прибора, измеряющего электросопротивление, и питающих батарей. На рис. 121 изображена схема одной модели электромерзлотомера. Составными частями этого прибора являются мегомметр типа М-1101 и штанга с электродами. Штанга представляет собой трубу *1*, наружный диаметр которой равен 8 *см*. Она сделана из винипласта, обладающего высокими изоляционными свойствами, высокой прочностью и хорошей стойкостью против действия агрессивных вод. Электроды кольцевого типа *2*, сделанные из латуни, размещают в штанге на равных расстояниях друг от друга, заподлицо с ее поверхностью. Каждый электрод проводником, проходящим внутри трубы, соединяется с контактными гнездами коммутатора *3*.

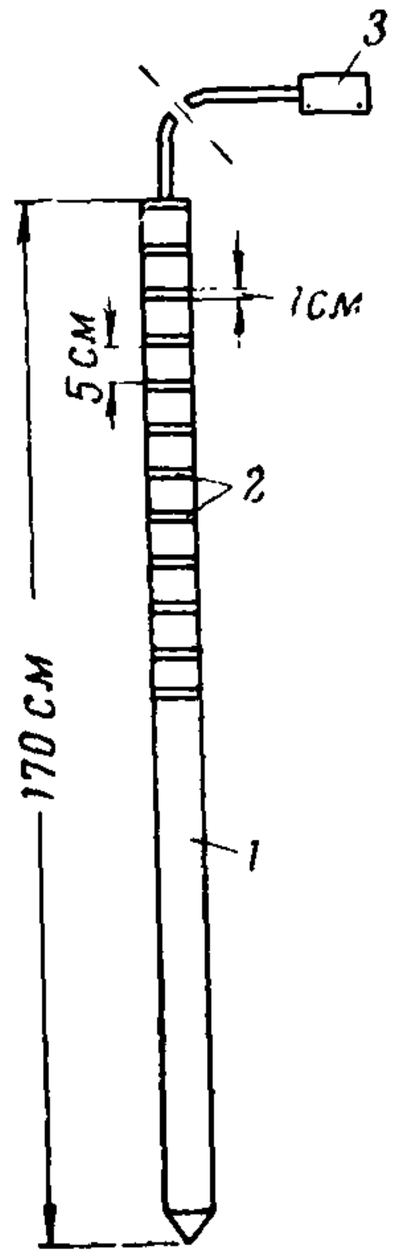


Рис. 121. Электромерзлотомер сопротивления:

1 — штанга; *2* — электроды; *3* — коммутатор

При равных расстояниях между электродами и равной их ширине замеряемое мегомметром сопротивление зависит от электропроводных свойств среды, в которой они находятся. При помощи мегомметра определяют, между какими из электродов находилась граница талых и мерзлых горных пород.

Преимущество электромерзлотомеров перед другими способами измерения глубины промерзания и протаивания грунтов заключается в том, что

Годовые выводы из наблюдений

Район_____ Пункт _____

Сведения о наблюдательных участках					Глубина промерзания,													
					IX			X			XI			XII			I		
пункт наблюдений	рельеф, микрорельеф	характер растительного покрова	литологический состав грунтов	способ определения границы промерзания	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3

Годовые выводы из наблюдений

Район_____ Пункт _____

Сведения о наблюдательных участках					Глубина протаивания,											
					IV			V			VI			VII		
пункт наблюдений	рельеф, микрорельеф	характер растительного покрова	литологический состав грунтов	способ определения границы протаивания	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3

электромерзлотомерами замеры можно делать дистанционно, т. е. без извлечения мерзлотомера из скважины. Такие установки значительно повышают точность наблюдений.

В процессе наблюдений за сезонным промерзанием и протаиванием почв составляют таблицы первичных материалов и таблицы обобщающего характера, необходимые для последующего анализа и выводов.

Годовые выводы из наблюдений записывают в таблицах по форме 2 и 3. Декадные графы этих таблиц «1», «2» и «3» могут быть заменены любой датой в зависимости от конкретных условий наблюдений, а промежутки между датами наблюдений соответственно укорочены или удлинены.

В таблице по форме 2 некоторую трудность представляет определение периода устойчивого промерзания и протаивания. За начало периода устойчивого промерзания принимают дату, после которой почва не протаивала на поверхности, а за конец — день стабилизации глубины промерзания. Если в течение зимы наблюдается несколько периодов промерзания почв (юг зоны сезонного промерзания) и каждый из этих периодов длится более 30 дней, то при подсчете длительности периода с устойчивым промерзанием почвы за начало промерзания принимают дату первого периода промерзания, а за конец — дату начала периода стабилизации промерзания в последний период промерзания. При изучении сезонного промерзания грунтов в области многолетнемерзлых пород необходимо указывать глубину залегания их верхней поверхности или же их отсутствие (в таблице по форме 2 для этого введена соответствующая графа). Если наблюдения за промерзанием и протаиванием почв и горных пород производились не систематически, то све-

Форма 2

за сезонным промерзанием почв (грунтов)

Год_____

см, по месяцам												Дата начала устойчивого промерзания	Дата начала устойчивого протаивания	Длительность периода устойчивого промерзания, дни	Время максимального промерзания	Глубина залегания верхней поверхности многолетнемерзлых пород, *см*	Примечание
II			III			IV			V								
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3						

Форма 3

за сезонным протаиванием почвы (грунтов)

Год_____

см, по месяцам												Дата начала протаивания	Дата окончания протаивания	Длительность периода протаивания, дни	Время максимального протаивания	Глубина полного протаивания, *см*	Примечание
VIII			IX			X			XI								
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3						

дения о датах и продолжительности периода и пр. в таблицу не помещают и делают об этом соответствующее примечание.

Даты и длительность периода устойчивого протаивания определяют следующим путем. За начало периода устойчивого протаивания принимают дату, когда началось протаивание, не прерываемое заморозками, промораживающими талый слой. За конечную дату периода протаивания принимают окончательное протаивание слоя сезонномерзлой почвы. В области многолетнемерзлых пород эта дата совпадает с началом сезонного промерзания почвы снизу или со стабилизацией глубины протаивания.

Обработка ежегодных наблюдений позволяет получить многолетние и осредненные величины. Среднюю многолетнюю вычисляют из средних глубин промерзания (протаивания) почв за каждый год. Среднюю многолетнюю дату начала устойчивого промерзания почв и дату полного их протаивания, а также многолетнюю среднюю длительность периода с устойчивым промерзанием (протаиванием) почвы вычисляют из соответствующих данных за каждый год.

Многолетние средние, максимальные и минимальные глубины промерзания (протаивания) почвы за отдельные периоды подсчитывают по данным фактических определений глубины промерзания (протаивания) по ежедекадным наблюдениям.

На основе полученных данных определяют темпы промерзания за сезон, средние многолетние и т. д.

Все перечисленные наблюдения проводят как на площадках с естественными условиями, так и на оголенных от растительности и снега.

Все данные по сезонному промерзанию или протаиванию анализируют по связи с литологическим составом, температурой, влажностью грунтов, теплопотоками, наблюденными на площадке.

г) Пучение и осадки грунтов

В результате перераспределения влаги при замерзании грунтовой массы происходит ее пучение за счет образования линз сегрегационного льда. Осадка при протаивании происходит в связи с уменьшением объема грунта при вытаивании ледяных линз и разжижением грунта.

Вертикальные перемещения поверхности грунта в периоды промерзания и протаивания грунтов определяют с помощью систематической ее нивелировки от репера. Для этого исследуемую площадку разбивают на равные квадраты, размеры которых устанавливают в зависимости от цели исследова-

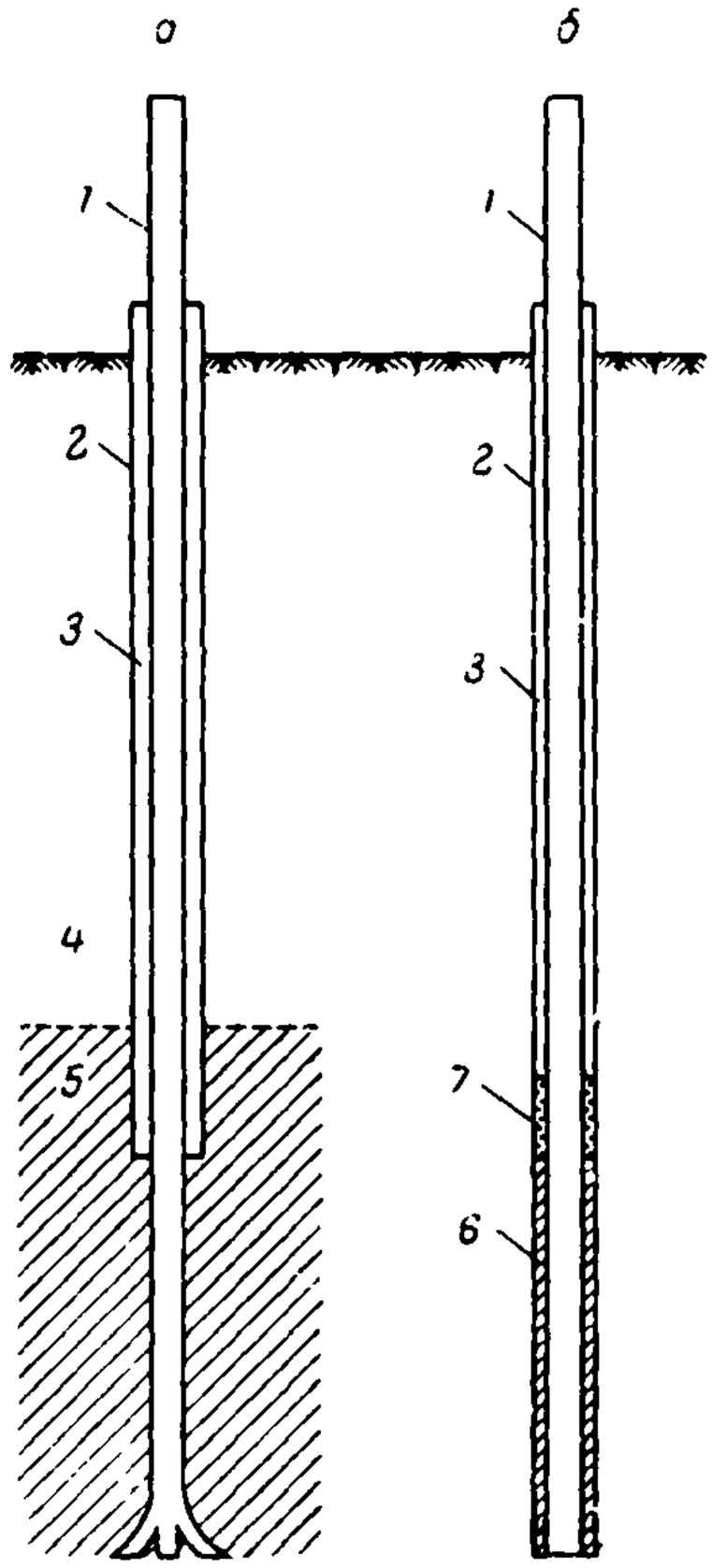


Рис. 122. Конструкция репера в многолетнемерзлом грунте (*а*) и в сезонномерзлом грунте (*б*):

1 — внутренняя труба; *2* — внешняя труба; *3* — соляровое масло; *4* — сезонномерзлый грунт; *5* — многолетнемерзлый грунт; *6* — цемент; *7* — солидол или азот

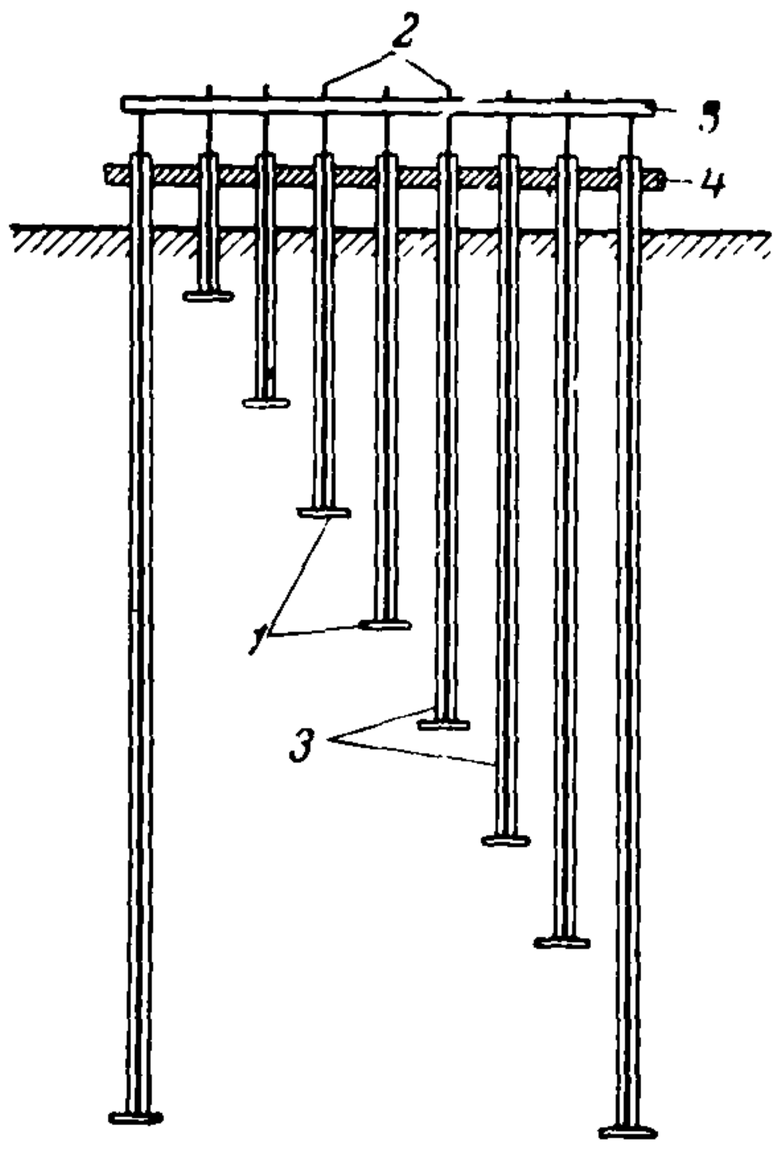


Рис. 123. Схема конструкции пучино-осадкомера:

1 — металлические диски; *2* — стержни-указатели; *3* — резиновые шланги; *4* — деревянная насадка; *5* — металлическая планка

ний. Пересечение сторон квадратов отмечают колышками, которые по окончании разбивки заменяют цементными плитками ($20 \times 20 \times 5$ *см*). Плитки заглубляют в грунт на 5 *см*. При нивелировке рейки устанавливают на плитки.

Для определения вертикального перемещения грунта также используют дистанционные и недистанционные датчики линейных перемещений. В случае необходимости датчики соединяют с регистрирующими устройствами. Для монтажа датчиков необходимо иметь один или два репера, с которыми жестоко скрепляется измерительное устройство.

В области многолетнемерзлых горных пород может быть использован репер, изображенный на рис. 122, *а*. Для зоны сезонного промерзания почвы рекомендуется репер, изображенный на рис. 122, *б*.

Величину пучения и осадки грунтов на различных глубинах определяют с помощью дифференциальных пучиномеров. Одна из конструкций пучиноосадкомера дана на рис. 123. Эта конструкция применяется на Сковородинской мерзлотной станции.

Прибор состоит из набора металлических дисков *1* с прикрепленными к ним стальными стержнями-указателями *2*. Диаметр стержней около 6 *мм*. Прибор устанавливают в шурфе или скважине. При установке прибора в шурфе диски вдавливают в грунт одной из стенок на необходимую глубину.

Если прибор устанавливают в грунте, то для этой цели пробуривают скважины до различных глубин. Скважины располагают друг от друга на расстоянии 7—10 *см*, на одной линии.

Диски крайних стержней (реперных) устанавливают на такую глубину, где пучение и осадка отсутствуют. К крайним стержням прикрепляют концы металлической планки *5*, служащей нулем вертикальных перемещений стержней-указателей. Чтобы исключить смерзание грунта со стержнями, на них надевают резиновый шланг *3*, заполненный солидолом. Низ шланга скреплен со стержнем. Для уменьшения гибкости концов стержней-указателей, расположенных вне грунта, используют деревянную насадку *4* с направляющими отверстиями.

Диски стержней-указателей устанавливают на различных глубинах, например: 0,05; 0,20; 0,40; 0,60; 0,80; 1,00; 1,25; 1,50; 1,75; 2,00 и 2,25 *м*. Диски реперных стержней заглубляют в зависимости от глубины сезонного протаивания.

Вертикальное перемещение стержней-указателей измеряют один раз в 5 дней. По стержням, к которым подходит граница сезонного промерзания или протаивания, измерения ведут ежедневно.

Если не требуется большой точности измерений (до $\pm$ 1 *мм*), их производят при помощи металлической линейки, которую устанавливают вдоль стержня; начало ее опускают на планку *5* и делают отсчет по положению верха стержня-указателя. Для более точных измерений вертикальных перемещений стержней-указателей используют индикаторы часового типа.

д) Снежный и ледяной покровы

При стационарных геокриологических исследованиях снежный покров изучают в обязательном порядке. В процессе исследований наблюдают за высотой снежного покрова и его температурным режимом; изучают физические характеристики снега (структуру, стратиграфию, плотность), а также водные, тепловые, радиационные и прочие свойства; исследуют физические процессы в снежном покрове (перенос водяного пара, перекристаллизация) и его теплоизолирующую роль при сезонном промерзании почвы. Объем исследований зависит от поставленных задач.

Наблюдения за высотой снежного покрова проводят по инструкциям Гидрометеослужбы СССР.

Температурный режим снежного покрова изучают с помощью срочных и минимальных термометров, термопар, металлических и полупроводниковых электротермометров сопротивления. Выбор того или иного прибора зависит от конкретных условий исследований и поставленных задач.

В слое снега, в котором происходят суточные колебания температуры, используют термодатчики с малой тепловой инерцией (медь-константановые термопары). При необходимости непрерывной регистрации температуры термопары подключают к регистрирующему прибору (электронному потенциометру или фоторегистратору).

В слое снега, где суточные колебания температуры малы или незаметны, можно использовать датчики с большей инерцией (электротермометры сопротивления, срочные термометры). Минимальные термометры можно применять при отсутствии других приборов. Срочные термометры дают точные данные, но они нарушают естественное сложение снега; для стационарных исследований они не рекомендуются.

На станциях Института мерзлотоведения АН СССР используют термопарные комплекты. Принципиальные схемы термопарного комплекта для снега и грунта (рис. 124) одинаковы, но конструктивно эти комплекты существенно различны.

Термопарный комплект для снежного покрова (рис. 125) монтируют в тонких винипластовых трубках *3*, укрепленных на деревянном бруске на расстоянии 10 *см* друг от друга. Для большей прочности трубки прикрепляют к деревянной наклонной рейке *2*. Основание термопарной установки *4* изготовляют из деревянного бруска сечением 4×4 *см* и длиной 120 *см*, имеющего паз для укладки проводов. Высота установки определяется максимальной высотой снежного покрова плюс некоторый запас.

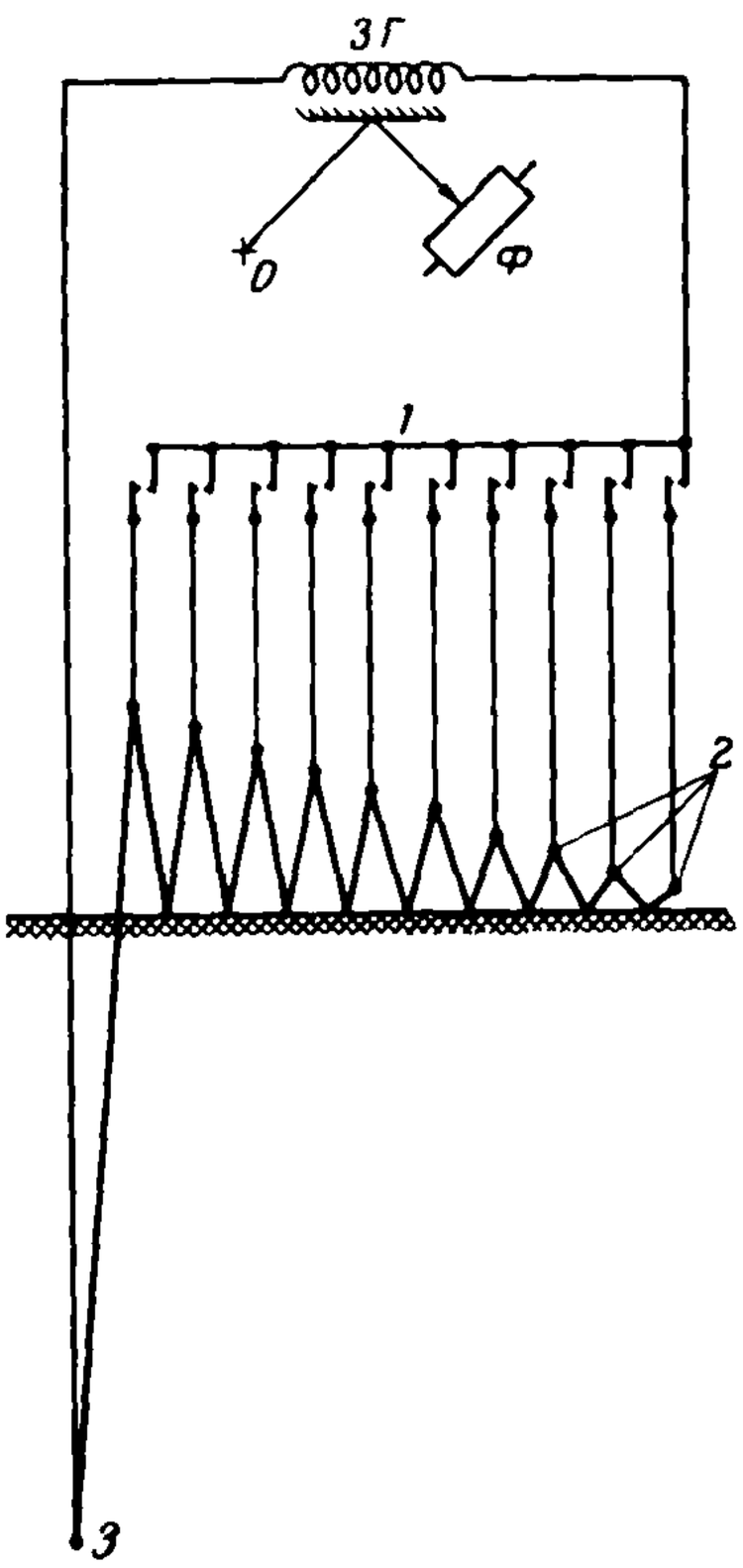


Рис. 124. Принципиальная схема термопарного комплекта для снежного покрова:

1 — контактные пары программного переключателя; *2* — измерительные термоспаи; *3* — термоспай сравнения; *ЗГ* — зеркальный гальванометр; *О* — осветитель гальванометра; *Ф* — фоторегистратор

Винипластовые трубки разной длины вставляют в отверстия деревянного бруска. Константановый провод, начало которого находится в термометрической скважине на глубине 3 *м*, вводят в один из концов желобка бруска и далее внутрь самой высокой трубки, затем он последовательно проходит через все трубки установки. Конец провода выводят через желобок бруска со стороны самой маленькой трубки. На расстоянии 10 *см* от конца трубки к нему припаивают медную проволоку. Место спая служит термодатчиком. Этот термодатчик устанавливают на границе растительный покров — снег (на площадках с естественным покровом) и на границе лед—снег (на водоемах). Остальные термодатчики монтируют путем подпайки медных проводов к изгибам константанового провода в конце каждой трубки. Все медные провода термоспаев опускают внутрь винипластовых трубок и через желобок выводят наружу. Провода, расположенные в желобке деревянного бруска и в трубках, заливают гидроизолирующим составом.

К другому концу константанового провода припаивают медный провод. Этот спай является спаем сравнения термопарного комплекта. Медный провод от спая сравнения подводят к регистрирующему прибору; медные провода от других термоспаев подводят к переключателю канала регистрации. Термоспаи покрывают гидроизоляционным лаком, а термоспай измерения температуры на поверхности раздела растительный покров — снег изолируют от влаги органическим стеклом или пластмассой АКР-7

Подводящие провода от термоспаев, регистрирующих температуру поверхности снега, заключают в тонкую и длинную хлорвиниловую трубку. Этот термоспай все время должен быть на поверхности снега.

При непрерывной регистрации температуры снежного покрова, если термодатчиком служит электротермометр сопротивления, могут получаться погрешности вследствие выделения тепла в электротермометре.

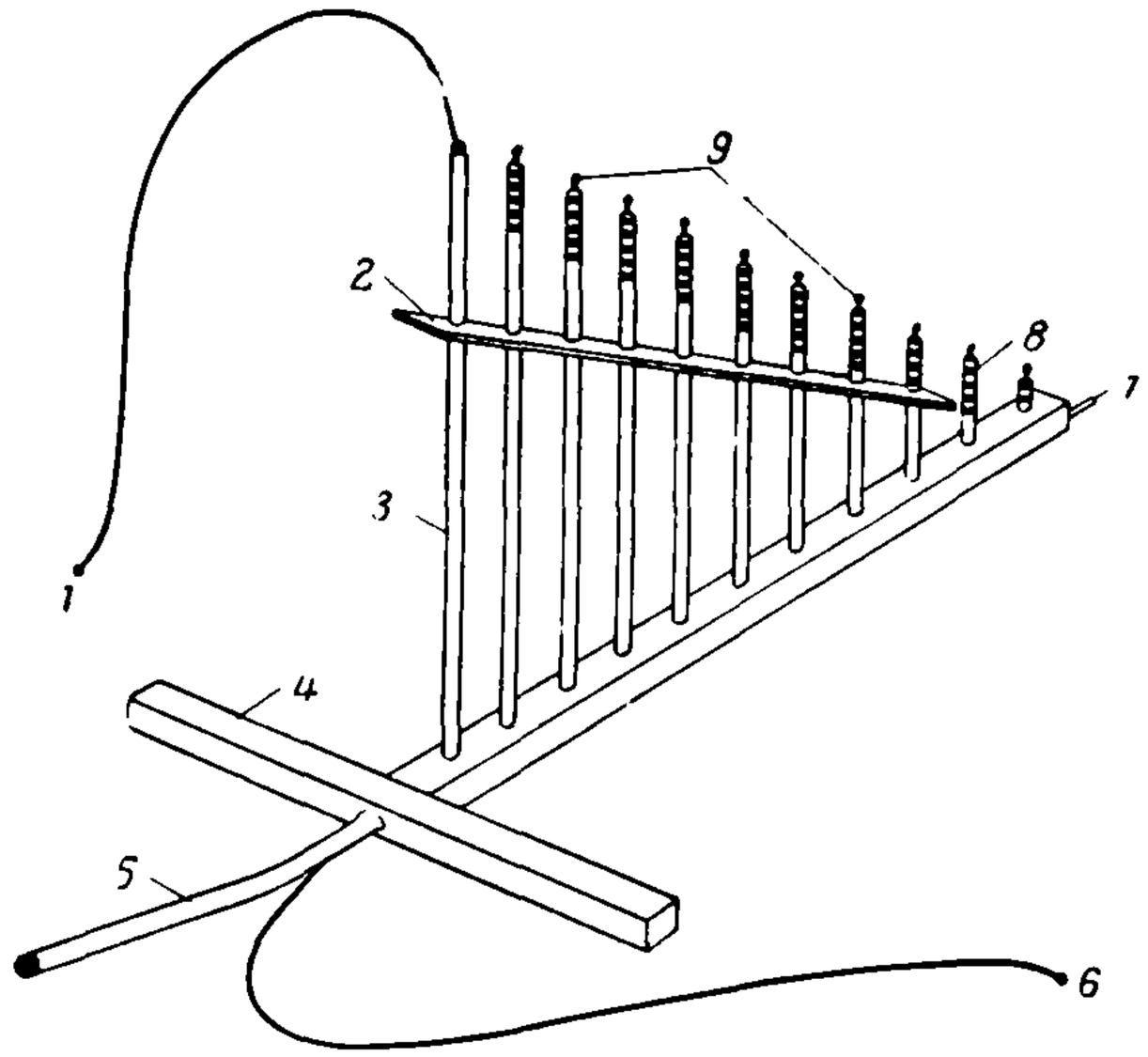


Рис. 125. Конструкция термопарной установки для снежного покрова:

1 — переносный измерительный термоспай для регистрации температуры на поверхности снега; *2* — деревянная рейка; *3* — винипластовые трубки; *4* — основание установки; *5* — выводной кабель; *6* — термоспай сравнения; *7* — измерительный термоспай для регистрации температуры на поверхности почвы; *8* — измерительные термоспаи; *9* — термодатчики

Измерение температуры ледяного покрова производят таким же образом. Исследования структуры, стратиграфии и плотности снега производят на протяжении всего периода формирования снежного покрова. Исследования водных, тепловых и радиационных свойств снежного покрова описаны в работе П. П. Кузьмина (1957).

ЛИТЕРАТУРА

Бакулин Ф. Г. Льдистость и осадки при оттаивании многолетнемерзлых грунтов Воркутского района. Сб. «Вопросы транспортного строительства в районах вечной мерзлоты», вып. 6, УНИИС Минтрансстроя, М., 1958.

Боженова А. П. и Шимановский С. В. Инструктивные указания по изучению процесса замерзания почво-грунтов. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.

Венцкевич Г. З. Сельскохозяйственная метеорология. Гидрометеоиздат, 1952.

Временные технические условия и инструкции на исследование грунтов оснований промышленных и гражданских зданий и сооружений. М., Министерство строительства, Техническое управление, 1954.

Голубев А. В. Дистанционные измерения температуры, пучения и напряжения термически деятельного слоя грунта. Изд-во АН СССР, 1957.

Данилин А. И., Разумова Л. А. Производство наблюдений за влажностью почвы при помощи влагомера с омическими угольными датчиками (ИВП-53). Временные методические указания. Под ред. М. С. Кулика. Гидрометеоиздат, 1956.

Дерябин В. П. Опыт применения шарового источника тепла постоянной мощности для определения теплопроводности почвы в естественных условиях.— Вестник МГУ, сер. матем., механ., астрон., физ. и хим., № 5, 1957.

Долгов С. И. Основные закономерности поведения почвенной влаги и их значение в жизни растений Сб. «Физ. основы орошаемых земель», Изд-во АН СССР, 1957.
Карлсон Г. Расчет глубины протаивания мерзлого грунта. Сб. «Мерзлотные явления в грунтах». Изд-во иностр. лит., 1955.
Карпов Б. И. Инструкция по проведению промышленных испытаний изоляционных конструкций холодильников с помощью измерителя малых тепловых потоков конструкции ЛТИХП. Кафедра холодильных установок ЛТИХП. Л., 1955.
Кедроливанский В. Н., Стернзат М. С. Метеорологические приборы. Гидрометеоиздат, 1953.
Колесников А. Г., Сперанский А. А. Прибор для определения тепловых потоков.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1958.
Колосков П. И. Глубина зимнего промерзания почвы в Европейской части СССР и в Казахстане.— Мерзлотоведение, т. II, № 1, 1947.
Колосков П. И. Сезонная мерзлота почвы.— Тр. Второго всесоюз. геогр. съезда, т. II, 1948.
Крылов М. М. К теплотехническому анализу промерзания почвы и снежных мелиораций. Доклады Всесоюзной академии с.-х. наук им. В. И. Ленина, вып. 1. (4), 1937.
Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Гидрометеоиздат, 1957.
Лукьянов В. С. Методика расчета глубины промерзания грунтов. Трансжелдориздат, 1951.
Лукьянов В. С. и Головко М. Д. Расчет глубины промерзания грунтов. Трансжелдориздат, 1957.
Максимов С. А. Мерзлотомер. Сб. «Метеорология и гидрология», № 6, Гидрометеоиздат, 1949.
Методические указания гидрометеорологическим станциям, № 5. Гидрометеоиздат, 1954,
Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 7, ч. II. Гидрометеоиздат, 1951.
Нерсесова З. А. Инструктивные указания по определению количества незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.
Основные методические указания по гляциологическим исследованиям. Изд-во АН СССР, 1957.
Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. II. Изд-во АН СССР, 1959.
Прохоров И. И. О вычислении глубины промерзания почвы.— Тр. Казах. научн.-иссл. ин-та, вып. 5. Гидрометеоиздат, 1955.
Пчелинцев А. М. Инструктивные указания по определению объемного веса, влажности и объемной льдистости мерзлых грунтов в полевых лабораториях. Сб. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1954.
Разумова Л. А. Сезонная мерзлота и влажность почвы на Европейской территории СССР.— Тр. Центр. ин-та прогнозов, вып. 081. Гидрометеоиздат, 1953.
Руководство гидрометеорологическими станциями по актинометрическим наблюдениям. Гидрометеоиздат, 1957.
Руководство метеорологическими станциями II разряда, изд. 6. Гидрометеоиздат, 1940.
Руководство по контролю и обработке наблюдений над влажностью и промерзанием почвы. Гидрометеоиздат, 1958.
Стоценко А. В. О формулах по определению глубины сезонного промерзания почвы.— Тр. Дальневосточного политехнического ин-та им. В. В. Куйбышева, вып. 41, Владивосток, 1950.
Стоценко А. В. Сезонное промерзание грунтов Дальнего Востока вне области вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1952.
Ульрих С. С. Сезонное промерзание грунтов Западной Сибири в районе Томской железной дороги и глубина заложения фундаментов зданий. Изд-во АН СССР, 1952.
Шимановский С. В. Методы измерения температур горных пород. Изд-во АН СССР, 1953.
Шимановский С. В. Температурный режим, промерзание и протаивание грунтов на плсщадке стационара в Загорском районе Московской области. Сб. «Сезонное промерзание грунтов и применение льда для строительных целей». Изд-во АН СССР, 1957.
Яковлева Л. С. Исследование различных методов определения глубины промерзания почвы.— Тр. Главн. геофиз. обсерватории. вып. 21 (83), Л., 1950.
Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Гидрометеоиздат, 1957.

Приложение 1

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД[1]

ПРОХОДКА ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИН И ШУРФОВ И УХОД ЗА НИМИ

Определение истинной температуры горных пород, в особенности многолетнемерзлых, в буровых скважинах — задача довольно сложная, требующая специальной организации и тщательного выполнения наблюдений. Сложность замеров температуры в скважинах обусловлена тем, что в процессе бурения нарушается естественное тепловое поле. Для исключения влияния этих нарушений необходима специальная подготовка скважин и длительная их выдержка (консервация), что по технико-экономическим соображениям не всегда возможно.

Нарушения естественного теплового поля при проходке скважин бывают двух родов: устранимые и трудноустранимые. К устранимым относятся нарушения вследствие воздействия процесса бурения (инструмента и циркулирующей в скважине промывочной жидкости). Эти нарушения со временем ослабляются, и температура пород, окружающих скважину, приближается к истинной.

Неустранимые нарушения вызываются конвективным теплообменом в стволе скважины и в затрубном пространстве под влиянием водообмена между различными водноносными горизонтами. Эти нарушения не только не уменьшаются со временем, но могут даже возрастать, поэтому не всегда можно получить истинное значение температуры. Однако нарушения не мешают решать некоторые частные задачи, например определять положение геоизотермы 0° (нижней поверхности мерзлой толщи); слоистость мерзлой толщи; геотермические градиенты в зоне положительной температуры на больших глубинах; температуру горных пород (с погрешностью до ± 1—2°) и пр.

Наиболее благоприятные условия для геотермических наблюдений присущи сухим скважинам, не вскрывшим водоносных горизонтов и пробуренных «всухую», т. е. без промывки и подлива воды [2].

Скважины, вскрывшие водоносные горизонты или пройденные с промывкой, необходимо сушить хотя бы в пределах мерзлой толщи. Если скважину осушить полностью нельзя, то ее очищают от бурового раствора и промывают, а затем производят температурные наблюдения.

---

[1] Дополнение к § 4, гл. II, часть I.

[2] Еще более благоприятные условия для замеров температуры пород в мерзлой толще создаются при бурении скважины с продувкой воздухом. (*Прим. ред.*)

Для длительных, рассчитанных на многие годы, температурных наблюдений требуется специально оборудовать устье скважины. Шурф у ее устья заделывают глинистым материалом; часть скважины обсаживают трубами, лишенными дефектов. Межтрубное и затрубное пространство вблизи ее устья цементируют или затрамбовывают глиной, устраняют возможность попадания воды в скважину. При длительных наблюдениях часть обсадной трубы, выступающую над землей, следует заключить в кожух из досок или иного материала. Кожух заполняют землей, опилками, мхом и т. п. Диаметр кожуха должен быть в 3—4 раза больше диаметра обсадной трубы. Устье скважины закрывают хорошо пригнанной деревянной пробкой с войлочной прокладкой. Поверх пробки надевают (навинчивают) металлическую крышку.

Если скважина заполнена водой (промывочной жидкостью) и при остановке бурения не были приняты меры против ее замерзания, то длительность наблюдений ограничена. Начало промерзания обводненной скважины, оставленной в покое, зависит от ряда причин (температуры мерзлых пород, геологических и гидрогеологических условий, конструкции скважины, способа и длительности бурения) и может изменяться в широких пределах в одном и том же районе. Приводим ориентировочные данные о длительности времени, предшествующего замерзанию воды в скважинах (табл. 35).

Таблица 35

Ориентировочная продолжительность времени до начала замерзания пресной воды или глинистого раствора в стволе скважины, оставленной в полном покое, в сутках

Температура пород, пройденных скважиной, °С	Способ и режим бурения			
	Колонковое бурение			Роторное бурение глубиной свыше 500 *м*
	без промывки	с промывкой малой по времени и интенсивности	с длительной интенсивной промывкой	
0÷—1	$^1/_2$—2	1—10	2—15	20—30
—1÷—5	$^1/_{12}$—$^1/_4$	$^1/_2$—1	$^1/_2$—2	5—20
—5÷—15	$^1/_{48}$—$^1/_{12}$	$^1/_{48}$—$^1/_6$	$^1/_{12}$—$^1/_4$	$^1/_2$—2

Если обводненная скважина находится в покое и против ее промерзания не приняты меры, необходимо систематически наблюдать за ее состоянием, а при появлении «шуги» воду в скважине следует засолить или подливать теплую воду.

Если длительность предполагаемого перерыва в бурении такова, что следует ожидать промерзания воды в скважине, то засаливать воду следует в начале перерыва. Для засаливания воды в скважине применяют концентрированный раствор поваренной соли на воде. Рассол максимально охлаждают и затем вливают в скважину. Скважину засаливают с таким расчетом, чтобы раствор не замерзал на уровне горизонта наиболее охлажденных горных пород. После вливания рассола требуется перемешать воду. Для этого неоднократно опускают желонку или какой-либо другой буровой наконечник до забоя скважины.

При наличии неперекрытого водоносного горизонта обычно происходит вымывание рассола из скважины с различной скоростью в зависимости от конкретных условий. Соленость раствора следует проверять через 1—3 месяца и в случае необходимости производить подсолку. Этот способ предохранения скважины от промерзания требует большого количества соли (около 4 *т* на 100 *м* столба воды в скважине диаметром 35 *см* при темпера-

туре мерзлой толщи — 5 ÷ — 7°). Применять такой метод консервации скважины не всегда целесообразно и выгодно.

При консервировании скважины на срок 6—12 месяцев рассол добавляют регулярно небольшими порциями, что значительно снижает расход соли. Способ засолки рассчитан на создание неравномерной, уменьшающейся сверху вниз, концентрации раствора в скважине, соответствующей температуре мерзлых пород.

Приведем пример. В одном из районов, где мощность мерзлой толщи достигает 200—250 *м*, температура пород на уровне поверхности воды в скважине равнялась — 4°, столб воды имел высоту 420 *м*, диаметр скважины равен 25—30 *см*, был испытан следующий режим засаливания. Вначале было влито 800 *л* рассола, приготовленного из 180 *кг* соли. Потребность в повторных засаливаниях возникла через 20—25 дней, затем через 40—60 дней. Для восстановления в скважине температурного режима, нарушенного вливанием рассола, требуется примерно 5—15 суток. В иных геологических и геокриологических условиях возможность применения и режим засаливания мелкими порциями следует установить опытным путем.

Если при консервации скважины для многолетних наблюдений нельзя осушить ее или понизить уровень воды до горизонта с температурой выше нуля, то можно применить способ, основанный на вытеснении столба воды соляровым маслом, которое вливают до полного заполнения объема скважины в границах мерзлой толщи. По мере понижения уровня масла его добавляют, пока не будет влит весь его расчетный объем. Чтобы скорее заливать масло, полезно предварительно понизить путем откачки уровень воды в в скважине.

Вес масла равен весу столба воды от статического уровня до нижней поверхности мерзлой толщи. Этот способ применим при условии

$$(H - h)\left(\frac{1}{m} - 1\right) < h,$$

где h — глубина залегания статического уровня воды, *м*;

H — глубина залегания нижней поверхности мерзлой толщи, *м*;

m — удельный вес масла.

Заполнение скважины маслом создает свои трудности. В этом случае замеры температуры электротермометрами возможны только с применением нефтеустойчивого кабеля.

Для того, чтобы вызванные бурением нарушения естественного теплового поля горных пород ослабли и чтобы температура в скважине пришла в соответствие с естественной температурой окружающих пород, необходимо дать скважине выстояться. Выстойкой скважины называется состояние покоя воздуха, воды или бурового раствора в стволе скважины, не нарушаемое принудительной циркуляцией или движением каких-либо приборов в стволе скважины. Длительностью выстойки скважины называется время, необходимое в данных условиях для того, чтобы температура в скважине пришла в соответствие с естественной температурой окружающих ее горных пород.

Длительность выстойки скважины зависит от ряда причин:

а) от диаметра «чехла» пород вокруг скважины, в пределах которого в процессе бурения изменилась температура пород или фазовое состояние содержащейся в них воды, и от степени этих изменений;

б) от температуры горных пород за пределами «чехла» и от разности между нею и температурой промывочной жидкости;

в) от теплофизических свойств и водопроницаемости горных пород;

г) от поступления в скважину подземных вод, нефти или газа, их дебита и температуры;

д) от времени, прошедшего от вскрытия данного горизонта пород до конца бурения (продолжительность бурения);

Таблица 36

Примерная длительность периода выстойки скважин в зависимости от целей и условий наблюдений (по опытным данным) в сутках

Бурение	Наличие промывки	Глубина скважины, *м*	Цель наблюдений									
			определение мощности мерзлой толщи		выявление чередования отепленных и охлажденных горизонтов		приближенное определение градиентов и естественной температуры горных пород с погрешностью до ±1—2° (в зоне температур выше 0°)		определение естественной температуры горных пород с погрешностью до ±0,5° в зоне температур			
									выше 0°		ниже 0°	
			Состояние скважины при выстойке									
			сухая	с водой	сухая	с водой	сухая	с водой	сухая	с водой	сухая	с водой
Ручное	Без промывки	50	1/12	1/12—1/4	1/4	1/2—1	1/4—1/2	1—2	1/2—1	2—5	1—2	10—15
Колонковое	То же . . .	200	1/12	1/12—1/4	1/4	1/2—1	1/2—1	2—3	3—5	5—10	5—10	10—30
	С подливом воды или со слабой промывкой раствором при температуре ниже 0° . .	200	1/12	1/4—1/2	1/4—1/2	1—2	1—2	3—5	3—5	10—15	10—20	20—90
	С промывкой раствором при температуре выше 0°	200	1/12—1/4	1	1/2—1	3—5	5—10	10—15	10—20	15—20	15—30	30—100
	То же . . .	500	1/2—1	1—2	2—3	5—10	5—10	15—20	10—20	15—30	20—60	40—180
Роторное	»	500	1/2—1	1—2	3—5	5—15	10—15	15—20	10—30	20—40	30—180	60—700
	»	3000	1/2—2	2—10	5—10	5—15	10—15	15—20	15—30	30—100	30—180	180—1200 и более

е) от способа и режима бурения, состава, расхода и температуры промывочной жидкости;

ж) от конструкции скважины, ее диаметра, глубины, обсадных труб, наземных сооружений, воды или промывочной жидкости в стволе скважины, цементации затрубного пространства и пр.

Систематическое исследование необходимой длительности выстойки скважины в разных районах области многолетнемерзлых пород не производилось. Примерная длительность выстойки скважины в зависимости от цели измерения температуры, глубины скважины и способа ее бурения приведена в табл. 36, которую можно использовать для планирования работ и для грубой оценки результатов измерений. Следует иметь в виду, что чем ниже температура мерзлой толщи, тем при прочих равных условиях короче период необходимой выстойки скважины.

Необходимое время выстойки устанавливается серией повторных измерений температуры в скважине.

Для приближенной оценки температуры горных пород в зоне положительной температуры в скважинах, заполненных буровым раствором, можно пользоваться следующим соотношением между длительностью выстойки скважины (в сутках) и разностью температуры горных пород и бурового раствора (в % от начальной разности):

Длительность выстойки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	20	30	40	50	100
Разность температур	50	35	30	28	25	20	19	18	17	16	9,5	6,5	5	4	0

Эта разность между температурами горных пород и бурового раствора при разных сроках выстойки P вычислена по формуле:

$$P = 100\frac{t_1 - t_г}{t_0 - t_г},$$

где t_1 — температура бурового раствора после выстойки;

$t_г$ — естественная температура горных пород;

t_0 — начальная температура бурового раствора.

В пределах мерзлой толщи длительность выстойки значительно возрастает. В одной из роторных скважин при температуре горных пород, примерно равной — 4°, температура бурового раствора около 0° наблюдалась в течение 48 дней.

Устранимые и неустранимые нарушения естественного температурного поля горных пород особенно велики в обводненных скважинах, где они тем больше, чем глубже скважина. По наблюдениям в глубокой скважине, вскрывшей водоносные горизонты, практически невозможно получить естественную температуру горных пород в верхней части разреза, выше некоторой глубины. Эта глубина различна и зависит от многих условий. Чтобы получить значения температуры, близкие к естественным, наблюдения в глубокой скважине желательно дополнить измерениями в менее глубокой скважине-дублере или применить раздельное измерение температуры в зонах мерзлых и немерзлых пород.

Скважину-дублера следует пробурить в тех же условиях, в каких находится и основная скважина, на расстоянии 25—50 *м* от нее, вне пределов влияния на нее наземных сооружений. Можно рекомендовать следующие глубины скважин-дублеров: 10—20 *м* — при глубине основной скважины до 200 *м*; 20—50 *м* — при глубине основной скважины 200—500 *м*; 50 *м* — при глубине основной скважины более 500 *м*. Забой скважины-дублера не должен выходить из толщи мерзлых горных пород; ствол ее необходимо сохранять сухим. При измерениях температуры в глубоких скважинах, пробуренных

без промывки и не вскрывших подземных вод, глубина скважины-дублера может быть в пределах 15—30 *м*.

Раздельное измерение температуры в зонах мерзлых и немерзлых пород в одной скважине применяется в том случае, когда скважина вскрывает подземные воды. Опираясь на известные данные о мощности мерзлой толщи в сходных природных условиях данного района, целесообразно приостановить бурение на 5—10 *м* выше ее вероятной нижней поверхности и определить температуру мерзлых горных пород. После перерыва, необходимого для этого измерения, продолжают проходку скважины до проектной глубины и затем определяют температуру горных пород ниже мерзлой толщи. Этот способ целесообразен в сухих скважинах при бурении без промывки. При бурении с промывкой этот способ целесообразно применять в скважинах с небольшим начальным диаметром, а также в случае длительного простоя бурового оборудования по каким-либо причинам.

В скважинах, пробуренных с промывкой, целесообразно сначала определить температуру талых пород, а затем после надежной изоляции верхней части ствола от нижней — температуру мерзлых пород. Для этого, если есть возможность, скважину следует обсадить, башмак обсадной колонны зацементировать и оставить цементную пробку на уровне несколько выше нижней поверхности мерзлой толщи. После этого часть ствола скважины выше пробки следует полностью осушить.

При долгой консервации скважины можно применить способ замораживания. Для этого из скважины полностью удаляют глинистый раствор, производят промывку и откачку воды до полного ее осветления. Затем производят замер температуры в зоне талых пород. После этого скважину закрывают пробкой. По истечении некоторого времени столб воды замерзает. Время, необходимое для естественного замерзания воды в скважине в пределах мерзлой толщи, различно и нередко измеряется месяцами (около 3—6 месяцев для роторных скважин при температуре мерзлой толщи до — 5°). После замораживания лед разбуривают так, чтобы сохранилась ледяная пробка на 10—15 *м* выше предполагаемой нижней границы мерзлой толщи, и производят измерения температуры в сухом стволе скважины.

В скважинах, которые проходят в дисперсных мерзлых отложениях без промывки или с ограниченным подливом воды, можно производить измерения температуры в процессе бурения в части ствола, свободной от воды. В этом случае применяют кратковременные (1—10 дней) перерывы в бурении (способ последовательного наращивания геотермической кривой). Измерения температуры начинают при глубине забоя 50—100 *м* (не более половины проектной глубины скважины) через два часа после подъема бурового инструмента и повторяют их в конце этого перерыва. При наличии регулярных перерывов в бурении измерения температуры повторяют после углубления скважины на каждые 10—20 *м* и при простоях. Серия последовательных термограмм выявляет степень сближения измеренной и естественной температуры на разных горизонтах. Замеры температуры следует производить так, чтобы в каждой точке температура измерялась не менее 4—6 раз. Через 5—10 дней после окончания бурения измеряют температуру по всей глубине скважины.

При длительном измерении температуры в мерзлых и талых подстилающих породах можно применять стационарную установку из электротермометров с датчиками, расположенными на разных глубинах. В предварительно осушенный в пределах мерзлой толщи ствол скважины устанавливают датчики и заполняют его песком. В скважинах, заполненных водой, вмораживание электротермометров для длительных наблюдений производить нельзя, так как они приходят в негодность из-за порчи изоляции. Однако этот способ стационарной установки не обеспечивает возможности многолетних наблюдений, так как существующие конструкции электротермомет-

ров и термисторов приходят через некоторое время в негодность или изменяют свою градуировочную характеристику. Замена же или их ремонт в подобных случаях невозможны.

Измерения температуры в скважинах, если нет непрерывной записи в виде термограммы, должны проводиться в определенной последовательности и фиксироваться с определенной частотой в зависимости от глубины скважины, особенностей залегания мерзлой толщи и пр.

Наиболее точно должны быть освещены: слой годовых колебаний температуры (с помощью скважины-дублера), центральная часть мерзлой толщи и участок скважины вблизи нижней поверхности этой толщи. Стандарты глубин замеров температуры (табл. 37) следует рассматривать как ориентировочные, допустимые при линейной геотермической кривой.

В процессе наблюдений в случае необходимости назначают дополнительные измерения температуры. Частоту таких измерений следует увеличивать на границе зоны годовых колебаний температуры, в местах тектонических нарушений и контактов пород различного состава [1].

Таблица 37

Стандартная глубина измерения температуры в скважинах различной глубины, в *м*

Глубина, *м*	Интервал между точками измерений, *м*	При глубине скважины, *м*		
		50	50—500	более 500
0—10	1—5	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10	1, 3, 5, 7	1, 5, 10
10—20	2—5	12, 14, 16, 18, 20	10, 15, 20	15, 20
20—40	5—10	25, 30, 35, 40	25, 30, 35, 40	30, 40
40—60	10	50	50	50
60—200	20	—	60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200	
200—1000	50	—	250, 300, 350, 400, 450, 500	250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700, 750, 800, 850, 900, 950, 1000
Более 1000	100	—	—	1100 и. т. д.

Погрешность определения глубины измерения температуры при глубине скважины 150 *м* не должна превышать $\pm$ 1 *м* ($\pm$ 2 *м* при бóльших глубинах). На тросе, с помощью которого опускается термометр, или на кабеле электротермометра и термистора глубины измерений температуры отмечают метками, которые должны быть хорошо заметны и прочно закреплены (оплетки из шпагата, изоляционной ленты и мягкой проволоки или латунные марки-кольца). Трос должен быть изготовлен из материала, не поддающегося сжатию при увлажнении и растяжению под нагрузкой. По ходу измерений размерку глубины следует периодически контролировать и вносить поправки в журнал наблюдений.

Глубины измерений отсчитывают от постоянной и устойчивой точки, принятой при бурении и геологической документации скважины, с поправкой на ее положение по отношению к поверхности земли (нуль глубины).

При наличиии механического счетчика глубин или полуавтоматического регистратора необходимо выполнять требования, указанные в «Инструкции по каротажным и прострелочным работам» (1952).

В шурфах температуру горных пород измеряют ртутными заленивленными термометрами по мере проходки шурфов. Когда шурф отрыт до некоторой глубины, на стыке дна шурфа с его стенкой, обращенной на север,

[1] Предполагается, что разрез скважины известен.

под углом 45° к горизонту бурят скважину[1] (шпур) длиной 0,44 *м* и диаметром несколько бо́льшим, чем диаметр заленивленного термометра. Для задания буру угла 45° применяют лекало, представляющее собой деревянный прямоугольный равнобедренный треугольник, имеющий в точке *в* направляющие штифты (рис. 126).

Во время бурения скважины в шурфе, а также в период температурных измерений необходимо следить за тем, чтобы вода, скапливающаяся на дне шурфа, не попала в скважину. Для этого устье скважины должно находиться на некотором возвышении. Чтобы избежать примерзания термометра к стенке скважины, его смазывают вазелином или обертывают бумагой. Термометр нельзя опускать до забоя скважины. Устье скважины закрывают мхом.

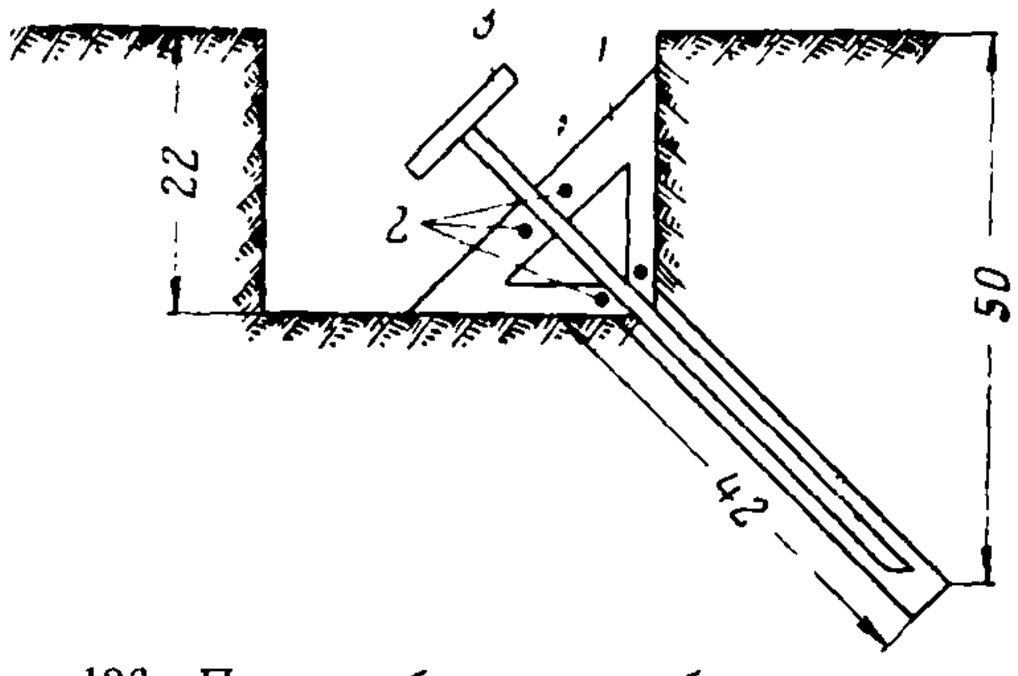


Рис. 126. Приспособление для бурения термометрической скважины в шурфе:

1 — деревянное лекало; *2* — направляющие штифты; *3* — бур (размеры в *см*)

Шурфы, в которых измеряют температуру пород, проходят без пожегов. На ночь или при длительных перерывах в работе дно шурфа покрывают сеном, соломой, сухим мхом. Устье шурфа перекрывают досками, жердями, кустами, на которые также укладывают перечисленные теплоизоляционные материалы. Для предохранения устья шурфа от осадков его следует перекрывать толем или брезентом а вокруг него делать водоотводные канавки и обволовывание.

Выдержка термометра при замерах в шурфах определяется конструкцией термометра, его инертностью, разностью между температурой термометра и среды, ее теплопроводностью, состоянием скважины — шпура и пр.

СПОСОБЫ И ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

В практике геокриологических исследований используют три способа измерения температуры, основанные на различных принципах: на тепловом расширении жидкостей, на термоэлектрическом эффекте и на изменении электрического сопротивления металлов и полупроводников. Каждый из этих способов имеет свои преимущества и недостатки.

При измерениях в скважинах применяют различные ртутные термометры, электротермометры сопротивления, термисторы полупроводниковые, электронные и термоэлектрические термометры и устройства. Применение термометров и приборов разного типа зависит от поставленной задачи, диаметра скважины, ее глубины и заполнения. Характеристика термометров разных типов и их применение указаны в табл. 38.

Ртутные термометры обладают точностью, достаточной для большинства геокриологических измерений, и более просты в употреблении, чем другие измерительные приборы. К их недостаткам следует отнести невозможность дистанционных измерений, температуры, необходимость частого спуска и подъема, непрочность.

К достоинствам термопар, а также металлических и полупроводниковых термометрических приборов относятся возможность дистанционных способов измерений температуры, градуировки шкалы на любой температурный

[1] Рекомендуется бурить скважины, значительно опережающие проходку шурфа В этом случае при замедленной проходке шурфа искажение температуры будет меньшим (*Прим. ред.*)

Таблица 38

Характеристика и применение термометров различных типов

Тип термометров	Диаметр прибора, *мм*	Вес комплекта [1], *кг*	Инертность термометра (время сохранения неизменного показания)	Интервал глубин, *м*, до которых применим прибор в скважинах	
				сухих	с водой
Ртутные срочные:					
в родниковой оправе	32—100	До 2	20—80 сек.	Неприменим	300[2])
заленивленные. в открытой оправе	19—75	До 12	25—70 сек.	30—200	200[2])
заленивленные, в гильзе	75—100	40—150	до 10—20 мин.	700—800	500—700
Ртутные максимальные:					
в открытой оправе	19—25	До 10[6])	Постоянное показание	2200—5000[3])	5000[2])
в гильзе	25—110	35—150[6])	То же	2200—5500[3])	500—1500
Ртутные фототермометры	100	140 и более	Нет	До 5500[3])	1500—2500
Электротермометры сопротивления:					
стандартные (заводские)	65—75	То же	»	До 5500[4])	3000—5500
нестандартные (самодельные)	19—75	20 и более[7])	»	До 5500[4])	300—5500[5])
термисторы	10—40	5 и более[7])	»	До 5500[4])	300—5500[5])
Электронные	40—75	То же	»	До 5500[4])	3000—5500
Термоэлектрические	50—80	»	»	20—300[5])	20—300[5])

[1]) В вес комплекта входит вес датчика температуры, измерительного прибора, провода и несущего троса.
[2]) От поверхности воды не более 5 *м*.
[3]) В зависимости от температуры горных пород, пределов шкалы и прочности кабеля.
[4]) Глубина измерений ограничивается прочностью кабеля.
[5]) В зависимости от конструкции прибора.
[6]) Без оборудования для охлаждения приборов.
[7]) При глубине измерения свыше 600—1000 *м* в зависимости от оборудования и типа кабеля необходим дополнительный механический привод для лебедки

интервал с большой точностью и возможность производить автоматическую регистрацию температуры с помощью самопишущих приборов. В приборах этого типа имеется ряд недостатков, о которых будет сказано ниже.

Инерционные ртутные термометры используют для измерения температуры пород в скважинах и горных выработках. Увеличиение тепловой инерции термометра необходимо для того, чтобы за время его подъема показания не изменились. Для этого достаточно создать тепловую инерцию его теплоприемника[1]. Это делается путем заключения теплоприемника (шарика с ртутью, спиртом) в оправу и заполнения пространства между ним и оправой материалом, обладающим малой теплопроводностью или большой теплоемкостью, или тем и другим вместе. Для этого используют смесь из измельченной пробки и сажи или мелкие медные опилки, смешанные с сажей, и пр. Количество сажи берут с таким расчетом, чтобы она целиком заполнила свободное пространство между частицами пробки или опилок.

Для измерения температуры в скважинах различных глубин необходимы термометры с различной тепловой инерцией. Чем глубже расположена точка измерения температуры, тем большей должна быть инерция термометра этого типа.

Для измерений обычно используют психрометрические и почвенные термометры. Оба вида термометров имеют цену деления шкалы, равную 0,2°, и таким образом, могут служить для измерения температуры с точностью до $\pm 0,1°$.

Применение максимальных термометров ускоряет измерения температуры только при наличии специальных оправ-гильз с пониженной инертностью. Применять максимальные термометры возможно лишь при условии, что температура наружного воздуха ниже температуры в скважине. В противном случае необходимо иметь снаряжение для охлаждения термометра перед его спуском в скважину и запас охладителя (льда, снега, поваренной соли и пр.). Максимальные термометры чувствительны к толчкам, встряхиванию при подъеме из скважины, поэтому часто дают искаженные показания[2].

Заленивливание термометра производится следующим способом. Термометр заключают в металлическую (латунную, алюминиевую) или пластмассовую трубку, внутренний диаметр которой на 1,5—2 *мм* больше диаметра, а длина на 50 *мм* больше длины термометра. Толщина стенок трубок: металлической 1—1,5 *мм*, пластмассовых 1,5—2 *мм*. Формы и размеры оправ термометров показаны на рис. 127.

Чтобы предохранить термометр от соприкосновения с оправой, необходимо перед помещением его в оправу плотно обернуть несколькими слоями бумаги. Слои бумаги, находящиеся против смотровой щели в оправе, вырезают ножом. Вместо бумаги используют также резиновые прокладки и кольца из изоляционной ленты. Свободное пространство между термометром и оправой заполняют ватой. После установки термометра в оправу пространство между теплоприемником и оправой заполняют инертной массой. При заполнении не следует оставлять пустот. Зазор между оправой и телом термометра вдоль смотровой щели и сверху термометра плотно заполняют железным суриком или менделеевской замазкой.

Оправа термометра должна надежно изолировать его резервуар со ртутью от внешнего давления столба воды, так как сдавливание оправы влечет за собой порчу термометра. С помощью специальной гильзы (рис. 128) создают

---

[1] Так называемое заленивливание.

[2] Суриков П. Г. («Колыма», 1960, № 10) предложил способ измерения температур в глубоких скважинах (более 1000 *м*) максимальными термометрами в любое время года. Способ заключается в том, что слабо заленивленный термометр в оправе опускается в скважину ртутным шариком вверх.

необходимую герметичность, что весьма важно при измерениях ртутными термометрами в глубоких скважинах, заполненных водой.

При отсчете показаний ртутных термометров следует определить, достаточна ли инертность термометра и не искажены ли его показания вследствие эффекта давления, не наблюдаются ли колебания высоты столбика ртути в первые секунды после развинчивания гильзы. Границы колебаний отмечают в журнале.

Действие термоэлектрических термометров (термопар) основано на использовании термоэлектрического эффекта. Основной частью термопары является спай из двух отрезков проволоки различных металлов или сплавов. Обычно применяют термопары из медной и константановой проволоки. Термопара имеет два спая, один из которых является измерительным, а

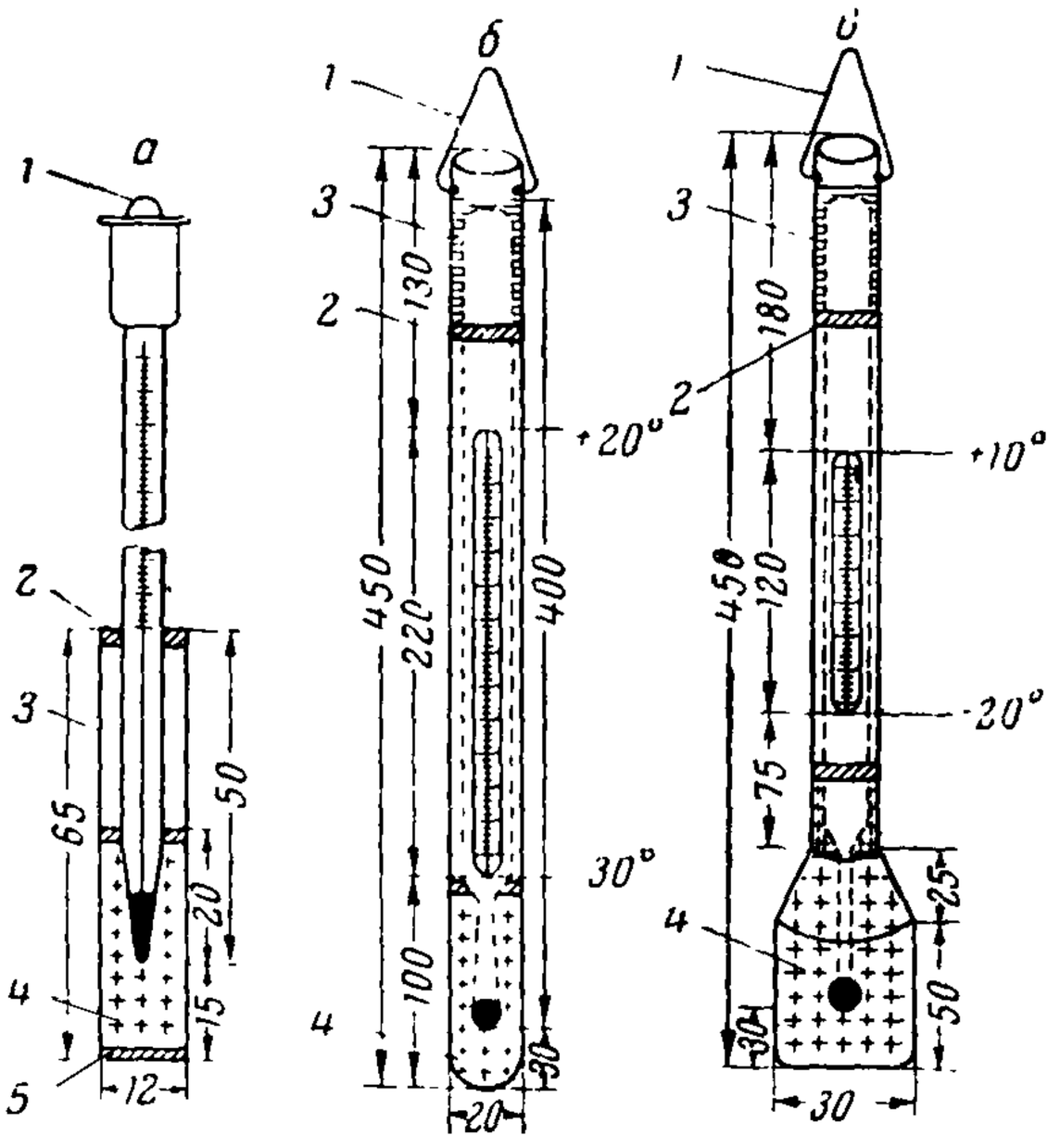


Рис. 127. Инерционные (заленивленные) термометры:

а — для измерений температуры до глубины 2 *м*; *б* — до глубины 10 *м*; *в* — до глубины более 10 *м*; *1* — кольцо для подвешивания; *2* — кольцо из изоляционной ленты; *3* — защитная трубка; *4* — теплоизолятор; *5* — крышка

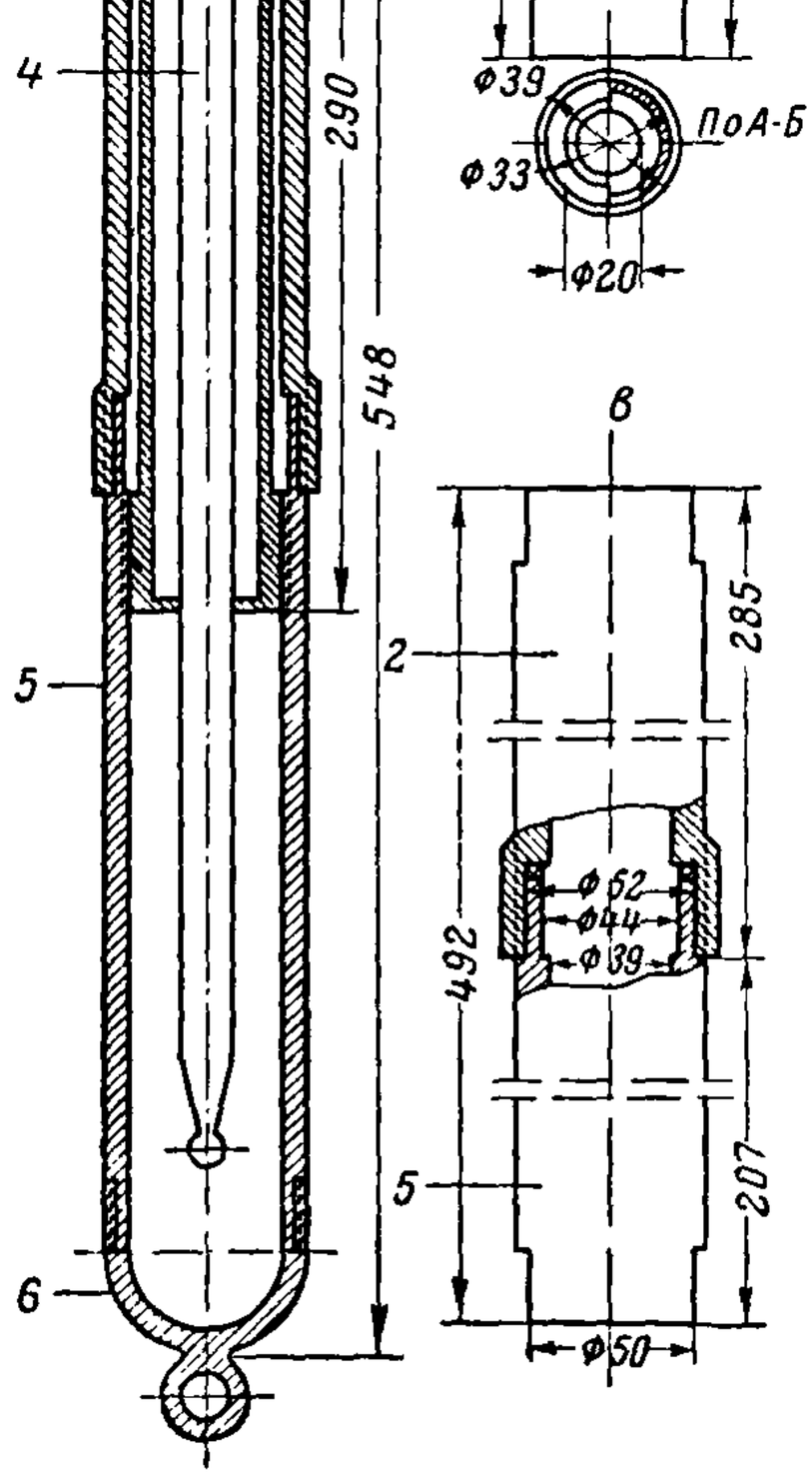


Рис. 128. Гильзы для измерения температуры до глубины 500 *м* в скважинах, заполненных водой:

а — разрез гильзы; *б* — внутренняя оправа; *в* — внешняя оправа; *1* — верхняя крышка с кольцами; *2* — верхняя часть внешней оправы; *3* — внутренняя оправа; *4* — термометр; *5* — нижняя часть внешней оправы; *6* — нижняя крышка с кольцом; *7* — смотровой вырез во внутренней оправе

другой — спаем сравнения. Припаянные к обоим концам константанового провода медные провода подключают к измерительному прибору. Отсчет, взятый по измерительному прибору, соответствует определенной разности температуры между измерительным спаем и спаем сравнения.

Величина э. д. с. термопары зависит от выбранных металлов и пропорциональна разности температур между измерительным спаем и спаем сравнения, но не зависит от длины и диаметра применяемой проволоки. Если спай сравнения поддерживать при постоянной температуре, отсчет по измерительному прибору будет мерой температуры измерительного спая. Обычно спай сравнения выдерживают при температуре 0°, погружая его в тающий лед или снег. Медно-константановую термопару применяют чаще потому, что участвующая в этой паре медь позволяет избавиться от дополнительных спаев, паразитных в данной измерительной системе.

Медно-константановая термопара имеет почти линейную характеристику в широком диапазоне измерения температуры, намного перекрывающем область температур горных пород. В интервале температуры 0—100° термоэлектродвижущая сила медно-константановой термопары примерно равна 40 *мкв/град*.

Так как медь и константан легко спаиваются, изготовить термопару нетрудно. Для этого берут константановый провод марки ПШДК диаметром 0,5—0,8 *мм* и медную проволоку в хлорвиниловой изоляции марки ПВМ того же диаметра. Концы проволок, предназначенные для термопары, зачищают от изоляции, плотно скручивают (на длину 3—4 *мм*) и место скрутки пропаивают чистым оловом.

Перед изготовлением термопары константановый провод следует подвергнуть термической обработке, так как некоторые сорта константана не обладают достаточной однородностью и вследствие этого характеристика термопары изменяется. Термическая обработка, заключающаяся в отжиге константанового провода, уменьшает внутренние напряжения в сплаве и делает его структуру мало изменяющейся от температуры. Отжиг провода лучше всего производить электрическим током. Для этого концы провода через реостат включают в сеть. Силу тока в цепи поддерживают такой, чтобы проволока за 15—20 мин. нагрелась до темно-красного цвета. После этого константановый провод необходимо проверить на термоэлектрическую однородность. Для этого концы провода присоединяют к зажимам гальванометра и провод последовательно пропускают через нагреватель, одновременно наблюдая за отклонением стрелки гальванометра. Места, соответствующие сильным отклонениям стрелки, вырезают как непригодные для изготовления термопар.

Медь обладает большим температурным коэффициентом сопротивления, поэтому сопротивление подводящих проводов изменяется в зависимости от температуры. Если термоэлектродвижущие силы измеряют компенсационным методом (с помощью потенциометра),то изменение сопротивления подводящих проводов не сказывается на точности измерений. Для метода непосредственного измерения термотока гальванометром, которым обычно пользуются на практике, это изменение сказывается тем больше, чем меньше внутреннее сопротивление гальванометра. Используя высокоомный гальванометр, можно пренебречь сопротивлением термопары и подводящих проводов.

При измерении термотока гальванометром на точность определения температуры влияет изменение его внутреннего сопротивления. Чувствительность гальванометра, как известно, величина переменная, зависящая от его температуры. При полевых измерениях необходимо контролировать температуру гальванометра и в схему измерительного прибора вводить переменное добавочное сопротивление (температурный компенсатор), позволяющее поддерживать чувствительность гальванометра на одном уровне. Величина добавочного сопротивления должна иметь максимальное значение, равное изменению внутреннего сопротивления гальванометра при экстремальных значениях температуры гальванометра. Величины сопротивлений, соответствующие промежуточным значениям температуры галь-

ванометра, рассчитывают по величине внутреннего сопротивления гальванометра и коэффициенту температурного сопротивления меди. Шкалу компенсатора градуируют с помощью моста Уитстона. С возрастанием температуры гальванометра компенсационное сопротивление уменьшается и при максимальном его значении, принятом для расчета, равно нулю. Суммарная величина внутреннего и компенсационного сопротивления гальванометра должна быть постоянной во всем интервале температуры, принятом для расчета.

Измерительная цепь (рис. 129) состоит из термопары, соединительных проводов, гальванометра и температурного компенсатора. Компенсатор

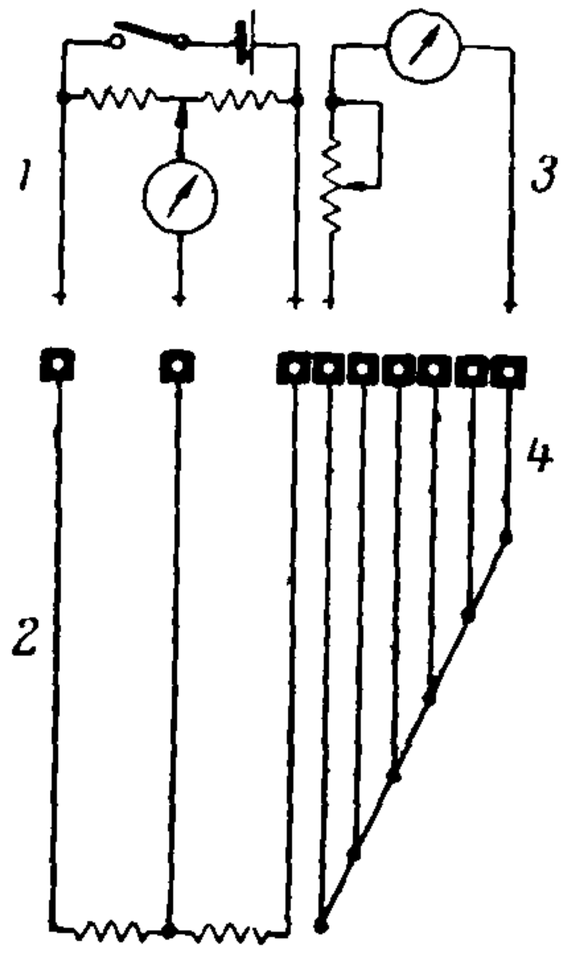


Рис. 129. Схема термометрического комплекта:

1 — мост Уитстона; *2* — электротермометр сопротивления; *3* — прибор для измерения термотока; *4* — термопарный комплект

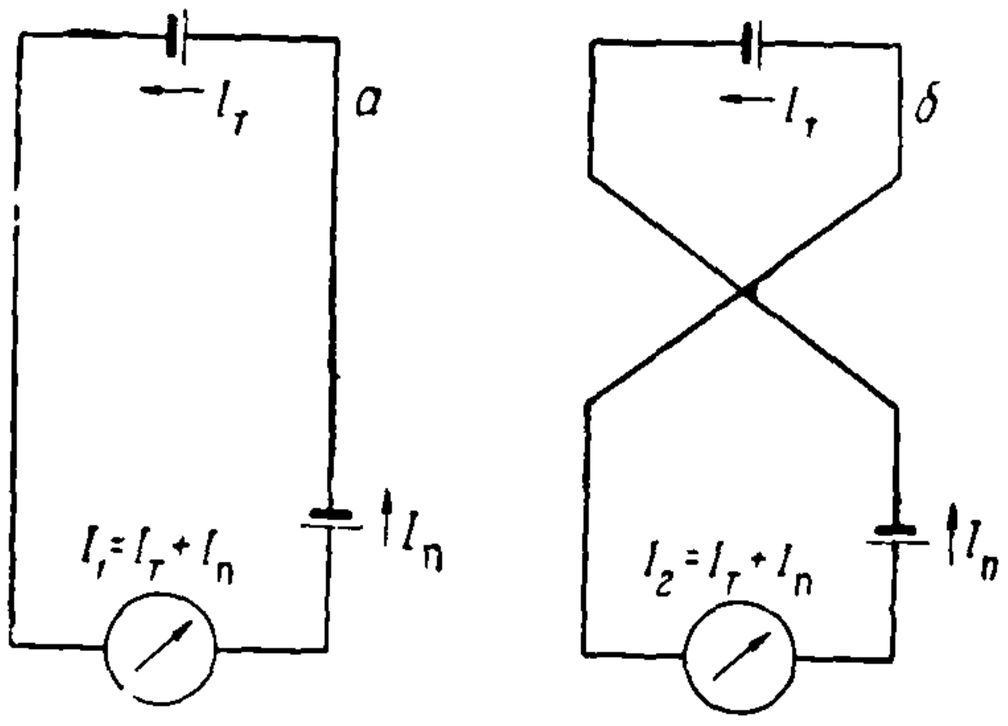


Рис. 130. Схемы прямого (*а*) и обратного (*б*) включения измерительного прибора в цепь термопары:

$I_т$ — измеряемый термоток; $I_п$ — паразитный термоток; I_1, I_2 — суммарный ток при прямом и обратном включении измерительного прибора

обычно изготавливают из материала с малым температурным коэффициентом электрического сопротивления. В контакте с медью этот материал не должен давать термоэлектродвижущую силу, превосходящую точность произведенных измерений. Наиболее подходящим для этой цели является манганин.

Электрическая цепь гальванометра состоит из меди, латуни и фосфористой бронзы. Наличие в цепи измерительной системы различных металлов и температурных градиентов является источником паразитных термотоков, величина которых невелика, но при малых разностях температуры термопары относительная погрешность измерения может оказаться больше единицы. Для исключения погрешности все измерения следует производить методом двойного отсчета: при прямом и обратном включении измерительного прибора в цепь термопары. На рис. 130 показаны принципиальные схемы, при которых паразитный термоток $I_п$ в обоих случаях будет иметь одно направление, а ток термопары $I_п$ при обратном включении изменит свое направление в измерительном приборе на обратное.

Сила тока, возникающего в термопаре, определяется по формуле

$$I_т = \frac{I_1 - I_2}{2}. \qquad (1)$$

Для исключения случайных ошибок в определении величины и знака $I_т$ приводится табл. 39. Метод двойного отсчета исключает систематические ошибки измерений, являющиеся результатом неточной установки стрелки гальванометра на нуль шкалы. Для измерений методом двойного отсчета следует пользоваться гальванометром, у которого стрелка может быть выведена на средину шкалы. Если шкала гальванометра подобна шкале нулевого прибора, то могут существовать все случаи, приведенные в табл. 39. Если же шкала односторонняя, то для определения знака по таблице и величины термотока термопары следует пользоваться случаем (3).

Таблица 39

Определение величины и знака термотока по методу двойного отсчета

Случай	Знак			Величина	Случай	Знак			Величина
	I_1	I_2	Результирующий			I_1	I_2	Результирующий	
1	+	—	+	$\frac{I_1+I_2}{2}$	5	0	+	—	$\frac{I_2}{2}$
2	—	+	—	$\frac{I_1+I_2}{2}$	6	+	0	+	$\frac{I_1}{2}$
3	+	+	$+(I_1>I_2)$ $-(I_1<I_2)$ $0(I_1=I_2)$	$\frac{I_1-I_2}{2}$	7	0	—	+	$\frac{I_2}{2}$
4	—	—	$+(I_2>I_1)$ $-(I_2<I_1)$ $0(I_1=I_2)$	$\frac{I_2-I_1}{2}$	8	—	0	—	$\frac{I_1}{2}$

При измерении термотоков необходимо следить за состоянием контактов соединения измерительного прибора с термопарой. Контакты и провода не должны быть окислены или загрязнены.

Для измерений температуры с помощью термопар следует пользоваться установкой, схема которой изображена на рис. 131. Установка имеет два равнозначных термоспая сравнения (верхний и нижний). К константановому проводу необходимой длины припаяны медные провода в местах, предназначенных для измерений. Свободные концы медных проводов припаиваются к зажимам распределительного щитка. Могут быть использованы штепсельные гнезда, разъемы, многоточечные переключатели типа ПМТ. Все измерительные термоспаи и идущие от них провода соединяют в один жгут. При необходимости этот жгут может быть помещен в охранную трубку из винипласта и залит кабельной массой. Необходимо иметь в виду, что инерция термодатчиков от этого увеличится.

Гальванометр должен соответствовать заданной точности установки и интервалу температурных измерений.

Для исключения ошибок за счет изменения электрического сопротивления подводящих проводов, чувствительности гальванометра и влияния переходных сопротивлений в соединениях термопары с измерительным прибором можно пользоваться потенциометром ПП или ППТН-1, которые позволяют измерять не термоток, а непосредственно термоэлектродвижущую силу.

Для медно-константановой термопары точность измерения температуры потенциометром ППТН-1 составляет $\pm 0{,}25°$, а потенциометром ПП $\pm 0{,}5°$. Для увеличения точности требуется применять не одиночную термопару, а многоточечную (термобатарею).

Потенциометрический, или компенсационный, метод измерения э. д. с. является самым точным. Его точность зависит только от постоянства э. д. с. нормального элемента и сопротивлений, входящих в компенсационную цепь.

Нормальный элемент очень чувствителен к нагрузкам, поэтому для практического измерения электродвижущей силы применяется схема со вспомогательной батареей (рис. 131). Нормальный элемент играет вспомогательную роль. Пользуясь им и переменными сопротивлениями, включенными последовательно в цепь вспомогательный батареи, ток в компенсационной цепи регулируют при переключателе в положении I. В основу этой регулировки положен компенсационный метод. При включении переключателя гальванометра в положение II термоэлектродвижущую силу измеряют по изложенному выше способу.

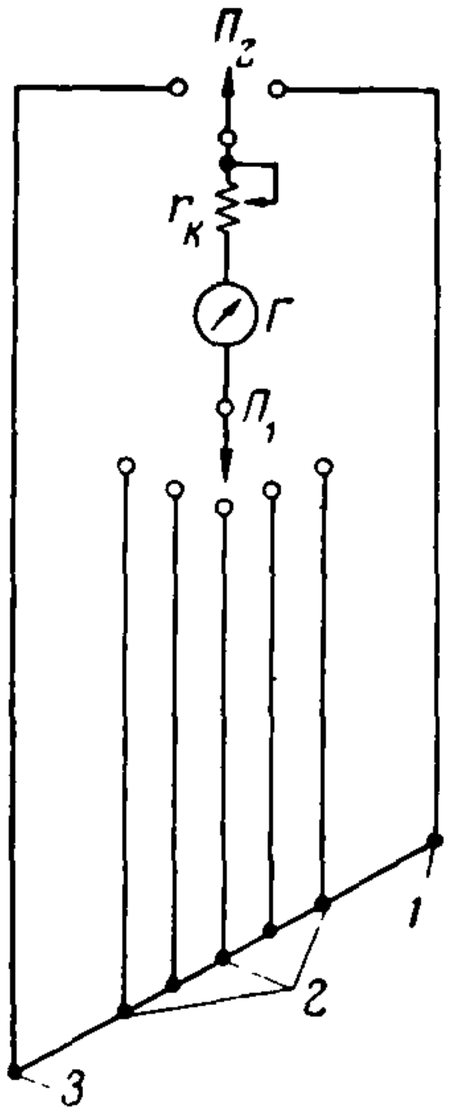


Рис. 131. Принципиальная схема термопарной установки:
1 — верхний термоспай сравнения; *2* — измерительные термоспаи; *3* — нижний термоспай сравнения; $П_1$ — переключатель измерительных термоспаев; *Г* — гальванометр; $r_К$ — температурный компенсатор; $П_2$ — переключатель термоспаев сравнения

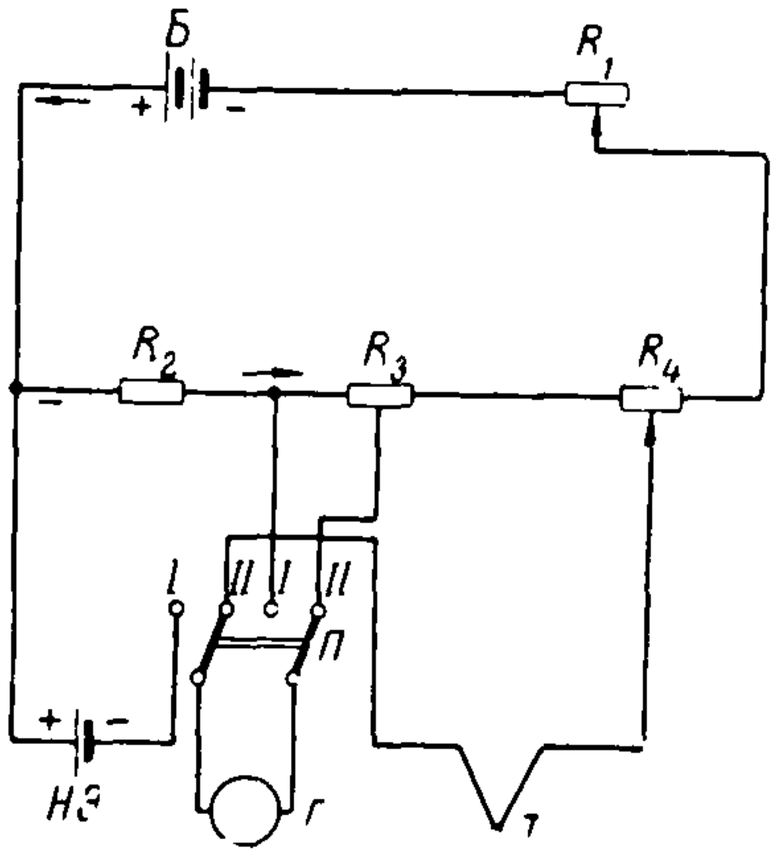


Рис. 132. Принципиальная схема для измерения т. э. д. с. компенсационным методом
Б — вспомогательная батарея; R_1 — регулировочное сопротивление; R_2 — постоянное сопротивление; R_3 — декадный магазин сопротивления; R_4 — реохорд; *НЭ* — нормальный элемент; *П* — переключатель (положение I — I — регулировка; положение II — II — измерение); *Г* — гальванометр; *Т* — термопара

Термометрические датчики изменяют свои характеристики во времени — «стареют», поэтому изменяется их градуировка. Для определения изменений в характеристике датчика необходимо проверить его градуировку и сравнить ее с предыдущей. Определять стабильность работы датчика следует перед каждой серией измерений. Датчики, которые можно извлечь из установки, легко проверить, но датчики, заложенные на постоянное время, проверить невозможно.

Если термоспаю сравнения (верхнему) задать последовательно две температуры и взять соответственно два отсчета по гальванометру, то можно без градуировочного графика определить температуру измерительного термоспая по формуле

$$t = t_1 - n_1 \frac{t_1 - t_2}{n_1 - n_2}, \qquad (2)$$

где t — температура нижнего термоспая;

t_1, t_2 — температуры, задаваемые термоспаю сравнения;

n_1, n_2 —отсчеты по измерительному прибору, соответствующие двум заданным температурам.

Пользуясь описанным способом измерения, термопарную установку можно закладывать в скважину без предварительной градуировки.

Данный способ можно применять параллельно с другим способом, используя термопарную установку для контроля за работой электротермометров сопротивления.

Для определения температуры по нижнему спаю термопары требуется произвести последовательно два измерения, тогда температурный коэффициент измерительного прибора и изменение сопротивления подводящих проводов не будут оказывать сколько-нибудь заметного влияния на точность измерений. Температурные измерения с заданной точностью можно производить термопарной установкой, пользуясь разными измерительными приборами, чувствительность которых примерно одинакова.

Электротермометры сопротивления. Действие металлических и полупроводниковых термометров сопротивления (ЭТС) основано на свойстве проводников и полупроводников изменять электрическое сопротивление в зависимости от температуры. При нагревании проводника его сопротивление увеличивается, при охлаждении — уменьшается. Для полупроводников эта зависимость обратная.

Для металлических ЭТС обычно применяют платину, медь, никель, железо. В практике геокриологических исследований большей частью применяют ЭТС, изготовленные из платиновой или медной проволоки.

Для чистых металлов зависимость электрического сопротивления от температуры в первом приближении выражается линейной зависимостью

$$R_t = R_0(1 + \alpha t), \tag{3}$$

где R_t — сопротивление при температуре t;

R_0 — сопротивление при температуре 0°;

α — температурный коэффициент сопротивления данного металла.

Для платины $\alpha = 3{,}94 \cdot 10^{-3}$, а для меди $\alpha = 4{,}29 \cdot 10^{-3}$. Примеси обычно понижают температурный коэффициент сопротивления.

Очень важно, чтобы металлические ЭТС имели надежную гидроизоляцию. Датчики ЭТС, используемые в сухих скважинах, заделывают в пластмассу АКР-7, а для ЭТС, предназначенных для работы под большим давлением, применяют специальные герметизированные оправы.

Общим недостатком электротермометров сопротивления является то, что при помощи их измеряют не температуру, а силу тока или электрическое сопротивление, которые могут изменяться независимо от температуры, что не всегда легко заметить при измерениях. Поэтому следует, во-первых, проверять градуировку термометров перед измерениями и, во-вторых, наблюдения контролировать ртутным термометром хотя бы в одной точке — на глубине начала измерений электротермометром. Желательно контрольные измерения делать в начале, в середине и в конце измерений и вносить соответствующие коррективы («разбрасывать» ошибку измерения).

Электротермометры заводского производства рассчитаны для измерений положительной температуры. Для их применения при измерении температуры ниже нуля необходимы дополнительная градуировка и контрольные измерения ртутными термометрами. Существенным недостатком измерений температуры электротермометрами на больших глубинах являются тяжеловесность оборудования и трудность его транспортировки[1].

[1] Большие перспективы создания малогабаритных установок открывает разработка полупроводниковых термометров (термисторов) и электронных термометров (радиотермометров).

Для измерения температуры с помощью ЭТС применяются измерительные устройства, работающие по принципу моста Уитстона. Эти устройства могут быть разбиты на две группы: работающие по схеме равновесного моста и по схеме неравновесного моста.

Схема равновесного моста представлена на рис. 133, где R_1 и R_2 — постоянные сопротивления; R_t — сопротивление ЭТС; R_a — сопротивление подводящих проводов; R_3 — переменное сопротивление, служащее для приведения моста в равновесное состояние. Последнее существует, когда

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{R_t + R_a}{R_3},$$

или

$$R_t = R_3 \frac{R_1}{R_2} - R_a. \quad (4)$$

Отношение $\frac{R_1}{R_2}$ по условию постоянно и, следовательно, при равновесии моста определенному значению $R_t + R_a$ соответствует вполне определенная величина R_3.

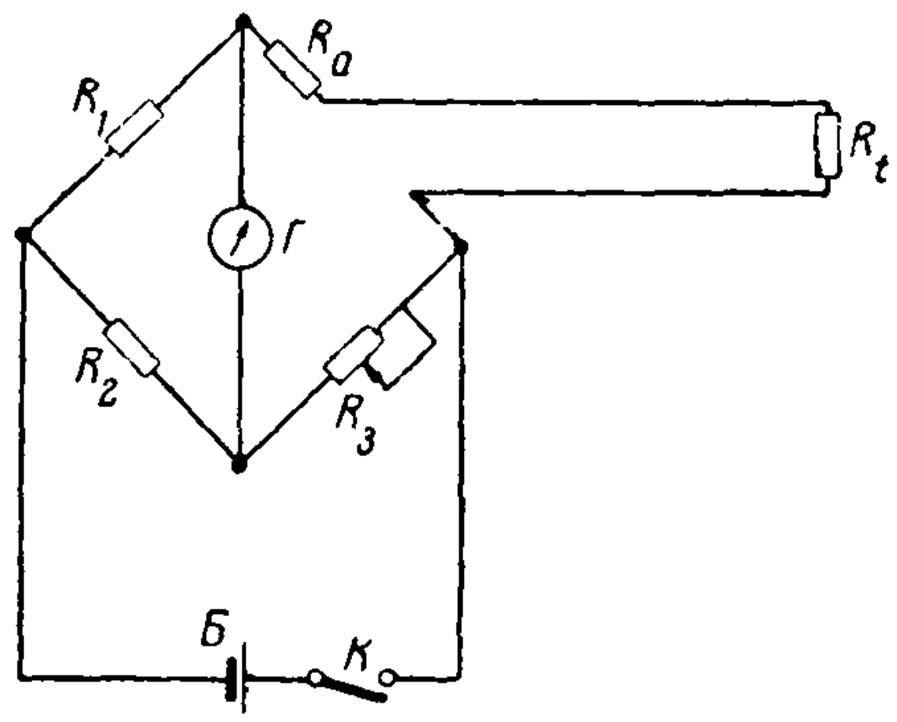


Рис. 133. Принципиальная схема равновесного моста Уитстона. Электротермометр включен в мост по двухпроводной системе:

R_1, R_2 — постоянные сопротивления; R_a — сопротивление подводящих проводов; R_3 — переменное сопротивление; R_t — электротермометр сопротивления; $Г$ — гальванометр; $Б$ — батарея; $К$ — ключ (кнопка)

Сопротивление R_3 может быть выполнено в виде штепсельного или курбельного магазина сопротивления или линейного сопротивления с ползунком. В этих случаях сопротивление R_3 можно отсчитать по магазину сопротивлений или по шкале, вдоль которой движется ползунок. Зная величину R_t как функцию температуры, можно шкалу отградуировать непосредственно в градусах.

Схема равновесного моста, в котором регулируемое сопротивление включено в два плеча моста, дана на рис. 134. При передвижении ползунка вдоль реохорда сопротивление одного плеча увеличивается, а другого уменьшается При измерениях находят точное положение, при котором включение и выключение кнопки $К$ не вызывает отклонения стрелки гальванометра. Отсчет сопротивления ЭТС, включенного в схему равновесного моста, производят на реохорде или курбелях.

Отсчет по курбелям или по шкале реохорда, соответствующий равновесному положению моста, будет характеризовать для ЭТС определенную температуру измеряемого тела.

Для данных схем равновесных мостов изменение напряжения источника питания не играет роли, что является существенным преимуществом этого метода. Необходимо лишь иметь достаточную разность потенциалов в точках $а$ и $б$, чтобы можно было с заданной точностью определить положение равновесия.

Для схемы, изображенной на рис. 133, малейшее изменение переходного сопротивления на передвижном контакте нарушает равновесие моста и приводит к неправильным показаниям. Это является недостатком данной схемы. Схема, представленная на рис. 135, не имеет этого недостатка.

Если в равновесном мосте, собранном согласно схеме рис. 134, ползунок реохорда закрепить, то мы получим неравновесный мост. При работе равновесного моста изменение температуры термометра вызовет отклонение стрелки гальванометра на угол, пропорциональный силе тока, проходящего через гальванометр, т. е.

$$\varphi = CI_г,$$

где φ — угол поворота стрелки;

C — коэффициент пропорциональности, постоянный для данного прибора;

$I_г$ — сила тока.

Сила тока в диагонали моста, в которую включен измерительный прибор, определяется выражением

$$I_г = I \frac{R_1 R_t - R_2 R_3}{R_D (R_1 + R_2 + R_t + R_3) + (R_1 + R_t)(R_2 + R_3)},$$

где I — сила тока в цепи питания моста;

R_D — сопротивление диагонали моста;

R_t — сопротивления термометра;

R_1, R_2, R_3 — постоянные сопротивления.

При постоянных значениях R_D, R_1, R_2 и R_3 сила тока, проходящего через гальванометр, будет зависеть от силы тока, питающего мост I, и от сопротивления термометра R_t. Если I держать постоянным, то $I_г$ будет зависеть

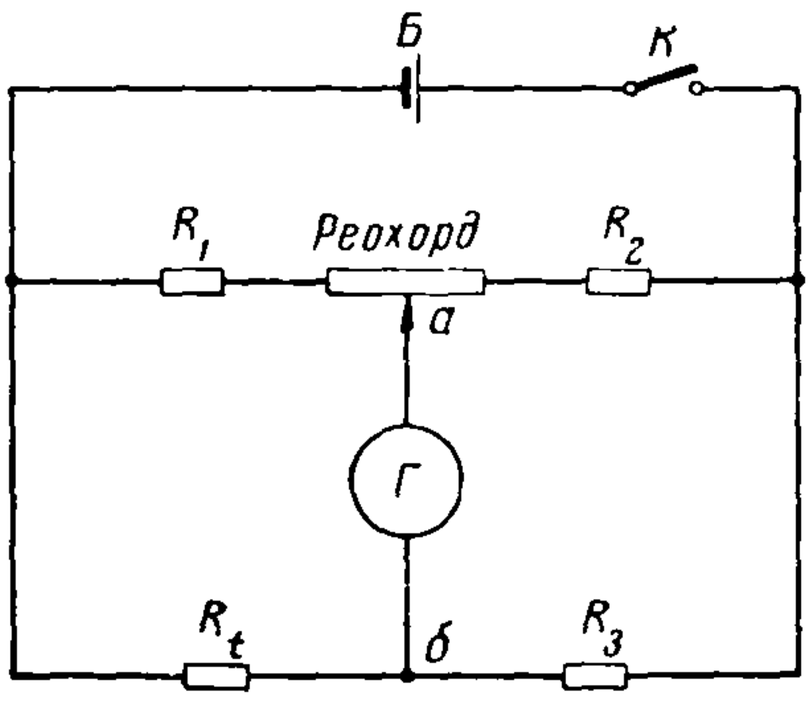


Рис. 134. Принципиальная схема равновесного моста Уитстона. Двуплечный электротермометр сопротивления (R_t, R_3) включен в мост по трехпроводной системе.

Обозначения те же, что на рис. 133

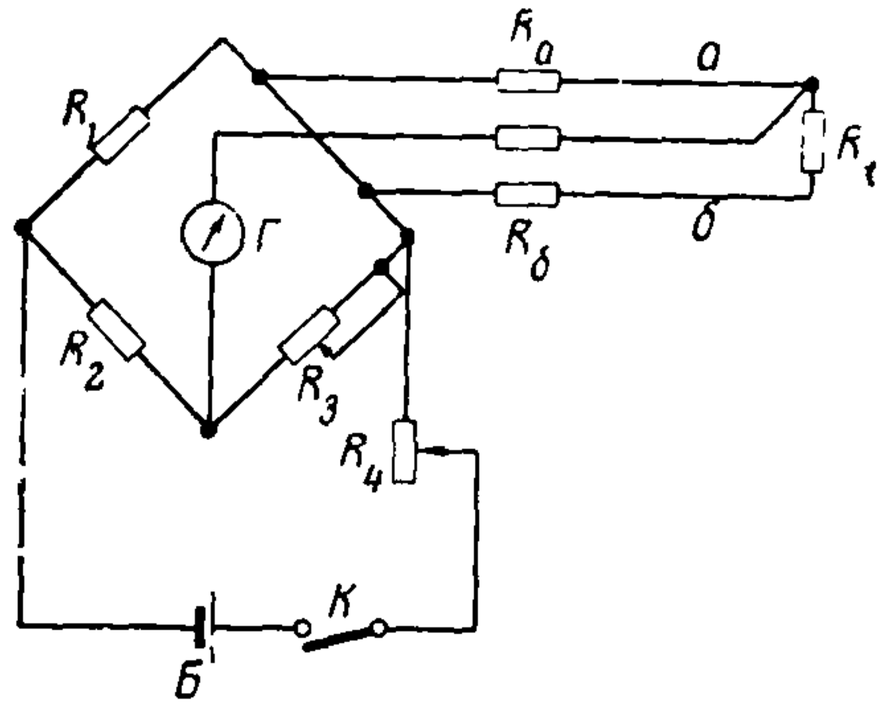


Рис. 135. Схема трехпроводного включения одноплечного электротермометра сопротивления:

R_a — сопротивление подводящего провода $а$;

$R_б$ — сопротивление подводящего провода $б$;

R_4 — регулировочное сопротивление; остальные обозначения те же, что на рис. 133

только от R_t. Это дает возможность использовать неравновесный мост для измерения температуры, причем схема позволяет непосредственно наблюдать за изменением температуры. Последнее является положительной стороной схемы.

Для контроля за постоянством значения I во время измерений в схему моста обычно вводят контрольное сопротивление $R_к$. С помощью переменного сопротивления R выводят стрелку показывающего прибора на определенное деление шкалы. Это деление обозначают на шкале красной чертой. После этого можно уже измерять температуру, предварительно включив термометр R_t в схему моста. Подобным же образом мост регулируют и перед градуировкой ЭТС.

К числу недостатков неравновесных мостов следует отнести необходимость контроля силы тока во время измерений и положения стрелки перед регулировкой прибора и перед измерением. Сила тока, питающего прибор, не должна превышать определенную величину, так как в противном случае джоулево тепло, выделившееся в ЭТС, исказит истинное значение измеряемой температуры. Превышение силы тока над оптимальным легко определяется во время измерений. Если термометр принял температуру окружающей его среды, то измерение с током, превышающим оптимальное значение, не дает возможности получить быстрый отсчет температуры. После

включения прибора стрелка довольно быстро подойдет к показанию, соответствующему значению температуры, но на нем не остановится, а будет с замедлением перемещаться в сторону растущих значений температуры. Деление, около которого стрелка остановится, соответствует завышенному значению температуры. Если ток, питающий мост, не превышает оптимального значения, то стрелка быстро остановится и отсчет температуры будет близок к ее действительному значению.

Неравновесные мосты не являются линейными. Во время процесса измерений ток, питающий такой мост, должен быть включен, вследствие чего в ЭТС все время выделяется джоулево тепло, которое влияет на точность измерений. Для предотвращения этого необходимо опытно определить оптимальное значение тока и следить, чтобы оно не повышалось во время измерений.

Недостатком неравновесного моста является то, что при его использовании невозможно учесть паразитные термоэлектрические токи, возникающие в цепи ЭТС. В равновесных мостах этот недостаток исключается.

Двухпроводная схема соединения термодатчика с измерительным прибором является наиболее простой. При ней подводящие провода, идущие от ЭТС к измерительному прибору, являются частью плечевого сопротивления моста, чувствительного к температуре. Так как сопротивление подводящих проводов — величина переменная, зависящая от температуры проводов, точно учесть его при использовании двухпроводной системы невозможно. Поэтому схемы такого рода редко применяются для температурных измерений в полевых условиях.

Обычно используется трехпроводная система, которая дает возможность учесть сопротивление подводящих проводов. Трехпроводная система присоединения ЭТС к измерительному прибору представлена на рис. 135. Плечевые подводящие провода *а* и *б* включены не в одно, а в два плеча моста ($R_з$ и R_t). Баланс моста определяется формулой:

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{R_з + R_б}{R_t + R_а}.$$

При $R_а = R_б$ отношение $R_з/R_t$ не изменится, и поэтому измерения могут проводиться с достаточно высокой степенью точности. Если $R_а \neq R_б$, то в измерения войдет ошибка, растущая с увеличением этого неравенства.

Другая разновидность схемы электротермометра, состоящего из двух сопротивлений R_t и $R_з$, изображена на рис. 134. Сопротивление R_t чувствительно к температуре, а $R_з$ к ней не чувствительно. Баланс моста осуществляется изменением отношения R_1/R_2 путем перемещения ползунка по реохорду.

Для определения R_t по четырехпроводной системе (рис. 136) необходимо произвести четыре отсчета:

$$R_t + r_1 + r_3 = A;$$
$$R_t + r_2 + r_4 = B;$$
$$r_1 + r_2 = C;$$
$$r_3 + r_4 = D.$$

Решая систему этих уравнений относительно R_t, получим

$$R_t = \frac{A + B}{2} - \frac{C + D}{2}.$$

Четырехпроводная система позволяет исключить из измерений сопротивление подводящих проводов, поэтому при этой схеме к проводам никаких особых требований не предъявляют.

При полевых температурных измерениях чаще всего применяют трехпроводную систему. Несмотря на преимущество четырехпроводной системы, ее используют редко. Это связано с большим числом измерительных операций и с большим количеством подводящих проводов.

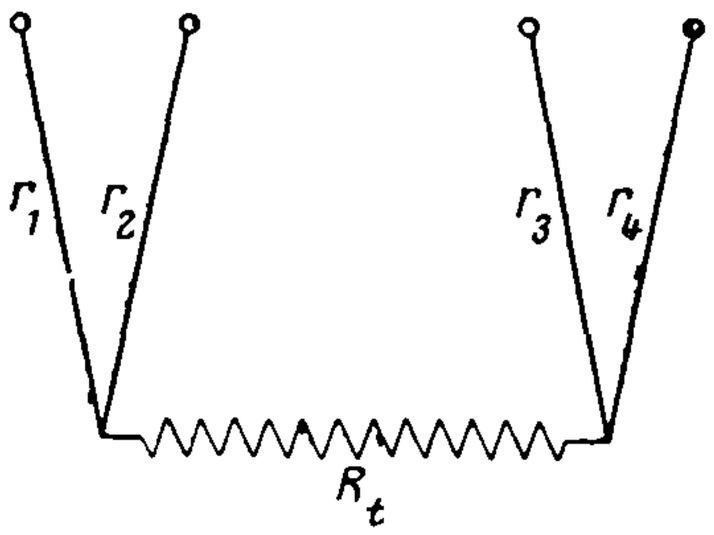


Рис. 136. Четырехпроводная система включения электротермометра сопротивления R_t:

r_1, r_2, r_3, r_4 — сопротивления подводящих проводов

В термометрической системе можно выделить три части: температурный датчик, подводящие провода и измерительный прибор. В каждой из названных частей могуть быть источники ошибок.

Электротермометр имеет тенденцию изменять свои характеристики (стареть). В связи с этим необходимо систематически проверять его градуировку. Обычно это делают перед каждой серией измерений. Ошибки, в частности, могут появиться в результате увеличенной электрической нагрузки на ЭТС.

Измерительный прибор подвержен воздействию сильно изменяющихся внешних условий. Прибором пользуются при изменениях температуры воздуха от + 30 до —40° и более. В таком температурном диапазоне прибор должен сохранять свои параметры, в противном случае измерения будут неточны. В результате того, что манганин, из которого изготовляются постоянные сопротивления моста, имеет температурный коэффициент электрического сопротивления, не равный нулю, каждый измерительный прибор обладает своим температурным коэффициентом.

Для полевых измерений важно, чтобы измерительный прибор имел очень небольшой температурный коэффициент и ошибка измерения во всем температурном интервале не превышала заданной точности. Это достигается или применением двуплечного ЭТС (см. рис. 134), или введением в схему температурного компенсатора.

Принципиальные схемы измерительных приборов, рекомендуемые для измерения температуры в полевых условиях, приведены далее на рис. 137.

Схема *а* представляет собой уравновешенный мост. Измерительный прибор содержит два плечевых сопротивления моста, два других плечевых сопротивления моста находятся в ЭТС. Схема не требует температурной компенсации.

Схема *б* является модификацией схемы *а*. В измерительный прибор входят три плечевых сопротивления и температурный компенсатор $R_к$. ЭТС является четвертым плечевым сопротивлением моста. Температурный компенсатор изготовляется из медного провода. Величина $R_к$ определяется согласно соотношению

$$R_к = \frac{\alpha \text{ манганина}}{\alpha \text{ меди}} R_з,$$

где α — температурный коэффициент сопротивления.

Переменное сопротивление, включенное в цепь питания моста, дает возможность менять величину тока в цепи моста. В начале измерений, чтобы меньше нагреть ЭТС, переменное сопротивление вводится полностью, а при окончательном отсчете выводится. Для питания моста применяется батарейка 4,5 *в*.

В скважинах глубиной до 20 *м* измерения температуры производят с помощью единичных ЭТС и термометрических комплектов, в состав которых входит несколько термодатчиков, расположенных на различных расстояниях в соответствии с глубинами, на которых будут измерять температуру.

Рассмотрим схемы термометрических комплектов.

Для соединения термодатчиков с измерительным прибором применяют несколько схем, принципиально отличающихся друг от друга. В двухпроводной схеме соединения (рис. 133) сопротивления подводящих проводов являются составной частью одного плеча моста Уитстона,

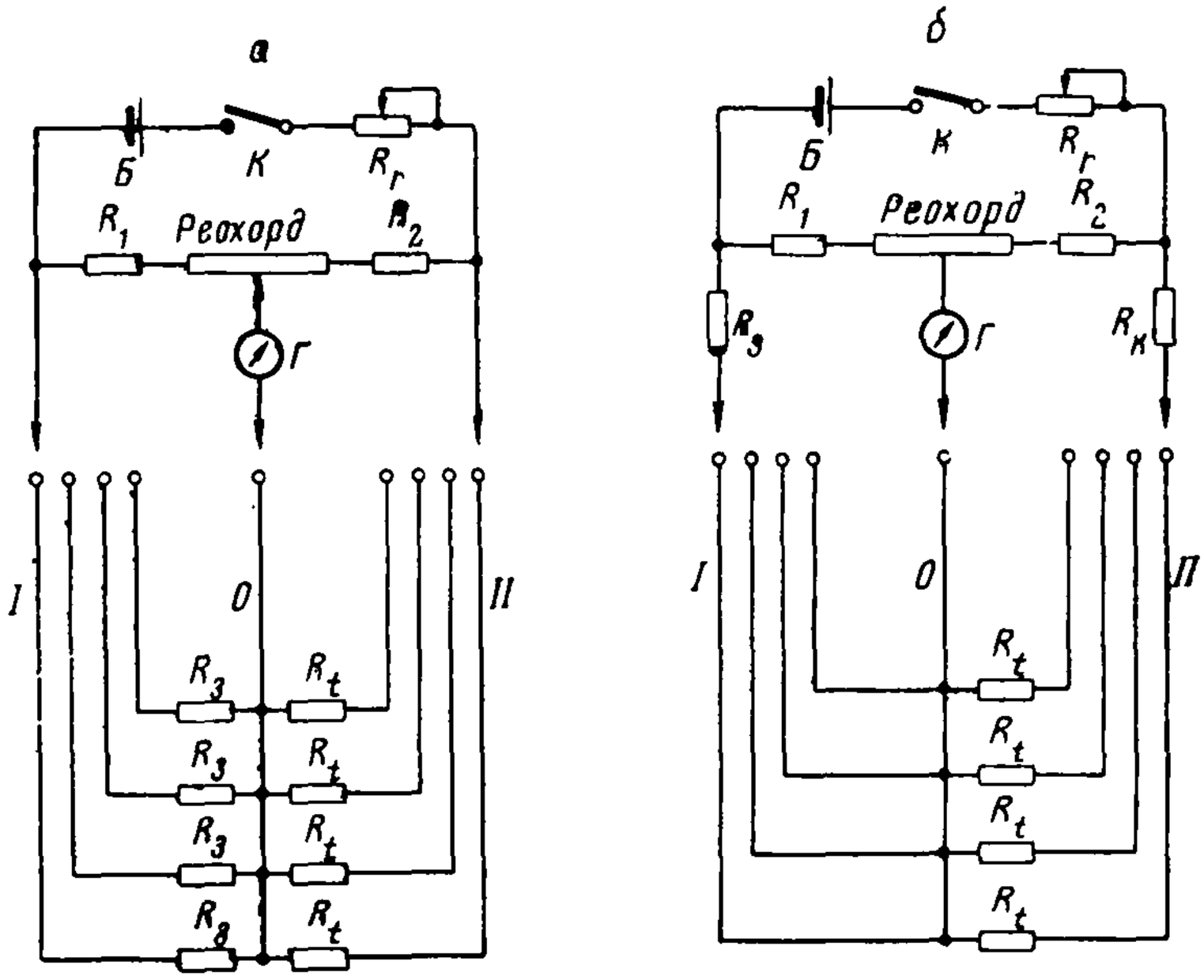


Рис. 137. Принципиальные схемы измерительных приборов и термометрических комплектов, составленных из электротермометров сопротивления:

а — схема для двуплечных электротермометров; *б* — схема для одноплечных электротермометров; R_1, R_2, R_3 — постоянные сопротивления; $R_г$ — регулировочное сопротивление; *Б* — батарея; *К* — ключ (кнопка); R_t — чувствительное к температуре сопротивление; R_k — температурный компенсатор; *Г* — гальванометр нулевых отклонений ; *0*, *I*, *II* — подводящие провода

в которое входит и сопротивление термодатчика. При этой схеме строгий учет сопротивления подводящих проводов невозможен, поэтому такую схему можно применять только для грубых измерений. Используя термисторы в качестве термодатчиков, эту схему можно применять и для более точных измерений, но при соблюдении следующего условия: изменение сопротивления подводящих проводов при экстремальных значениях их температуры должно быть меньше изменения сопротивления термистора, соответствующего заданной точности измерения.

В другой схеме двухпроводной системы измерений (рис. 138) в измерительную систему дополнительно введен еще один провод *B*, с помощью которого можно определить сопротивление линии подводящих проводов, с учетом распределения температуры вдоль этих проводов.

Термометрический комплект представляет собою многожильный кабель, провода которого внизу соединены между собой. Каждый подводящий провод в кабеле имеет такую же длину, как и вспомогательный провод *B*, такую же температуру и то же распределение температуры по длине. В измерительной системе один из проводов *A* является общим для

всей схемы. Металлические или полупроводниковые датчики присоединяют в разрыв провода на желаемой глубине.

Во время измерений один из зажимов моста Уитстона все время соединен с проводом *A*. Другой зажим может быть соединен при помощи переключателя с необходимым датчиком.

Если R_0 — сопротивление термометра; $R_м$ — общее сопротивление измерительной цепи; R_t — сопротивление испытательной линии ($A + B$); R_{LC} и R_{TC} — соответственно сопротивления линии подводящих проводов термометра и испытательной линии, измеренные при температуре $t°$ перед установкой датчиков в кабель, то сопротивление термометра определяется по формуле

$$R_0 = R_м - \frac{R_{LC}}{R_{TC}} R_T.$$

$$\text{Если } \frac{R_{LC}}{R_{TC}} = 1, \text{ то } R_0 = R_м - R_T.$$

Для измерений по двухпроводной системе в качестве измерительного прибора может быть использован переносный мост Уитстона марки УМВ, МВУ-49.

В зависимости от конструкции термодатчика могут быть применены две трехпроводные схемы включения.

Для одноплечных термодатчиков схема термометрического комплекта представлена на рис. 138. Провод *A* является общим для всего комплекта. Во время измерений провод *A* соединен с одним из зажимов измерительного прибора. К другому зажиму присоединяют посредством переключателя провода *B* и *C*, идущие от датчика, выбранного для измерений.

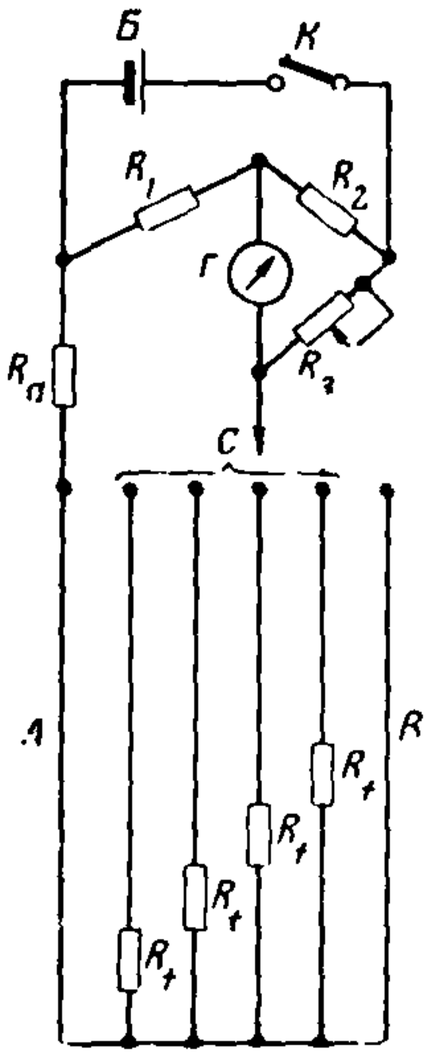


Рис. 138. Схема термометрического устройства с учетом сопротивления подводящих проводов:

A — общий провод; *B* — вспомогательный провод; *C* — подводящие провода; остальные обозначения те же, что на рис. 140

Если применяют двухплечные ЭТС, то схема термометрического комплекта будет иной (см. рис. 137). Средние точки всех датчиков присоединены к проводу *O*, который соединен с одним из зажимов измерительного прибора. Провода *II*, идущие от концов чувствительных плеч термометров R_t, и провода *I*, соединенные с нечувствительными к температуре плечами *R* датчиков соединяют через переключатель попарно с двумя другими зажимами измерительного прибора.

Для измерения температуры по трехпроводной системе лучше всего пользоваться линейными мостами Уитстона, собранными по схеме, изображенной на рис. 138.

Точность измерения температуры при трехпроводной системе соединения термодатчика с измерительным прибором, а также для схемы, изображенной на рис. 138, равна $\pm$ 0,05°. Такая точность достигается при следующих условиях:

а) измерительный прибор, термодатчик и подводящие провода должны быть исправны;

б) переходные сопротивления в местах присоединения измерительного прибора к подводящим проводам должны соответствовать заданной точности измерений (рекомендуется использовать конусные соединения);

в) термодатчик и подводящие провода должны быть хорошо изолированы от влаги;

г) во время взятия отсчета термодатчик не должен быть перегрет.

В термометрических комплектах для линий подводящих проводов может быть использован провод в хлорвиниловой изоляции ПМОВ или ПМВГ сечением 0,75 *мм*. Для переносных термометрических комплектов более удобен гибкий провод ПМВГ. Отдельные линии подводящих проводов комплекта следует делать из целого провода, т. е. без спаев в промежутке между термометром и переключателем. Это обеспечивает надежную гидроизоляцию провода и важно при измерениях в полевых условиях. Соединение подводящих проводов с датчиком лучше всего изолировать пластмассой марки АКР-7. Эта пластмасса имеет свойство расширяться при полимеризации, что способствует плотному ее соединению с хлорвиниловой изоляцией провода.

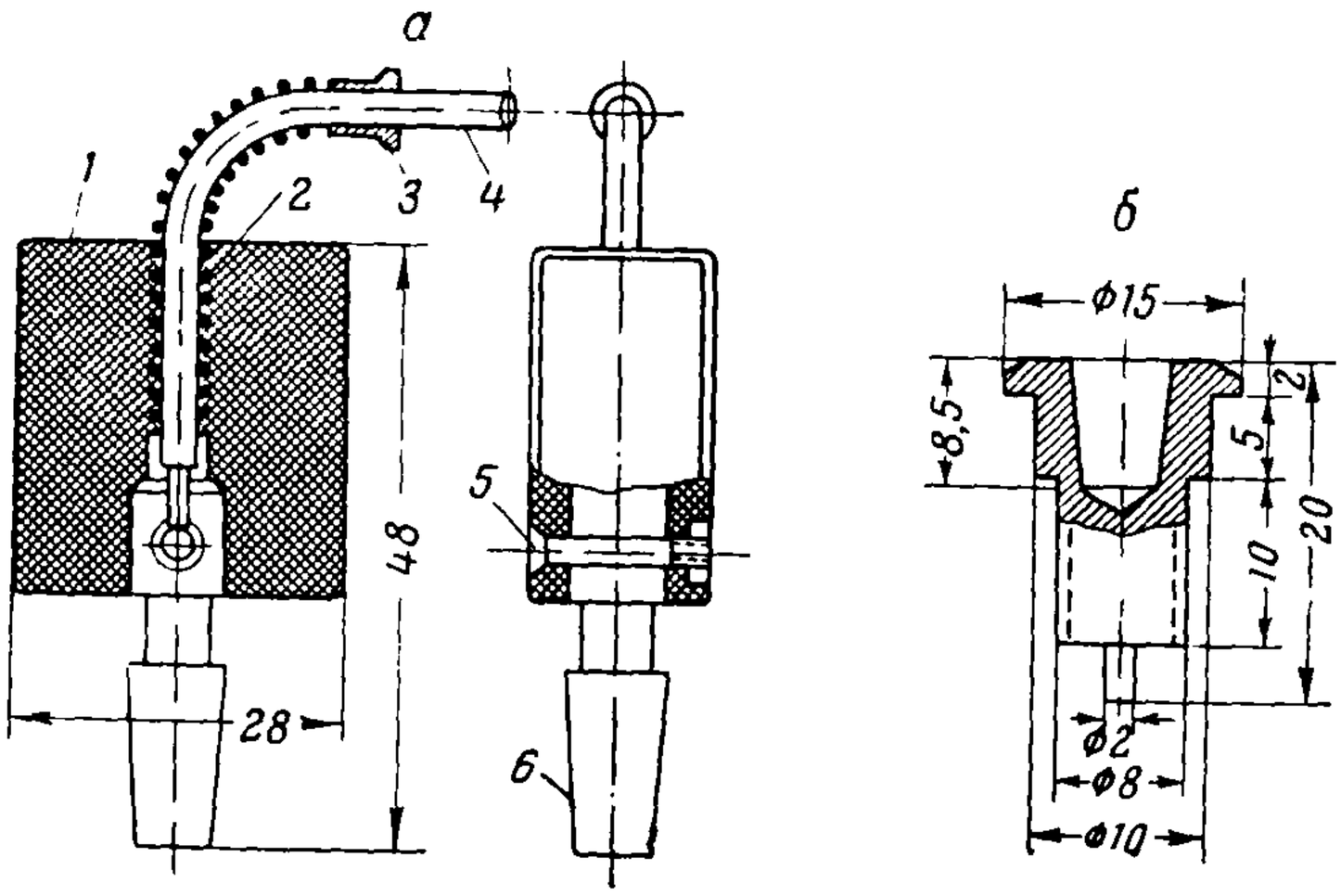


Рис. 139. Конструкция измерительного штепселя (*а*) и штепсельного гнезда (*б*):
1 — эбонитовая колодка; *2* — спиральная пружина; *3* — втулка; *4* — провод; *5* — шпилька; *6* — конусный штепсель

Конусное соединение создает лучший контакт измерительного прибора с термометрической установкой (рис. 139). Если пользоваться штепселем без колодки и охранной пружины, то в месте подпайки в результате частых перегибов провод быстро обламывается или контакт становится ненадежным и точность измерений снижается.

Термометр воспринимает температуру окружающей среды не сразу, а по истечении некоторого времени, зависящего от разности температуры самого термометра и среды. Тепловая инерция термометра зависит от его конструкции, а также материалов, из которых он изготовлен, и от термических свойств среды, окружающей термометр.

Охлаждение или нагревание термометра происходит по экспоненциальному закону. Практически скорость восприятия температуры окружающей среды определяется тепловой инерцией прибора, которая численно равна времени восприятия 0,63 доли разности между его начальной температурой t_0 и температурой t_1 измеряемой среды.

Для практики геотермических измерений выгоднее пользоваться малоинерционным термометром. Уменьшить тепловую инерцию термометра можно за счет уменьшения общей его теплоемкости, приходящейся на единицу длины. Это достигается увеличением коэффициента теплоотдачи и уменьшением радиуса термометра. Коэффициент теплоотдачи, зависящий главным образом от тепловой изоляции чувствительного плеча термометра, наиболее сильно влияет на его инерцию.

Тепловая инерция термометра определяется следующим образом. В сосудах Дьюара подготавливают две среды с температурой t_0 и t_1. В качестве среды используют вещества, в которых будут измерять температуру (воздух, рассол и т.д.). По градуировочному графику определяют отсчет, соответствующий значению 0,63 (t_0—t_1), и устанавливают этот отсчет на измерительном приборе. Одновременно, перенося термометр из среды с температурой t_0 в среду с температурой t_1, включив секундомер, определяют время установления в измерительной системе баланса. Это время и будет равно тепловой инерции термометра. Более точные данные о тепловой инерции получаются, если произвести опыты несколько раз при разных перепадах температуры.

Зная величину тепловой инерции термометра, можно оценить величины возможных погрешностей для различных перепадов температуры.

Градуировка электротермометров производится с целью получения кривой зависимости показаний прибора от температуры датчиков. Градуировку производят в сосуде Дьюара, который заполняют тающим снегом или льдом, водой или криогидратом. В сосуд помещают датчик так, чтобы он немного не доходил до дна сосуда. На этой же глубине располагают и резервуар контрольного ртутного термометра, которым определяют температуру вещества, заполняющего сосуд. Необходимо соединить ртутный термометр и датчик так, чтобы они в процессе градуировки были максимально сближены. Контрольный ртутный термометр должен иметь шкалу с ценой деления не больше 0,1° и соответствующий паспорт.

Для построения градуировочной кривой достаточно замерить три-четыре значения температуры. Обязателен замер температуры при 0° (тающий снег или лед). Положительная температура задается с тем расчетом, чтобы отсчет был сделан вблизи конца реохорда измерительного прибора. Отрицательная температура задается в пределах до—30° (табл. 40). Веществом для градуировки термометров в интервале положительных значений температуры служит вода. В процессе градуировки вещество, помещенное в сосуд, тщательно перемешивают градуируемым и контрольным термометрами или мешалкой.

Таблица 40

Состав охладительных смесей и криогидратов

Охладительные смеси			Криогидраты		
Наименование соли	Количество соли на 100 г льда или уплотненного снега, г	Температура смеси, °С	Наименование соли	Содержание безводной соли в водном растворе, %	Температура плавления криогидрата, °С
Сернокислый калий . .	10	—1,9	Сернокислый магний . .	19,0	—3,9
Азотнокислый калий . .	13	—2,9	Сернокислый цинк . . .	27,2	—6,5
Хлористый калий . . .	30	—10,6	Хлористый калий . . .	19,7	—11,1
Хлористый аммоний . .	25	—15,0	Хлористый аммоний . .	18,7	—15,8
Хлористый натрий . . .	33	—21,2	Азотнокислый натрий .	36,9	—18,5
Хлористый кальций . .	200	—35,0	Хлористый натрий . . .	22,4	—21,2
			Хлористый магний . . .	21,6	—33,6

В процессе градуировки перед отсчетом температуры необходимо убедиться в том, что электротермометр имеет температуру среды, в которой он находится. Критерием этого является стабильность отсчетов по измерительному прибору, производимых с интервалом 5 минут.

При соблюдении условий градуировки отсчеты по измерительному прибору, соответствующие опорным температурам, должны лежать на прямой линии графика. Если какой-либо из отсчетов не ложится на прямую, то этот отсчет необходимо проверить, задав для этой цели температуру градуировочной среды, близкую к той температуре, которая соответствовала отсчету.

Градуировка термометра в пределах положительной температуры в случае невозможности получить среду с отрицательной температурой позволяет экстраполировать градуировочную кривую и в область отрицательной температуры, так как сопротивление медной проволоки, используемой в электротермометре, является линейной функцией температуры, а некоторая нелинейность измерительной системы в целом в области температур $\pm 10°$ введет погрешность меньше $\pm 0{,}1°$. Если в измерительном приборе есть расширитель диапазона измерений (магазин добавочных сопротивлений), то для каждого диапазона необходимо произвести свою градуировку.

При изготовлении твердых криогидратов для охладительной среды раствор соли криогидратного состава наливают в сосуд Дьюара и погружают в него тонкостенную пробирку *2* длиной 26 *см* и диаметром *2 см*, которая удерживается пробкой (рис. 140). В эту пробирку плотно вставляют другую с меньшим диаметром, которую время от времени наполняют твердой угольной кислотой. Раствор криогидратной соли охлаждается и затем кристаллизуется вокруг внешней пробирки. Процесс кристаллизации криогидрата следует прекратить, когда еще не весь раствор перешел в твердое состояние, так как сосуд Дьюара может лопнуть.

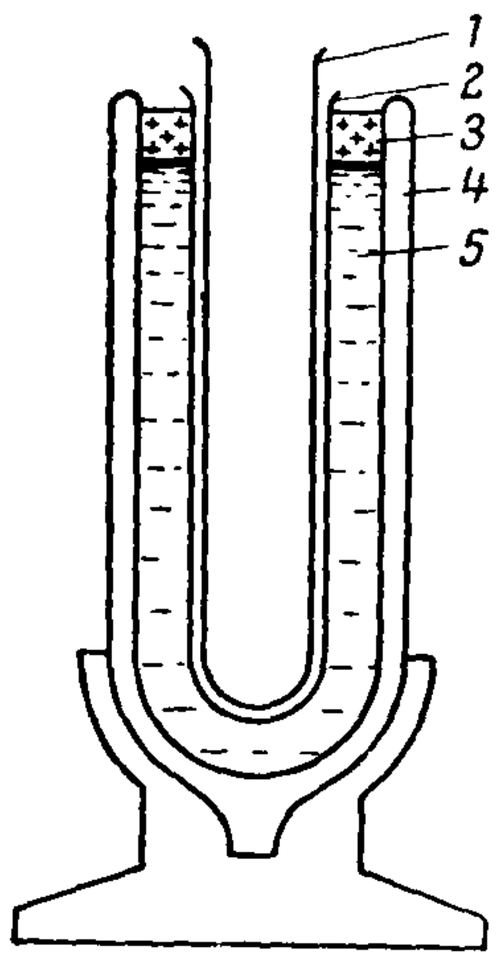


Рис. 140. Схема устройства для получения отрицательной температуры с помощью криогидратов:

1, *2* — пробирки; *3* — пробка; *4* — сосуд Дьюара; *5* — раствор соли

Для градуировки термометра используют внешнюю пробирку с наращенной на ней сосулькой криогидрата. Пробирку заполняют охлажденным спиртом или ртутью и погружают в нее градуируемый и контрольный термометры.

При градуировке прибора с помощью охладительных смесей применяют латунный градуировочный сосуд емкостью около 3 *л*, типа дождемерного ведра. Верхнюю часть сосуда заполняют охладительной смесью и в нее вставляют пробирку, наполненную ртутью (спиртом), в которую погружают градуируемый и контрольный термометры. Образующийся при таянии снега солевой раствор стекает в нижнюю часть градуировочного сосуда.

Для удобства перевода отсчетов по прибору в температуру полученные данные градуировки сводят в градуировочную таблицу или представляют в виде градуировочного графика (рис. 141). Правильность показаний термометрических приборов проверяют погружением их теплоприемников (датчиков) в среду с известной температурой. При этом температуру используемой среды контролируют ртутным термометром так же, как это делается во время градуировки термодатчиков. Несоответствие в показаниях контрольного и испытуемого термометров, выходящее за пределы точности измерений, указывает на какие-то изменения в измерительной системе. Их необходимо определить и устранить. После устранения дефекта в измерительной системе прибор необходимо снова градуировать. Если дефект имелся в измерительном приборе, то переградуировке подлежат все термодатчики, связанные с этим прибором.

Равновесный мост Уитстона проверяют включением в цепь моста эталонного сопротивления. При упаковке электрических термодатчиков и подводящих проводов для транспортировки нужно избегать резких перегибов проводов; гальванометры должны быть надежно заарретированы.

Термисторы. Применение полупроводников позволяет значительно уменьшить вес прибора для измерения температуры в глубоких скважинах и обеспечивает достаточную точность измерений.

Измерения температуры производят либо в скважинах, заполненных жидкостями (рассолом, нефтью, буровым раствором и др.), либо в «сухих» скважинах, которые пройдены без промывки или с промывкой, но с последующей откачкой промывочной жидкости.

Измерения в скважинах, заполненных жидкостями, производятся обычно термометром сопротивлений типа СТТ (термисторный). При измерениях температуры в «сухих» скважинах необходимо стремиться к тому, чтобы измерительные приборы вносили в скважину минимальное количество тепла и имели форму, способствующую скорейшему теплообмену между датчиком и средой, в которой производят измерения.

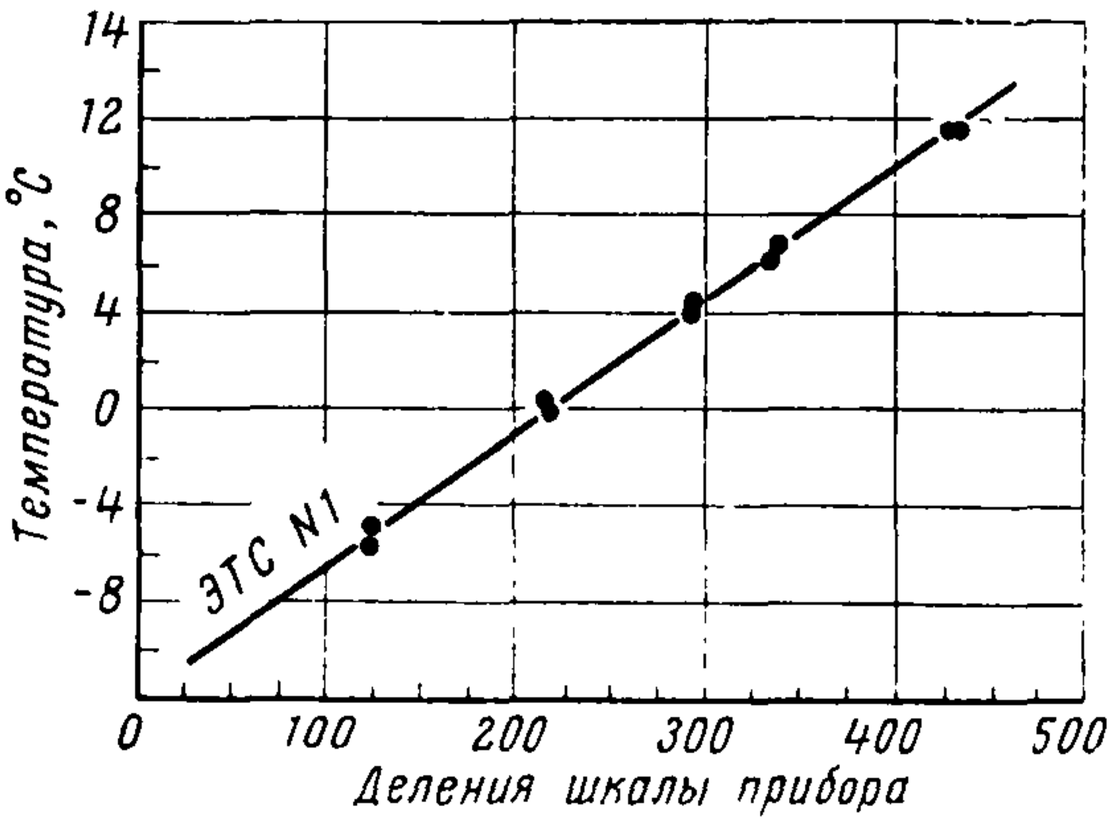


Рис. 141. 4Образец градуировочного графика

Отечественная промышленность выпускает термисторы нескольких типов. Для геотермических измерений лучшим является термистор типа ММТ-4 с номинальным сопротивлением 3 — 10 *ком*. Стабильность термисторов и срок службы их при нормальном режиме работ неограниченны. Их нельзя перегревать при пайках электродов и необходимо оберегать от воздействия давления, ударов, сильного тока. Рекомендации по искусственному «старению» термисторов необоснованны, так как термисторы подвергаются «старению» при изготовлении. Как и всякий измерительный прибор, термисторы необходимо ежегодно проверять.

Градуирование термисторов. Каждый термистор имеет свою индивидуальную зависимость омического сопротивления от температуры. Цель градуировки — определить эту зависимость у каждого термистора в пределах избранной точности.

Для геотермических измерений термисторы градуируют в ультратермостатах, которые в течение длительного времени поддерживают постоянную температуру в необходимом диапазоне.

Термисторы, подлежащие градуированию, партиями по 30—50 шт. монтируют на проволочном каркасе размером 120 × 70 × 60 *мм* (рис. 142). Вывод с корпуса термистора припаивают к каркасу. Таким образом, все термисторы имеют один общий провод, идущий от каркаса к измерительному мосту. Второй вывод термисторов (от стеклянного изолятора) тщательно покрывают лаком или эмалью и подключают к переключателю или щитку, при помощи которых поочередно подключают к мосту сопротивлений. На каркасе термистора гравируют номер градуировочной партии и против каждого термистора — присвоенный ему номер. После градуирования термисторы следует хранить на этом же каркасе и снимать с него по мере надобности. Во время градуирования каркас с термисторами должен находиться в середине ванны, на 5—7 *см* выше лопастной мешалки.

При градуировании необходимо следить за тем, чтобы жидкость в ванне всюду имела одинаковую температуру. С этой целью контрольным ртутным термометром измеряют температуру в верхнем и нижнем слоях трансформаторного масла, налитого в ванну.

При градуировании следует употреблять специальные точные ртутные термометры с ценой деления 0,01—0,02° или лабораторные термометры с ценой деления 0,1°. В последнем случае при помощи лупы или зрительной трубки следует стремиться делать отсчет температуры с точностью до 0,01°. Зрительная трубка, установленная на штативе, позволит освободиться от ошибок при отсчетах по шкале термометра.

Для градуирования термисторов применяется мост сопротивлений типа МВЛ-47 или сходные с ним по точности (класс электроприборов 0,01—0,02). Мост МВЛ-47 требует применения гальванометра чувствительностью $1 \cdot 10^{-8}$—$1 \cdot 10^{-9}$ *а* на единицу шкалы и питания в виде сухих элементов 1КС-Л-3.

В помещении при градуировании следует поддерживать температуру, соответствующую условиям эксплуатации моста. Имеющиеся отклонения температуры следует фиксировать и при обработке материалов градуирования вносить соответствующие поправки.

Лучшим прибором для измерений омических сопротивлений в полевых условиях является мост сопротивлений постоянного тока типа МВУ-49 или сходный с ним. Соблюдая правила эксплуатации моста и внося в результат измерений соответствующие поправки, ошибки наблюдений можно свести до 0,1%, что будет соответствовать примерно 0,03°. Перед применением моста следует экспериментально определить поправки на температуру для тех диапазонов, в которых будут проводиться геотермические измерения.

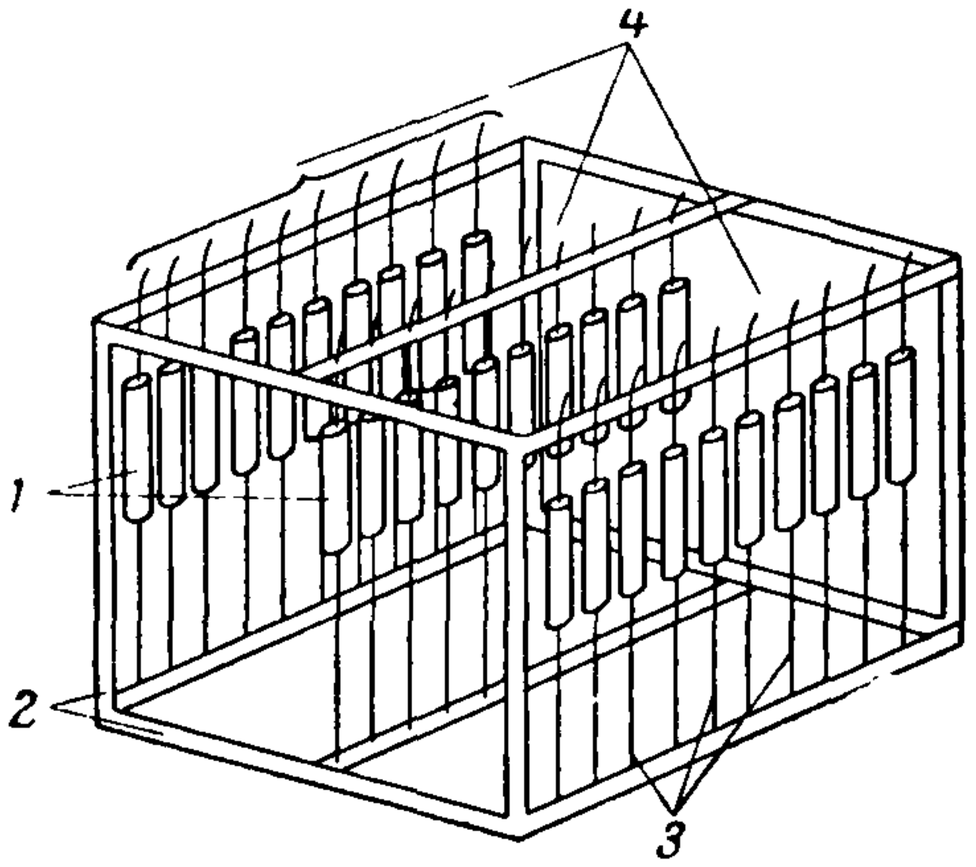


Рис. 142. Схема приспособления для градуирования термисторов:

1 — термисторы; *2* — проволочный каркас; *3* — припаянные выводы термисторов; *4* — выводы к соединительному проводу

Мост сопротивлений соединяют с кабелем при помощи гибкого шнура через укрепленную на лебедке розетку (кабельный замок, кабельные фишки и пр.). Гибкий шнур в месте соединения с мостом сопротивления должен иметь переключатель, позволяющий включать попеременно то первый термистор, то второй при их последовательном соединении. На переключателе должно быть четко обозначено, какой именно термистор включен.

Тип и размеры лебедки для кабеля выбирают в зависимости от его марки и глубины скважин. Лебедки, выпускаемые для геофизических работ, тяжелы и не всегда пригодны для измерений в глубоких сухих скважинах (до глубины 500 *м*). При необходимости можно изготовить более легкую и простую лебедку для разовых геотермических измерений в скважинах. Для скважин глубже 500 *м* следует применять лебедку с механическим приводом.

В сухих скважинах рекомендуется применять кабель, изготовленный из трех проводов (для двух термисторов) марки ПВР, ПТФ-7 или ПСМ-0. Три провода соединяют нитяной оплеткой, которая может быть сделана в любой электромеханической мастерской. После того как кабель будет покрыт нитяной оплеткой, его следует проварить в натуральной олифе или льняном масле. При эксплуатации кабель трется о стенки скважин, отчего оплетка и изоляция кабеля нарушаются. Поэтому кабель может быть пригоден

для 25—30 спусков и подъемов. Ремонт изоляции кабеля экономически невыгоден, а иногда и практически невозможен.

В целях удобства транспортировки и хранения прибора датчик (с отрезком кабеля) можно сделать отъемным. Для этого употребляют геофизический кабельный замок (рис. 143). Кабель нужно беречь от воды. Влажный кабель может примерзнуть к стенкам скважины, а мокрый может послужить причиной погрешностей в измерениях температуры.

Перед началом геотермических наблюдений необходимо измерить электрическое сопротивление кабеля, сделать его разметку.

На кабеле на расстоянии 0,5—0,7 *м* от кабельного замка крепится муфта для подвески груза. Назначение груза — облегчить опускание кабеля

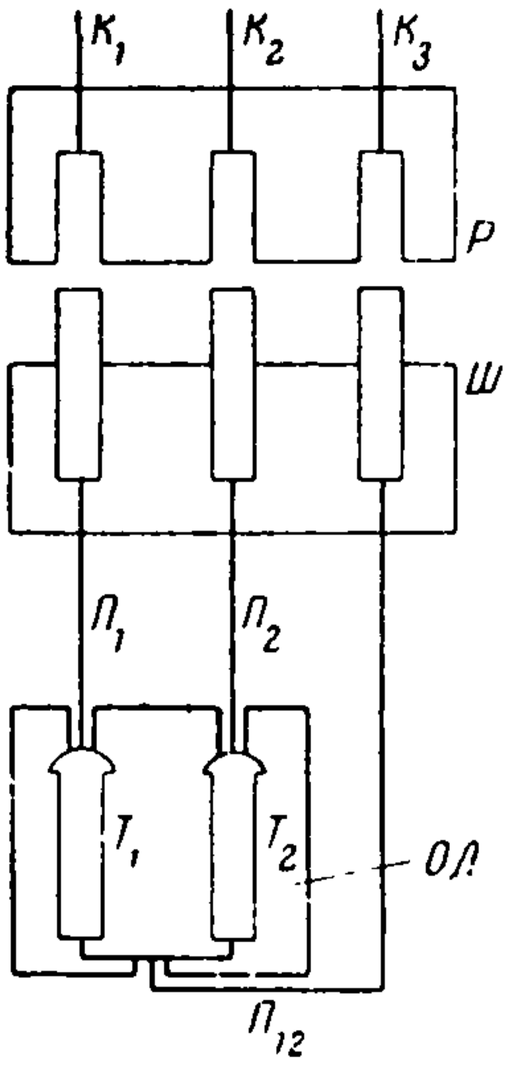


Рис. 143. Схема соединения термисторов с кабельным замком:

K_1, K_2, K_3 — жилы кабеля; *Ш* — штепсель кабельного замка; *Р* — розетка кабельного замка; T_1, T_2 — термисторы; $П_1$, $П_2$, $П_{12}$ — соединительные провода термисторов; *ОД* — оправа датчика

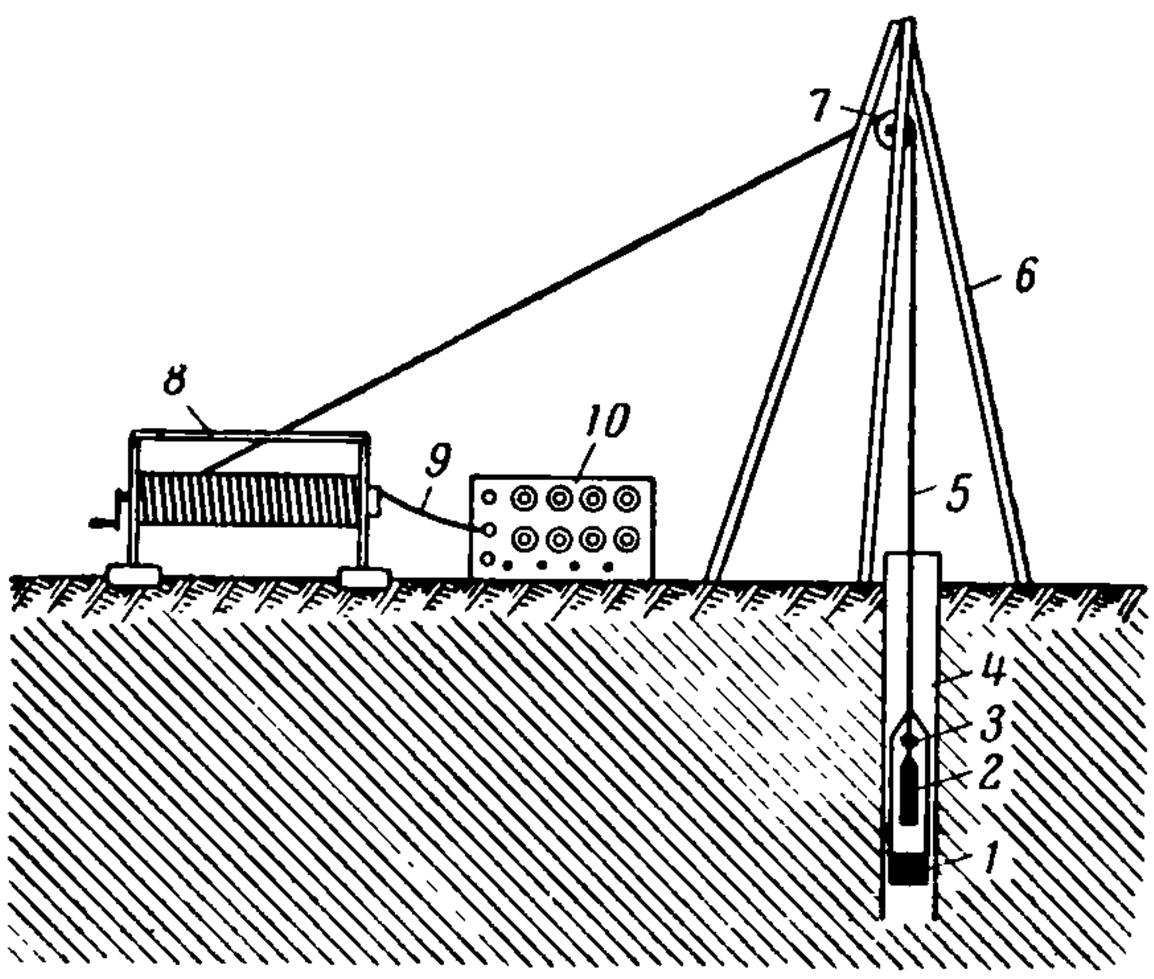


Рис. 144. Схема расположения оборудования при измерении температуры:

1 — свинцовый груз; *2* — термодатчик; *3* — кабельный замок; *4* — обсадная труба скважины; *5* — кабель; *6* — тренога; *7* —блок-балансир и счетчик; *8* — кабельная катушка; *9* — гибкий кабель; *10* — мост сопротивления

в скважину и его натяжение. Груз закрепляется на двух стальных тросиках (можно на проводе марки ПВР или ПТФ-7) с таким расчетом, чтобы он находился ниже датчика температуры на 2—2,5 *м* (рис. 144).

Для геотермических измерений можно употреблять блок-балансир от гидрологической лебедки. Этот прибор удобен для применения в скважинах после окончания бурения и в том случае, когда края обсадных труб находятся на разных глубинах. Применение каротажного блок-балансира затруднительно и потребует значительных подготовительных работ.

Процесс геотермических наблюдений сводится к следующему. На месте работы следует осмотреть состояние приборов после транспортировки, исправить повреждения; выбрать места установки лебедки, моста сопротивления и др.; установить приборы; укрепить лебедку и треногу (рис. 151); пропустить кабель через блок-балансир, прикрепить к кабелю термодатчик и груз, установить блок-балансир на нуль (при положении, когда защитная оболочка термисторов будет касаться поверхности земли); спустить кабель

до отметки, которая будет соответствовать первой точке измерения; прочно укрепить кабель; проверить отметку глубины по счетчику глубин и сделать соответствующие записи в журнал измерений.

Термодатчик, опущенный в скважину, в течение некоторого времени принимает температуру окружающей среды. Практически время выдержки термисторов в защитной оболочке, на точке измерения, можно определить непосредственно в процессе измерений. На первой глубине делают предварительную выдержку термистора на протяжении 1,5 часа. Если измерения происходят зимой, то термодатчик, кабель и груз опускают в скважину с температурой, значительно более низкой, чем температура скважины на горизонте измерения. На грузе, кабеле и термодатчике происходит конденсация влаги в виде кристаллов льда. Поэтому необходима столь длительная выдержка термодатчика на первой точке измерения. На следующих точках время выдержки сокращается, и обычно на третьей точке измерения (в том случае, если расстояние между точками измерений не меньше 10 *м*) оно не превышает 10—20 мин. и зависит от диаметра скважины и постоянной времени термодатчика.

После необходимой выстойки термодатчика на данной глубине мост сопротивлений соединяют проводом с розеткой на лебедке и устанавливают стрелку гальванометра на нуль шкалы. Измерение начинают набором сопротивления на четвертой декаде моста («1000»). В случае, если декада будет полностью включена, а измеряемое сопротивление оказывается большим (стрелка гальванометра моста отклоняется), нужно набранные сопротивления сбросить, перевести переключатель отношения плеч моста на обозначение «1/10» и набирать сопротивления вновь на четвертой декаде. При положении, когда одно из сопротивлений декады будет меньше, а следующее больше, чем измеряемое, на этой декаде следует оставить меньшее сопротивление и начать набор сопротивлений на следующей — третьей декаде (с обозначением «100»). Первые проверки правильности набора сопротивлений делать кнопкой включений сопротивлений с надписью «грубо», последующие — кнопкой с надписью «точно». Измерение можно считать законченным в том случае, если при включении гальванометра стрелка не будет сдвигаться с нуля шкалы.

Каждое наблюдение на одной точке следует выполнять при трех положениях: измерить сопротивление первого термистора, измерить сопротивление второго термистора и измерить суммарное сопротивление обоих термисторов. Следует записать температуру воздуха, при которой производились измерения. Затем надо разъединить лебедку и мост сопротивлений и начать спуск термодатчика на следующую глубину.

Наиболее частые неисправности термистора заключаются в следующем.

а) Измеряемое сопротивление все время изменяется. Главной причиной этого может быть то, что при изготовлении защитной оболочки был допущен зазор между нею и защитным чехлом термистора. В этом случае следует сделать новую защитную оболочку или чехол термистора обернуть плотным слоем металлической фольги и вставить в гнездо (в 4-*мм* отверстие) так, чтобы термистор вошел туго, без зазора. Такое же положение может быть и при насыщении проводов влагой. В этом случае следует высушить кабель и термистор, проверить их изоляцию.

б) Показания термисторов явно не соответствуют той температуре, которая измеряется. В одних случаях это вызывается тем, что защитная оболочка загрязнена глиной, шламом и т. д. Следует осмотреть и очистить прибор. В других случаях это вызывается повреждением термистора (ударом, воздействием тока недопустимои силы). В этих случаях требуется замена термодатчика.

в) Два термистора на одной и той же глубине показывают различную температуру. Причин такого расхождения может быть несколько: недоста-

точная выдержка термодатчика на точке измерения, повреждение одного из термисторов, наличие на стенках скважины сочащейся воды.

При геотермических наблюдениях термисторами запись в журнале должна содержать следующие данные: номер скважины или горной выработки, где производятся измерения; какой кабель употребляется, общая длина его; номера термисторов термодатчика, тип моста сопротивлений и номер его; глубина измерения; время наблюдения (дата, часы и минуты); температура воздуха, при которой производятся измерения; сопротивление первого термистора, сопротивление второго термистора, суммарное сопротивление обоих термисторов.

Данные наблюдений переписывают в журнал, в котором к наблюдениям вводятся необходимые поправки (на сопротивление кабеля, на температуру прибора и т. д.). По градуировочной кривой определяют температуру в измеряемой точке.

Для примера приводим запись в журнале полевых наблюдений (табл. 41).

Таблица 41

Журнал полевых наблюдений термисторной установки

Геотермическая установка № 3.
Кабель изготовлен из трех проводов марки ПТФ-7.
Термисторы № 3 и 4 из 13-й градуировочной партии
R_t при температуре +22,12=9080 *ом*.
R_t при температуре +22,12=10020 *ом*.
Мост сопротивлений постоянного тока № 11232
Измерение глубины по меткам на кабеле.

№ скважины	Глубина измерения, *м*	Время измерения		Температура воздуха, °С	Сопротивление, *ом*			Подпись наблюдателя
		дата	час.—мин.		термистор № 3	термистор № 4	суммарное термисторов № 3 и № 4	
32	10	8.IX	11—00	+16	22 290	23 590	45 870	
	20		12—40	+18	22 370	23 660	46 060	
	30		13—30	+22	22 360	23 650	46 020	

ОБЩИЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ИЗМЕРЕНИЮ ТЕМПЕРАТУРЫ

Перед началом измерений необходимо осмотреть термометрическую систему, проверить состояние ствола скважины, выяснить наличие в нем воды или бурового раствора. Инерционные ртутные термометры в открытой оправе опускают в скважину на разные глубины одновременно в количестве не более 4—6 на одном тросе. В глубокую скважину на одном тросе опускают не более двух гильз. Опускать связки термометров на разных тросах не рекомендуется, так как это часто приводит к их сплетению.

В качестве троса часто используют проваренный в льняном масле крученый льняной или конопляный шнур, к которому термометры привязывают на необходимых расстояниях друг от друга. Нижний термометр привязывают к тросу обычным узлом, все же остальные прикрепляют узлом, позволяющим быстро снять или передвинуть термометр на другое место. Последовательные операции подвязки термометров изображены на рис. 145.

Для измерения температуры в скважинах глубиной до 15—20 *м* пользуются обычно не одним, а сразу несколькими термодатчиками ЭТС, соединяя их в гирлянду согласно принятой схеме (см. рис. 144). С глубины 20 *м* измерения обычно производят одиночными датчиками.

Связки заленивленных термометров или же гирлянды электрических термодатчиков изготавливают с таким расчетом, чтобы термодатчики, опущенные в скважину, располагались на заданных глубинах. Во время выдержки термодатчиков скважина должна быть закрыта пробкой.

Закреплять термометрический комплект в устье скважины следует осторожно. Чтобы предохранить комплект от обрыва и от нарушения изоляции подводящих проводов, под место изгиба проводов или подвесного троса, выходящих из обсадной трубы, необходимо подкладывать мягкую подкладку.

Ввиду того что для измерения температуры в скважинах применяют термометры разнообразной и нестандартной конструкции, минимальную выдержку для каждого из них следует устанавливать опытным путем.

Выдержку дистанционной аппаратуры определяют в процессе наблюдения с помощью серии отсчетов в пределах заданной точности измерений. Первый отсчет делают с минимальной выдержкой для данных условий, последующие — через 5—10 мин. Выдержка считается достаточной, когда разность между поледовательными отсчетами становится меньше $\pm 0{,}05°$.

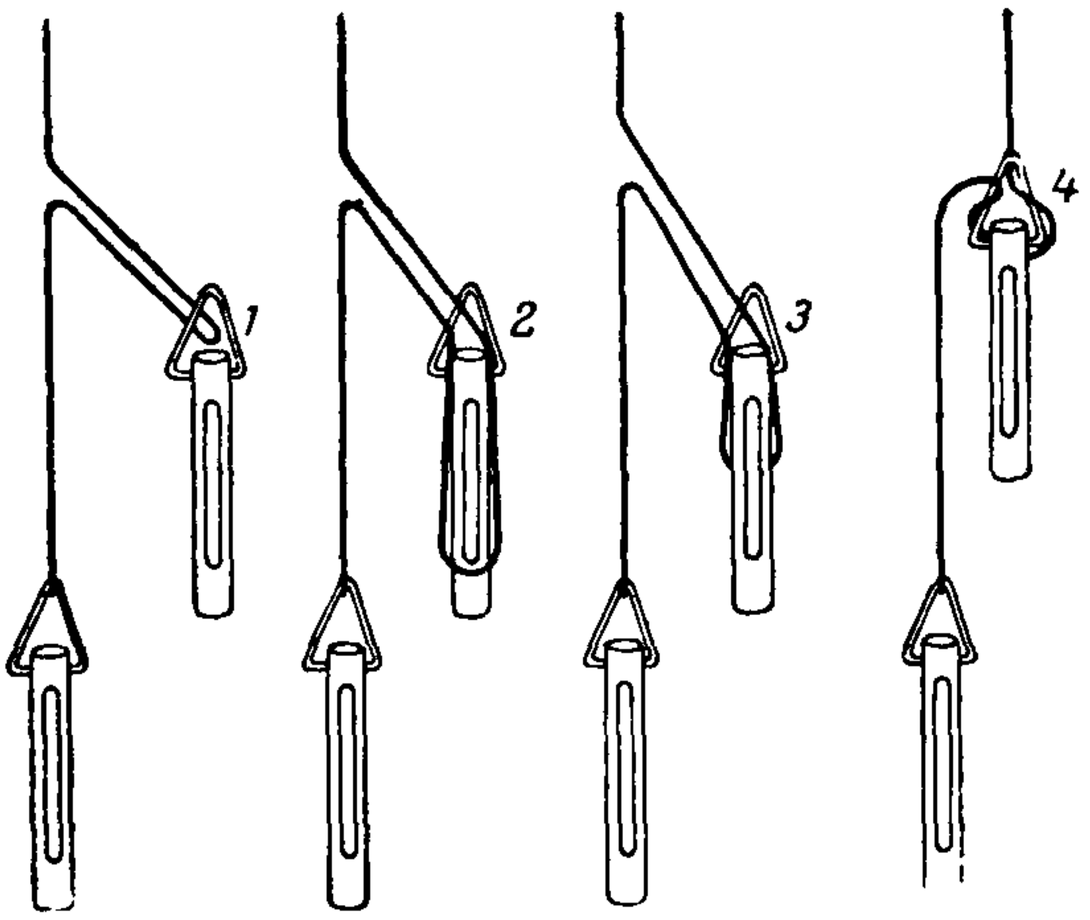


Рис. 145. Последовательность операций при подвязке термометра к шнуру для измерения температуры в скважине

Примерная длительность выдержки термометров в скважинах приведена в табл. 42.

Время, прошедшее после опускания термометра в скважину и до начала измерения температуры, должно в 5—10 раз превышать время тепловой инерции термометра. Время выдержки термометра после перемещения его с одной глубины на другую всегда будет менее продолжительным, чем при начальной установке термометра в скважину.

При непрерывной записи температуры полной выдержки на точках измерений передвигающемуся электротермометру не дают. Скорость спуска термометра назначают исходя из его тепловой инерции. В процессе непрерывной записи выявляют изменения градиента температуры. Истинную температуру пород определяют после длительной выдержки прибора в трех точках, расположенных на разных глубинах.

Скорость спуска и записи электротермометров типа ЭС-16 и ЭС-17 возможна до 100 *м/час*; для типов ЭС-СБ, ЭС-СБ-1 и ЭС-СБ-2 — до 150 *м/час*; для ЭСО-2 и СТТ — до 400 *м/час* и ЭТМИ-55 — до 2500 *м/час*.

При измерении температуры в скважине одним термометром процесс измерения рекомендуется начинать сверху, чтобы избежать нежелательного перемешивания воздуха в скважине в месте установки термодатчика и ускорить момент установления температурного равновесия между термометром и средой. При подъеме термометра производят повторные измерения температуры. Такую систему измерений рекомендуется делать во всех безводных скважинах. Скважины, в которых производят замеры температуры, обычно обсаживают стальными трубами. Ввиду большой теплопроводности металла обсадная труба вносит некоторое искажение в естественное температурное поле. В особенности это сказывается до глубины 2—3 *м*. Исходя

Таблица 42

Примерная длительность выдержки термометров в скважинах

Тип термометра	Диаметр прибора, *мм*	Начальная разность температуры прибора и среды, °С	Выдержка термометров*			
			приближенная (конечная разность температуры прибора и среды до 0,2—0,3°)		полная (конечная разность температуры прибора и среды менее 0,05°)	
			в воздухе	в воде	в воздухе	в воде
Ртутные срочные:						
в родниковой оправе ** . .	32—50	2—20	—	10—20 м.	—	20—50 м.
то же	60—100	2—10	—	10—20 м.	—	30—40 м.
»	60—100	10—21	—	15—30 м.	—	40—60 м.
»	60—100	21—23	—	20—40 м.	—	60—120 м.
заленивленные в открытой оправе ***	19—25	1—30	2—3 ч.	—	3—4 ч.	—
заленивленные в гильзе .	32—75	1—30	3—4 ч.	—	4—6 ч.	—
	75—110	1—30	6—8 ч.	4—6 ч.	10—15 ч.	6—8 ч.
Ртутные максимальные:						
в открытой оправе	19—25	1—30	20—40 м.	10—30 м.	30—60 м.	20—50 м.
в специальном «патроне» .	25—60	1—30	1—2 ч.	20—60 м.	2—3 ч.	30—120 м.
в гильзе	75—110	1—30	6—8 ч.	4—6 ч.	10—15 ч.	6—8 ч.
Ртутные фототермометры . .	100	1—30	2—3 ч.	1—2 ч.	3—4 ч.	2—3 ч.
Электротермометры сопротивления:						
стандартные (заводские) .	60—75	1—30	2—5 м.	1—2 м.	20—120 м.	10—60 м.
нестандартные (самодельные)	40—75	1—30	10—60 м.	1—20 м.	30—120 м.	10—60 м.
Термисторы полупроводниковые:						
стандартные (заводские) .	70	1—30	2—5 м.	1—2 м.	20—120 м.	20—60 м.
нестандартные (самодельные)	10—40	0—2	20—30 м.	10—20 м.	40—60 м.	20—30 м.
то же	10—40	2—20	60—90 м.	20—40 м.	80—130 м.	40—60 м.
Электронные	40—75	1—30	2—5 м.	1—2 м.	30—120 м.	10—60 м.
Термоэлектрические	50—80	1—30	2—5м.	1—2 м.	5—10 м.	2—5 м.

* Обозначения: ч. — час; м. — мин.

** Для измерения температуры воздуха не применяются.

*** Для измерения температуры воды не применяются.

из этого, рекомендуется измерение температуры в слое до 3 *м* делать в скважинах, обсаженных винипластовыми трубами.

При работе с электрическими термометрами сопротивления руководствуются следующими указаниями. Во время предварительной балансировки моста во избежание нагрева датчика в цепь питания моста необходимо включать реостат на полную емкость. После определения примерного положения баланса реостат выводят и с помощью редких и непродолжительных (мгновенных) включений кнопкой батареи в цепь питания моста уточняют положение баланса. Примерно через 0,5 мин. баланс снова проверяют и после этого производят отсчет по шкале реохорда. При отсчете глаз следует поставить так, чтобы две индексные штриховые линии, проведенные на противоположных сторонах смотрового стекла шкалы, совместились. Деле-

ние шкалы реохорда, совпавшее с этими совмещенными штриховыми линиями, соответствует истинному отсчету.

Совмещение стрелки нулевого гальванометра с нулем шкалы перед началом измерений и в процессе измерений при включенном питании моста совершенно необязательно. Баланс моста в этом случае соответствует условному нулю; при этом положении включение питания моста (нажатие кнопки) не вызывает перемещения стрелки относительно шкалы. Во время балансировки важно добиться именно этого положения.

При употреблении неравновесных мостов отсчет, соответствующий данной температуре, берется непосредственно по шкале гальванометра. Перед отсчетом необходимо проверить правильность положения стрелки гальванометра относительно шкалы (при выключенном питании моста стрелка должна быть совмещена посредством корректора с нулевым делением шкалы). Мост должен быть отрегулирован по контрольному сопротивлению.

Положение стрелки измерительного прибора относительно шкалы определяется при таком положении глаза, когда конец стрелки совпадает с ее отражением в зеркале шкалы.

Для измерения температуры с помощью термоэлектрических термометров (термопар) необходимо знать температуру спая сравнения. Обычно ее определяют ртутным (контрольным) термометром, цена деления шкалы которого равна 0,1° и меньше; реже ее определяют электротермометром сопротивления. Во время измерений температуры с помощью термопары необходимо иметь в виду следующее: а) спай сравнения и резервуар термометра должны иметь одинаковую температуру; б) температура по контрольному термометру должна быть отсчитана с большой точностью, так как ошибка в ее определении войдет в изменение температуры; в) при выключенном приборе стрелка гальванометра должна совпадать с нулевым делением шкалы. Чтобы получить заданную точность измерений температуры с помощью термопары, необходимо, чтобы температура спая сравнения при отсчете была определена с точностью не меньшей, чем заданная точность измерений.

При градуировке термопары термоспай сравнения обычно погружают в тающий лед, имеющий температуру 0°. Во время измерений во многих случаях термоспай сравнения приходится держать при постоянной температуре t_2, но не равной 0°. Если градуировочная кривая имеет линейную зависимость. то в этом случае действительную температуру t термоспая определяют по формуле

$$t = t_1 \pm t_2,$$

где t_1 — температура, определенная по измерительному прибору и градуировочной кривой;

t_2 — фактическая температура термоспая сравнения, отличающаяся от 0°.

Если t_1 и t_2 имеют разные знаки, то их соединяют знаком плюс (+); когда же эти знаки одинаковы, между ними ставят минус (—). Отсчеты, полученные в процессе измерений в относительных единицах (в делениях шкалы измерительного прибора, в омах, в милливольтах), переводят в температуру соответственно данным градуировки, используя для этой цели градуировочные таблицы или графики. При этом учитывают поправки контрольных ртутных термометров.

По результатам измерения температуры в скважине составляют термограмму, отражающую форму температурной кривой. Для этого, если не ведется непрерывная запись температуры на полуавтоматическом регистраторе, измерения производят в следующем порядке. В глубоких скважинах температуру измеряют, спуская прибор до определенной глубины. Показания термометров наносят на рабочий график температуры. При резком изменении температуры, по сравнению с предшествующей точкой, делают измерение в дополнительной точке, расположенной ниже на 10—20 *м*, а

далее возвращаются к стандартным глубинам измерения. В случае отсутствия аномалий в распределении температуры горных пород по глубине и расхождений с показаниями термометров при спуске контрольные измерения ведут и при подъеме прибора, но через 2—3 интервала стандартных глубин.

Если температурная кривая имеет резкий излом, т. е. наблюдается резкое изменение градиента температуры, то при подъеме прибора уточняют глубину точки излома путем измерения температуры на промежуточных глубинах.

При наличии аномалий таким же образом уточняют их нижние и верхние границы, максимальную величину отклонения температуры.

Если показания термометров при спуске и подъеме не совпадают более чем на $\pm$ 0,2°, то измерения температуры следует повторить через один-два стандартных интервала глубины с обязательными замерами в тех точках, где данные не совпадают.

При бурении глубоких скважин не всегда можно произвести замер температуры горных пород после длительной выстойки скважины. В этих случаях сделанные замеры температуры позволяют решить лишь частные задачи. Такие наблюдения производят последовательно, по мере выстойки скважины, и используют возможность измерения температуры в процессе бурения или откачек воды. В этом случае производят систематические измерения температуры откачиваемой или возвратной воды. Температуру столба воды в скважине замеряют на протяжении времени, которое имеется в распоряжении исследователя.

Полученные таким образом несколько термограмм сравнивают и делают возможные выводы. В частности, таким способом можно определить мощность многолетнемерзлой толщи.

В скважинах, пройденных без промывки, в процессе бурения измерения температуры ведут по способу наращивания кривой, т. е. замеров по мере проходки, используя перерывы в бурении (при 1—2-сменной работе), или при назначенных перерывах, длительностью до суток. Такой метод замеров позволяет исключить неожиданности, которые возможны в связи с вскрытием напорных водоносных горизонтов. После окончания бурения и кратковременного выстаивания скважины замеряют температуры по всему разрезу.

ОФОРМЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Первичные материалы наблюдений за температурой пород в горных выработках должны содержать следующие основные данные.

а) Местоположение скважины (административный район, населенный пункт, бассейн реки, местное название участка и т. п.); географические координаты; абсолютная высота устья скважины и относительная его высота над уровнем реки, озера, дном котловины и т. п.; элемент рельефа, его экспозиция, расстояние до уреза реки, озера, бровки крутого склона, высота и крутизна склонов, глубина и ширина реки или озера; растительность и заболоченность участка и пр. План-схема скважины в масштабе 1 : 10 000—1 : 2000.

б) Тип скважины; способ и техника бурения; режим бурения и его продолжительность; график бурения скважины и различных работ в ней (обсадка, цементирование, ликвидация аварий, простой, опытные откачки, опробования и т. п.); режим промывки; температура поступающей и возвратной воды и пр.

в) Конструкция, глубина и диаметр скважины на разных глубинах; обсадка трубами различных диаметров; количество цементных колец, мостов и их глубина; оборудование скважины фильтрами; прострелы обсадных труб и пр.

г) Геолого-литологический и геокриологический разрез скважины по описанию керна или образцов горных пород.

д) Глубина залегания и мощность водоносных и нефтегазоносных пластов; интенсивность поглощения или поступления жидкости или газа; удельный дебит; напор, статический (пьезометрический) уровень; тип вод (пластовые, трещинные и т. п.); температура при откачке; химический состав жидкости, газа.

е) Влияние мерзлых пород на процесс бурения; замерзание бурового раствора — образование ледяной пробки, примерзание инструмента.

ж) Подготовка скважины к замерам температуры горных пород: сроки прекращения бурения, спуска инструмента, промывки, время обсадки, цементирования, опытной откачки, нагнетания, каротажных работ и т. п.; длительность и способ откачки, нагнетания, промывки, период выстойки; количество извлеченной или залитой в скважину жидкости; температура входящей и выходящей жидкости; способ оборудования и консервации скважины для измерений температуры (описание конструкций и процесса работ).

з) Состояние скважины непосредственно перед и во время измерения температуры; срок полной выстойки; наличие столба жидкости; уровень жидкости в начале и конце измерения температруры; минерализация жидкости, наличие самоизлива, газирование и т. д.; глубина свободного ствола (до воды, пробки, моста, забоя).

Запись измерений ведется в журнале по формам, приведенным в табл.43.

По этим данным вычерчивают термограммы. Полученные термограммы необходимо интерпретировать. Общим правилом детальной интерпретации является выявление аномалий, установление их причин и направления смещения термограммы относительно геотермической кривой, свойственной естественным условиям. Устанавливается природа аномалий, связанных с особенностями геологического строения, с выходом газа, с циркуляцией воды в затрубном пространстве, с влиянием недавнего цементирования и т. п. Способ выявления таких аномалий описан в руководствах по промысловой геофизике.

Далее следует выявить особенности геотермической кривой, связанные с условиями местоположения скважины. Например, малые градиенты и отрицательное их значение в верхней части геотермической кривой нередко обусловлены близостью подруслового или подозерного талика или, наоборот, близостью мерзлого массива.

В скважинах, заполненных подсоленной водой, иногда наблюдается резкое уменьшение градиента температуры столба воды в пределах многолетнемерзлой толщи, обусловленное особенностями конвекции, выравниванием температуры раствора около его точки замерзания. На больших глубинах показания электротермометров нередко искажаются вследствие недостаточной изоляции датчика. При непродолжительной выстойке скважины в границах мерзлой толщи наблюдается безградиентное или малоградиентное распределение температуры, близкой к нулю. Глубина, которой соответствует такой участок геотермической кривой в случае дальнейшего повышения температуры, приближенно указывает на положение нижней поверхности мерзлой толщи. При небольшой выстойке скважины (температура в ней больше или равна 0°) глубина залегания нижней поверхности уменьшается, а при длительной выстойке (температура ниже 0°) — увеличивается. Сравнительно точно положение геоизотермы 0° можно определить только интерполяцией между точками измерения температуры. Экстраполяцию в интервале глубин, на которых измерения не производились, следует применять очень осторожно, притом только в случае наличия измерений с устойчивым средним градиентом температуры на протяжении предшествующих 50—100 *м* и при однородных геологических условиях.

Таблица 43

Формы журналов измерений температуры разными приборами

Измерения промысловым электротермометром сопротивления

№ скважины	Глубина, *м*			Время измерения		Отсчет, *мв*			$t_0—t^*$, °С	Отсчет, °С	Исправленный отсчет	Примечание
	по метке	по счетчику	истинная	постановка	снятие отсчета	по компенсатору	по потенциометру	всего				

Измерения термистором

№ скважины	Глубина, *м*			Время измерения		Отсчеты сопротивления, *ом*			Отсчет, °С	Исправленный отсчет, °С	Примечание
	по метке	по счетчику	истинная	постановка	снятие отсчета	термистор + +кабель	кабель	термистор			

Измерения ртутными термометрами

№ скважины	Глубина, *м*			Время измерения		Номер термометра	Отсчет, °С	Поправка, °С	Исправленный отсчет, °С	Примечание
	по метке	по счетчику	истинная	постановка	снятие отсчета					

* Разность между начальной температурой термометра и температурой в точке измерения.

Зная глубину полжения геоизотермы 0° и температуру пород на глубине 10—15 *м*, графической интерполяцией можно приблизительно определить средний градиент и значение температуры на разных глубинах в пределах мерзлой толщи. Эти данные можно использовать для грубой оценки степени приближения измеренной температуры в скважине к температуре горных пород, в которых она пройдена.

Если имеется серия измерений температуры на данной глубине в разные сроки в процессе выстойки скважины, то вычислением или графически можно приблизительно определить температуру горных пород на этой глубине.

Отчет по геотермическим наблюдениям включает разделы:

1) общая часть, в которой излагаются сведения о способе, режиме и длительности бурения, выстойке скважины и исследований в ней; сведения о конструкции скважины и ее состоянии; цель и задачи бурения; цель и задачи геотермических наблюдений и пр.;

2) основная часть отчета с изложением геолого-географических условий участка местоположения скважины и план участка в масштабе 1 : 10 000—1 : 2000; обобщенный геолого-литологический разрез по скважине; сведения о водоносности, нефтеносности и газоносности; характеристика мерзлой толщи в районе расположения скважины и по данным бурения скважины; сведения о подготовке скважины к измерениям температуры и ее состоянии в период измерения температуры.

Далее подробно описывают методику геотермических наблюдений: измерительную аппаратуру, график выдержки термометров, особенности организации наблюдений, соображения о возможных погрешностях измерений. Излагают результаты измерения температуры в скважине в виде таблиц и графиков.

Основное внимание при составлении отчета уделяется анализу полученных данных. Мощность и прерывистость мерзлой толщи сопоставляются с данными измерений; объясняются наличие и причины естественных и искусственных температурных аномалий; устанавливается степень приближения измеренной температуры к ее значению в естественных условиях; вычисляется геотермический градиент по отдельным интервалам глубин и анализируются причины его изменения; выводятся градиенты мерзлой и немерзлой толщ горных пород.

Если результаты измерений точны и позволяют сделать выводы о динамике мерзлой толщи, то производится соответствующий анализ влияния изменения природных региональных условий.

ЛИТЕРАТУРА

Выборных С. Ф. Промысловое геофизическое оборудование и аппаратура. Гостоптехиздат, 1958.

Голубев А. В. Дистанционные измерения температуры, пучения и напряжения термически деятельного слоя грунта. Изд-во АН СССР, 1957.

Дахнов В. Н. Промысловая геофизика. Гостоптехиздат, 1947.

Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Термические исследования скважин. Гостоптехиздат, 1952.

Инструкция по каротажным и прострелочным работам. Госгеолиздат, 1952.

Красковский С. А. Геотермические измерения. Сб. «Геофизика», № 6. Гидрометеоиздат, 1938.

Красковский С. А. Геотермия. Справочная книга геофизика-разведчика. Гостоптехиздат, 1939.

Львов М. А. Электрические термометры сопротивления. Энергоиздат, 1938.

Попов М. М. Термометрия и калориметрия. Изд. Моск. ун-та, 1954.

Шимановский С. В. Электротермометр для измерения температур на больших глубинах (термопарный). Сб. «Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 1, Якутск, 1942.

Шимановский С. В. Методы измерения температуры горных пород. Изд-во АН СССР, 1952.

Приложение 2

ФОРМА АНКЕТЫ УЧЕТА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

(для шурфов и скважин)

Область (край)_____ район_____

Ближайший населенный пункт_____

Номенклатура планшета _____

Бассейн реки_____рч._____руч._____

Широта____°____′; долгота____°____′. Абсолютная высота (в *м*)____

Относительная высота (к реперу, водоему и т. д.)_____

Глубина выработки_____№ выработки_____Тип выработки

(скважина, шурф, расчистка и естественные обнажения) _____

_____и ее диаметр _____

Время проходки (начало, конец) _____

Способ проходки (с промывкой, с продувом, с пожогом и т. д.)_____

_____. Дата наблюдения _____

Рельеф местности (основной рельеф, мезорельеф, микрорельеф) _____

_____

Экспозиция участка_____

Дренирование поверхности (заболоченность)_____

_____

Растительность (лесная, луговая, моховая, степень затенения растительностью, отсутствие растительности)_____

_____

Снежный покров, мощность (в *см*), плотность и равномерность залегания (при зимних наблюдениях)_____

_____

Глубины залегания верхней и нижней поверхностей толщи многолетнемерзлых горных пород (в *м*)_____

Тип подземных вод, вскрытых выработкой_____

_____

Появление воды на глубине (в *м*)	Установившийся уровень (в *м*)	Подошва водоносного горизонта (в *м*)	Мощность водоносного горизонта (в *м*)	Глубина измерения температуры (в *м*)	Температура, °С	Удельный дебит (*л/с*)

Химический состав воды: _____

_____

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

№ слоя	Интервалы глубин (в *м*)	Литологичесикй состав, фациальная принадлежность, криогенные текстуры — монолитная, слоистая, сетчатая, базальная	Глубина измерения температуры (в *м*)	Температура, °С	Дата замера температуры	Влажность (льдистость, в % указать к сухой или влажной навеске)	Глубина взятия образцов грунта для анализов (в *м*)

Примечание. Способ замера температуры и взятия пробы на влажность _____

_____

Наименование организации, проводившей наблюдения _____

_____

Время заполнения анкеты _____

Подпись заполнявшего _____

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ.

(для глубоких скважин)

1. Конструкция скважин _____

_____

_____

2. Состояние скважины _____

_____

_____

3. Условия гидрогеологических и геотермических наблюдений в скважинах (наличие опробования скважин, выстойка перед замером температуры и т. п.) _____

_____

_____

4. Прочие сведения _____

_____

5. Дополнительное описание разреза _____

_____

Время заполнения _____

Подпись заполнявшего _____

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение. И. Я. Баранов 5

Часть первая. Геокриологическая съемка

Глава I. Цели и задачи геокриологической съемки. И. Я. Баранов 15

Глава II. Содержание исследований при геокриологической съемке 37

§ 1. Исследование распространения многолетнемерзлых пород. П. И. Мельников, В. М. Пономарев 37

§ 2. Исследование слоя сезонного промерзания и протаивания почв (горных пород) Т. Н. Жесткова, Е. Г. Катасонова, А. М. Пчелинцев, Л. С. Хомичевская 44

§ 3. Исследование состава и криогенного строения многолетнемерзлых горных пород. Е. М. Катасонов 69

§ 4. Исследования температурного поля горных пород. И. Я. Баранов 88

Глава III. Некоторые полевые лабораторные исследования 93

§ 1. Определение гранулометрического состава, типа глинистого минерала, емкости поглощения и суммы обменных катионов дисперсных отложений. З. А. Нерсесова, И. А. Тюлюнов 93

§ 2. Исследование некоторых физических свойств мерзлых горных пород. А. П. Боженова, Л. Е Ведерников, З. А. Нерсесова, А. М. Пчелинцев 99

§ 3. Применение кристаллооптического метода при исследованиях мерзлых горных пород. О. С. Коннова 121

§ 4. Сохранение образцов в мерзлом состоянии. А. И. Ефимов, Г. О. Лукин 131

Глава IV. Приемы полевых исследований при геокриологической съемке . . . 136

§ 1. Производство горных выработок. И. П. Елманов, А. В. Марамзин, Н. И. Мухин, А. Н Толстов 136

§ 2. Геофизические исследования. А. Т. Акимов 150

§ 3. Применение аэрометодов при геокриологических исследованиях. И. В. Протасьева, П. А. Соловьев 170

§ 4. Геоботанический метод исследования. А. П. Тыртиков 180

§ 5. Исследование подземных и поверхностных вод. А. И. Ефимов 189

Глава V. Геокриологическое картирование 202

§ 1. Принцип и приемы составления геокриологических карт и планов. Е. К. Крылова, И. В. Протасьева 202

§ 2. Типовые условные обозначения для геокриологических карт, профилей и разрезов. С. П. Качурин 211

Часть вторая. Тематические геокриологические исследования

Глава I. Исследование криогенных образований 223

§ 1. Бугристые образования. О. Г. Боярский, И. В. Протасьева, А. Н. Толстов 223

§ 2. Подземные льды. Н. А. Граве 235

§ 3. Полигональные образования 244

а) Морозобойное и диагенетическое растрескивание грунтов. Б. Н. Достовалов 244

б) Полигональные системы ледяных и грунтовых жил. Б. Н. Достовалов 250

в) Трещинно-полигональный рельеф Б. И. Втюрин, А. Я. Литвинов . 256

§ 4. Следы древних криогенных и посткриогенных процессов. Т. Н. Каплина 276
§ 5. Наледи. Н. А. Вельмина 288
§ 6. Снежники и их деятельность. Н. А. Солнцев 301

Глава II. Исследование посткриогенных образований 309
§ 1. Термокарстовые и другие просадочные образования. С. П. Качурин . . 309
§ 2. Термоабразия берегов водоемов. Б. А. Вильнер 322
§ 3. Солифлюкционные явления и образования. Т. Н. Каплина, С. П. Качурин 331

Глава III. Вопросы динамики мерзлых толщ 352
§ 1. Динамика толщ многолетнемерзлых горных пород. В. А. Кудрявцев . . .

Часть третья. Стационарные геокриологические исследования

Задачи и методы полевых наблюдений. А. В. Голубев, А. В. Павлов, Л. С. Хомичевская 362

Приложение 1. Методика измерений температуры горных пород. А. В. Голубев, Н. А. Козлов, П. А. Соловьев 383

Приложение 2. Форма анкеты учета многолетнемерзлых горных пород 420

Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования

Утверждено к печати Институтом мерзлотоведения
Академии наук СССР
Редакторы издательства *А. А. Приклонский, И. Н. Николаева*
Переплет художника *П. Р. Некунда*
Технический редактора *В. Г. Лаут*

РИСО АН СССР № 76-35В. Сдано в набор 9/XII 1960 г.
Подписано к печати 30/III 1961 г. Формат 70×108¹/₁₆
печ. л. 26,5+3 вкл. (0,5 п. л.) усл. печ. л. 36,99
уч.-издат. л. 36,1 (35,8+0,3 вкл.) Тираж 1500 экз.
Т-00309. Изд. № 5058. Тип. зак. № 1372

Цена 2 р. 75 к.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10