

目 录

序	施雅风
李吉均学术思想概要	秦大河 周尚哲 姚檀栋 冯兆东
疏勒南山西段南坡冰川的初步观察 (附哈拉湖情况介绍)	1
青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨	21
巴基斯坦北部的地貌发育与第四纪冰期问题	32
中国第四纪冰期、地文期和黄土记录	47
青藏高原隆起及其对环境的影响	58
青藏高原隆起的三个阶段及夷平面的高度和年龄	65
晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起	71
青藏高原隆起与环境变化研究	79
青藏高原的地貌演化与亚洲季风	87
新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响	99
纪念台维斯侵蚀循环、准平原学说诞生一百周年	111
德日进“亚洲干极”理论的现实意义	119
庐山的地文研究	125
庐山第四纪环境演变和地貌发育问题	135
中国东部山地第四纪冰期气候问题	146
冰碛石的形态和表面特征	152
论庐山冰川遗迹的真伪	155
冰川沉积过程和冰川沉积相的分类	162
中国第四纪冰川研究新进展	169
末次冰期旋回兰州黄土剖面与南极东方站冰岩芯的对比	173
中国第四纪冰川研究的展望	183
中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式	189
中国第四纪冰川研究的回顾与展望	197

祁连山的平顶冰川·····	206
祁连山山地近期年龄及第四纪冰期探讨·····	217
西北干旱区的形成演化与资源环境开发问题·····	226
关于地理学在中国的发展前景之思考·····	232
《现代自然地理学》序言·····	236
中国地理学的期待·····	238
 附录：李吉均第一、二作者发表的文献·····	 240

疏勒南山西段南坡冰川的初步观察*

(附哈拉湖情况介绍)

疏勒南山西段在哈拉湖之北达到了最大的高度,主峰团结峰(地质队命名)经实测达 5937m。这是祁连山最高峰,一般山峰亦均在 5500m 左右。在这里发育着祁连山最大而又最集中的现代冰川。北坡冰川总面积估计达 80km^2 。冰川不仅数量多而且规模大,在一条山谷中不仅主谷为山谷冰川占据,支谷中同样发育着山谷冰川。大西沟即是如此。这里山谷冰川如此之多,这是祁连山少见的。南坡的冰川经过 1959 年的野外观察,规模大而且集中,并发育了从冰川演化的观点看来是祁连山最高级的冰川类型——溢出山谷冰川;冰川的形态和构造也独具特征。这些情况都值得作一介绍。另外,也看到许多古冰川遗迹,也有必要介绍出来以便和其它地区对比,这对了解祁连山及其邻近地区的第四纪历史来说是很意义的。由于野外工作时间短,作者水平不高,错误一定很多,敬希读者指正。

一、自然概况

疏勒南山西段南坡正对着哈拉湖盆地。盆地作北西西走向延长约 100km,南北宽度约 60km。湖面海拔 4170m,水体面积 588km^2 ,按其海拔和规模应被列入世界最高的湖泊之列。哈拉湖南面为哈拉湖南山,北面即为疏勒南山。哈拉湖南山海拔较低,它的山顶为一向西微倾的古剥蚀面。正是由于海拔较低,在其北坡冰川规模也很小。从远处观望有冰斗冰川、悬冰川和小型的平顶冰川共 10 余处。哈拉湖盆地的东西两端地形开阔平坦,高出湖面 300m 左右,它们是低一级的古剥蚀面的残余部分。疏勒南山在哈拉湖北面巍然耸立,雪峰连绵,冰川四溢,俯瞰一碧万顷的哈拉湖,十分雄伟壮观。

从哈拉湖湖滨地带向南北二山和东西低平的分水岭伸延着平缓的丘陵和平原。这一丘陵平原有三个阶梯,最高一级为东西分水岭剥蚀面,海拔 4500m,起伏和缓,坡上有低浅的雪蚀凹地等地形。第二级为平均高度 4300m 的夷平面,它们从四周向湖心倾斜,表面的夷平现象更显著,在湖的北岸和南岸,它们的表面广布着冰碛堤和冰碛丘陵,甚至不见基岩。这是盆地四周分布最广的均夷面和堆积面。第三个阶梯沿湖滨或较大的河流两旁伸延,是比高为 5~10m 的堆积阶地。其组成物质为磨圆度不高至次棱角状的大小砾石。它们的表面十分平坦,在河流入湖部分有较大的面积。在这级堆积阶地之下,

* 原刊于《一九六〇年全国地理学术会议论文集》(地貌),北京:科学出版社,1962 年,130~151。

分布着现代河谷和湖滨滩地及冲积扇等地形，它们频繁地受着流水和湖浪的作用。

由于海拔的高峻，哈拉湖盆地已全部超过了高山草地的上限（本区周围为4100m左右），盆地中到处表现为高山冻土苔原的景观。6月下旬，哈拉湖中还有浮冰，湖岸还有大面积的冰锥保存。在4500m的阳坡，地表以下42cm深处即全系冻土，在更低的4270m的地方情况也复如此。1959年8月，在湖的南岸观察，地表以下80cm仍为冻土。由此看来，哈拉湖盆地全部在永久冻土分布的范围内。盆地中植被简单贫乏。在各地低凹积水的地方，有成斑点状分布的苔草沼泽，在湖岸沙质地表是扁葱疏生的地方，在广大的地面上是由点状分布的高山点地梅等占据着。这里非但没有乔木，而且矮小的灌丛也都贴地生长，枝干均平贴地面。植物的叶具角质，生绒毛，幼芽即新叶多肉质，凡此种种均反映本区气候严寒，干旱（主要是生理干旱）。

由于植被稀少，严寒气候下腐殖质分解亦不易进行，本区的土壤发育过程极为缓慢。土壤剖面不超过30cm，A、B层无明显区别，是无结构的砂壤土，含有不少的细小砾石及岩石碎屑。30cm以下为未分选的冰碛层，有淀积现象，冰碛石的底部均附有0.2~0.4cm厚的钙质结皮，整个地区的地面在冻胀干缩等作用交替进行下广泛发育着构造土（多边形土），它很像一般所见的龟裂土，规模也很小，长宽约10~30cm。

按照短期观测和相关推测，本区降水年平均在300mm左右。但多属固体形式，在6月中下旬观测期间共降水7次，4500m测得总量为38.9mm，均为降雪。这充分反映了本区气候寒冷的特性。在这种情况下，地表径流极不活跃，因为降雪慢慢消融均渗入土中。由于永冻层的存在，地下水也不发育（沟谷沙砾层潜水例外）。本区的河流最主要的流量都取决于冰川的直接融水。入秋之后，冰川停止融化，河流停止流水，仅剩的地表水和以后出露的地下水都冻结成为冰锥。

由以上种种情况看来，哈拉湖盆地是在严寒的高山气候控制下的高山冻原。高山冻原的出现不是一个偶然的现象。它是内陆极端大陆性气候在高山上的反映。高山冻原在本区成为一个有规律的垂直地带，它在高山草地的上限以上，现代冰川分布范围以下，其垂直幅度达500m左右（4100~4600m）。在其它季风性或海洋性气候控制下的地区，冰川的下限与森林相连，这是因为那里的冰川由于有丰沛的降水来源雪线很低，冰舌下降更低，所以冰川与森林并立，二者之间没有高山冻原存在。阿尔卑斯山就是这种情况。把本区的这种自然地理情况和其它海洋性地区而又发育冰川的自然地理情况进行一个对比，这样做对于了解本区冰川发育的特点是很有帮助的。

二、冰川的发生条件和冰川分布

祁连山冰川发育的最大特征之一是南北坡的不对称性，北坡的冰川一般雪线低、规模大，南坡冰川小、而雪线高。疏勒南山也不例外，北坡冰川数量很多，而且多山谷冰川，冰舌达到4100m的位置，粒雪线最低4400m，一般为4600m。南坡冰川数量不如北坡，山谷冰川也少些，冰舌位置最低为4600m，相当于北坡雪线高度，而其粒雪线位置则在5100m，比北坡高出500~700m。这种巨大的差异在祁连山是少见的。例如，冷龙岭的北坡雪线一般为4200m，南坡为4400m，相差200m左右。野马山北坡冰川雪线

4650~4700m, 南坡为 4750~4800m, 相差仅 100m 左右。相形之下疏勒南山南北坡雪线高差是最大的。这种差别是什么原因造成的呢? 首先是否与降水量南北分布不均匀有关呢? 我们认为, 雨量的分布主要与降水盛行风向有关, 本区降水风向多为西风, 山脉的走向与此平行, 南北坡应无区别; 从地方性天气降水说来, 南坡正面临巨大的水体——哈拉湖, 这对南坡降水反而是有利的条件。因此, 雨量不能解释雪线在南北坡的差异。此中起决定性作用的, 一个是南坡比北坡受的日照多, 温度高; 另外是南北坡地形的不对称, 疏勒南山西段分水岭靠近南坡, 南坡山体宽度仅 3km 左右, 北坡山体却在 10km 以上, 南坡因此缺乏深沟大谷, 北坡却有复杂幽深的谷地。有利的负地形再加上阴坡的作用更加有利于冰雪的积累, 因而使北坡雪线大大降低, 相形之下, 南坡雪线就大大抬高了。这是本区南北坡雪线差异极大的主要原因。

不过, 尽管坡向、地形均对南坡的冰川发育起着不利的影响, 但在南坡仍然发育着强大而又集中的冰川。冰川不仅溢满山谷, 甚至奔流出山, 达于山麓平原之上。其中的 11 号冰川是本区最长大的冰川, 在祁连山中仅次于野马山老虎沟 20 号冰川而居第二位。这种现象作何解释呢? 作者认为, 此中起决定作用的是疏勒南山主峰靠近南坡, 优越的地势对南坡的冰川发育起着十分有利的影响。前已谈及, 南坡雪线是 5100m, 但团结峰高达 5937m, 一般山峰也均超过 5500m, 这就是说, 在南坡雪线以上仍有巨大的山体作为冰川发育的补给源地, 因而冰川强大而集中。11 号冰川就是从团结峰的东侧流下的, 并且 11 号冰川的顶部已伸到团结峰之北, 主峰的冰雪大部补给南坡各冰川。这就是南坡冰川仍然很强大并且更集中的根本原因。

但是, 地势并不是简单地提供了广大雪线以上永久雪线的面积, 特别高峻的地势还带来了有利的气候条件, 温度的降低和降水的增加是显著的标志。后面两个因素是冰川发育的决定性因素。以 11 号冰川为例, 根据实际观测, 每次降雪在粒雪线附近厚度都比冰舌前端大一倍。二地相距高度不过 500m, 按此推测, 在海拔近 6000m 的主峰降水将为冰舌前端的 3 倍弱。按相关推测, 本区盆地地面年降水量约为 300mm, 考虑到上述的垂直递减率, 粒雪盆中的年降水量将达 500cm 以上。我们在粒雪盆中所见, 一般年层都有 60~70cm 厚, 这对以上推测是一种近似的说明 (当然, 由于粒雪盆不仅受直接降水而且还承受吹雪、雪崩的补给, 积累量是大于实际降水量的)。按相关推算, 哈拉湖盆地年平均气温在 -6°C 以下。按短期观测资料, 冰川上气温垂直递减率为 $0.87^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 如把 4600m 以下非冰川区都算作年平均温度 -6°C (实际应更低), 则雪线处的年平均温度将为 -10.35°C , 山顶为 -16°C 。由此看来, 南坡的地势高峻带来了丰富的降水, 并带来了很低的负温, 二者均有利于冰川的积累和补给而不利冰川的消融和损耗, 高峻的地势弥补了不利地形和坡向的影响, 因此冰川在南坡也强盛地发育起来。

上述本区粒雪线年平均温度约为 -10°C , 偏离年平均温度 0°C 很远, 这并不是偶然的现象, 而是本区大陆性气候影响的结果。因为大陆性气候冬天虽有较低的负温, 致使年平均气温很低; 但夏天却有较高的温度, 这是不利于冰川发育的, 因而粒雪线上升, 远远地偏离了零度等温线。也正是由于这一缘故, 冰川之下连接着一个广阔的高山冻原地带, 景色极为荒凉。相反地, 在海洋性气候湿润多雨、气温年较差小的情况下, 冰川

的发育是有利的,粒雪线很低,接近甚至低于年平均温度零度等温线的高度。祁连山的冰川,尤其是它西段的冰川,是在极端大陆性气候下发育的,因而可以叫做大陆性气候的冷型冰川。

本区的降水主要集中在夏季数月,这时又正好是日照正强气温很高的季节,丰沛的降水和强烈的消融同时并存。那么,在夏季冰川有无冰川积累呢?回答是肯定的。因为新雪在白天虽因日照而融化,但融化的水首先渗入地层的粒雪中,它使粒雪浸湿,甚至被水所饱和;而入夜之后或高空低槽过境造成连日阴雪、气温显著下降到零度以下时,下渗的水就重新冻结起来,这种过程在夏季是反复进行着的。当粒雪受到冰雪融水的作用时,首先促使粒雪迅速增大。这方面可以与春季比较,由于春季气温低,降下的雪虽然也很快地粒雪化,但粒雪的粒径一般均只 $0.1\sim 0.3\text{cm}$,整个剖面呈纯白色。在夏季却不同,新雪降落,由于融水浸渗和再冻结,粒雪很快成为粒径达 $0.4\sim 0.6\text{cm}$ 的透明冰粒,剖面因此呈淡黄色。如果水充满了雪层,再冻结就形成不同厚度的冰间层,薄的冰间层基本上具有一个冰晶体的厚度(约 0.5cm),厚的可达数厘米,其中的冰晶体出现柱状结构,显示再冻结晶体生长的特征。最热的时候粒雪层整个充满了水,此时的再冻结就导致了冰川冰的形成,它的颜色在剖面上呈淡蓝色。根据1959年6月中旬至下旬在哈拉湖北岸11号冰川上的观察,4650m的冰舌上日平均气温为 -0.3°C ,而在4960m则为 -3.7°C 。冰舌上零上气温出现在9~17时,接近粒雪线的4960m处则绝少有零上气温的记录。另外在冰舌前端6月18日连日天晴出现了日平均气温达 2.6°C 的记录,当日冰川融水量也最大。19日由于天气变坏而降雪,气温锐减为 -3.2°C 。由此看来,无论是每日的气温变化或逐日的气温变化在夏季都是有利于冰雪融水的再冻结的。这种情况在冰源河流的水文上也明显的反映出来,阴雪日气温低,冰雪面冻结,河流出现最低水位和最小流量。正是由于这种再冻结过程的频繁作用,使夏季里冰川进行着一年中很重要的积累作用。但是这里必须有一个附带条件,这就是每次降雪之后,消融不足以使全部新雪变为冰面径流而流失。在这一点上冰舌和粒雪盆地是有巨大的区别的。冰舌上夏天也存在再冻结作用,但冰舌上的消融很强,不仅新雪全被融化,而且冰层也被部分消融。冰舌上也可出现暂时的粒雪层或新雪雪盖,但这是转瞬即逝的东西,整个夏季中冰舌是基本裸露的,是消融大于积累的。根据考察期间在冰舌前端进行的观测,经逐日积消统计,得出6月中下旬10日之间共计积累了 0.84mm 的降水(这是不同坡向而且是不同日子消融和积累抵消后所得数字,因而绝对数值很小)。这是由于考察期间阴雪日较多,而且那时也不是夏季最热月,所以出现了暂时的积累现象。粒雪盆中完全是另一种景象,那里冰面河道很少,冰雪融水多保留在粒雪层中。很明显地,再冻结作用在这里真正促成了冰川的积累。考察期间,我们在粒雪线附近观察了两个人工粒雪剖面,其记录如下(图1、图2)。

从图1、图2两个剖面可以看出,剖面的下部基本上没有水的活动,升华和再结晶是新雪粒雪化的主要方式,剖面的上部不仅有冰间层,而且有粗晶体粒雪,它是在表面融水浸染的作用下迅速长成的,这说明是在天气已经变热而且冰雪已经开始融化的情况下产生的,这代表着春末夏初的天气状况。前面所述的夏季冰雪融水再冻结形成冰川冰的过程此时尚未开始,但冰间层与粗晶体粒雪出现则标志着再冰结过程的确已经开始,

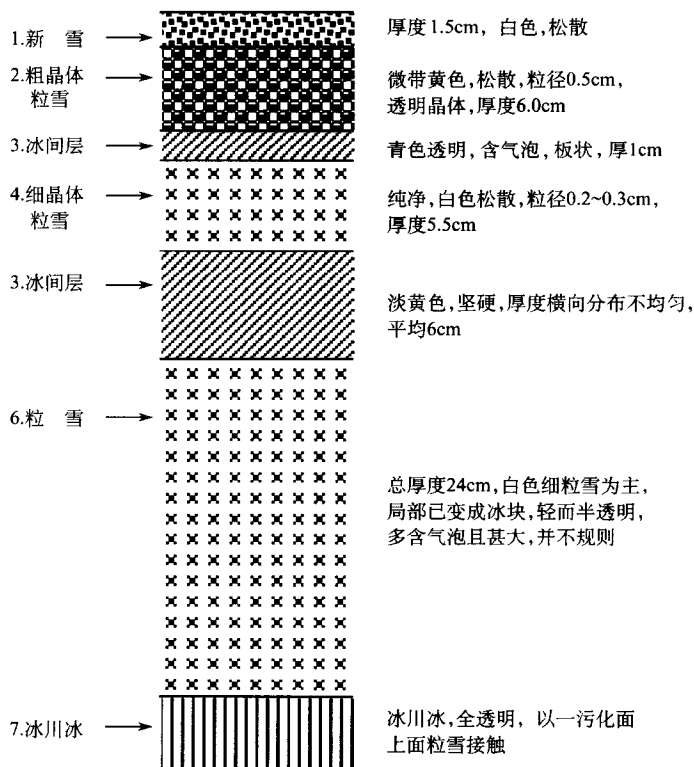


图1 第一剖面位于4960m、冰舌与粒雪区过渡地段, 粒雪厚度总共44cm, 其下为污化的冰面

这是与冬季和春季完全不同的。

粒雪盆中年层为蓝白冰层的交替叠置, 蓝色者为透明的冰川冰, 白色者为含气泡的气泡冰, 二者都是在水的作用下最后形成的。但蓝色的冰川冰是在融水完全充满粒雪基本排除了空气的情况下重新冻结结晶而成的, 白色的气泡冰在生成时水分不多, 故气泡不能完全排走, 因而形成了透明度不高的气泡冰。

总结上述, 本区的冰川是大陆气候冷型冰川, 冰川的粒雪线大大高于年平均温度零度等温线, 因而冰川的前缘出现广阔的高山冻原, 冰川依靠极低的温度存在; 由于大陆气候的影响, 冬干冷而夏温暖, 冬春的积雪不融化, 夏季降水多而气温高, 但仍经常出现负温, 因而频繁地进行着冰雪融水的再冻结作用, 它是促成夏季冰川积累的主要作用。在冰雪融水活动和再冻结的作用下, 粒雪转化为冰, 但因受水的作用深浅不同, 致使粒雪盆的年层中出现蓝白冰层有规律的叠置。疏勒南山西段南坡的冰川就是在这个统一自然地理过程的支配下形成的。由于地形和坡向使南坡的粒雪线抬高到5100m的巨大高度, 并由于地势的高峻, 雪线以上仍然存在着巨大的山体, 因此在南坡同样形成了巨大规模的冰川, 而且在主峰的东侧产生了这条山脉中最大的冰川。从哈拉湖北望, 连绵的疏勒南山山顶全为冰雪覆盖, 从这一共同的雪原冰海上伸下了不下16条各式冰川, 小的悬冰川还未包括在内。在团结峰附近地势最高, 故其附近冰川最大, 冰川一直延伸

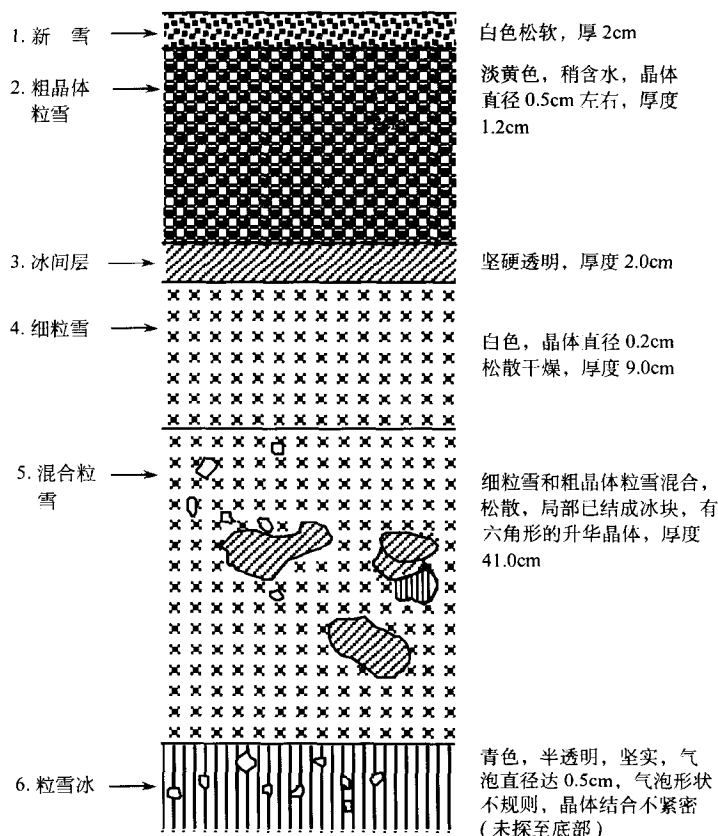


图 2 第二剖面位于 5120m 粒雪盆出口处

到山麓平原之上。由此向东西两面地势渐低, 冰川规模也减小。最东为冰斗冰川, 最西则仅发育着悬冰川。由东到西, 这一连绵的冰川覆盖长度在 20km 以上, 这种冰川分布的规模和集中程度是祁连山中少见的。

三、冰川作用的特征

本区不仅山地海拔为祁连山之首, 山麓平原亦达极大的高度。山坡和山麓平原交界处高度在 4700~4800m 左右。这就是说, 山麓以上 300m 就是雪线, 山地的绝大部分都耸立在雪线以上。因此, 不仅粒雪盆地和山头覆满冰雪, 各个山谷 (皆为过去的 U 形谷) 亦均成为粒雪区的一部分。此外, 由于分水岭靠近南坡, 南坡山体很狭 (3km 左右), 冰雪充溢山谷, 而且居高临下以巨大的力量冲出山口, 因此泛滥于山麓古冰碛-冰水平原之上, 形成了特殊的溢出山谷冰川类型。这在祁连山其它地方是未曾见过的。为了对比疏勒南山西段南北坡冰川的发育, 用以显示南坡冰川发育的特征, 我们参考 1958 年冰雪利用研究队第七分队的报告, 结合 1959 年在南坡了解的情况, 绘制了综合

比较剖面 (图 3)。

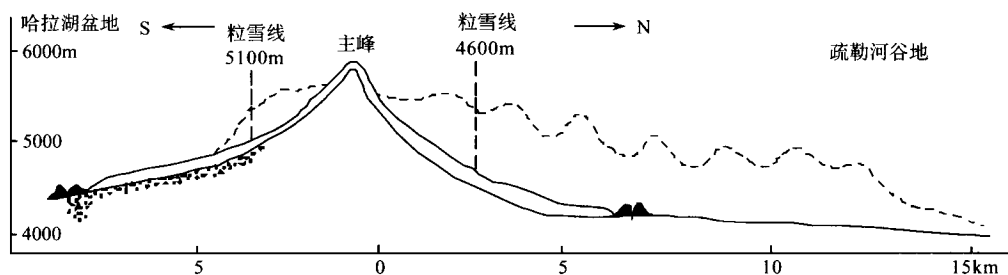


图 3 疏勒南山南北坡冰川发育综合比较剖面

图 3 虚线代表疏勒南山西段山体的投影峰顶线, 实线代表南北坡谷地纵剖面。南坡资料采自 11 号冰川, 北坡资料主要采自大黑刺沟山谷冰川。后者虽不发源于主峰, 但它的谷地走向为北 5° 东, 与 11 号冰川的朝向正好相反, 由于疏勒南山走向为西北西, 因而这两个冰川具有代表山脉的两个不同坡向的意义。从剖面上可以清楚地看出, 南坡冰川之所以更集中而且形成特殊的溢出山谷冰川, 并不是偶然的现象。溢出山谷冰川在南坡共有两条, 即第 8 号冰川和 11 号冰川, 此外, 有一些较小的冰斗-山谷冰川的冰舌也伸出山口。所以冰舌溢出山口是南坡冰川发育的最普遍的特征, 也是独特的特征。

冰川从山体内部泛滥到山麓平原, 在世界上其它地区也存在。北美的阿拉斯加就是这种冰川发育得最典型的地区。一般都把这种冰川叫山麓冰川, 因为它把整个山麓都覆盖起来, 使之成为连续一片的冰原。阿拉斯加还有一些冰川也流到了山麓平原, 但是并未联合成宽广的山麓冰川, 而且单一的冰川具有扩展的冰舌, 这叫做宽尾冰川。疏勒南山西段南坡的冰川与这些冰川不同, 虽然其冰舌也都伸出山口达于山麓平原, 但冰舌并未联合起来, 所以不是山麓冰川。其次, 冰舌大多也未扩展, 所以也不能叫做宽尾冰川。冰舌流出了山体, 但冰舌的宽度仍然保持均等, 11 号冰川就是明显的例子 (图 4)。因此, 我们把它叫做溢出山谷冰川。第 11 号冰川溢出山谷冰川长度达 8.5km, 它的冰舌伸延在平原之上达 4km 多, 冰舌的两侧有高大的现代侧碛堤, 它们在前端由弧形的终碛堤延续着。在第 8 号冰川前端的终碛堤尚未为流水所切割, 保持着完整的弧形, 内侧还形成了一个冰水湖泊。11 号冰川前的冰川终碛堤已被分割, 中央耸立成为巨大的冰碛丘陵, 高度达到 70 余米。现代侧碛堤很多地方均高出冰面, 这说明冰川在近代有很明显的退缩。这种退缩在冰舌前端留下宽达 600m 以上的终碛和前碛, 在其两侧边缘则由于冰舌变薄和变狭出现高大的侧碛堤。

第 9 号冰川是一个形态特殊的冰川, 按其规模相当于冰斗短冰舌冰川。它有一个宽缓的冰斗, 冰斗的出口与盆地内部几乎一样宽。正是由于后一缘故, 冰斗中的冰能自由地以片状的方式流出冰斗。冰川流动很缓慢, 冰层的原始构造和冰川表面形态均少有改变。在冰舌前端造成高达百余米的冰碛, 宽展平坦的冰舌高踞其上, 边缘皆为断裂所成的冰崖。在冰崖剖面上可以清楚地看到未经扰动的冰层。冰舌高达 4900m 以上, 冰面消融微弱, 冰崩是这一冰川物质损耗的特殊方式。在平面图上这条冰川颇似一葫芦形或

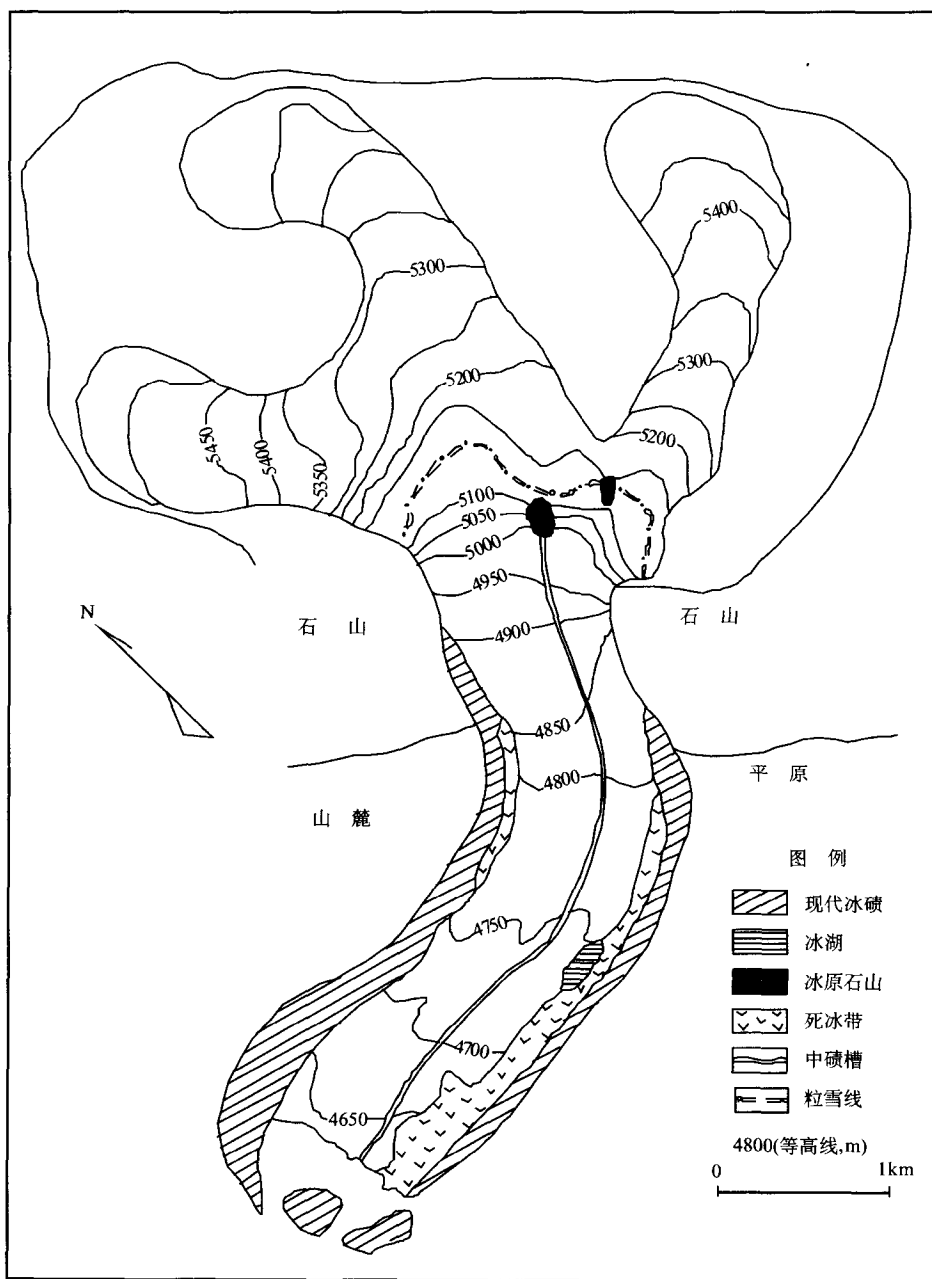


图4 疏勒南山南坡11号冰川地形图

蚕茧形。冰舌的东侧有一部分流到第10号冰川的冰舌中，部分地破坏了它的完整性(图5、图6)。

上述的第9号冰川之所以具有宽阔的冰舌主要是由于地形的原因，冰斗之下未有谷

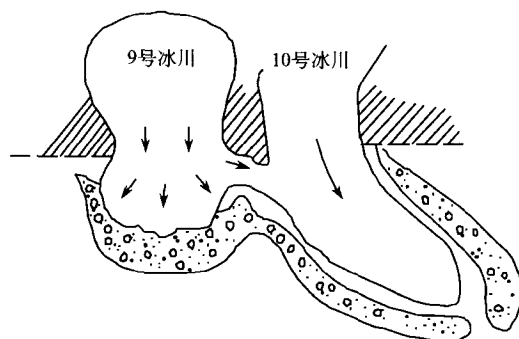


图5 9号和10号冰川平面示意图
(冰舌前为冰碛堤)

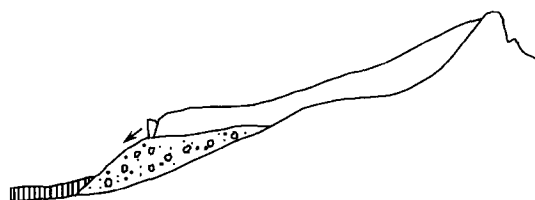


图6 9号冰川纵剖面示意图

地使冰川成为线形。真正的宽尾冰川是由于冰舌达于山麓之后，巨厚的冰舌流速减小（一方面是冰舌流速本来就小，另一方面还由于山麓平原坡度减小），在压力的作用下冰舌向前方和左右扩展开来。本区的冰川由于处在内陆干旱气候之下，冰量很小，冰川的厚度不大，因而不能造成压力流动，这是多数冰川冰舌流出山谷仍保持线形的原因。9号冰川虽具有宽阔的冰舌，但按其规模和形成原因来说并不能被看作是真正的宽尾冰川。

由此看来，本区冰川的特殊性首先是由地势和地形两大因素决定的。连绵的冰雪覆盖的出现是由于山体地势高峻，大部分伸到雪线以上；溢出山谷冰川的出现则是由于山谷的宽度太狭，冰舌才能很快地冲出山谷达于平原。但是达于平原的冰川并未形成山麓冰川，甚至也未形成宽尾冰川，这是由于大陆干旱气候下冰川的补给少，冰川的规模和厚度不大，冰舌的压力流动和可塑性流动较弱的缘故。真正的阿拉斯加宽尾冰川和山麓冰川是发育在海洋性气候之下的，那里年降水量达1300~3000mm，气温年较差不超过6~7℃。祁连山与此完全相反，因而冰川出现了上述的特征。

四、冰川的温度特征

冰川是气候条件下的产物，冰川的温度特征更与该地区的气候密切相关。一般说来，冰川的温度状况可在垂直方向上分为两层：表层为活动层，它的温度状况随季节变

化；底层为稳定层，它的温度状况不受季节变化的影响，它的平均温度基本反映了该地多年的气温平均状态。1959 年我们在哈拉湖地区冰川上只进行了短期的冰川表层温度的观测，因此不能对整个冰川的温度特征和变化规律进行说明。但我们也搜集了一些资料，这些资料对理解夏季活动层表层温度变化的规律，进而了解冰川的特征是有一定帮助的。

观测是在 6 月中旬及下旬进行的，在 11 号冰川上设了两个站，一个在冰舌前端海拔 4650m 处，一个在海拔 4960m 处。后者已经十分靠近粒雪线，观测期间尚有雪盖及粒雪层存在，因而以上两点基本可以分别代表冰川上积累区和消融区的状况。现在首先把观测结果列于表 1 和表 2，再加分析。

表 1 11 号冰川冰舌前端海拔 4650m 处气温和冰层温度 (°C)

项目	气温	深度			
		0cm	5cm	10cm	15cm
日平均	-0.5°C	-2.0	0.0	-1.6	-2.2
日较差	3.4°C	7.5	1.0	1.8	2.4

表 2 11 号冰川粒雪线附近海拔 4960m 处气温和雪层温度 (°C)

项目	气温	深度		
		0cm	10cm	30cm
日平均	-3.7°C	-3.0	-0.3	-1.9
日较差	4.6°C	11.0	2.3	1.3

从表 1 和表 2 及曲线图 (图 7) 上可以看到，无论在粒雪线附近或冰舌前端，冰层和雪层的温度都是向下递减，这说明整个冰川已进入夏季的温度状况，即加热时期，热量由上向下往冰川内部输送 (冬天则与此相反，热量由冰川内部往外输送散失)。另外，两地冰雪表面的日较差都最大，这反映了冰雪表面作为加热面和冷却面的对立的统一，冰雪表面温度状况的变化决定了冰雪层内和低层大气温度状况的变化。因此就出现了较差向上或向下逐渐减小的规律。冰雪表面的温度变化取决于具体的天气条件，首先是日照的条件。实质上，太阳辐射是本区冰川温度变化的首要原因。尤其是冰川温度的日周期变化和冰川的消融与太阳辐射更有着十分直接的因果关系。这种情况的存在是由于本区的大陆性气候愈益加强的结果。我们下面的讨论就是建立在这种认识的基础之上。从分析表 1、表 2 及图 6 可以得到以下认识。

第一，积累区和消融区温度状况不同的问题。

积累区和消融区的区别不仅反映在温度的差异上，而且还反映在热交换的不同上面。粒雪线附近 4960m 处冰川表面气温低于雪面温度，二者之间热传导的方向是从冰雪面到大气，另外在雪层之中热量则是向下输送的。在这种情况下，雪面是名副其实的热源，它本身的增温只能借助于直接的太阳辐射。雪面温度很低，由于这个缘故，雪的融化微弱，有利于冰川的积累，因而 4960m 处新雪和粒雪都很厚，显示出积累的特征。

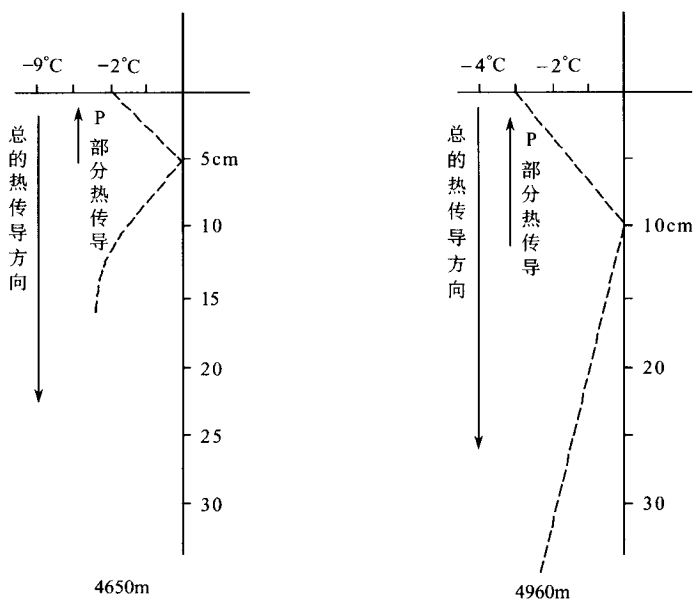


图 7 冰层雪层不同深度温度曲线

但在 4650m 的冰舌前端则与此相反，低层气温比冰面温度高得多（气温 -0.5°C ，冰面为 -20°C ）。在这种情况下，热的输送是以倒转的方式进行的。空气给予冰川热量，这对冰川消融起着促进的作用，冰层的消融加热不仅直接从冰面获得太阳辐射热，而且也通过冰面间接受到空气中热量的补充，因此，对冰舌来说，太阳辐射和气温都促进冰雪的消融。正是由于这个缘故，冰舌上已经冰层裸露，粒雪没有保存，新雪亦随降随消，表现出消融区的典型特征。怎么解释积累区和消融区大气和冰雪表面热量交换传送刚好相反的现象呢？我们认为，这是因为冰雪从粒雪线以上奔流而下，冰川体由于产生在寒冷的粒雪盆中具有很大的冷气储备，到了粒雪线以下较暖的环境中它自然就成为周围大气的冷却器。从冰川的消融观点来看，我们也可以说周围的热空气包围着冰舌。

不过，我们所根据的材料是夏季的，夏季是消融季节，因此积累和消融区截然划分，上述特征十分明显。在冬季，停止消融，可能整个冰川都将表现出积累区的特征。另外，当盛夏之际，冰川的各个部分也许还可以短期的呈现消融区特征的现象。由于极端的大陆性气候，这种情况是完全可能的。

第二，冰面融化层（含水层）的问题。

粒雪线附近 4960m 处雪层中温度随深度增加而日较差递减，这是符合一般规律的。但在冰舌上却与此不同，日较差最小的是接近冰面的 5cm 深处，该层冰温日平均为 0°C ，在 10cm 以下日较差又有逐渐向下递增的现象，这是反常的。其所以反常，我们认为主要是由于冰雪融水下渗影响所致。冰雪融水愈近表面愈多，5cm 深处平均温度为零度，说明这里的冰经常处于融点，可以看作是冰和水的混合物。由于冰转化为水和水

冻结成冰都要吸收和放出大量的潜热^①，因而此层的冰温度变化很小，大量的热交换主要表现为物态的转化。我们切不要为表面上温度变化不大的现象所蒙蔽，竟认为此间热交换是很小的。这一层实际上是一个含水层，冰川消融时，此层中由于水的广泛活动，各部分都在进行消融。从冰川消融的观点看来，可以把它叫做融化层。按上述记录，当时当地（6月中旬 4650m 的冰舌表面）的融化层厚度为 5cm 左右。在融化层以下为浸水层，它的温度经常在零下，白天融水下渗至此，旋复冻结，放出大量潜热。不论是下渗的水本身和放出的冻结潜热，都足以提高冰的温度。而且由于负温下的冰每升高 1℃ 只消耗 0.504cal/g，1g 的水冻结释放出 79.7cal，它可以使 156g 的冰普遍提高 1℃。这就是说，在负温下的冰升温是很容易进行的。另外，愈近下部冰融化层浸水层干冰层下（图 8）虽可很快增温，但在夜晚无水作用之后也容易降温并达到更低的温度（比上层冰）。这样，在还能受到水渗浸影响的表层冰中愈到下部日较差就愈大。这就使前述的反常现象得到合理的解释。很明显，在冰雪融水完全不能影响到的更底层的冰层中，热的传导没有冰融水的作用，温度较差将愈向下面愈微弱，完全合乎一般规律。从有水无水的角度出发可以把冰川分为三层，即：①融化层（含水层）；②浸水层（周期性有水活动）；③干冰层（无水的活动）（图 8）。

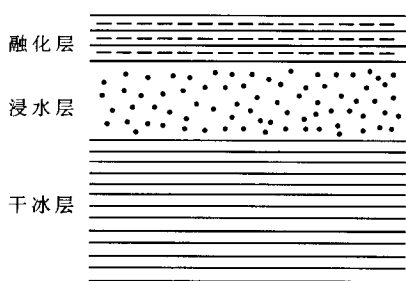


图 8 融化层浸水层干冰层

融化层和浸水层的温度状况已知于前述，干冰层的温度状况如何呢？我们知道，前二者均只占极薄的厚度，后者则几乎占去冰川体的 90% 以上。关于它的温度状况也是很重要的，因限于设备条件，我们没有进行实际观测，但是，至少其中负温占绝对统治地位则是无疑的。野马山冰川（老虎沟 20 号）4400m 的冰舌上打钻测得 1.5m 深为 -5℃，5m 深即为 -10℃ 多。本区 11 号冰川地势更高，干冰层具有更低的温度是完全可能的。

上述冰川分层的意义，就在于指出本区的冰川是以冰面消融为主，在冰舌的表层形成了一层融化层，它经常处于零度左右，消融时里外同时进行，冰面径流就是在这样的融化层中产生的。干冰层中负温酷寒，不仅不能产生冰融水，而且有了冰水（沿裂隙下渗的水或冰内产生的动力融水）也会很快冻结。

上述的融化层在夏季最热的 7 月可以扩展到粒雪盆地。不过融化层在不产生径流或径流不足以使新雪全部被带走时，粒雪盆中仍然进行积累。而且，即使有一段时期粒雪盆中消融大于积累，这也并不能改变从长期说来粒雪盆是积累区的基本特性。

五、冰川的构造和结构

处于运动中的冰川不断地改造着本身的构造和结构。大的冰川比小的冰川冰量大而流程远，所经变动也较小冰川为多，因而构造也最为复杂。斜贴山坡的悬冰川具有最简

① 由零度的冰变为水每克吸收热达 79.7 卡 [1 卡 (cal) = 4.1868J]。

单的构造,冰川冰和粒雪冰的成层性受破坏最少。溢出山谷冰川构造最复杂,粒雪盆中形成的原始构造在流动过程中受到的变形最多,有时完全丧失原生构造。粒雪区中冰川的成层性最明显,不管在山坡还是盆地,也无论真正的冰斗还是过去的槽谷,都形成统一的冰层,重复着下伏的原始地面的起伏。在本区粒雪区中唯一的分布最广的构造破坏是边缘裂隙或称冰后裂隙。这是山坡上下部冰川不均匀运动的产物。作为特殊的例外是在 11 号冰川东支粒雪槽谷中出现了新月形的横裂隙(图 9)。这是地形的特殊性所引起的。坡度最大的地方也是裂隙最集中的地方。11 号冰川东支粒雪槽谷之所以发育新月形裂隙而中支却没有,正是因为东支有更大的坡度。11 号冰川粒雪线附近三支粒雪

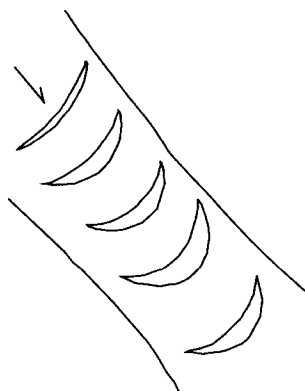
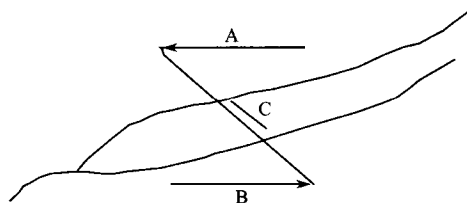


图 9 新月形横裂隙

盆的冰流汇合,坡度也突然增大为 30° 以上,因而造成了宽广的破裂带和大规模的冰瀑布。

上述冰川破裂都属张力破裂,在冰川中还存在剪力破裂。剪力破裂在冰舌的前部表现得最明显,它是由于前后冰体运动速度不一样产生的。冰川的前端因消融而变薄,同时因前端阻力大而速度更减慢,后继之冰一次推覆在前面的冰之上。这种破裂有各种表现形式,低角度的层理分明,高角度者可达 45° ,在冰舌侧面出露为片状叠瓦构造。8 号溢出山谷冰川的冰舌具有典型的片状叠瓦构造,11 号溢出山谷冰川的剪力破裂则表现为似层理状。



A. 冰川前进动力方向; B. 阻力方向;
C. 剪应力方向

图 10 冰舌剪力破裂发育机理

11 号冰川冰舌剪力破裂由于角度很低,断层上下盘滑动距离很大,结果就使底部冰沿破裂面上升。这一过程并引起底碛变为内碛,致使剪面中均含有砾石泥沙,砾石扁平面平行剪面,很多砾石具有较高的磨圆度。一般内碛若系表碛演化来的都是棱角锋利的冰碛石,只有底碛变为内碛具有一定的磨圆度。这是底碛变为内碛的间接证明(图 10、图 11)。

冰川破裂构造是在冰川脆性的影响下形成的块体运动(张力)和片状滑动(剪力)的外在表现。但是,冰川还具有可塑性,这种可塑性随着冰川规模的增大,厚度的增加,温度的增高,长距离的流动而表现得愈加明

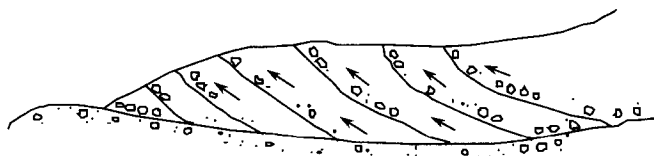


图 11 底碛转为内碛图

显。11号冰川的可塑性是较高的，这是因为它的冰量大，厚度大，冰舌位处南坡，位置又低，温度相应升高所致。在可塑性支配下出现各种褶曲，它既可以在冰川的纵剖面上看到，也可以在冰川的横剖面上看到（图12）。11号冰川在粒雪线以下冰川汇流后褶曲构造很发育，因为只有在这里才具备了各种提高冰川可塑性的条件。各种褶曲中尤其横剖面上的发育最好，而且其塑性之大竟足以产生出某种近似水流的特征。以下剖面取自冰舌4700~4750m转弯的地方，褶曲轴均倾向西方。这主要是由于冰舌于此由南向西急转弯，犹如流水一样，冰川也保持着惯性。正如像河流侵蚀凹岸并抬高凹岸的水位一样，冰川在转弯时也把能量集中于凹岸，褶曲轴因而一致向凸岸倾斜（冰舌转弯的情况参看图4）。

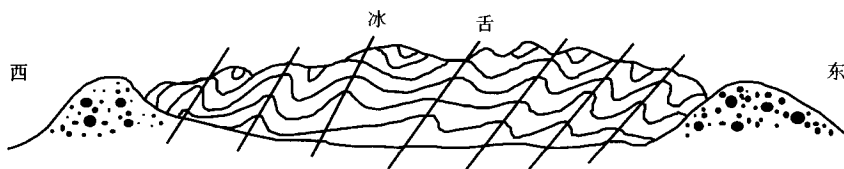


图12 11号冰川横剖面

冰川在运动过程中不仅改变冰川的构造，而且使冰的结晶排列和冰的性质也发生变化。我们在11号冰川冰舌前端发现有两种有趣的现象。一种我们把它叫做冰的片状和

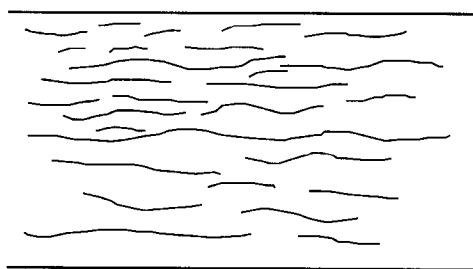


图13 冰中的片状和片麻状结构

片麻状结构（图13）。所谓片状和片麻结构就是在乳白色多气泡的冰中有厚度在0.1~0.4cm的薄层透明冰，这种薄层透明冰向两端尖灭，其延伸方向平行于剪力破裂面。它的成因可能与剪力破裂有密切的关系，暂时的破裂在滑动面上出现融水，经再冻结后就出现冰中的片状和片麻状结构。另外一种有趣的现象是冰中的冰晶体基本上以最大的扁平面平行于构造面（无论是原生的层理构造

或次生的片状构造），而每个冰晶体中的气体又适应晶体的扁平面（图14）。这种情况说明冰川运动过程中还发生着冰晶体的重新排列，冰晶体在冰川运动过程中能作一定程度的独立运动，变更晶体间的位置。为什么会出现这种现象呢？这是因为结晶的冰川冰在运动过程中动力融水不仅存在于层间或构造面上（如片状破裂），而且在冰晶体的接合面上也有融水活动，这种水就成了冰晶体间的润滑剂。这种动力融水的产生和冰刀刻划冰面产生的压力融水原理是完全一致的。当冰的温度接近冰点时，冰晶体间融水是十分活跃的，前面曾谈到冰融水下渗造成冰的温度变化反常就是以冰的结构可以实现融水共存为其先决条件的。

此外，在冰川的粒雪盆中见到的蓝白冰层交替出现的情况在冰舌前端最后消失了。在冰舌上我们只见到单一的介于蓝白色之间的冰。这种冰都含有气泡，这也和粒雪盆中

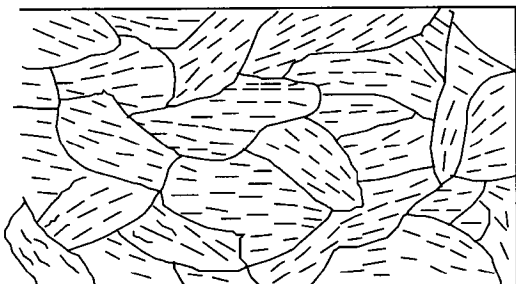


图 14 冰晶体内气泡扁平面平行晶体扁平面

所见不一样，那里蓝冰层中很少气泡，白冰层中则气泡甚多。这种变化的原因是原始的冰层在温度变化和动力变质作用下气泡向各处反复转移，最后使冰都充填着均匀的气泡的结果（图 15）。气泡在热力作用下向热的方面转移。每个蓝冰层上下都有很多气泡的白冰层，蓝冰层变质就是由于受到上下层转移来的气泡的影响的缘故。

在冰川运动过程中还有冰晶体粒径的变化，总的趋势是愈到下游冰晶体愈大。但是需要说明，这种变化应分为两种，一种是动力式的，一种式热力式的。在第 11 号冰川见到的情况说明，动力引起的冰晶扩大远不如热力引起的冰晶扩大。粒雪盆中的冰晶粒径在 0.5cm 左右，在冰舌上则到处都有扩大的现象，在冰舌前端底部测得粒径平均为 0.75cm，这主要是动力扩大的结果，在冰舌表面测得的晶体粒径则高达 1.64cm，最大的竟达 5cm，这是因为表面温度高，经常有冰融水作用的结果。

总结上述，我们可以看到粒雪盆的冰川构造和结构都较简单，愈到下游冰舌部分构造愈复杂，冰的结构也遭到巨大的变化。正如岩石一样，冰川在运动过程中遭到了动力和热力的变质，因而出现了各种破裂（包括张力和剪力破裂）和褶曲，冰的本身也出现片状结构、晶体定向排列、晶体扩大、颜色变化等一系列变质现象。由此可见，作为一个历史自然体的冰川是具有丰富的内容的，我们必须从变化和发展的观点来研究冰川，静止和孤立的形而上学的观点是不正确的。

六、冰川的形态

冰川愈大则形态愈复杂，冰川愈小则形态愈简单。冰川的形态取决于原始地形和冰川的运动，还取决于冰面不同程度的热力消融。本区的冰川自冰斗-山谷冰川以下形态

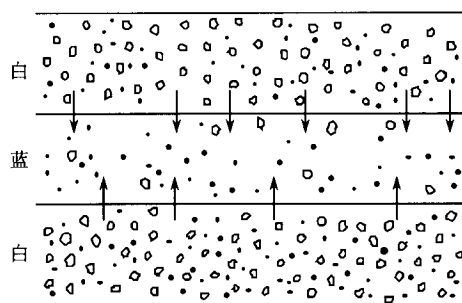


图 15 上下层的气泡向蓝白层转移使后者失去蓝色