



青藏公路沿线冻土考察

中国科学院地理研究所冰川冻土研究室

(内部资料·注意保存)

科学出版社



56.3798
144

青藏公路沿綫凍土考察

中国科学院地理研究所冰川冻土研究室

(内部資料·注意保存)

科学出版社

1965

00963

內 容 簡 介

本文集收集了中国科学院地理研究所冰川冻土研究室于 1960—1962 年間,会同有关部門,在青藏公路沿綫(主要是昆仑山与唐古拉山之間的地段)冻土考察資料基础上写的七篇文章。內容主要有以下两方面。

(1) 介紹青藏公路沿綫冻土特征。在“青藏公路沿綫的多年冻土”一文中,作者对多年冻土的基本特征,如地表面的季节冻结与融化作用,冻土层的分布、成分、构造、厚度、温度和成因类型、发展趋势以及冻土地区特殊的冻土現象作了較全面的介紹。文集并以昆仑山垭口—西大滩地段和风火山地区为重点,介紹了冻土測繪和分区的原则、內容和基本方法。另一作者对冰緣地貌現象作了专题詳述,并提出青藏綫冰緣地貌分区。

(2) 青藏公路沿綫冻土区几个专门問題的研究,如多年冻土地区地下水特征、冰的物理和化学性質以及沿綫植被特征等。

书末还附有介紹大兴安岭北部冻土特征、分布与发育規律的文章一篇。

青 藏 公 路 沿 綫 冻 土 考 察

中国科学院地理研究所冰川冻土研究室

*

科 学 出 版 社 出 版

北京朝陽門内大街 117 号

北京市书刊出版业营业許可証出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷

科 学 出 版 社 发 行

*

1965 年 6 月 第 一 版 开 本: 787 × 1092 1/16

1965 年 6 月 第 一 次 印 刷 印 张: 6 1/4 插 頁: 9

印 数: 1—900 字 数: 144,000

統一書号: 13031·2088

本社書号: 3188·13—13

定 价: 1.40 元

編輯說明

本文集主要收集了我室于1960—1962年期間在青藏公路沿綫（昆仑山至唐古拉山段）进行冻土考察基础上所写的七篇文章。为了使讀者更多地了解我国冻土的情况，我們在本集后面还附有“大兴安岭北部的冻土”一文。

各文中所列資料数据都是在青藏高原上經過艰苦劳动而获得的（参加此項考察的单位还有铁道科学研究所西北研究所、兰州铁道学院、唐山铁道学院、兰州大学和长春地质学院等），内容包括多年冻土的特征与形成条件、冰緣地貌、地下水、冰結構、水化学，以及植被等方面。所有这些，对青藏高原（和东北）的交通及其他国民經济建設，会有一定参考价值。

本文集由施雅风主編，袁远荣参与編輯，张恆、尹世琿清繪文內附图。

中国科学院地理研究所冰川冻土研究室

1964年6月

目 录

青藏公路沿綫的多年冻土·····	周幼吾 (1)
昆仑山崆口—西大滩地段的冻土分区及其特征·····	童伯良 (20)
风火山地区的冻土条件·····	周幼吾 (31)
青藏公路沿綫冰緣地貌特征·····	杜榕桓 謝自楚 (44)
青藏公路沿綫多年冻土区地下水特征·····	吳紫汪 (61)
青藏公路沿綫冰的結構和化学成分的一般特征·····	吳紫汪 (73)
青藏公路沿綫的植被·····	孙兴柏 (83)
附 录	
大兴安岭北部的冻土·····	周幼吾 吳紫汪 (90)

青藏公路沿綫的多年冻土

周 幼 吾

青藏公路縱貫我国青藏高原。长时期来,前人只能根据气象資料和个别旅行家关于泥流等現象的些許記載,来推测这里可能有多年冻土。自青藏公路修建通車,我国地質、地理和建筑工程人員的实际工作証实了多年冻土的存在,引起了广泛的重視。从1960年起,中国科学院地理研究所冰川冻土研究室組成冻土队,对青藏公路沿綫昆仑山至唐古拉山段作了初步考察,并在重点地区进行了冻土測繪和观测研究工作。笔者整理和分析了1960—62年間冻土队收集的資料,試图說明青藏綫上述区段多年冻土特征及其变化規律,供进一步調查研究高原冻土参考。由于笔者知識水平所限,誤謬之处,敬請讀者指教。

一、調查区地質地理概况

本区地势高聳,南北两側昆仑山与唐古拉山的高峯海拔在六千米以上,中間为地形起伏和緩的长江河源(楚瑪尔河、沱沱河、得列楚卡河等)高平原,海拔四千余米,高平原上还橫列着一些相对高程数百米的山地,如可可稀立山、风火山、开心岭等。

在大地构造上,本区橫跨东昆仑褶皱帶和西藏台块两个大构造单元,唐古拉山是西藏台块的台背斜。地层有古生代的板岩、片岩、千枚岩、頁岩、砂岩、石灰岩,中生代和第三紀的頁岩、砂岩、砾岩、石灰岩、泥灰岩,以及加里东期、海西期和燕山期的火成岩系(花崗岩、安山岩、閃长岩、玄武岩等)。在有些地点基岩风化帶深达地下二百余米。第四紀沉积物广泛分布于各种地貌单元上,有殘积、坡积、洪积、冲积(碎石、卵砾石、砂土、亚砂土等)等类型,厚1—5米。在表层粗碎屑物以下一般有厚2—3米的殘积粘土和亚粘土层。此外,尚有冰磧、冰水沉积、湖相沉积、风积砂和黄土状等物质。洪积扇的形成和破坏、基座阶地的发育、冰磧层面的掀升、第三紀地层的变形褶皱等新构造运动迹象,表明本区第四紀以来地壳上升运动是普遍的、強烈的。

在气候上,調查区属高空西风帶控制,但因深居內陆,不論从西方来的还是南方来的海洋性风系影响都較微弱,显得干燥寒冷。根据海拔5,000米以下河谷內少数气象站記錄,本区气压一般在560—580毫巴,年平均气温 -4.1 — -6.5°C ,7月温度最高,平均 6.5 — 8.1°C ,1月(有时12月)平均温度最低,为 -14.5 — -17.4°C ,季节現象明显,年平均气温較差 23 — 26°C ,最大較差不超过 50°C ,一年內气温日平均較差 13°C ,极端較差 35°C 。气温

自北而南逐渐升高,較差則依次有所降低。冻结期长达7—8个月(每年9月至次年4,5月),即使在暖季,夜間地表也有短暫的冻结現象。年降水量集中于6—8月間,年降水日在110天左右。年蒸发量1,400—1,800毫米。雪盖薄(<10厘米)且保存時間短(2—3天)。长年以刮西风为主,夏秋季有东南风,冬春为风季,年平均风速3.5米/秒,最大风速达34米/秒。空气透明度良好,太阳辐射強,日照时数一般有2,500小时。因此,气温低、冻结期长,保证了多年冻土的发育;然緯度較低、日照強烈、气温年較差較小、冬季温度也不很低,又使得这里多年冻土发育比高緯度地区(如我国东北、苏联及北美)多年冻土发育要求有更严格的条件。

在自然景观上,本区北部呈现出干旱荒漠和高山冻荒漠景观,往南逐渐轉为半干旱稀疏草原、高山草甸及半湿润草甸草原景观。植物种类繁多,以多年生的草本植物为主,叶小,茎短,根沿地面生长;小灌木次之。土壤为高山荒漠土和高山草甸土,普遍进行生草过程,腐殖质含量少,土壤質地一般較粗,但低洼积水处較細。

沿綫河流寬浅平坦,有常年水流和間歇水流两种,均靠冰雪融水和地下水补給。常年水流每年9,10月至次年4,5月处于封冻状态。此外,地面上有众多的大小不等的湖泊。

地下水以冻结层上水分布最广,有季节融化层水、坡积洪积裙水及冲积层水。此外,尚发现有冻结层間水和冻结层下水。地下水矿化度高,平均1,000—2,000毫克/公升,以氯化物、硫酸盐型为主。

上述各种自然因素积极参加岩石圈—地表—大气圈之間的热量交换过程,从而制約多年冻土的发生和发展。

二、多年冻土的分布和季节融化

本区内多年冻土的分布情况,可分为三个区段論述(图1):

(1) 昆仑山区,位于青藏高原冻土区的北部边緣地带。由于地形、岩性变化大(各种粒徑的松散土层和变质岩、火成岩系),构造裂隙发育,地表水和地下水循环強烈,致使多年冻土的分布复杂化。西大滩滩地海拔較低(4,200—4,600米),为导热性能良好的砂卵石层組成,土层干燥,植被稀疏,滩地边緣常有温度較高(+3,+4℃)的泉水出露,所以,西大滩滩地海拔較低的地方(4,200—4,400米)就沒有发现多年冻土。但是,随着滩地由东往西和往两侧山地海拔逐渐增高以及岩性的变换,便出現連續多年冻土区。如海拔4,700米左右的昆仑山垭口盆地由厚达百余米的亚粘土所組成,多年冻土就很发育。

(2) 长江河源高平原区,海拔均在4,500米以上。在广大的高平原与起伏和緩的丘陵山地,表层1—2米为亚砂土或砂、角砾石,下部为2—3米的殘积碎石亚粘土层,下部基岩以砂頁岩和泥灰岩为主,多年冻土連續分布。在大河河床下面多年冻土是否存在,尚有爭論,我們认为其存在的可能性較大。楚瑪尔河、沱沱河、得列楚卡河等較大的常年性河流,夏季水量大时,水深仍不过1.5—2.0米,水温最高不过14—19℃,对土层的热作用有

限。冬季,水量很少,水流变窄,且呈多支漫流状态,水深仅数十厘米。每年有7,8个月时间河面封冻,在连底冻结的地方,河床底部也会冻结。未冻透的地方,水面宽度远远小于多年冻土层厚度,因此,其下部不可能出现穿透融区。河床中砂卵砾石冲积层普遍很薄(一般为1—2米,仅得列楚卡河为3—5米),下伏厚达3—10米的粘土与亚粘土层,导热性能弱,河水以及冲积层水所携带的热量难以往深部传递。我们在沱沱河距河床仅数十米的超河漫滩一级阶地上,地面1.8米以下即见有多年冻土,地下冰层厚达数十厘米(图2),年平均地温-3—-3.5°C,多年冻土厚度估计可达百余米。该阶地仅高出河床1—2米,冻土层既如此发育,河流两岸来自多年冻土层的侧冷却,足以抵消甚至超过河流的热作用,从而使多年冻土保存下来。上述分析表明,长江河源区大河河床下应有多年冻土层的存在¹⁾,但是,我们并不低估河水与冲积层水对多年冻土层的热作用,即它能使多年冻土上限下降、温度升高。

(3) 小唐古拉山—唐古拉山区,海拔在4,700米以上。除洪积、冲积、坡积松散层外,砂页岩广布,多年冻土也呈大面积连续分布,但在温泉(水温46—72°C)出露地带,如海拔4,900米的温泉站附近,出现融区。

在唐古拉山南翼,多年冻土仍广泛分布,往南,则逐渐过渡到岛状冻土区以至季节冻结区。

总之,本区多年冻土呈连续分布,但在个别地方——海拔低、物质粗以及温泉出露地方出现融区。

海拔高是决定调查区多年冻土分布状况的先决条件。分析昆仑山区西大滩冻土分布与海拔高度之间的关系,得出其分布下限大约为4,300—4,400米。据文献记载¹⁾²⁾,由昆仑山往北各山区冻土分布下限是逐渐降低的,如祁连山是3,500—3,800米,天山约2,500米,到阿尔泰山只有1,000—1,100米。可见,冻土分布下限是符合自然地理纬度变化规律的。因此,可以推测,由昆仑山区往南冻土分布下限也会逐渐升高。在同一纬度地方,下限位置因受时间、岩性、坡向、地表水、地下水等因素的影响而时高时低。如同多年冻土南界一样,下限实际上是一个冻结和融化交替变化带,即季节冻结区与多年冻结区可能相互过渡的一个带(B. A. 库德里亚夫采夫)。

青藏公路北段的多年冻土层,在垂直方向上,绝大多数情况下是与季节冻结融化层相衔接的,上限埋深一般1—4米,只在局部地方有非衔接的情况。根据钻孔测温曲线(图3),西大滩滩地冬季最大冻结深度在7米左右,但最大融化深度可达11.4米。可见,这

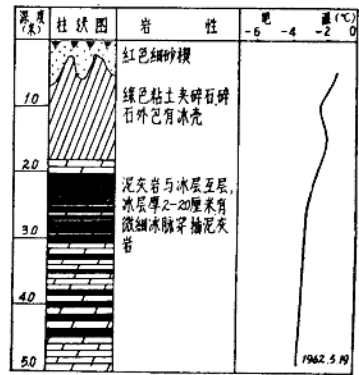


图2 沱沱河一级阶地试坑柱状图

1) 1963年得列楚卡河桥工队已发现河床下有多年冻土层。

里出現非銜接的冻土层,是因当地土层質地粗、含水量小的緣故。据 Г. М. 艾普什捷英 (Эпштейн) 的資料^[3],当粗砂卵石含水量很小(5—10%)时,其融土的导热系数大于冻土导热系数。因此,滩地里季节融化深度就有可能大于冻结深度,出現非銜接的冻土层。此外,在冬季,河床和湖沼不能冻透的地方以及河漫滩和阶地冲积层水照常发育处,也出現非銜接的冻土层。

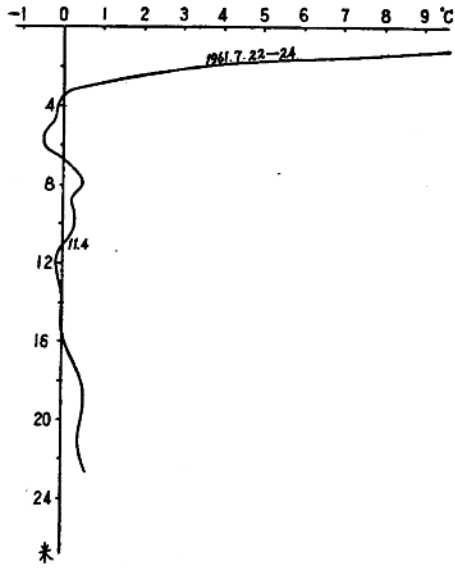


图3 西大滩1号钻孔地温曲线
(注:无岩性记录)

就多年冻土层本身而言,由于冻结层間水的存在,往往出現冻土层与融土层相間的情况。昆仑山山口一钻孔揭发出在冻土层中距地面7.6—14.1米处有地下含水层,水温 -1.7 — -3.2 °C。在风火山北麓河河床里,距地面4米深内有两个含水层(1.8—2.0米和2.4—4.2米)与冻土层相間的情况,这可能是河床多次迁移所造成的。

本区地表每年从4月上旬起开始融化,9月底、10月初(有时推迟至11月)达最大融化深度。图4示意出风火山地区季节融化过程。从0°C等值线可以看到:9月底以后同时有两个方向的冻结过程,一是自地表往下的冻结,一是自多年冻土层表面向上的冻结,并逐渐使0°C等值线闭合。实际

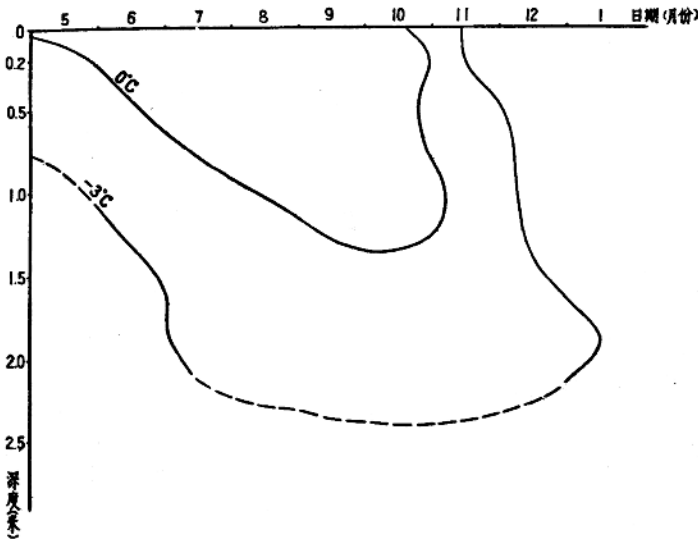


图4 季节融化层温度等值线图(风火山1961—62年,平緩阴坡)
(据西北铁路科学研究所观测资料繪制)

融化深度与 0°C 等值綫并非吻合, 当土顆粒細、且含盐量高时, 它的位置是在 0°C 等值綫下边。

在野外冻土測繪中, 除利用地温曲綫外, 我們还根据季节冻土与多年冻土构造和含冰量的差异以及斯蒂芬近似計算公式¹⁾来确定最大季节融化(或冻结)深度。根据昆仑山垭口-西大滩和风火山两地冻土測繪資料, 得出最大季节融化(冻结)深度变化的規律是, 在地表温度較差愈大、年平均地温愈接近于 0°C、岩石顆粒愈粗以及土层含水量愈小的情况下, 季节融化深度愈大; 反之則愈小。也就是說, 在无植被覆盖的砂卵碎石层和基岩中(河漫滩和山頂), 季节融化深度一般較大(3—4 米或更多); 地表水和地下水的熱作用常常加大季节融化深度; 在地表草皮茂密且潮湿及粘土亚粘土分布的平緩阴坡和山間洼地, 季节融化深度較小(1—2 米)。可見, 海拔高的地方由于岩性与含水量的影响, 其融化深度常常比海拔低处为大。

根据土层年平均温度, 調查区季节融化类型(按 B. A. 庫德里亚夫采夫分类法)主要是长期稳定型的(-2—-5°C), 并見有过渡型(0—±1°C)和半过渡型(±1—±2°C)的季节冻结和融化, 其中以过渡型的季节冻结和融化最不稳定, 在外界条件——如剷除植被、排水、灌溉、換土等等发生变化时, 二者极易相互轉化。

三、冻土层的温度

冻土层的温度决定于自然界地质地理因素的综合作用, 它反映地壳与大气圈之間热量交換条件, 是冻土层重要特征之一。我們是采用土层温度年变化层底部的年平均温度来表示和对比多年冻土层温度的, 它的数值系根据 B. A. 庫德里亚夫采夫法^[6]求得, 即在分析钻孔測温曲綫的基础上, 在温度曲綫上順序取点, 将各点座标(深度和温度)代入下式, 直至方程式两端相等为止, 由此得出的温度即为年平均温度, 得出的深度值加上季节融化(冻结)深度即为土层温度年变化深度。

$$\ln \frac{t_{op}}{0.1} = Z \sqrt{\frac{\pi}{KT}}$$

式中 t_{op} ——年平均地温(°C), Z ——土层温度的年变化深度(米), K ——土层导温系数(厘米²/秒), T ——年周期(秒)。

由上法我們得出本区冻土层年平均温度介于 0—-5°C 之間, 大多数情况下为 -2—-5°C(图 1)。最低温度出現在昆仑山垭口盆地粘土和亚粘土中(图 5), 最高温度在西大滩滩地(图 6), 高于 0°C 的温度在唐古拉温泉周围。

冻土层温度具有随高度变化的特征。在昆仑山垭口, 根据钻孔測温資料, 大約是海拔

1) 即 $h = \sqrt{\frac{2\lambda t\tau}{Q}}$, 式中 h ——季节融化或冻结深度(米); λ ——季节融化或冻结层的导热系数(大卡/°C·时·米); t ——季节融化或冻结期間平均气温; τ ——一年內融化或冻结期間的时数; Q ——单位体积土中所含的冰融化时所需的潛热(大卡/米³)。

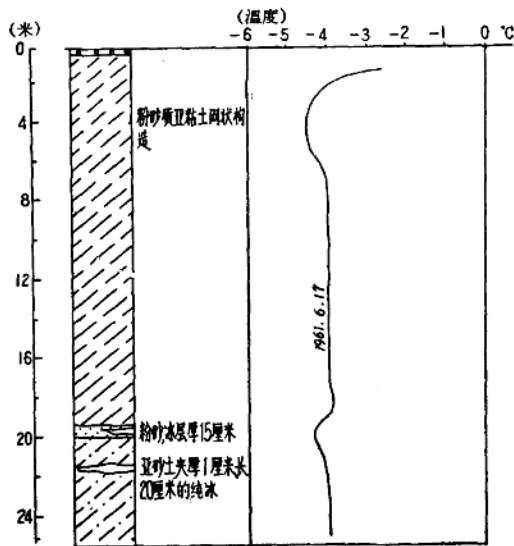


图5 昆山山垭口18号钻孔测温曲线

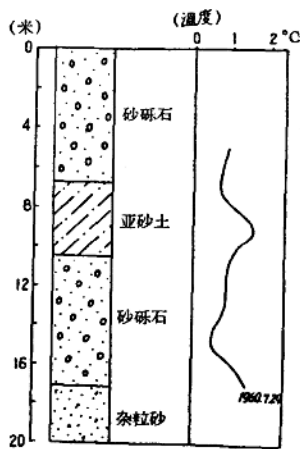


图6 西大滩2号钻孔柱状图

每升高100—150米,年平均地温降低1°C。山区冰川复盖及逆温现象可能会破坏这种规律,但目前无实际资料作证。冻土温度也具有纬度变化规律。总的变化趋势是由北往南温度逐渐升高。根据目前资料估计,大约是每往南推进100—200公里,地温升高0.5—1.0°C(图1)。

上述温度垂直变化与水平变化规律,只表示出温度在空间上变化的总方向。局部地质地理因素,主要是岩石成分和含水量,对冻土温度的影响也是很大的。B. A. 库德里亚夫采夫曾指出,在传导热交换情况下,季节融化(冻结)层底部的年平均温度与地表年平均温度之差决定于 $\frac{\lambda_M}{\lambda_T}$ 和 $\frac{C_M}{C_T}$ 。 $\frac{\lambda_M}{\lambda_T}$ 越大,冬季土层散失的热量就越多,土层年平均温度低于地表年平均温度也就越甚。而 $\frac{\lambda_M}{\lambda_T}$ 又与含水量增加成正比,对极其潮湿的泥炭和粘土来说,该比值为最大(>1.5),对于含水量很小的砂卵石和基岩为最小(<1)^[3]。正因为细颗粒土层含水量一般较砂土为大,细颗粒土层就具有较低的温度,这种情况在调查区是普遍存在的。当其他条件相同时,粘土与亚粘土的温度比砂卵石层和基岩的低1—3°C。本区土层含盐量较高,可溶盐含量平均为0.1—0.2克/公升,显然,这对降低土层温度将起相当大的作用。

坡向直接影响地表的受热程度。我们在西大滩曾观测到,6,7月间季节融化层同一深度的温度南坡比北坡高2—3°C。冲积层水使季节融化层温度比附近粘土、亚粘土层温度高2—3°C。在温泉出露地带,地温随深度增加而升高(图7)。大河水流能升高河床底

1) λ_M 和 λ_T ——冻土和融土的导热系数; C_M 和 C_T ——冻土和融土的热容量。

部和岸边土层的温度。湖泊影响土层温度决定于湖的大小与深度,一般是湖越大越深,湖底与岸边土层温度越高。但咸水湖对土层则起降温作用^[1]。西藏綫的湖泊大多属咸水湖,矿化度达6,000—8,000毫克/公升,估計这种湖的底部能保存一层低温卤水,对下部土层起冷却作用。据文献記載,青藏高原上很多湖泊逐年变干,矿化度逐年增高,因此,这必然能降低其底部的土层温度。

由于植被減低地表冬季冷却与夏季受热程度,因而地表温度較差也随之減小。观测資料表明,草皮能減小地表温度年較差1.5—4.0°C。草皮越厚,对降低地表温度較差的作用越大。如火火山0.1米厚的草皮減小地表温度年較差3.7%,0.2米厚——減小8.5%。不同生态型(丘状、魚鱗状、片状)的草皮,对地表温度較差減小程度也不一样。以丘状草皮減小度数最多(3.1—4.1°C),魚鱗状与片状草皮次之(1.5—3.7°C)。草皮減小地表温度較差,从而也減少了每年进入土层的热力循环值。冬季,草皮枯干,虽仍能起一些保温作用,但不足以阻挡外界严寒的侵袭,土层大量散热降温;夏季,草皮茂盛,阻隔太阳热的作用显著,使表土仍能維持較低温度。因此,在本区草皮对土层总的起降温作用。温泉站5月底超河漫滩一級阶地上,草皮能降低地表至0.6米深处的地温0.5—5.2°C。

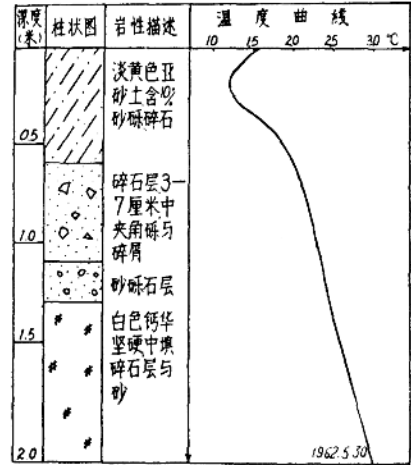


图7 温泉1号試坑地温曲线

本区冬季雪盖极薄,且不普遍,对地表的保温作用是很微弱的。暖季降雪量较大,雪盖通过其本身的融化和反射阻隔太阳热量向下传递,对地表起隔温与降温作用,并減小地表温度較差¹⁾;但暖季雪盖存在時間很短,对表土的降温作用也是很有限制的。

冻土层温度受到上述各种自然因素的綜合影响。随海拔高度增加,虽然地温有所降低,但分水岭上往往裸露着基岩,其 $\lambda_r \geq \lambda_M$,岩层温度便較高,甚至比山坡和山間洼地的温度更高。例如,昆仑山垭口海拔4,750—5,000米高山带为片板岩所組成,年平均地温-2—-3°C;而在4700米的低山丘陵带,表层为亚砂亚粘土和碎石亚砂土,年平均地温却只有-4—-5°C。可見,在这里起主导作用的是岩性和含水量。

温度年变化深度也是表示冻土层温度动态的重要特征之一。由前述公式和温度曲线,我們得出温度年变化深度(表1)。从表1可以看出,本区年变化深度介于5—12米之間。在海拔較低的西大滩观察到最大的年变化深度,这是因为該处地表草皮稀疏,地表温度較差大,砂砾石层的导热系数大,土层的含水量小,每年地表所接受的太阳热可以很順

1) 据1962年4月西大滩实测資料,6厘米厚的雪层能減小地表温度日較差15.1°C。

表1 青藏綫岩层温度年变化深度計算

地 点	表 土 岩 性	年平均地温 (°C)	导 温 系 数 (厘米 ² /秒)	年 变 化 深 度 (米)	
				按 公 式	据 温 度 曲 綫
西大滩滩地	砂碎石角砾石	~0	0.0079	10—12	—
昆仑山地	亚粘土砂页岩	-1—-5	0.0029—0.0100	5—10	9—10
长江河源高原	碎石亚砂亚粘土	-3—-4	0.0026—0.0035	7—8	6—7
唐古拉山	砂页岩碎石	-1—-3	0.0100	7—12	—

注：导温系数值系在野外用最高和最低温度计观测地下0.2—0.3米深的土层日较差計算而得，将此数值用于年变化深度內土层，对于含水量較大的細粒土可能偏低些。基岩参考其碎石层的观测数据，可能也稍小一些。

利地通过季节冻结与融化层而传到深处。相反，在昆仑山垭口和风火山等地的亚砂亚粘土层內，由于导温系数小，季节融化层的含水量大，多年冻土层上部广泛埋藏着地下冰层，致使这里的年变化深度較小。

四、地下冰和冻土构造

冰是冻土中最重要的組成部分之一，它在土中的分配具有一定規律性，从而使冻土具有独特的构造。不同成因的地下冰和不同形式的构造反映出土在冻结时的外界冻结条件、水分补给条件以及土和岩石的成分、原构造^[6]。

地下冰类型	柱状图	深度 (米)	冻土构造	冰层厚度 及冰块大小 (厘米)	含水量 (%)	地 层		冻层 性质	备 注
						成因	岩 性		
分凝冰		12—20	团粒状	0.05—0.1	<10	残积	砂砾石风化基岩	季节性融化层	网状也可作为分凝冰组成
分凝冰		10—20	网状、团粒状	0.1—1.0	30—50	残积	亚砂土 亚粘土	季节性融化层	有时整体与微层数层与厚层状冰土互层
		0.1—0.5	整体状、团粒状	<0.05	10—70				
		0.6—1.0	微层状	0.1—0.2	40	残积	亚粘土 有时砂	多年	有时为风化强烈的泥灰岩与冰层互层
		1.2—2.0	薄层状	0.2—1.0	40—50				
		1.5	整体状	<0.05	10—20				
冰		12—18	厚层状	1—5	30—60	残积	有时砂	多年	有时为风化强烈的泥灰岩与冰层互层
		2.6—4.0	巨厚层状	20—300	80—120				
		4—5	厚层状	1—2	40—70				
脉冰		100—200	脉状、网状	0.1—5—20		基岩风化带	砂页岩泥灰岩等等	冻土层	

图8 青藏綫冻土层綜合柱状图

在本区基本上能見到三种类型的地下冰,即构造冰、洞冰和埋藏冰(按 П. А. 舒姆斯基)。其中以构造冰分布最为广泛,偶而在山間洼地能見到充填热融洞隙的洞冰和充填基岩风化裂隙的脉冰,以及在冰川附近冰川融化殘留体被松散土层埋藏而成的埋藏冰。

构造冰在冻土层垂直剖面上构成有規律的美丽的图案(图 8)。冬季,近地表层形成胶結冰,其表现形式有:在水分充足的細砂、亚砂土和亚粘土中(平緩山坡、山間洼地和沟地、河谷阶地面),細小冰粒将土粒均匀胶結,形成整体状构造冻土;在水分不够充足的碎石亚砂亚粘土中,冰晶团聚非均匀地散布于冻土中,形成团粒状构造冻土。此外,在透水性强的殘积碎屑物中(平秃的低山殘丘地带),接近多年冻土上限处,岩块碎屑被冰胶結,称作砾岩状构造冻土。胶結冰冰晶很小,平均 0.5—1.0 平方毫米,各面大小几乎相等,气泡含量少。

在整体或团粒构造冻土下面——一般是水平层状构造的冻土(图 9)——为冻結时水分轉移所形成的分凝冰。冰层厚薄不等,約 1 毫米至 2 厘米,且自上而下逐渐加厚。土层上部温度梯度大,冻結綫轉移迅速,所以冰层相距密而薄;往深处温度梯度变小,冻結綫停留时间长,冰层相距逐渐变得稀疏且較厚;至地下 1—2 米深处,常見有厚数十厘米至 2—3 米的冰层;再往下,由于水分轉移减弱,冰层又漸变薄。

我們称上述厚数十厘米至 2—3 米的水平冰层为巨厚冰层,它广泛分布于风火山地区坡殘积亚砂亚粘土中,亦即平緩山坡和山間低地。冰面与地表平行,愈接近坡脚和低地中心,冰层愈厚。它在水平方向因受地形、岩性等因素制約,呈现非連續的片状分布。冰晶 6—10 平方毫米,以 5—6 边形为主,含圓形气泡。冰中含有亚粘土块和石块(照片 1—4),故这种冰的容重皆大于純冰容重。冰的矿化度普遍大于 500 毫克/公升。在五道梁与沱沱河地区,我們还发现純洁的水平冰层与泥灰岩互层,冰层厚数厘米和 20—30 厘米(照片 5,6)。

这种厚冰层属于多年冻土,在野外常根据其埋藏深度确定它的最大季节融化深度。这是因为上复与下伏巨厚冰层的土层有显然不同的构造,反映不同的形成条件;这样厚的冰层不可能在一个冬季形成或一个夏季融化;含水量曲綫(图 10, 11)証明,季节融化层中的水分在冻結时不仅能向地表轉移,同时也向下迁移,該下部的冻結面即为多年冻土层(往往是厚冰层面)。

据上所述,我們认为这种冰可能是水分轉移形成的分凝冰。它的水分补給来自上部与下部两个方向。靠下部岩层中水补給的冰是后生多年冻土层的一部分,冰层是在多年

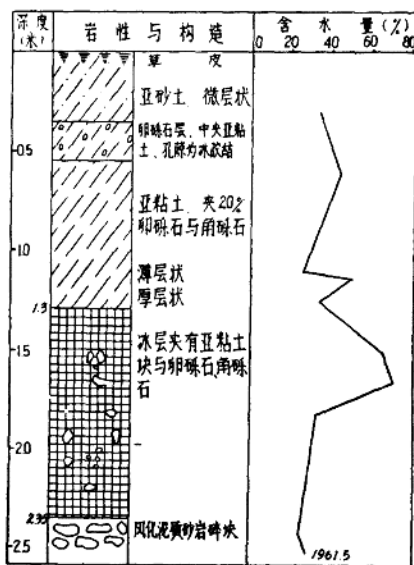


图 9 风火山 61-2 試坑柱状图

冻土形成过程中自上而下逐年加厚而形成，如沱沱河与五道梁的冰层即是。而在风火山地区，除上述类型的冰外，还有可能依靠季节融化层中水分转移补给形成的冰，自多年冻土层表面向上逐年加厚，其年龄比下部多年冻土层年轻。这在现代堆积作用的地方形成共生冻土层。

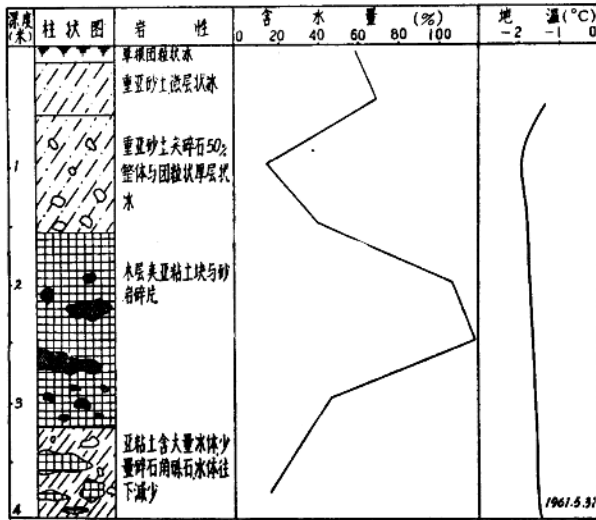


图10 风火山61-1试坑柱状图

依靠季节融化层底部的热力循环，经常有自下冻结现象；(3)存在堆积物积累作用。对风火山地区来说，前两个条件在亚砂亚粘土中均普遍存在，这里冻土层温度在-3.5°C左右，冬季季节融化层中水分确属自上而下转移和冻结(图4,10,11)。依靠季节融化层底部的年热力循环，在该区季节融化层底部，每年可形成6.6厘米厚的冰层¹⁾。但是，只有在低洼处现代堆积作用的地方，形成的冰层才能保存下来；而有冰层广泛分布的山坡，应当归为微弱堆积或剥蚀作用地区，因此，如果这里的冰层是以上述方式形成，则必须依赖他种条件才能得以保存。如果青藏高原在冰后期真是上升了1,300—1,500米的话(几乎每年以13厘米的速度不断上升)[西尼村,1956年]，那么，这必然是共生冻土层形成的有利条件。

除分凝成因外，还有可能在

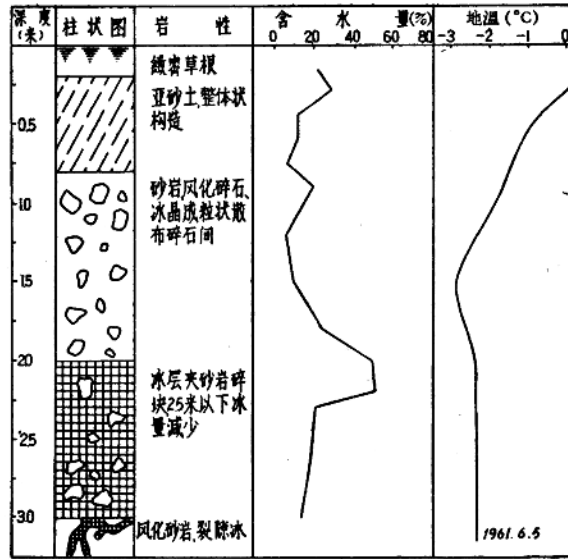


图11 风火山61-3试坑柱状图

1) 据 B. A. 库德里亚夫采夫公式 $Q = t_{ep} \cdot 1500$ 仟卡/米²·年(t_{ep} 为土层年平均温度)，每 1000 仟卡/米²·年可形成 1.25 厘米厚自下冻结的冰层。

物質顆粒較粗的地方,水分通过季节融化层渗透至多年冻土层上限处聚集,冬季冻结而形成冰层——胶結冰。

目前,地下厚冰层严重地威胁到边坡、路基和房屋基础的稳定,因此,有必要进一步探明其成因、分布及动态。

除水平冰层外,在潮湿的質地較均匀的粘土中,有时能見到水平和垂直或斜交的两組冰层相互交織成网格状,有的是水平冰层較厚,有的則是二者厚薄(几毫米至1—2厘米)基本一致。在基岩中,沿原生层理或风化裂隙常有冰层分布,形成网状与脉状冻土。分凝冰中还有一种团粒冰、冰粒粘附于碎石表面或岩石裂隙壁上,为汽态水轉移冻结而成。

在山麓和山間洼地及一些間歇性河床中,能見到地下水侵入正在冻结的土体冻结而成的冰——侵入冰,构成冻胀丘的核心。

五、多年冻土层的厚度

多年冻土层的厚度决定于冻土层上部边界条件(地形、地表水等)、土层本身及其下部非冻土层的成分、构造和热物理性質以及多年冻土层的下部边界条件(水文地质条件、地热增温率等)。各种因素共同通过年平均地温(t_{ep})来影响冻土厚度。一般是 t_{ep} 越低,多年冻土层越厚。但由于岩石成分和热物理性質对冻土层厚度往往起更重要作用,因此,温度低的地方厚度就不一定大。在同一条件下,坚硬致密岩石的冻结深度比含水量最大的砂卵砾石层和粘土类土的更大。由此得知,坚硬岩石中冻土厚度可能是較大的。

根据为数不多的深钻孔测温資料和近似計算¹⁾結果,我們推測調查区多年冻土层的厚度大致在数米、数十米至一、二百米之間。其中以昆仑山区的变化最大:在西大滩,多年冻土厚仅数米、数十米,而昆仑山壩口盆地則达一百八十余米。在长江河源高平原上,多年冻土厚約120—150米。风火

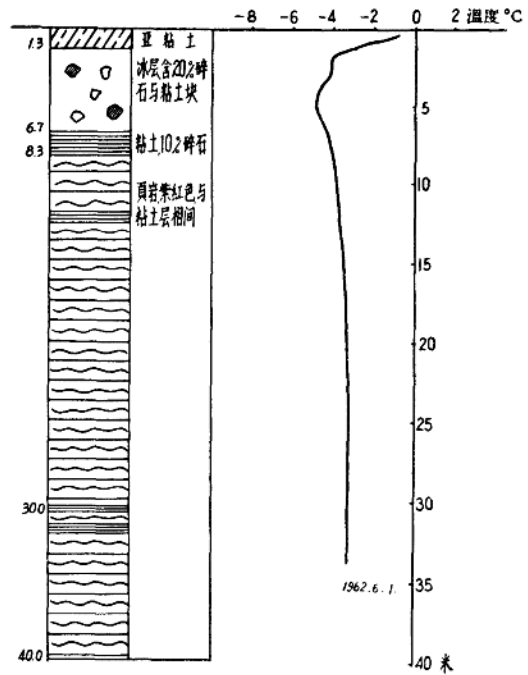


图12 风火山1号钻孔测温曲线

1) 計算公式是, $H = h + \frac{t}{r}$, 式中 H ——多年冻土层厚度,米; h ——年变化深度,米; t ——年平均地温, $^{\circ}\text{C}$;
 r ——地热增温率,其值为 $1^{\circ}\text{C}/33$ 米。

山一钻孔深 40 米尚能見到冰粒, 温度为 -3.5°C (图 12), 按上式推算, 冻土层厚 122 米。唐古拉山区冻土层厚約 100—120 米; 唐古拉山南麓某矿区钻孔与斜井测温資料(图 13, 14)証明, 60 米和 70 米深处地温分别为 -1.1 和 -1.2°C , 96 米以內基岩风化极为强烈, 冰沿裂隙发育, 估計这里的冻土厚度約为 100—110 米。然唐古拉山区多处温泉的存在, 势必将大大削減多年冻土层厚度。由唐古拉山区再往南, 冻土厚度逐漸减小。

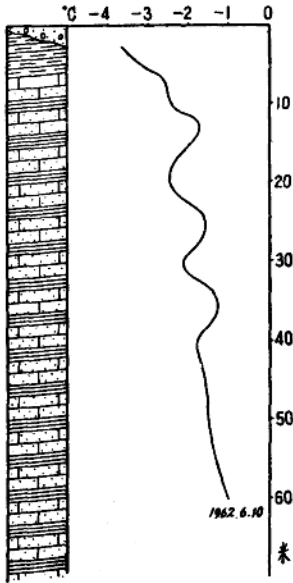


图 13 某矿钻孔测温曲线
(緩变温度计未經校正)

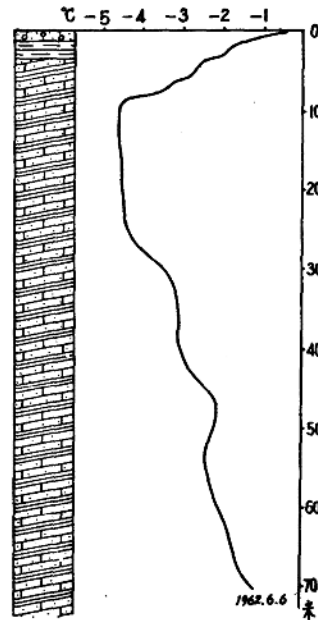


图 14 某矿斜井测温曲线
(緩变温度计未經校正)

六、冻土現象

調查区内最常見的冻土現象計有融冻滑塌和崩塌、融冻泥流、冻胀裂縫和冻胀斑土、冰堆和冻胀丘。所有这些, 在“青藏公路沿綫冰緣地貌特征”一文中有詳細的闡述(見本集), 这里只着重几种最常見的冻土現象作一簡單介紹。

融冻滑塌, 是指湿潤的土体沿冻土层或地下巨厚冰层面順坡滑塌的現象。它主要分布在风火山地区公路兩側边坡、盆地洼地边缘和河床兩側斜坡上, 其外形多为上窄下寬的舌形或箕形, 一般长 30—250 米、寬 20—100 米不等, 具有近于垂直的壁和台阶式的底槽, 壁一般高出底部 1—3 米, 由亚砂亚粘土組成, 在地表 1—2 米以下即見厚冰层。

滑塌形成的因素有: (1) 不大的坡度($<25^{\circ}$)。以坡度較緩, 融化深度小、冰层发育的北坡和东北坡为最多; (2) 含有大量(28—41%)粉土顆粒的亚砂亚粘土; (3) 年降水量 85% 以上集中在融化季节; (4) 冻土层和地下冰层构成土体滑动面; (5) 冬季冻胀裂縫