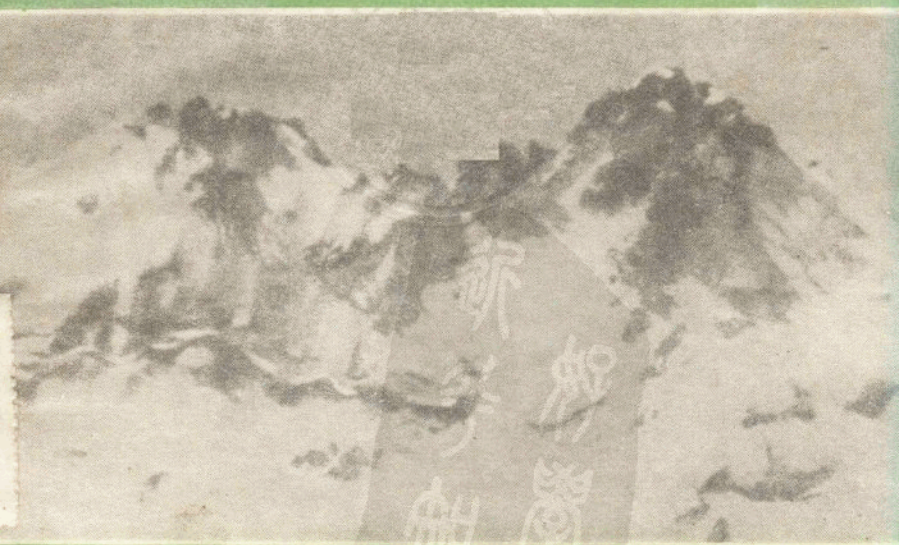


雪山及其表示法

1402
П. А. 依万尼科夫 著
В. В. 索科洛夫



測繪出版社

雪山及其表示法

П. А. 依万尼科夫 著
В. В. 索科洛夫

測繪出版社

1960·北京

П. А. ИВАНЬКОВ В. В. СОКОЛОВ
ВЕЧНЫЕ СНЕГА И ИХ ИЗОБРАЖЕНИЕ
НА ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТАХ

Г. од. изд. т

МОСКВА 1957

本書原名“雪山及其在地形图上的表示法”，为了简便起见，改为雪山及其表示法，对从事我国高原及高山地区测绘的工作者是有很大参考价值的。

本書由国家测绘总局专家工作室翻译，赵岩山同志校对。

为了便于印刷，书中插图都集中印在本文后面，彩色图部分仍按原图格式单独编排。

雪山及其表示法

著者	П. А. 伊万尼科夫 В. В. 索科洛夫
译者	国家测绘总局专家工作室
出版者	测绘出版社
	北京市西单布衣街编辑部
	北京市常用出版业营业许可出字第 081 号
发行者	新华书店科技发行所
经售者	各地新华书店
印刷者	地质出版社印刷厂
	北京宝坻门外六铺炕 40 号

印数(京) 1—1300册

1960年6月北京第1版

开本850×1168¹/₃₂

1960年6月第1次印刷

字数36,000

印张1³/₈ 插页

定价(10)¹/₁₅ 元

原 序

在現時条件下，地形图通常根据航空象片来編制，几乎完全不和制图区域发生联系。因此，欲編制可靠的地图，应很好地熟悉制图地区的地理情况。测量和制图人員所需之地区資料，大部分取之于航空象片、記錄和地理文献。可惜的是，地理文献虽多，但它終不能詳尽回答地区位置、地貌特征、各地理物体或景观中的空間的相互联系。常年积雪可属于这类的地理物体。大家知道，常年积雪在冰川学、地理学、水文学、地貌学等十本書中已有闡述。当然，測繪人員不可能将这些書全部进行閱讀和研究。

考虑到这点，以及在出版的地形图上描繪高山地区中的錯誤，作者便有这样的企图，即闡述和詳細指出积雪表面的分布、結構以及与地面其他要素相互联系的一般規律性，并且說明在大比例尺地形图上描繪冰川各部及其主要类型的特征。

按作者意見，本書可供高等測繪和地理院校学生、測繪人員、制图人員、初作地理和探險工作的人員用。

本書緒論及第一、二、三、五、六、节为П. А. 依万尼科夫編写，第四节則为П. А. 依万尼科夫和В. В. 索科洛夫两人合写。

冰川繪制的样图、晕滯图例及图解說明由В. В. 索科洛夫完成。

書中冰川、雪地和冰磧輪廓符号，未按地图上通用的符号繪制。作者認為，所拟符号能更精确、簡要和清楚地在图上表示冰川。这些符号可向讀者介紹，此外，在所作之图解中，有一些新的在图上未使用过的山岳冰川邊緣裂隙和冰瀑布符号，这些符号也可推荐在制图生产中使用。書末附有各类冰川繪制的彩色样图，以及供在地形图上描繪积雪冰川层基本要素用的符号总表，編繪本書中常年积雪样图时曾援用它們，在制图生产中可采用。

目 录

原 序	3
緒 論	5
一、常年积雪形成和分布的规律	7
二、冰川的构造、冰川的测量及其在图上的表示	11
三、航空象片的调绘和山岳冰雪区的立体测量	21
四、地图上各类山岳冰川的表示	26
五、复盖冰层、其构造和在地形图上的表示	32
六、山地雪崩危险地区及其在地图上的表示	35
結束語	3
参考文献	40

緒 論

地球上有許多地区，每年的固体降水量比其溶化的数量多。因此，这些地区的大陆表面不但始終为雪所盖，且积雪年复一年地增加，逐漸地凝集在一起，起初形成粒雪（万年雪），而后变成冰。大陆表面上这类雪和冰的多年自然堆积，称之为常年积雪或冰川。

冰川在严寒潮湿的气候条件下形成。常年积雪多分布在两极地区，以及几乎全部大陆上的山区。它散布的面积約有1630万平方公里，即已占地球大陆面积的11%。其中99%的冰川面积是在两极地区〔27〕。

我国常年积雪分布的面积在7万平方公里以上。这些面积的大部分（54000平方公里）是在北极地区諸島屿的复盖的大陆冰川；少部分（約16000平方公里）則在山岳地区的山岳冰川。

两极地区的山岳冰川和常年积雪，各具有其面貌、发展規律和生长原因。它們对其分布地区的气候和其他景观的組成部分，以及与其毗連地区的自然地理条件均有巨大影响。所有这些，确定需要全面研究常年积雪，正象需全面研究任何一种其他大量分布的地理現象一样。

冰川学^①基本上从事研究冰川的原理。冰川学研究常年积雪产生和发展的条件；研究它的结构、冰川运动的特征、冰川和地理景观上其他要素的相互作用，以及冰川蓄积的水量的实际应用問題等，作为土壤改良，发展动力事业等之用。冰川学还供其他地理科学和国民經济部門的专门人員研究之用。

山岳和两极地区常年积雪的研究，已列入国际地球物理年的科学研究大綱，计划在1957年到1958年間进行。根据国际地球物理年的联合計劃，苏联将在自己領土上的八个冰站和国外（南极

①冰川学是关于冰川、冰川形成的条件变化和分布等的一門科学。

大陆)的三个冰站上观测冰川。

为常年积雪复盖的大陆区域,通常很难到达,在它們上面作直接的野外研究,要有庞大的探险队伍,現时的航空测量和地形测图,对常年积雪的研究人員很有帮助。根据以航测資料編制成的航空象片和地形图,地理学家可以获得冰川的分布、位置、表面构造和面积等的基本資料。地形图是室内研究冰川时的可靠和詳細的資料,也是研究人員在地面作业时不可缺少的参考物。

研究出版的地图和航测象片說明,地图上描繪复盖的冰雪和山岳冰川时有严重的缺陷。很多地方,地图上常年积雪所占的面积总比实地要小。

粒雪地带甚至是冰川,多是这样来描繪的,似乎它們不是藏在地貌深处厚度是几十和几百米的雪和冰,而是薄薄一层的堆砌。

表示冰川的等高綫图形,很多地方都未說明冰川表面结构的特性。地图上不能經常区别冰川的粒雪区域与冰舌、复杂山岳冰川各部运动的方向等等。

在1:25 000—1:100 000比例尺的地图上,粒雪地带和冰川用一种符号表示,而常年积雪形态中的一种——雪堆,一般則不表示。

在1:10 000—1:100 000比例尺的現代地图上,常年积雪表面的地貌以不連續的等高綫表示,編輯和使用地图的人員,多把这类等高綫看作为近似和概略的。近似和概略的等高綫与实际情况不符,因为用航测法制图时,可能象以表示其他地面要素时那样的精度来表示冰雪綜合体的全部要素。在用此法編制时,决不能忘記冰川表面的碎部是随冰川的运动而改变。

地图上常缺少冰川表面数量和質量上的必要說明(如高程注記、等高綫注記、冰瀑布、具有冰磧、溪澗、湖泊之裂隙地区等),而这些說明对研究人員、工程設計人員和其他專門人員却有很大意义。

原有的冰磧符号,不能在地图上清晰的表示出冰磧在冰川表

面上的位置（图1）。因此，描繪小豁谷冰川中的表面冰碛时，冰碛符号分布在豁谷斜坡上的冰川外边（图2）。

結果，在不同单位于不同年代編成的地图上，常会見到冰川及其輪廓描繪中的各种差异。在近年出版的1:100 000比例尺地图上，会看到四种不同的冰川輪廓符号（图3）。

上述地图上描繪冰川的缺点原因之一，是由于在編制地形图规范和細則中对这类重要物体的測量和描繪缺少詳細甚至是簡短的規定。在这类文件上，通常只是指出冰河必須繪入地图。

为了在內业条件下准确和詳細地描繪冰川，在按航空象片制图的近代方法方面，必須向測繪人員作出更詳細的規定。

为了能按航空象片图准确地和象地理环境那样真实地表示冰川，測量和制图人員应具备某些冰川学知識。欲能正确繪制常年积雪，必須熟悉常年积雪的分布規律、在地面分布的特点、冰川表面构造的特性、常年积雪和地貌、水文、冰川地貌分类間的相互联系，同时需要知道測量和在地图上描繪常年积雪的方法以及繪制各类冰川的取舍原則。最后，为統一說明不同类型的冰川显然还要有在地图上描繪积雪冰川要素以及現代冰川主要种类的样图。

所有这些問題，都将在本書中逐一研究。

一、常年积雪形成和分布的規律

大家知道，在很多高程逐漸加大的山岳地区，降雪量以及积雪成层的周期均在增加。在一定高度时，雪会落到在夏天都来不及溶化的程度。雪层年复一年增加就逐漸地变成粒雪和冰川冰。在某些高程上，固体降水量每年降落多少就溶化多少，与这类高程連接的綫段，也就是水平綫，其下的大陆表面在每年最温暖的月中可从雪里溶化出来，这种綫段叫雪綫。在此綫以上，固体降水量多于其溶化的数量。在此綫以下，地球表面在某一温暖季节的期間，会从雪中溶化出来。

雪綫的高度，在地球大陆的各地皆不相同，并和一系列的气

候及地貌因素有关。

雪綫的高程，首先取决于地理位置和同一地带的气候。在北半球，雪綫从北向南和从西向东，以及从海洋向大陆中心的总方向升高。这就决定了上述方向中两个气候組成部分——溫度和湿度的变化。高緯度的海洋气候对常年积雪的形成最为有利，这种气候的特点是湿度大和冬夏季的溫度低。反之，夏季干燥炎热和冬季雨雪量少的大陆气候，均不能使冰川发展。因此，在北极的几个西部区域（斯匹次卑尔根群島、約瑟夫群島、北地島），雪在整整一年中均位于海平面。而在北极更干燥的东部区域（新西伯利亚島嶼、弗兰格尔島），雪綫在几百米的高程上。

在緯度 60° 的挪威，常年积雪底层的界限升高至1200米。在堪察加的北部，常年积雪的高程为1000米，在南方則升至2500米（图4）。在北高加索，常年积雪位于2700米高的水平面处，在高加索主峯的东部則达到3600米。在中央亚細亚的一些山脉上雪界达4300米，而在帕米尔則升至5200米。

在干燥的亚热带，常常观察到雪綫的最大高程（5000米—6400米）。

因此，冰川有气候和地貌的双重意义。在气候潮湿和寒冷的两极地区，冰川几乎布滿大陆的所有表面，而和海拔以上大陆表面的高程无关。常年积雪在中緯度所占之面积甚小，它只能在山上見到。在亚热带和回归綫地带冰川非常罕見，它多分布在高达5000米以上的山頂上。

現代冰川在北半球分布的类型有以下几种（以千平方公里計）：

两极地区.....	2100
溫 带.....	100
回归綫地区.....	0.1

制图人員在編繪普通地理图和特种小比例尺地图时，必須具备这些极普通的常年积雪分布規律的知識。繪制地区雪綫高程的資料，由測量人員从地理記錄、野外觀測以及航空象片中取得，

这些资料使测量人員能以很大的精度和正确无誤地在图上表示冰川的真正面积。

如果測繪山岳地区的航空測量系在春季或秋季进行，冰川的真正面积則显得特別重要，因为雪层界綫在这期間要比“平水位”低，所以不是所有表現在航空象片上的雪层都为常年积雪。它們之中的一部分在中夏时会溶化。

并且，雪綫从山系的周围向中央升高这点也是常年积雪特有的散布規律，特别是山脉的位置在大量潮湿空气运动的路綫上时。边缘山岭和斜坡中常年积雪的位置，要比内部山岭和斜坡上的低。

上述特点可这样来解释，由烈风从海面吹来的水气，大部分是以雨雪形式落在外部山岭和斜坡中。因此，任何山区内部的气候都是格外地干燥，即这里的雨雪量比四周少。这样，在帕米尔边缘山岭的某些高程上，雨雪量要比其中部多10—15倍。所以帕米尔边缘山岭和中部山岭中雪界綫的高差达1300米。

在任何一个山系中观察的结果都是这样，只是量较小。例如，在阿尔卑斯的边缘山脉中，雪綫高程已达2400—2700米，而其内部山脉则为2900—3200米。在阿尔泰山，常年积雪的界綫也从外部向内部升高2300米到4300米。在天山的边缘山岭中，常年积雪綫的高程为3400—3600米，而在其内部山岭则为3900米。在中高加索，雪綫的高程近于3500米，而在外高加索，雪綫高程由于气候干燥而升至4000米，这点真实说明了冰川在该区域中的数量甚少。

因此，山岳冰川在某一地理区域中的发展，大部分取决于山岭的绝对高程和分布的位置。冰川增加有一定范围。冰川的面积即雪层的面积和厚度，越向山顶靠近就越减小（特别是尖锐的山脊）。显然，发生这一现象的原因在于上升之气流在沿山岭的斜坡上升时逐渐冷却，起先这些水气的儲量的形式为雨，而后到一定高度时则变为雪，而这类气流在高山地带则是干燥的，离饱和点很远。为此，在很多高面突出的山峯和山顶上，一般都没有常

年积雪，因为在高山低温的条件下只有干燥的粒雪，这些粒雪经常被烈风从陡峭的斜坡吹至下面倾斜较缓的坡面，粒雪均在此处积聚。

自然，在地形测图和编图时，必须考虑到这些一般的规律。

常年积雪层的一个特有的规律，是雪线的高度取决于斜坡在日光下的辐射程度。在其他相同的条件下，南部阳光照晒的斜坡上，雪界线比朝向北方的斜坡高。因此，在乌拉尔的英迪吉卡河的上游和科里亚克山脉，几乎全部的冰川和万年雪都分布在朝向北方和东北方向的斜坡上，也就是分布在阴坡的环境里。高大的堪察加火山的主要冰川面积也是在北部的斜坡上。显然，这些地区的南部斜坡上，阳光照射的影响非常之大，以致不能形成冰川。

在准噶尔阿拉套，在北坡上雪线的位置高达3100米，而在南坡的高程则为3500米。在外伊犁阿拉套，北部和南部阳光照晒的斜坡上雪线的高差平均为300米。高加索主峰的北部斜坡上的冰川，占大高加索冰川的全部面积的70%。中亚细亚山岳由阳光照射斜坡结果，引起粒雪原分布的高度和面积不同已清晰示于图5中。

山区冰川的高程与发育的程度，还取决于山岭中盛行风和夹有水气的风的方向。朝向盛行风的斜坡上的雪线，其位置比背风的斜坡上的高。雪由迎风的斜坡被吹向防风的地带。所吹之雪在山顶下面10米的背风斜坡上堆积，形成很厚的雪室。因此，迎风的斜坡多见地面显露部分。但这种规律在朝向带有水气的风的斜坡上不能适用。在这类斜坡上，会有大量的雨雪降落。其上雪线的位置，要比其他方向斜坡上的低。它们完全为雪层所掩盖。这时在山顶旁之背风处，形成了雪簷（图6）。

所有这些规律，在室内调绘航空象片和在和编绘地形图过程中取舍冰川的影像时，要很好地记住和考虑。

除上述由气候因素（温度、湿度、风）决定的规律外，山岳中常年积雪的分布还和一系列的山脉因素有关。

大家知道，山岳中常年积雪的形成，必須在它們的高程完全升至雪綫以上200—250米处才行。只有在这种場合，在位于雪綫水平面上和高于雪綫的地貌深凹处里，直接从大气中降落和由风从山頂及陡坡上吹来的雪花，才能积成雪层。

但是，絕不是所有高于雪綫的山地表面，都均匀地复盖着雪或冰。如前所述，尖銳的山脊和陡削之斜坡上，沒有雪的存在。圓頂峯和各种地形低洼的陡坡，其上常有雪层掩盖（图7）。

在地形切割的山区中可观察到形成雪层最有利的条件。切割坡的特点为，其上常年积雪，較之切割緩的坡上发育。在切割坡上，有很大的可能积聚冰川发育时所必需的大量雪层。山区中雪层特別厚的地区是狭谷的上游、围谷和冰斗。

大量的雪层改变着高山的外貌。这些雪层充填在地面低下的深凹处，它們展平突出的部分，撫平切割的地形和减少斜坡的坡度（图8）。所以，由常年积雪組成的表面的特点是非常地均匀和平貼。

在高山地区測图时，必須使描繪地面冰川地区陡峭地貌的等高綫和描繪常年积雪地段的等高綫有所不同，不仅顏色不同，主要地在描繪的性質上有区别。前者应着重指出斜坡上的突出稜角的“条乱的”残岩地貌，而后者則需指出冰川表面柔和形态。

二、冰川的构造、冰川的測量及其在图上的表示

不同山岳地帶的冰川，在分布、面积和形状上均不一样，但它們都具有一条相同的生成道路，同一条形成和消失的規律。它們之間的差別只是：有些冰川是在有利的气候条件下形成和有着庞大的面积，而有些冰川是在不利的条件下形成，很多年来，它們处于未发育的初期——即边成长边消失的状态。

現在研究几种常見山岳冰川的发育和构造的典型例子。

冬季的固体大气降水（雪、米粒雪、霜），如前所述在山中是不均匀的。最厚的雪层在不同的地貌低部形成。在比雪綫低的坦露和日光照射的斜坡上，雪在夏季会完全溶化，而在地面深处

和阴暗处，雪只溶化一部分。山岳中这种在去年夏季未及溶化的雪层，称之为隔年雪地（图9）。

隔年雪地的数量不多。第一年时山中斜坡上的隔年雪地要多一些，而第二年则少一些。隔年雪地通常没有固定的位置、面积和形状，由于这点，它们不需在地形图上描繪。某一地理区域中存在的隔年雪地，可说明气候和某些其他的自然地理特点，以及地区的通行程度，因此，这类隔年雪地的资料（分布、位置、面积、形状等），必须編进在地形測量外业时編制的地形记录中。

在某些气候条件下，隔年雪地经过几年以后便会消失，而在另一些气候条件下，隔年雪地又会得到进一步的发育。在后者情况，其上的雪层会年复一年增加凝集，而下面的雪层逐渐变成大粒的更坚硬的万年雪。这类的多年雪层称为万年积雪层。万年积雪层比隔年雪地有着更大的面积，它们不是在任何一个高程中都能看到，而只是在某一个山系的雪线水平面上才会看到。大部分的万年积雪层分布的高程，在每年最温暖的月里，决定山岳极地冰雪地带即常年积雪分布极广的气候地带的下界线。

任何场合的万年积雪层均应描繪在地形图上，因为，它们是很多高山地区固定的和特有的景观要素。积雪层的面积和形状可以一年一年地改变，但它们的位置却保持下来。因此，用没有严格限制的轮廓的符号在图上表示积雪层最为适当，而积雪层的表面则用补助（不連續的）曲线描繪（图10）。

調繪山岳地区的航空象片时，測量人員常很难确定描繪在航空象片上的积雪层属于哪种类型。为了确定哪种积雪层属于隔年雪地类型，哪种积雪层属于万年积雪层类型，在地面上进行每一图幅的野外地形測繪作业时必須調繪一两张标准航空照片。上述作业地区具有不同种类的雪层、粒雪原和冰川。

这种具有山岳极地冰雪地带物体特征的調繪记录的标准航空象片，系用来作內业調繪航空象片之用。

內业調繪开始之前，建議根据标准航空象片及象片镶嵌图来研究某一山系中雪线分布的基本规律，明确万年积雪层調繪的特

征，并由此确定各測量人員在各个航空象片上統一調繪的方法。

万年积雪层象隔年雪地一样，并不存在于任何一个阳光照晒的坦露的山坡中，它只存在于北部的斜坡或低处，即存在于某些阴暗的环境中。在个别山系中（烏拉尔、薩彥岭等）常年积雪的形式是万年积雪层，也就是山岳冰川的另一种类型。

如果每年降雪量高于其溶化和蒸发的数量，则会形成深厚的多年雪层，这种雪层不只填满了山中的深洼处，也布满在任何坦露的山坡上，于是就出现了粒雪原（图11）。

由于上面所积聚新雪层的压力增加，万年雪便逐渐变成洁净的冰川冰。

似乎常年积雪层在这些条件下应当无限制地增长，但情况并不这样。雪和冰的厚度的增加只繼續到一定程度。原来的冰在压力之下是有可塑性的，也就是有沿斜坡緩慢地运动而不形成裂隙和断裂的性能。冰在达到一定的厚度和出现适当的狭谷坡度后便开始流动，由此，冰的厚度在高山頂和斜坡上縮小起来。大家知道，在較緩的斜坡上，冰床的傾斜度約为 1° 其厚度不少于60米时冰才开始运动，而在險峻的斜坡（ 45° ）上，冰层的厚度为1.5—2.0米时冰就开始运动。山岳冰川中冰运动的速度各不相同，每年移动几十米，在个别地区甚至每年移动几百米。这种具有独立运动的自然冰体，通常称为冰川。

山岳冰川分为两个不同的部分，即补給区和流动区。在补給区中产生的冰积层，称为雪冰盆地（图12），在流动区出现了溶化的冰，便称为冰川舌（图13）。

现在来詳細地研究表面的构造，以及地形測图和在地图上描繪山岳积雪冰川层基本要素——粒雪原、雪冰盆地和冰川舌（图13,14）的特征。

粒雪原位于高于雪綫以上的斜坡和山頂上，粒雪原由很少移动的冰和雪构成（图15,16）。这些展平状态的雪原表面上常再出现底层斜坡表面的不平状态。山頂、斜坡上固定增长的万年雪和冰平稳地向着谷地的上游移动或以雪崩的形式向其下陷，并对

山岳冰川的粒雪原补充了雪冰。厚度和面积不大的常年积雪则不补充任何冰川。粒雪原在每年最温暖月里持续的明朗天气中在高地带溶化，此高地带决定着“平水位的”雪线的水平面。在很多航空象片上，常年积雪的低层界线只是在象片决定于这段时间内完成时才正式调绘。在其它的时间和天气情况下，真正雪线系被一年的雪层蒙蔽，因此，在航空象片以及后来的地图上应用积雪符号来描绘中夏时没有积雪的斜坡地区，在地图上描绘常年积雪的界线和面积将是不可靠和失实的。

借助室内立体观察象片图能使粒雪原容易调绘。调绘时用稀的绿色点网在象片图上表示粒雪原的面积。粒雪原轮廓的确定和其综合，宜在用立体量测仪测绘地形时进行。采用立体量测仪在于根据仪器上的立体模型，能用比各航空象片上更大之精度以及更可靠地来确定粒雪原轮廓，在上述航空象片图上粒雪原轮廓有着很大的地貌变形。

立体描绘布满积雪的山区地貌时，必须特别注意正确表示积雪和冰川地区的关系；正确表示由雪层形成的地貌的展平状态；详细说明由表示雪表面的等高线（蓝色）转为描绘冰川地区陡峭地貌的等高线和符号（棕色）时的特点。在描绘时必须记住，积雪地区的斜度和分裂程度总是比冰川地区小；在它们的上面没有特出的、陡峭的斜坡变换线，地貌的特出部分会平缓地变为凹部。只是在积雪地区转为冰川地区的地方等高线才转折起来，因而变更了图象的颜色、形状和性质（图17）。

在地形图上，雪线不以专门符号来描绘。在航空象片（山坡）上，雪线根据粒雪原和万年积雪层的底部轮廓线（并不是明显绘出的线）确定。常年积雪界线最可靠的位置是在一定宽度的地带，此地带上部以受水平或微倾斜积雪地区中大量，首先融化的部分为界，下部则以受其中数量较大的粒雪为界。当然，在这种场合就不应去注意各个特出的冰川山顶和陡峭的斜坡，以及雪线以下狭窄裂口中的各个雪层。因此，山岳中常年积雪的界线，实际是测量人员根据航空象片来决定的，这种决定很概略，象决定所有

不清晰的輪廓一樣。

山岳冰川中大部分的雪冰盆地，都位於地貌的低洼部分，經常是在冰斗（圈谷）（圖18）中。在這種場合，它們有着凹形表面，與在最近大谷地的方向有共同的傾角。粒雪原從山的一邊被陡峭的斜坡圍成半指環形狀。沿粒雪原的上端，在陡斜坡變為萬年雪斜坡表面的地區，一定存在着所謂邊緣裂隙（見圖11）。

雪冰盆地的表面不一樣（小丘、溶蝕洼地、從上面的粒雪原并由風從山頂和陡坡上吹來的呈雪崩形態的雪冰堤），總是在變化着。形成的冰層緩慢地但是不斷地從雪冰盆地流向谷地，并由大氣降水和雪崩循環地補充着。在地圖上用等高綫描繪雪冰盆地時，重要的倒不是要描繪這些比較小的差異，而是要正確的描繪出雪冰盆地幾千年來保持的表面形狀的一般特點。圖19說明冰川補給區表面等高綫描繪的一種典型方案。

下面，在雪綫地帶里，冰川差不多都是平滑的表面。此地帶的等高綫，幾乎都沿垂直於冰川縱軸的直綫通過。再下面，冰川開始成為凸出的表面。因此，表示冰川的等高綫圖形亦改變了。

冰川舌表面傾斜的坡度，通常比雪冰盆地大，同時這種坡度在個別部分依冰川縱斷面而變化。這就要求適當地改變表示冰川的等高綫的水平距離。

大体上，很多地方各冰川的平靜表面^①，都有很長很寬的縱橫裂隙。冰川上裂隙和“多冰山”的地區常會妨礙移動，所以這些地區在地圖上應用特別的符號來表示。

裂隙層分布在冰川舌上一定的地區。在冰川運動的過程中，一些裂隙會消失，而又會出現另一些裂隙，並且還是出現在冰川表面原來的位置上。因此在很久以前就確定出，橫裂隙通常是在冰床（圖20）的變換或台階上產生。如果台階（高程落差）很大，則該處會形成冰瀑布，因為台階上的冰體已失去可塑性，

① 這裡以及下面我們不介紹 *оривы*、*冰雪柱*、*кальгапторы*、“*снега каюши-уся*”等的各種微型地貌特征，這些特征在小於 1:10000 比例尺的地形圖上不能清楚地表示。

并且各冰块冲击着台阶的基部。台阶下面的各冰块結合在一处，逐漸重新获得可塑性和象一个整体似的向前移动。在高加索的某些冰川中，例如阿季施、恰拉特、捷夫道拉斯克等地方的連綿不断和巨大的“梯形”冰瀑布，其高度为1500—2000公尺，其长度达几公里。图21說明谷地冰川中有代表性的冰川。已經确定，大部分的橫裂隙系在雪綫的地帶，在雪綫地帶中雪冰盆地的較緩斜坡常常轉化为冰川舌的陡坡，并且冰川有着巨大的运动速度。很多裂隙是由于谷地上斜坡磨擦而在冰川边緣处形成的。

縱裂隙在冰川扩大处的表面上产生，并且由于冰流在行途中遇到絕壁（冰上岩島）而使冰流分成两个部分。冰川边緣的裂隙比其中部多。冰川裂隙的程度随着坡度的增加而增加。冰瀑布和裂隙地区在航空象片上很好調繪，并可在地图上表示出来（图21, a）。

除裂隙外，几乎每个冰川表面上都有冰碛这一特征，即^①都堆积着混有細粒土的岩石碎屑。这种碎屑物質的形成部分是因剝蚀作用的结果，而主要是經過冰冻风化所致。斜坡被破坏后，砾石和碎屑向冰川上降落，并随冰川沿谷地向下移动。冰川的侵蚀作用，因冰体增加而从上部向低部加强。冰碛物質在冰川上的分布不均匀。通常分成为位于冰川边緣的側冰碛和由兩側冰碛及更多复合冰川形成的中冰碛。中冰碛亦可由其他原因形成。如果在冰流中間出現陡峭的島屿，則从风化和由冰川破坏了的这一絕壁中产生的碎石，会向冰川上降落和向下綿延成中冰碛的地帶。中冰碛地帶在图22上已表示得很清晰。

冰碛物是堆积在冰川的表面和雪冰盆地的範圍內，但主要是在冰川舌範圍內。在冰川補給区中，冰碛总是为固体的大气降落物所遮盖，在冰川的表面通常看不到冰碛。冰碛在低于雪綫的冰川表面上出現，并沿冰川綿延成某一寬度的地帶，逐漸向冰舌末端增加。在航空象片和地面上，根据中冰碛的数量，常常能确定出

① 剝蚀——指运动冰川对山岩表面的冲刷和击損。