

中国第四纪冰川

李四光

科学出版社

1975

中国第四纪冰川

李四光

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

1975年6月第一版 开本：787×1092 1/16
1975年6月第一次印刷 印张：7 7/8
印数：精装1—4,300 插页：精24平23
 ： 平1—2,100 字量：214,000

统一书号：13031·322
本社书号：493·13—14

定价：布面精装 3.00 元
 平 装 1.80 元

出版说明

在第四纪时期，全世界曾有过广泛的冰川流行，但外国一些地质学家或地理学家在 19 世纪末至 20 世纪初到中国的调查，却大都未找到第四纪冰川遗迹，对中国第四纪气候变迁提出种种无冰期发生的论断。

中国第四纪时期究竟有无冰川流行和流行多广？中外地质、地理学家曾有过反复的激烈争论。李四光同志早在 1922 年，就在太行山东麓及大同盆地发现了第四纪冰川遗迹，三十年代初期，又在长江中下游庐山等地，相继找到了冰川流行的证据，并对中国第四纪冰期进行了划分。尽管证据确凿，但那些外国专家为了维持其既有的看法，仍然不遗余力地反对中国有第四纪冰川的遗迹，并断然否定中国第四纪有过冰川活动。当时，我国一部分地质、地理学家，也就默认了中国第四纪没有冰川存在的看法。

解放后，这项过去不大受注意的冰川遗迹的研究工作，才逐渐有了起色，近十余年来，我国地质、地理工作者在全国范围内，发现了广泛的第四纪冰川遗迹，肯定了我国第四纪有冰川广泛流行，建立了中国的第四纪冰期。现在第四纪冰川的研究工作，不仅已运用于第四纪地质研究的若干方面，而且开始了结合生产斗争的实践。实践证明，第四纪冰川地质的研究，不论对社会主义建设，还是对于人们认识自然界的规律方面，都具有重要的意义。

为便于我国广大地质、地理工作者了解中国第四纪冰川问题的认识过程，掌握冰川地质工作的特点，现将李四光同志关于研究中国第四纪冰川遗迹方面的十二篇文章和部分讲话汇编成册，特别是《冰期之庐山》一文是李四光同志在冰川地质方面的代表著作，以供参考。

华北晚近冰川作用的遗迹*

在第三纪末或更新世初期,华北是否曾处于极地严酷情况之下的问题,如果那时曾经一度降到极地的气温,是否有足够的降水量足以使一个大冰流存在的问题,曾经时时掀起激烈而又互相矛盾的争论,因为它和冰流形成原因有着重要关系。累积起来的证据倾向于表明:整个华北在晚近地质时期是处于沙漠广布的条件下,地质学家们看起来一般同意,并且很自然地给第二部分的问题以否定的回答。但是对于问题的第一部分,一直到现在还没有揭露,它仍存疑问。这一类问题,无人能希望仅仅从理论上的争辩得出真理。所以需要摆出一切确切的事实。

现在有两个例子,它能使我们不接受从来的成见有了牢固的立足点。

(1) 在河北南部横穿沙河县煤盆地时,我从远处望见一单独中等高度的小山,叫做沙源岭。这个山具有圆滑的外貌,走向东南东—西北西。山的东南端被一深谷和另外一个走向北北东的山岭分开;沙源岭的西北西部分,逐渐没于黄土平原,使全山构成一地形上的单位。

当我从西南方走近沙源岭时,发现一些奇怪的大石块。由于我先有了华北在晚近地质时代盛行的沙漠条件的成见,我寻求除去冰流作用以外所有的一切解释,来说明这些漂砾的存在。但是无效,因为这一孤立小山地形上的特征,不允许假设它们是从山上滚向西南方的。尤其不像它们是被早期河流冲下来的。在我到达沙源岭北麓之前,突然山边的一个峭壁进入眼帘(图1)。大小石块或巨砾出现在这个自然剖面上。它们杂乱地分散在一种泥沙物质中间。它们一般一面或两面磨光,并且极少具有两面以上的光面,大多数石块稜角相当尖锐。少数者在两个磨光面之间则是圆的。虽然沉积物细的部分在有些地方显现层理,但在短距离内即行消失。整个沉积物既不成层也不固结。如果它是出



图1 从西南看沙源岭

l, 黄土; p, 砾石层; b, 大石块层; s, 砂岩; d, 辉绿岩

现在西北欧或是北美,我怀疑是否会有人不把它称为冰碛或冰砾。岩石的这样的一般外貌引人深信,如果耐心去找,无疑就会在碎石块之间找到带条痕石块或巨砾。

马上开始了系统的调查。心怀特殊目的,我能时时在磨光面上看出不很清楚的擦痕。

* 本文原用英文发表于1922年1月美国《地质杂志》第59卷,第691期,第14—21页。——编者

工作两个多小时后,找到半掩埋的一块大石板(图2);在它的平面上,至少可以看出清晰的三组擦痕。这个发现之后,我又注意到两个带擦痕的石块具有同样特征(图版,图1)。在平坦面上具有非常规律而平行的痕迹,从这一事实判断它们可能仅仅是断层擦痕。这些碎块的来源不影响第一块石板的证据价值。克资(Coaz)、海姆(Heim)、巴斯快尔(Pasquier)和别人证实一次雪崩,从山上滑下有如一次山崩,并且把大量的碎石或大石块堆积在河谷中^[1]。完全有可能碎石的一部分在它们被冰搬运之前曾经摩擦过。



图2 一个具有擦痕的石块
在河北沙河县煤田发现。最大长宽为
120×70 厘米

这些巨砾大部分由砂岩组成。有些是煤系中的,有些是来源不明的。一种绿色凝灰状砂岩同一种硬石英砂岩常常见到一面磨光的巨砾。前者在邻近地区全然没见过;后者盖在沙源岭西南的小山顶上。它们向南断续延伸六十多哩。燧石及风磨面的卵石在极粉碎的物质中时有所见。非常圆滑的石英岩卵石,其大小有如复活节的彩蛋,很少见到,它们限于沉积物的上部。形成西面太行山高峰的震旦纪灰岩非常缺少;坚硬的石英砂岩,辉绿岩等的出现,指出

部分的大石块是本地或从南边来的。

沉积物是覆在一个稍向东北倾伏而剥蚀了的背斜层上。背斜层露出部分是由在 *Picrophyllum carbonarium* Schenk 带^[2]之上的浅黄色砂岩组成。沉积物之上有黄土盖层。从它们成层判断,黄土和紧靠它下边的岩石是成整合接触稍许拱起。虽然二者接触非常清楚,但在两者的接触面上找不出侵蚀的痕迹。看来从未发生过任何剧烈的构造变动,但有可能在黄土沉积前曾发生过山崩或雪崩,它们在大石块上擦出擦痕。但是单独山崩不能解释所观察的全部现象。

沙源岭东部是由一个圆丘状小山形成的。它的上部由辉绿岩组成,很可能是个岩盖。有几个显著陌生的大石块散布在小山顶上,有如古代遗迹。到处都可以看到磨光和擦磨或划沟的面。在许多方面,它们和有时在南斯他福得郡(South Staffordshire)煤田的岩浆岩侵入体见到的稀奇的划沟不同。后者经常是不规则并且稍呈波浪或弯曲状,在沙源岭的辉绿岩碎石块上的划沟线,不但出现在整个小山之上,并且非常笔直而清楚。很明显,它们不能相比。

须要说明,有些碎石块具有特别平滑及带擦痕的平面。在野外,这些石块的条痕,很容易和构造磨光及划痕面加以区别,后者由于它们或是稍许弯曲,经常带有光滑的褐色外皮,或表现出粗略平行的皱纹,稜角上带一凸出边缘。具有这种表面擦痕的碎石块,看来好像它们曾经部分是塑性的经过压磨似的,或者更为可能,它们曾经被在高压下移动的碎块所刻划。不难想像,这样的压力可能来自于突然升温岩体的差别膨胀所引起的,或者产生于特种环境下,大冰体集中压力在少数碎石块上。当我们将完整分层岩石由于冰的

作用而产生的深刻影响,进行深思时,这个表面上狂妄的假设看起来对一些方面带有正确性。

从沙源岭西南 1.5 哩出现的坚硬石英砂岩的巨大石块及前文提过的背斜层轴向东北来判断,看来很可能这假设的冰流利用了这个剥蚀的背斜层,向东北流去。果如是,我们应该在小山更东北方向找到冰川流动的痕迹。这是得到事实证明的。

大约在沙源岭东北 3.5 哩,在黄土平原中有个突出的圆丘,它顶上有一显著的地形目标——山神庙。一条小谷沿山的北坡引向东南。在山神庙东北几百码,白错之北约一哩处的脑北沟,河谷因自南方伸出的山嘴而稍许转向。在这里出露煤系的最上部的绿色和浅黄色的砂岩颇为清楚。在河谷底部,出露的非常坚硬的砂岩上面可以看到平行的划沟,划沟岩面大体上水平,仅局部稍有起伏,明确的显现它是一度被强有力的营力所铲平或磨擦过的。划沟走向东北,仅少数同前者成一很小的角度。

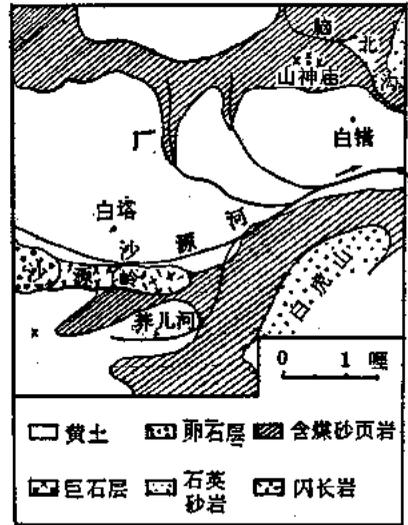


图 3 沙源岭地区地质示意图

一度被强有力的营力所铲平或磨擦过的。划沟走向东北,仅少数同前者成一很小的角度。

砂岩有规律地倾向东南。找不出任何逆掩或断层形迹的存在。在河谷底部,一个带擦痕的岩层(图版,图 2),显出一个部分带条痕凹面,它带条痕部分倾向东北;不带条痕部分,即东北部分,朝东北边缘弯曲向上。这种现象既不可能由于岩层的错移形成,也不可能由于假设的膨胀及上覆岩层的滑动而形成。

一个合理的疑问,假如在挽近地质时期,河谷确实曾被冰流所占据,那么它留下来的移动痕迹何以是横过河谷而不是顺着河谷? 因为顺着河谷更为自然。回答这个问题,我们须要知道这个河谷的性质以及周围的地形。这个河谷,更确切地说这个沟壑,是非常之小,底部仅有 20 到 30 呎宽,在南边从底部到山顶不超过 200 呎。所以一个普通厚度的冰体,足以不顾一切地埋没全区,并且不顾底下局部的不规则而移动。比方才所说的小山更高的山神庙,山顶上散布的外来的巨砾和碎石块,及脑北沟成层岩石的沉重磨擦合起来说明冰有相当大的厚度。

如前述,沙源岭的巨砾层是十分松散并且似与上覆黄土成整合接触。因此它是地质上的较新沉积。如果出现于巨砾层上部的石英岩卵石可以和所谓的河南北部的卵石层相比,那么时代问题可以马上解决;因为我们确实知道各处这种卵石层是直接被黄土所覆盖。同时,让我们看看化石证据。已知实例,所谓 *Pterophyllum carbonarium* Schenk 密切与尼尔柔属 (*Nilssonia*) 化石共生。这就是说煤系的上部或是属于二迭纪—中生代,或者甚至于全部是晚古生代。无论如何,巨砾层属石炭二迭纪是可以绝对排除。可能有人极力主张带擦痕的岩石碎块可能在晚第三纪或早更新世时既已形成,在黄土初期重新沉积。但是,如果如此,何以在邻近地区全然不知的巨大石块能搬运到现在地点? 假如这些物质

完全是水流搬运所致，则如何解释沉积物的不成层状态？又为什么带细擦痕的一部分石块及巨砾或碎石块大多数尖锐稜角仍保存如此完善？除非承认挽近冰流作用，要找出满意的解释，那将是非常困难的，即使不是不可能的话。

(2) 一次在山西北部的大同盆地测勘时，在口泉(大约北纬 $40^{\circ}05'$ ，东经 $113^{\circ}15'$) 之上，我深为一 U 形谷所吸引。U 形谷为东西方向伸延，稍短于 10 英里，并且全长显示宽度异常均匀。在谷中见到由片麻岩，片岩，玄武岩及其他火成岩形成的奇异巨砾。它们不是来自谷两侧的小山，也不是来自分割这个谷及盆地西侧开阔低地的分水岭。因为所有这些小山是由水平的或近乎水平的侏罗纪砂岩组成。在分水岭顶部，侏罗纪砂岩是被黄土所覆盖。在谷的进口，则被古生代煤系及震旦纪灰岩所代替。无疑，这些巨砾不是本地产物。现在的谷地看不出有延展超过分水岭的痕迹，巨砾也不可能是被一个先前存在的河流从大同盆地西边的高山搬运而来。

谷壁有时是如此之陡，特别在下部，以致渐趋于悬崖。在这样的悬崖的底部，寻到一砂岩的巨大块体，它的一面现出粗的平行沟。谷底充满成层的但尚未固结的岩石碎屑。在许多河流侵蚀达到能够测量的深度的地方，岩石碎屑厚达 20 多呎。在这层沉积之上覆以有规律性的一层黄土。谷的底部，在不同处所可见到一些半具稜角、半磨光面及带划痕的大石块及卵石(图版，图 3、4)。看来它们和岩屑沉积有密切关系。据我所能判断的，这些和任何在泥砾中发现的标准冰川条痕石没有区别。很难想象它们是别的来源。

在作者看来，以上这些事实如果总起来，可以视为挽近冰川作用的肯定佐证，我们可以进一步考虑，有什么资料可以表示这些不仅是局部现象。在河北南部这个经过冰川侵蚀地区的平均高度，高出中国东北宽阔的冲积平原不会比 300 呎更多。在邻近也不可能有巨大山岳，它可能从其晚第三纪冰帽上留下大石块，而从那时以后它又被削平或下沉了。尤有甚者，石英岩砾石或前边提到过的“卵石”是在太行山脉以东的许多小山山顶上成堆出现；它们在各处都是直接被黄土所覆盖。看到这些石英砾石在沙源岭同带条痕的大石块共生，那不无可能它们在旁处也同冰川沉积有相同的关系。考虑到由于地盘高度上升而致成局部冰川作用的可能，处理河北南部情况的理由同样可以适合于大同盆地的情况。需要说明的，大同盆地平均海拔高出北京平原大约 3600 呎。虽然如此，除非是气候条件有明显变化，至少包括一般的降温，冰川作用显然是不可能的。

在华北的许多地方，特别是太行山脉的东麓和东北延长带，黄土覆盖着相当均匀的岩屑沉积。从这些碎屑的经常和黄土共生及其混杂的表现，它可以解释为一方面可能是预示沙漠情况之前的暴雨的产物，但是另一方面没理由认为它不可能是冰水沉积。这种沉积物的广阔分布更倾向于说明它是冰川沉积。没有更多的证据来强辩这个问题。在扬子河谷带毛的犀牛发现的报导可作为再次保证。后一事实意味着在快到第三纪末期，亚洲大陆东部广泛的温度下降。

有了这些事实，不能不回想到詹姆斯·哥奇 (James Geikie) 的观点。他根据在我国西安、潼关之间，陕西南部，山东东北角及在蒙古零星的观察，在差不多半世纪前就说过有

过一个冰体,它在华北全区留下它的负荷和踪迹^[1]。如果这个作者能收集到更多材料,并且不是仅仅捎带的谈论,而是用更有力的方式表达出他的见解的话,将引起科学界的较多的注意。最少那要给从李希霍芬时起的许多观察者以警告。这些观察者曾经在这个地区的不同部分作过考察。但是这个作者说到中国冰川是从大喜马拉雅山脉下来的,他的推论看起来走得太远了。他自己没有举出支持这一假设的足够证据。我们也不能从许多探险家,如保格丹诺维奇、罗夫罗夫斯基、奥勃鲁契夫、陆崔以及其他人的报告中找到证明。可以保证地说,我们现在对中国冰川或冰河的来源及其运动全无所知。任何为了搞清这个问题的尝试,必须在野外进行。

参 考 文 献

- [1] Coaz, *Die Lawinen in den Schweizer Alpen*, Berne, 1881. Heim, *Die Gletscherlawine an der Altels am 11 September, 1895*, Zurich, 1895 (*N. N. G. Z.*, 1896), pp. 11—17.
Pasquier, *L'Avalanche de L'Altels Le 11 September, 1895*, Neuenburg, 1896.
- [2] *China*, vol. iv, p. 214, pl. Xliiv, figs. 4, 5.
- [3] *The great ice age*, p. 402.

图版



1



2



3



4

- 图 1 在河北沙河县煤田找到的一个条痕石。最大长宽为 10×16 厘米。
图 2 河北脑北沟局部刻划了条痕的岩石表面的一部分。最大长宽为 42×17 厘米。
图 3 在山西大同盆地找到的一个条痕石。最大长宽为 23×17 厘米。
图 4 在山西大同盆地找到的一个条痕石。最大长宽为 34×14 厘米。

扬子江流域之第四纪冰期*

十一年前,当学会举行第三次大会时,我有机会把华北一些地区见到的某些特殊堆积物和地形现象提请各位注意。并给各位看了一些非断层擦痕所能解释的条痕石。当时在华北从事发掘考古资料的安特生(J. G. Andersson)曾因这些意外的发见而大为震动。他对我所列举的证据的真实意义,表示强烈的疑问。他和我一次私人谈话中,指出秦皇岛的一些残积物,如果曾经冰流的扫荡,则不会保留原处。他有怀疑的理由。我认为他所持的怀疑态度是严肃的。当时安特生对条痕石的成因觉得难以解释。对于我所收集到的其他实地证据,当然也不能提出评论。

曾经一度引起我深思的华北冰川作用的片断论据,由于面临巨厚的黄土堆积,因而又经常陷入相反方面的思路。虽然在马兰黄土底部,在地形上有利于保存的地点,有发见冰川堆积物的可能。但是干旱气候这一强有力的现实证据,即使没有失掉我早期的信念,却逐步地动摇着。因此使原有的概念,在一段时期以内,不幸的被引入了歧途。两年以前,我带一批学生到庐山作野外实习。那里的一些地形现象又引起我的注意。如不接受冰川作用,就必需用河流侵蚀来解释。但我两年来从这方面的思考,终均失败。以下列举的一些现象,不可能归因于山区的流水作用。为了构造上和地层上的原因,我带学生来到山区西南麓,而在该处并无冰川堆积的发现。因而我感到十分困惑,还是为冰川假设提出具体论证,抑或对这种有待于合理解释的地形现象视而不见,置之不理。

去夏是一个幸运的季节。我有机会亲临长江流域的高山地区。有三周时间我没有野外教学任务,因而有暇从不同的角度来研究这一问题。如果冰川作用在国内终于成立,很自然,庐山就会成为这一困惑难解和动人听闻学说的诞生场所。因为,据我所知,国内还~~没有~~其他地区具有如此显著有力和概括性的证据。

据我个人经验,可以肯定的说,我们中间凡是经常接触华北广泛而连续的黄土堆积的人,不会倾向于接受第四纪冰川作用。由于冰川作用的现象,包括古生物、地层、考古以及地球物理等重要方面,在处理所观察到一系列事实的时候,必需采取十分严谨的态度。从实地观察到分析推理,两个方面都使我坚信第四纪冰川决非局部现象。因而接受我所宣称的论断之际,我们就有必要采取小心谨慎的态度。在这种情况下,诸位当能原谅我不厌~~其烦~~地罗列了许多细节,而这些细节,对于在著名冰川作用地区的冰川学工作者来说,是~~不必要~~的和多余的。

* 本文系李四光同志在中国地质学会第十次年会上的理事长讲演。以英文发表于《中国地质学会志》1933年第13卷,第1期,第15—62页。——编者

按照我所观察的先后,来论述冰川现象的全部顺序,具有一定的优点。用这种方式,各位可以了解如何根据调查的事实而获得结论,同时这些结论又如何据进一步的观察而得到证实。每一步骤,不仅使野外工作进一步深入,而且使一般的结论得到确切的实证。我所以把重点放在庐山,一方面因为庐山及其周围冰川遗迹的研究比较详尽,一方面因为庐山具有天然的优点,能为我国第四纪冰川研究的典型地区提供条件。有些堆积物曾被误认为是湖相沉积,现已肯定与冰川泥砾有关。此为深入研究已经消退的冰川的首要论点。因为早期冰川的侵蚀形态,很少能保存到今天。

一 庐山冰川作用的地貌证据

平底谷 最早引起我们注意的,两个不可能由于流水作用形成的谷地,它们沿月轮峰东西侧发育。从含鄱口可以窥见这些谷地的全貌*。遥望东部谷地,底部异常平坦,于其东侧现发育一小河道,潺湲流动,阴雨时期,则有众多溪水,漫流而下。西部谷地亦复如此。东部谷地平直,而西部谷地的下端,绕月轮峰而折转。它们都属于含鄱口附近东西谷的支流。西部谷地的西段也属平底谷,但其东段的下游部分,已被近代流水深切成峡。

经仔细观察,这些谷地的底部都有淡红色细粘土的覆盖。粘土中夹杂有大小不等的石块,或者具有一、二磨光面的次棱角状砾石。虽然磨光面上常见有风化模糊的冰川擦痕,但明显的擦痕面则未见之。

西谷弯转与东西谷相汇处,存留一三角形平台。平台由泥砾组成,高出谷底约 20 米(图版 I, 图 1)。东谷的谷底,仔细观察并非一简单的斜面,而是在纵剖面上形成两个阶梯。月轮峰的东麓冰泥砾形成明显的突出于谷底之上的低阶地。

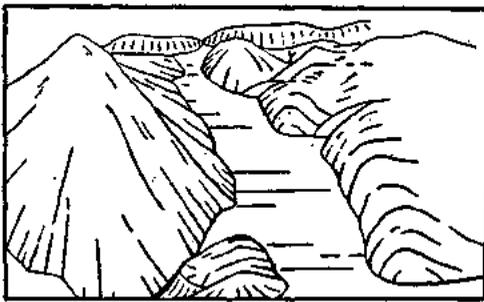


图 1 从含鄱口望月轮峰东的平底谷

含鄱口以下的谷地中,由以冰泥砾形成的另一些形态,表明它在堆积之后,曾经再受冰川侵蚀,并继之以流水切割。可以肯定地说,这些谷地曾经受到不止一次的冰川作用。多次发生的冰川,系属于同一冰期的亚期,抑属于不同的冰期,是值得深入探讨的问题。平底谷的轮廓鲜明,使人意识到冰川的消退,宛如昨日事。因而以上的阐释更属可能。所有这些谷地,均位于海面以上 900—1100 米。

另一系列平底谷,发育于著名的五老峰和七里冲背后。它们远比上述的谷地宽阔。背临五老峰的一个谷地,实际为一狭长的粒雪盆。七里冲谷地延伸四公里后,骤然终止于三迭泉的顶部。这些谷地中,布满了红色粘韧泥土,并混杂以大小不等的砾石和碎屑石片

* 本文中引用的大多数地名的位置,可参阅本文第 2 图。

及石块。它们不具层理,排列紧凑。以其堆积的巨厚而坚实,近代流水迄今未能切穿之以达于谷底。绝难想象,这些物质系从山坡运下的坡积层。沿七里冲谷地,从两侧山洪冲刷而下的近代冲积物,堆成二处冲积扇。这些冲积扇,冲入十分平坦的谷底,其形态是如此的显明而触目,观察者感到其侵蚀与堆积过程,仍历历在目,无可置疑。

两个谷地交汇处,每存一基岩崖壁。它受到两方流来冰川的磨蚀,其形迹如此显著,以致可据以清晰的恢复当日两条冰川流动的情景(图版 II, 图 1)。冰川的遗迹如此新鲜,很难设想,最后一次冰川消退后,距今曾经历一段较长的时间。这句话的含意,并非指这些谷地都是近期冰川所形成。例如七里冲谷地里的冰川泥砾,已被刨蚀成另一个小平底谷。以下我们将讨论冰川作用的分期问题。这些谷地的最低位置高出海面约 850 米。

莲谷也属平底台。谷底同样堆积着粘土及经过搬运而停积的巨石。整个谷地呈狭长的椭圆形,向东北出口。泥砾之上,多处覆盖一薄层不含砾石的黄土状亚粘土。现在流水在多处直接在基岩上流动。显然,谷地具有足以发展一条冰川的宽度。但从总体看,莲谷不过是供给其下面冰川的一个粒雪盆。

中谷及西谷事实上都是平底谷。谷中满布着红色粘土及巨大砾石。西谷的黄土有时覆盖于泥砾之上,有时直接盖在基岩上。在为数众多的巨砾中,西谷中有两块值得特别注意。距教堂不远的地方,一块明显的从山上搬下来的扁平状巨石,长约 15 呎,迭置在一块更大的搬运来的石块上。二石超然迭立,蔚成奇观。除冰川而外,没有其他相当的动力,能把它们垒成今天迭立突起的样势。

覆盖有泥砾的平底谷,实际遍布于庐山北部。其大小坡度各有不同。某些地区以粘土为主。但更普遍的是谷地中铺满了砾石。兹列举少数例证,其一从玉碑顶东南侧流入香厂的谷地,其二从芦林西南部流到绿洞,其三从牧马厂西北流。另外几个自莲花庵以下北流。它们并不限于一定高度。有些,如十里铺谷地,一直流抵山足。

U 形谷 U 形谷与平底谷密切相关。其中有些已归类为平底谷,而事实上已发展到 U 形谷。我列举两个典型的例子,以充实本区冰川现象的词汇。一个介于大月山与女儿城之间,谷地切入大月山背斜的西北翼,沿山岭走向,呈东北-西南向。谷地以汉口峡以上的分水岭为界,分两部分:东北部流入下文提到的另一 U 谷;其西南部突然终止于芦林盆地。谷地之中,遍布着覆盖以亚粘土的冰川泥砾(图版 III, 图 1、2)。

另一 U 形谷为庐山冰川现象中最引人注目的景象。两年以前,我已注意到它的特殊形态。但是,当时主要从构造作用方面来考虑,没有相信它会属于冰川成因。事实证明我最早的印象是正确的*。这条谷地从小天池开始,经过王家坡向北东东方向直达山麓。谷地的坡度平整均一,整个谷地的横剖面均呈 U 字形。谷地两侧高山耸立,它发育于性质坚硬的大月山砂岩和较软的牯牛岭层组成的向斜中,后者几乎铲削殆尽(图版 IV, 图 1)。

其谷地两侧坡面上以及谷底,都有大量冰川泥砾分布。谷地下部宽缓平展的曲线,到谷

*前中央研究院地质研究所李毓尧对此曾独立地得到相同的结论。

底切削成一个平面,上部堆积着泥砾(图版 IV, 图 2)。毫无疑问,曾有一条时代较近的冰川顺谷而下,沿途磨蚀,刨削成上述的谷底平面。在削平谷底的边缘,留有冰川泥砾组成的三角岗地,其上建有多幢茅舍。这种孤立的高岗,其表面并不处在一个水平上,而是随着谷地向下倾斜。因此,事实很明显,在近期冰川出现之前,谷地曾经受到更大规模的冰川作用。谷地下段,受到从王家坡或天池下来的河流所深切,代表冰后期侵蚀的深度。根据这一饶有兴趣的事实,下文将作有意义的推断。

悬谷 庐山北部,平底谷剖面上的整合交汇现象殊为罕见,它们往往悬垂于盆地或不同流向的谷地上。这种现象的一个典型例子见于图版 II 图 2。前面提到的莲谷,即悬垂于小天池下游的主 U 谷之上。大月山西南部两侧的谷地每悬垂于芦林盆地,而后者汇集成大河以后急泻入中谷的下游。这类的例证在本区屡见不鲜。上述少量例子已足以表明和充实本区冰川现象的有关类型。

冰斗和冰窖 严格地说,冰斗是发育在受到冰川作用的山岭上的漏斗状洼地。庐山就有上述的现象存在。但是它们的时代十分新近,其成因仍存在问题。假使我们广义地来运用这个名词,那么很多地形现象都可归入这个类型。现在我首先指出铁船峰下的一个圆形洼地(图版 VI, 图 1)。这个奇特的山上洼穴,顶部直径超过 500 米,深度达 60 米,它唯一的出口面向西北,下临高 850 米悬崖的顶巅。沿出口处仅有一小河,再追溯到盆地内部则萎缩成几股潜流。若假定这一形状特异的洼地系由于流水或废弃河道切割作用而形成,则显然是背乎常理。而且这种假定也无法解释洼地中泥砾的堆积。

芦林盆地也同样引人注目。这一洼地面积更大。东北面的 U 形谷和平底谷都以陡急的坡度下接盆地,东面从横门口有一小溪注入盆地,盆地的东南方以平直陡峭的山坡直上太乙峰及九奇峰的岭巅,西北方绕以女儿城砂岩构成的山脊,山脊已切破形成一山口,盆地在交芦桥的唯一出口就是经过这个缺口。因此可以见到,如无此出口,则由周围群山下注入盆地的流水,实无排泄孔道。

从四周山峰带下的巨砾和岩块,直径有时达三十呎,遍布于盆地内部和周围。它们经常伴杂以坚韧的红色粘土,这些堆积物在盆地中的分布并不均一,或成袋状,或由于自身的塑造而呈平滑的坡面。前一情况,我们可以把它们看作坡积物来解释,而后一情况,其搬运营力,必须经由流水或冰川。我们无法理解沿斜坡流动的河流具有搬运这样大量的巨大石块的力量,并且在同时又能堆积如此细粒的粘土。

盆地底部现已修建一游泳池,池的东侧,屹立一座削平的山嘴,它以几近直立的削壁面向盆地。显然,此切平山坡的峻峭部位不会由流水作用形成,也不存在任何断层来造成这种结果。盆地内部及其周围一切的突出现象,事实上都指明系由于汇流到芦林盆地的冰川的掘蚀和铲削作用所形成。

虽然盆地高度已海拔九百米,而植被繁茂葱郁。山区居民于冬季在盆地中安排适宜的住所以防御寒冷的北风,此为盆地目前的气候情况。当公元四世纪时,有一个将军桓冲任命为江州刺史,出于他自己的好奇心,派人去庐山探险。当时山区为神话的源地。据说

这位探险者“在山巅”发现一个面积达数百亩的湖泊，四周围绕茂密的桑园*。一些不同作者的古代作品中都有关于山顶有湖泊的记载**。据此，我遍访山区，觉得只有芦林足为前述那样大小的湖泊的可能地点。目前芦林的出口处，在当日可能还没有凿开和切割到侵蚀基面，也可能当时被冰碛物壅阻。而后者的可能性更大。

除上述两个大型的而外，还有许多处在平底谷源头的小型盆地。每一个洼地都是积雪的场所，一个雪场或小粒雪盆。它们的深度太浅，还不能称为冰斗，并且面积太小，不足以称为粒雪盆。事实上，冰川受它们的补给。这种地形一般发育于谷地的源头，但也受到后期流水的轻微侵蚀。

雪坡与粒雪盆 庐山北部许多山坡都具有显著的平滑地面，它们一般地都被红色粘土岩块及巨砾所覆盖。这些山坡中，最显著的是九奇峰及上霄峰的北坡，坡面上广泛分布有冰川泥砾。庐山北侧所发育的几条冰川必定得到这一大面积的累积区所补给。五老峰背坡以及含鄱口以下的山坡都是这类积雪场所的显著例子。

广义地说，庐山北坡全部地区当日形成一巨大的粒雪场，但是具有不同的形态。一些平坦的高地有利于积雪，北面或东北向的坡面接受较多的降水。下面还要论及，我们有充分的论证，北风及东北风为促使大量降水的动力。庐山北部最高的山岭为大月山。这条背斜山特别平坦的顶部，各处都覆盖以红色粘土，而后者有时又覆以亚粘土。就是这道山脊，成为庐山北部的主要积雪场。

大月山的西北翼，沿大月山砂岩及女儿城砂岩之间发育的两条相衔接的纵谷，东北一条流入前已提及的巨型王家坡U谷，西南一条止于芦林（图版 III，图 1 及 2）。两条谷地的分水岭在汉口峡之上。组成分水岭之物质并非基岩而是红色泥砾。正位于分水岭上有一片平地酷似近代山岳冰川区常见的小型粒雪盆。关于这些现象我不再一一赘述，因为它们在论证方面的重要意义仅居次要地位。

二、庐山的冰川堆积

砾石泥砾 在描述各种地形现象时，我时常提到夹有巨砾的红色粘土。这种物质最初被以为是基岩风化的碎屑。经仔细观察后，发觉这种粘土颗粒细而粘韧，不可能属于风花碎屑堆积物。砾石及石块经常紧密压挤在已经有些固结的粘土中。当它受到流水切割时，显露出光滑的表面，很难认为是流水作用的结果。扁平石块以及次棱角状的砾石，一般具有一个到二个磨光面，少数具有清晰的擦痕。如图版 V 图 2 的一块条痕石。无论砾石及粘土都没有层次，剖面上也不具任何层理现象。完全是杂乱无章的堆积。

一些人人为的剖面，如金海关后侧的剖面表明冰川泥砾的堆积也不是千篇一律。可以明显看出，它的底层压挤很紧，呈鲜红色，上层的石块堆积很松，而砂质粘土具红棕色。后

* 述异记。

** 列仙传；《得阳记》；《广州记》。

者又被黄土状亚粘土所覆盖。由于泥砾是漂移搬运的松散堆积,这两层不是到处都能分开。

泥砾的厚度变化很大,在洼地和一些谷地中,它覆盖了整个底部,有些地方厚逾10米,另一些地方厚仅数呎。有时还有一层覆盖在山坡上。在庐山北部分布最远也最广泛,而山的西南部则无所见。其分界线在仰天坪上升盆地的南侧。

泥砾的性质与不同的地形类型有关,我们这里所讨论的属于具有大小不等的砾石石块及夹杂粘土的冰碛物。

冰砾坡 从牯岭到东林道路北面一段距离的尚远板坡面上,堆积有杂乱无章的巨大棱角状砾石。高程约520米。当我初次见到这些堆积石块时,一个全部用石块砌修的废城村庄使我感到惊异。该处上下都无大量巨砾,此处堆积完全处于孤立状态。重力或者重力加上流水的力量,都无法完成这项运积工作。

这一砾石堆也不是仅有的例子,从牯牛岭到莲花洞途中,在700米左右的高度要穿越几处砾石带。它们沿山坡分布一段距离后始行消失。巨砾或石块直径从数呎到8呎以上。几乎所有巨石都属棱角状。既无流水搬运痕迹,也没有从远处山峰坠落运转而来的迹象。由于缺乏适宜的名称,姑称此堆积物为冰砾坡(图版VI,图2)。

我对这种特殊堆积所能给予的唯一解释,即它们原坠落于冰川的表面,随冰川而下,到一定地位后,冰开始溶化,而稜角形石块因而停积。这种解释一定会引致以下的推论,即冰后期的侵蚀还没有足够的时间将所堆积的砾块全部移去。如沿山侧有大量这类堆积物的存在,我们可据以决定冰期中不同阶段的雪线高度。

这似乎我们有充分的例证去说明庐山本身冰川的作用。而在此阶段,我们可以暂时怀疑,考虑这种冰川作用的含义是什么。难道没有这种可能?即在历史时期甚或当代由于山之高处冬季积雪不可以产生局部冰川吗?

有许多可以作出相反答案的事实。(1)山岭的高度不大;其最高峰——汉阳峰,高度仅稍超过1400米。前述的那些冰川谷已下达山麓地带。(2)第四纪以来的历史记录中所载,在已发现泥砾的山间盆地中,崇树茂林在各个时代都很繁盛。(3)山区居民证实,在冬季中低洼区积雪罕过20呎,而高坡则积雪更少。它从未形成冰的形态而流动。(4)最高的汉阳峰位于山区的南部,当冬季该山地犹如北部山地,同样地罩上一层皑皑白雪,但南部迄今并无泥砾的发觉。(5)在山体的北部泥砾广泛分布,但也有的谷地完全缺失这类堆积。芦林盆地被切平山坡的东北西南两面的两个谷地是为显明的例子。西南谷地充满了泥砾,而东北谷地则基岩裸露,后者当冰后期中从横门口流下的河流将它深切。(6)冰川泥砾上部经常盖有一层组织均匀、不含砾石石块的黄土状亚粘土。这种亚粘土长江下游普遍分布,它的组成和质地与宁镇山脉的下蜀土完全相似*。过去我们认为这种亚粘土属于上新世,现在我有充分的理由把它放到与北方马兰黄土相当的层位。因此,冰川泥砾的

* 李四光、朱森:南京龙潭地质指南,前中央研究院地质研究所,1932年,13及19页。

时代不会很新近。

以上的解说，似足以使人信服，但有人会说其中带有强辩的气氛。我们将不会满足，除非我们证实了山区以外有冰碛物的存在。那一类证据是决定性的，而且在本区也是具备的。

三、庐山周围的冰碛物

侵蚀和堆积两方面的证据所得到的结论都是庐山在近期地质史上曾受到冰川作用。如冰川作用象前几节所指出的那样，具有巨大的规模，我们必定会在山麓或近山麓地区发现冰川堆积。前面已讲过，在山的西南麓，这类堆积无所发现。因此我决定沿王家坡U谷东北下至谷口，再跟踪追索以抵于鄱阳湖畔。令人愉快而兴奋的事，即在一条抵山麓附近赣河岸发现一处泥砾组成的陡崖。多数的砾石直径达数呎，风化磨损较浅，混杂于疏松的红色砂质粘土中，砾石含量高于粘土，两者均不成层次（图版 VII，图 1）。

此处陡崖高 35 米，崖壁之上拓展为一阶地，阶地上方出现低山，低山与山之主岭连接。低山名长岭，或称垄岗，其上也同样盖有泥砾，从而我们又得到一些证据，即本区冰川泥砾并非形成于同一时代。

更出乎意外的，此崖壁上的红色粘土分布面积广泛，它们覆盖了丘陵和谷地，U形谷谷口以上全为一片红色堆积物所掩覆。我们顺主流而下，沿河修建了不少水力磨坊，谷地的两侧漂砾、泥砾到处分布（图版 VII，图 2）。它们已发育为两级阶地，低者高约 10 米，高者约 50 米。愈往下游，粘土质地愈细，也愈粘韧，颜色也愈鲜红，其中砾石含量也逐渐减少。在一些地点沉积物几乎纯为鲜红粘土。当然，若仔细寻查，粘土中的砾石仍未完全绝迹。

泥砾的表面，不处在同一平面上，它有时延展为宽浅谷地或平原，有时又升起为平缓的高岗，形态不一而足，但都具有平滑的外形。两缓谷之间往往缓丘突起呈半掩伏状的圆锥体，尾端向平原尖没（图版 VIII，图 1）。圆丘的长度一般在 1/3—4 公里之间，宽度介于 1/2 公里到不足半公里之间。每一片圆丘的高度显然一致。一些高出河谷约 25 米，一些达 35 米。或全部由泥砾形成，或具有一岩石核心，泥砾之上的黄色亚粘土层或有或缺。

较小的圆丘堆积群，无疑的属于鼓丘一类。但庐山周围有些圆丘，长度甚大，虽云其成因上的属性相同，但很难称之为鼓丘*。因此，对这些泥砾组成的长丘，不管有没有基岩核心，我建议用本地的地名，称之为垄。应当注意到“垄”字一词往往被本地人所误用。据字义上来看，垄的原义系指丘陵的特殊形状，而非指谷地而言。这些垄、鼓丘与低地上的漂砾，作扇状联展分布于王家坡U谷口及鄱阳湖岸之间的平缓地带。

由于不满足于这一处冰川侵蚀与堆积的连续关系的单独的例证，因而决定对另外一处值得探求的谷地，从上游到山脚以迄外围地区进行追索。山体的西北翼，牯岭到东林的

* 本文所述之鼓丘，一般为终碛受流水作用破坏而成（见本书 139 页）。——编者

大路，遂被选择为下一次研究的目标。此路沿着源头高 520 米的一条谷地的西南侧。谷地上段底部平坦，谷坡平滑。顺谷而下，于近代流水切割强烈处，泥砾的平坦谷底切割成峡，其中红色泥砾暴露，河道下游的峡谷切深已逾 65 呎。接近山脚处，泥砾不只限于谷地，沿途所经的山坡上也遍目皆是。大小砾石杂以红色坚韧粘土，大规模出现。其中大部分砾石其一面或二面被削平、磨光和刻划。山脚以外，砾石的数量逐渐减少。

东北面同样被红色堆积物所覆盖。圆形山丘环绕着东林。它们高约 60 米，不呈辐射状伸展而是沿山麓分布。再向西北，红色粘土间杂以砾石的巨型扇状堆积向西北方伸展。这块红色的堆积区，有五条垄向沼泽湿地放射而出。其中最长者展伸的距离逾 6 公里。

转到西南面，东林到通远途中，泥砾一望无际。它们时而形成鼓丘，有时又形成高 30 米左右的长条丘陵带。它们一般作西北走向，直交于供给和输送物质的山岭下部的山脚带。一些地区如金家桥附近，以砾石为主粘土为次的物质所组成的垄，堆置于砾石含量低的红色粘土之上。后述的粘土呈深红色，结构紧密。它显然不同于含有大量砾石的棕红色的疏松粘土。因此，金家桥附近含大量砾石的垄，判断应为时代较新的冰川底积。

沿山岭的西北翼发育有平均高 250 米左右的倾斜台地。台地上部，除冰川谷穿越过的地方而外，泥砾少见。泥砾常盖在台地下部的山脚地带。粘土中砾石含量多寡不一，一地含量较多，而另一地则极端稀少。有些粘土十分坚韧，几乎呈暗红色，并含有白斑和白条，纵横交错，呈现斑驳陆离的形象（图版 IX，图 1）。长方形的斑条，类似彻底风化的长石结晶。这种粘土中，砾石虽非绝迹，但含量极少。类似的粘土，也堆积于王家坡谷地的下方。同样都是冰碛物的组成部分。

山地的西北面，泥砾绵延至通远村。该村以南不再见踪迹。丘陵顶部每覆盖以大量亚粘土。夹有砾石的红色粘土，以铁路线为其西北界。铁路以外志留纪砂岩和页岩广泛露头，有时上覆以亚粘土。

现在我们来研究一下山地的北坡及其外围。牯岭至莲花洞之间，沿途除山麓丘陵地而外，很少见到泥砾。从莲花洞到九江城，公路穿经红土区。红土经常掩埋于亚粘土之下。高山愈远，粘土中砾石的含量愈少。有些地区如新桥附近，混杂以砂质粘土中的砾石堆积成圆丘，而圆丘又被时代较老的红土所环绕。红色粘土中的来自庐山的砾石石块，仍未绝迹，不过数量特少而已！

九江市及长江南岸的红色粘土，质地纯，色鲜红，到处形成耸立的峭壁。红色粘土一直延续到九江以下 11 公里的新港。新港以下突然消失。我还没有对山北全部泥砾分布区进行调查。不过从已知的观察点以及从山岭居高临下所视察到的进行判断，整片红土堆积，形成半径不下十二公里的巨扇。在此红色粘土扇范围内，鼓丘及垄放射分布的形态，表达了山岳冰川运动的特征。红色粘土已被长江所切割，它的原始范围必定超过今日观察所及。

最后，必须简单说几句关于山体东南部的冰碛物。从含鄱口东南望，观察者都可以获

得一个很深的印象，绵亘宽展的山坡，突然凹退成一巨阔的山口式湾口。其左方突出的山岭，由行龟峰、龙指山等峻崖峭壁所组成，右面的包括乌龟堡七贤峰和五乳峰等层峦叠峰。九奇峰、太乙峰及舍鄱岭均作东西延展，以陡峻急峭的坡度，骤然降临山口。山坡上倾斜陡急的松散稜角状砾石以及碎片的泥砾满目皆是。而后者在太乙村堆积较广。太乙村位于太乙峰和观音桥的中途，海拔约 600 米。

下到白鹤桥附近，可见一个奇特圆形的穴地，切割于大月山砂岩中，穴地中布有泥砾。自此以下，泥砾连续的整片覆盖在一条急流所切割的 V 形谷的东坡。行龟峰东南坡，在较高的位置上仍有泥砾。这部分泥砾显属于老堆积物的残余。新泥砾沿河谷分布直到码头镇。由此而下，已经受流水切割，在高出河谷 15—20 米处，泥砾仍有孤立的片状残留。

除了在深切的河谷上部泥砾有部分残留而外，从此巨大山口过渡到平原地区，不见有泥砾的保存。从白鹿洞附近经罗汉岭到玉京山的东北隅，这条线以西泥砾只限于谷地及高山的背坡。此线以东，泥砾布满了高岗的坡地。它有时形成圆丘，如定山，高出湖面近 140 米。有时形成波状平原，如星子城周围。前者代表一典型的冰阜，而后者为时代较新的扇形泥砾堆积。鼓丘及垄组成的长条形丘陵为此红土地区的特殊景色。丘陵中最长的一条西起大排山，东迄鄱阳湖滨。延长不下 6 公里。丘陵体形浑圆，其高度如大排山高出湖面达 160 米，中部下凹，到湖滨又再度升起达 130 米。我初次从五老峰看到这条丘陵，印象上它可能是一条蛇形丘（图版 VIII，图 2）。经仔细观察，它由不具层理的泥砾组成，西段有花岗岩核心，而最东端为巨大的砾石堆成。砾石皆系来自庐山。直径常达 8—10 呎。除了冰川的动力而外，能否有其他自然营力将这样巨大砾石在平坦地面上拖运达 6 公里之远？更可注意者，这些砾石不仅在粘土中存在，有时竟堆放在高于湖面 130 米的丘陵顶部。

经过审慎地衡量实地的证据后，必须再三重申，对本区各种侵蚀形态与堆积现象的成生发展，如果用山洪冲刷、山崩、河流泛滥、山麓洪积扇、坡积或残积等假定来进行解释论断，其所遇到的困难，比用冰川作用要巨大得多。据我有限的经验和推想能力，觉得如不从冰川作用方面来考虑，这种解释的困难将难以克服。

四、庐山各次冰期冰川的分布

在讨论山上冰川的论据时，我们已经划分了两次冰川侵蚀和沉积时期。在探索山地周围平面上的泥砾时，据我们已掌握事实也说明它们不是一次冰期的产物。从可以利用的资料来看，我们在庐山地区可以认定至少有二次更可能有三次冰期。冰期之间有不同长短的间冰期。

由于第一个冰期的范围最大，经历的时间最长，我建议称之为鄱阳期。就在这个冰期中，面积广泛的冰川泥砾，一系列鼓丘和巨大沙砾阜都一一形成。这个时期的巨大冰川侵蚀的地形，在山顶地区已破坏殆尽。这些冰川顺太乙峰、舍鄱岭前面的山口，王家坡谷地

以及山体的北坡和西北坡流动。目前,其侵蚀形态除大规模者而外,已不复辨认。据它们从山地带下的大量的堆积物来判断,这期冰川曾经不分大小,一盖无余地覆盖了冰期前山地的地形。

鄱阳期中大概有四条大冰川从山地流下,一条从山地西北翼,第二条从北坡,第三条从东北侧沿王家坡U谷以及邻近的山坡,第四条从五老峰、太乙峰、九奇峰等悬崖峭壁。因为西南山麓一带及相邻的平原均无泥砾的存在,可以推知山体的南部,大小冰川均未发育。

图2所示辐射状鼓丘及垄已清楚地表示了这些冰川的活动情况。西北翼的冰川推向

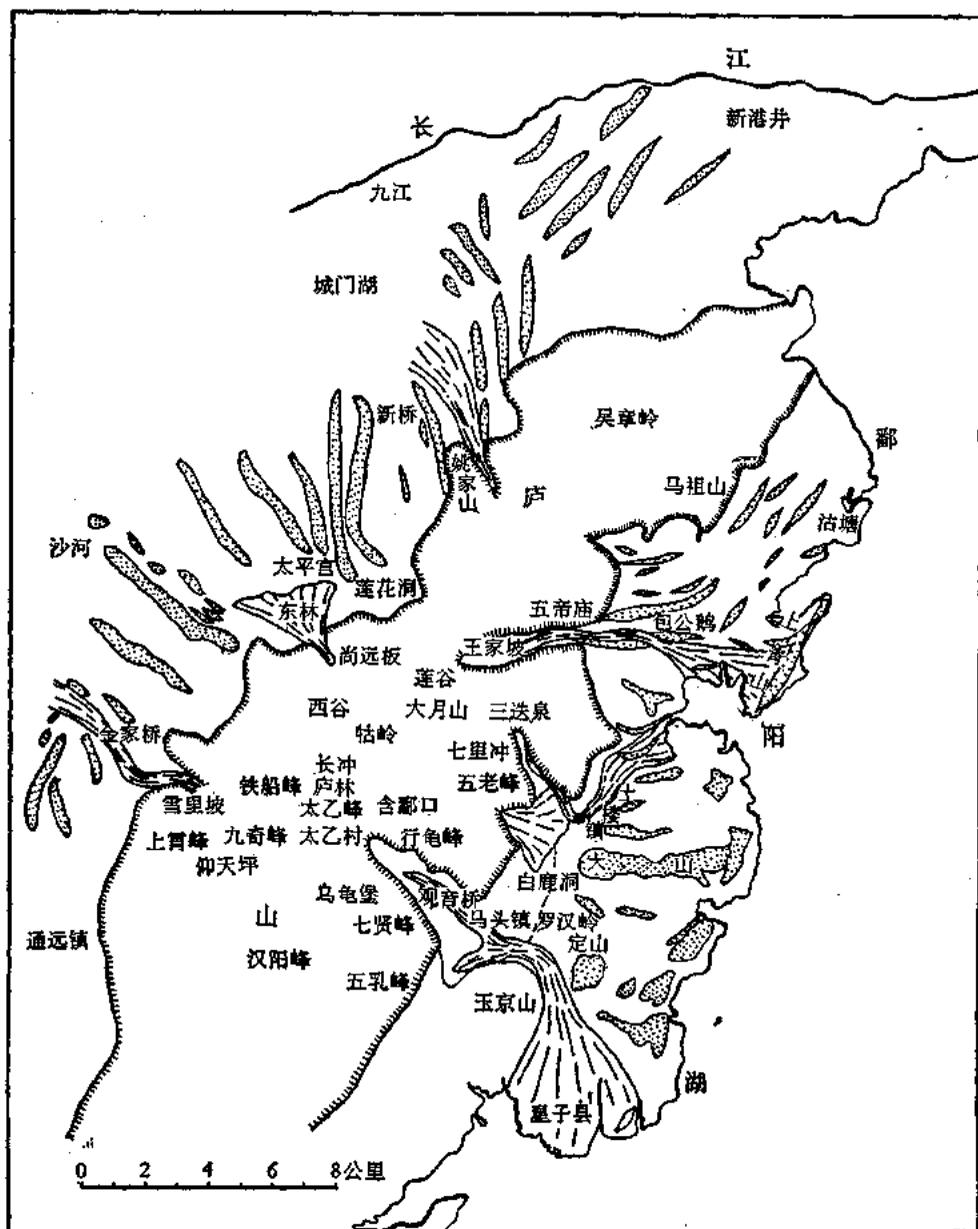


图2 庐山冰川的分布

小麻点表示由鄱阳期冰碛物形成的垄及鼓丘;断线表示金井期和土楼期新泥砾堆积

西北。只有偏南部分流向北方。根据北长岭丘陵的走向可以察见这种趋向。冰流的北股长度最大。从太平官、莲花洞和姚家山附近向下扩展，形同巨扇。九江市一带，在此期已在冰流盖覆之下。北股与东北股的分界在庐山的东北角。该处当时可能为一局部粒雪场。不过关于这一问题还缺少确切的资料。王家坡谷地的下段近乎东西向，但当时东北方的冰川并不与之一致。众多的鼓丘及垄明确地指明它流向东北，以至超越了今日的鄱阳湖畔。冰流的南部，其前端流抵牯岭及上青山的丘陵带。这些横向排列的丘陵，其中包含大量的小砾石，与冰川泥砾混杂在一起。它们可能属于冰川前碛的部分残留（图版 IX，图 2）。

东南方冰川，部分原因由于流下陡峭的山崖，表现着巨大的动力。与其他冰川不同的地方，这一冰流在山脚处有强大的挖掘力量。码头岭、白鹿洞一带，都呈现花岗岩、片麻岩及片岩的基岩裸露。这一地带与山岳冰川所形成的所谓“中央盆地”完全可以相比。此挖掘区以下，距山岭较远处为鼓丘带。此处我们也确曾发现鼓丘、垄及冰砾阜。本区的地形轮廓确切而逼真地显示了已经消失了的冰川的形态。

另一个可辨认的冰期，由观音桥或金井附近的堆积物所代表。前面已讲过，原有谷底的基岩上部，堆积一层老冰碛，老冰碛及下部的基岩已被切割。这类新冰碛即分布于被切割的老冰碛和基岩间的较低的谷地中。据定山冰砾阜以及行龟峰东南面残存的物质来判断，老冰碛高出新冰碛约 100 米。在新冰碛堆积之前，经历一个较长的侵蚀时期。这次新冰期称为金井期。本期的观音桥冰川，从太乙峰下降，流经观音桥。

观音桥冰川的范围，可从它所堆积的冰碛物追索复原。从太乙峰到码头镇，冰碛物连续不断。凤凰山及玉京山之间的垭口以下，新的冰碛已被破坏，它的范围已无法辨认。作者所以假定观音桥冰川向南流动，主要因为星子平原上覆盖的泥砾，系堆积于低下的地面，而颜色又呈深红。后一事实提示了有再堆积的泥砾存在。

观音桥冰川与鄱阳期冰川相比，其范围较小，从冰碛物的数量来看，冰川作用时间也较鄱阳期为短。在山体的北面和西北面，新冰期穿切入于老冰碛中。这类新冰碛是属于金井期抑或属于更新的冰期，还有待于进一步的研究。

时代新于观音桥冰期的泥砾，在山麓以下几个地点都有发现。典型的例子是土楼镇附近的新堆积物。形成这些尚存在疑问的冰碛物的冰川，显然经过著名的三迭泉峡谷，由山上携运而下。应记住瀑布的上源就是七里冲典型的 U 谷。新冰川出峡以后，即折转东北流，冰川谷掘蚀于时代较近的花岗岩中，凡流经之处留下了大量的巨砾和红棕色粘土。泥砾层已经抬升形成平整的坡面。在西北面它垒积在花岗岩上，而在西南部它堆于亚粘土之上，而亚粘土似乎曾经受冰川的侵蚀。于是问题产生了：马兰期后仍有一冰期存在呢，抑或这层亚粘土是属于间冰期的堆积呢？目前掌握的资料有限，这些问题只有待于今后的探索。

更远的泥砾在横断面上都呈现完全的平面，而纵剖面上则有 $3\frac{1}{2}$ — 4° 的倾斜。愈到

下游粘土的成分愈增。到了土山坡,保存了一个鲜红色粘土堆成的圆丘,它可能表示一条萎缩的冰川的前端。一条迂缓的河流在谷底斜面上蜿蜒的流动,河床下切不到15呎,如此新近的冰川确令人惊异不置。这一事实明白的否定了认为堆积物系由于过去山区河流遣送而来的假说。最后一次冰川作用,我姑称之为土楼期。但是还不能认为所假设的冰川足以代表一次冰期,如果它确曾存在的话,也可能是金井期冰川作用的最后一个阶段。

土楼镇冰川不是代表庐山周围平原最后一次冰期的唯一冰川。另一个冰川成因的近代谷地沿着巨大的王家坡U谷发育。它流经五帝庙、五家亭,并在鹅公包附近切穿一条长鼓丘。由此而下,松散的泥砾扩展作扇状,最后消失于鄱阳湖滨。假使不是山地上的平底谷和下面谷底泥砾之间自始至终存在着上下联系的话,或许有人要把这条谷地,至少是它的下段,当作山地河流的氾滥平原来看。

一些冰川现象,它们是如此新鲜和逼真,说明山岭上部的近期冰川作用,更好的证实了它们是属于最后一次冰期的产物。已肯定的最后一次冰期的冰川范围更小于金井期这是没有什么疑问的。同时,我们还不清楚冰后期有多少物质被侵蚀掉。因此,若根据泥砾的有限的厚度而下一结论,也未免为时过早。

因此不可避免地得到这样一条结论,即庐山于第四纪中,至少经过二次冰期,更可能曾有过三次冰期。最老的冰期是历时最长的鄱阳冰期。鄱阳期之后为一温和而比较干燥的间冰期。接着为金井冰期。沿着从老冰期中开挖的几条谷地自山区流下来几股冰流。其后为另一间冰期,不过它没有上次间冰期经历的时间长。紧接着就是土楼冰期的来临。当最后一次冰期中,虽然高山上气候酷寒,但仅有少数冰川流抵平地。最后一次冰期与鄱阳期相比,时间很短暂,历时恐只有数千年。此时以后,黄土形成及雨洗作用为气候的特点。气温及雨量仍有波动,但再无冰川的发生。

从附图(图2)中可察见山区的南部,即使在鄱阳期中,也未发生冰川作用。山体北部展布的鼓丘及垄,清楚的指明冰流最大的范围限于北部。很自然可以得到这样的推论:携带雪量的北风及东北风,为产生山地冰川的主要根源。最大的U形谷也位于山体的东北部。这一事实也支持上述的论点。

五、冰期的时代

最老冰碛物下部所接触的最新地层为第三纪早期或中期的红砂岩,此红色砂岩在湖滨亦间有出露。大排山南侧的谷地中此红色砂岩有大面积的露头。从冰碛物的性状和鼓丘仅遭受轻微的切割的事实,都否定了冰期发生于更新世以前的假定。

山区的材料提供了决定最后一次冰期以来所经历年代的可能性。我们还记得王家坡U谷有低级的谷底斜面,这一谷底已被山区河流所深切。王家坡以下,经过仔细测量,从深切的河床到覆有1—2米泥砾的老谷谷底,其垂直距离共达76米。这一数字代表冰后

期以来河流下切的深度*。

山南坡的金井在水量大小相当于王家坡一样的河道上,于公元 1014 年架一石桥。即有名的观音桥。从山区宽广谷地下流的河道,到了桥下河身骤然束紧,因而流水集中力量在这一点进行下切。桥以下目前为一深潭,形同巨大的壶穴。经过量算,自该桥建成以后,桥基以下,经流水侵蚀掉的片麻状花岗岩已深达 6 米以上。深潭以下,河谷呈现二个侵蚀阶段。上一段谷地宽阔而下段则切割成两岸陡削的峡谷。无疑,峡谷的形成是在该桥建成以后,河水蓄阻所致。峡谷深 5.2 米,代表 920 年中山区深切河流的侵蚀量。因此,观音桥附近河流的每世纪侵蚀率为 56 厘米。

王家坡的基岩为硬砂岩,抵抗力可与观音桥的片麻花岗岩相比较。因此,我们估计要达到冰后期的侵蚀深度估计需要 13600 年。根据洛桑湖(Lake lucerne)的蒙塔(Muota)三角洲的增长率,海姆(Heim)估计自伏尔姆冰期的高峰布耳停顿期(Bühlstadium)以来的时间,约为 16000 年。洛桑与庐山中隔以宽广的大陆,估计的方法也完全不同,但是所得到的数字却很相近。因而把庐山的最后一个冰期与阿尔卑斯的伏尔姆冰期相比,似乎是可以接受的。

六、长江流域其他地区的冰川现象

庐山附近,壑及冰砾阜高出湖面约 130 米,丘陵的形态与其组成物质,证实它们属于冰下堆积。据此可知老冰川具有数百呎的厚度。这样厚层的冰川,展布到平原,必定具有极地的低温。很难设想极地气候仅是局部现象。因此我们希望在长江下游其他地区找到冰川的证据。

南昌附近的西山,高约 700 米,位于鄱阳湖南端。西山山麓小丘之顶上,红色粘土及砾石广泛分布。王钰到该处进行近代沉积层性质的调查,报导此处的红土丘陵带呈圆丘形,颇似“一篮子鸡蛋”地形。王并肯定砾石上具有刻痕及磨擦面,这类证据似能强有力的证实冰川作用的存在。

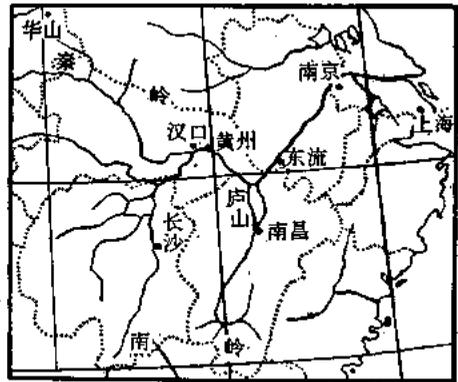


图 3 长江流域简图

我们从鄱阳湖口顺江而下,在一段较长距离内并无泥砾的发觉。但是当我们抵达九江以下 70 哩的东流时,遍大江南岸泥砾广泛分布。它们形成群列的、高三四十米的丘陵。砾石时而集中,时而又极端稀少。凡砾石出现处,它们往往杂乱无章地混杂在无层次的粘

* 间冰期的气候干燥,不然的话,鄱阳冰期中形成的鼓丘将不会避免流水的切割与侵蚀。因此在最后一个冰期之前,谷底不会被河流切割达到较大的深度。

土中。与泥砾有关的堆积物到处出现砾石层。当内地的高山自江岸侵蚀后退过程中,砾石于是沿南岸发育并形成陡崖。当河流接近山地,则有泥砾出现。这些砾石十分可能属冰水沉积。它们代表冰水沉积扇或沉积裾。

即使在南京附近,冰川的痕迹也未绝迹。紫金山的南麓伸出多条与山脊走向直交的鲸鱼脊形的长条丘陵。这些长丘的顶部,亚粘土表层以下,有时为红色粘土,有时为红色粘土与石块和砾石相夹杂。这些堆积物中,不时遇见来自紫金山脊砾岩的稜角状块砾。山地的现代地形,不利于用单纯的重力作用将它们运载而下并发生堆积的解释。可能的冰川作用,当然还不能排除。

南京附近栖霞山的北坡,朱森曾观察到从山地搬运下来的不具层次、带有白斑、夹有稜角砾石的粘土。朱森的意见,它们与庐山的网纹红色粘土具有完全相同的性质。这类堆积深伏于一支沟中,因受到保护而免于侵蚀。泥砾之上为一层亚粘土。如果南京地区的冰川作用问题得以研究清楚,则对于雨花台*及其有关的砾石层的成因方面会得到有益的启示。附带说明一下,这类原因欠明的红色粘土、砾石和巨砾,在大江北岸也有分布。明光以北的地势低平地带,也到处展布着这类物质。难道说所有这些都是残积式或河流的冲积物吗?

现在让我们再来考虑一下长江上段所见到的迹象。首先请注意黄州地区。这个地区有些问题使我迷惑不解的时间长达四分之一世纪。当我在诵读四书的幼年时代,我清楚地记得,我经常在一块村人称之为“砾石”的巨砾后面捉迷藏。这一砾石事实上是一块片麻岩巨砾,它已经受长期风化,矿物成分已不复辨认。那一地区地层上并没有这种片麻岩,也不是原处就地的产物。它大概来自秦岭。夹有砾石而少见巨砾的松散粘土堆积,在本区广泛分布。黄州的东北郊,堆积物达到很大的厚度。我还不能肯定的认为它们都属于冰碛物。任何一种关于它们成因的满意解释,都具有很大的意义。

湖南中部及南部,红色网纹红土广泛分布。它们含有白斑白条,与庐山的冰碛物完全相象。粘土中常遇有砾石层。这种粘土可以一直上溯到南岭。虽然还没有确实的证据表明这类物质属冰川成因,但是当然应从这方面进行探索。

据本文所论列的证据,长江中下游的更新世冰川作用,很难有怀疑的余地**。冰川类型当然属阿尔卑斯型。凡高于500米以上的山地,至少在鄱阳冰期之中,很少能免于受到冰川作用。只有在高山环抱的平原,有山麓冰川类型的发展。如山间平原的出口为东北向,则条件更为有利。当宣传我有此希望,庐山终会成为中国第四纪冰川的典型地区的时候,我的观点认为如果对此课题进行探索,我们今后将从事研究的为山岳冰川。

* Barbour, G. B., *Geomorphology of Nanking Area*, 前中央研究院地质研究所丛刊, 第3号, 1933年, 第94—98页与111页。

** 本文付印时喻德渊报导: 东秦岭的南坡, 泥砾断续分布, 延展达100哩以上。

七、长江流域冰川作用存在的问题

假如我们迫于事实,接受了长江流域的冰川作用,那么华北又当如何?十一年前我所观察到的证据,没有必要再加以重述*。请注意一件新近发现的事实,这不是我本人,而是谢家荣所发现的情况。据谢讲,陕西南部华山地区,有许多特殊现象。这个现象用冰川作用可以得到合理的解释。他恳切地给我看了一系列在山区所拍的照片,其中有一、二张无疑地显示了冰斗的存在**。

即使在本市附近,即在北京西山地区,我也时常注意到一些特殊的地形现象,这些现象,除了冰川而外,很难用流水或其他自然界的外动力来解释。目前证据太少,还不能证实这一论断。

在黄海的彼岸,据我了解,日本地质工作者多次讨论到可能的冰川作用问题。多年前,已故的山崎有一报导,载于美国科学杂志,其中讨论了日本高山区保存的冰川现象。遗憾的是,目前还不能给读者提供有关的确切文献,关于这一问题我也不在这里进行讨论。

这些孤立的现象,是否最后能得到证实并不关紧要。强有力的事实证明长江流域在第四纪中冰川条件确实存在。而且在北纬 $29^{\circ}30'$ — $37'$ 即庐山的纬度上,冰川重复出现。北美大陆第四纪冰流伸展到北纬 38° 。在欧洲,冰流达到的纬度较高。过去认为当欧洲北美被极地严寒所笼罩的时候,我们亚洲大陆这一部分,却在享受着温和的气候。现在看来,它同样受严冷气候的影响,从低地冰川所扩展的纬度而言,我们的亚洲大陆确是突破了地球上所有大陆的记录***。

从这些新成立的事实而言,是否如柯本(Köppen)和魏格纳(Wegener)所强烈主张的那样,第四纪早期的地轴必需要移到这样的位置?冰期和间冰期中,在对我国植物和动物的迁移方面,将产生什么样的复杂变化?我们旧石器时代人类的祖先,如何受扩张的和退缩的冰川的追逐影响又如何适应而生存下来?这些都是具有深远科学意义的重大问题,而需要立即予以解决的。今天晚上我不准备讨论这些错综复杂的问题,只不过把它们提出来供诸位从不同的学科角度自己来考虑。

* Lee, J. S., Recent Ice Action to N. China, Geol. Mag. Vol. LIX, No. 691, Jan. 1922, pp. 14—21

** E. T. Nyröm 通知作者,他在华山北数公里, 200 米高处确看到冰碛。

*** 作者对 E. Norin 关于印度第四纪冰川方面的有意义的通知表示感谢。

图版 I



图1 横门口东侧、月轮峰西侧的一个冰斗形凹地。凹地的北部是一个由泥砾组成的三角形平台,暗示着一个堆积扇。其陡峭的前缘显出它曾经更为广阔。沿着平台东侧的平底谷显示冰川作用的两个阶段。右侧通向小屋的路,横过平台和谷地。沿路泥砾出露良好



图2 舍鄯口后边横亘东西向谷地的泥砾天然堤。此堤现在已被东流的溪水所切。过去它可能是一个冰川湖的堤岸



图1 从五老峰看七里冲平底谷与五老峰后边的另一平底谷相会合。两谷之间留下一尖锐的岩脊,表示两股冰川会合的剥蚀



图2 庐山东北部的一个标准悬谷

图版 III



图1 突然终止于芦林盆地的两个U形谷。左为大校场U谷, 其东侧是大月山, 西侧是由女儿城砂岩构成的山脊。谷中遍布泥砾, 向上通往汉口峡以上的冰床。



图2 图1所示同一U谷的另一方面



图1 从小天池以下东望王家坡U谷(有时称大活扩谷)。谷底上的小谷系冰期以后流水切割而成



图2 王家坡谷底的近景,显示谷底异常平缓,并被后来生成的粘土和巨砾所覆盖



图 1 发育在庐山及其周围的标准泥砾。这个照片拍自庐山东侧靠近鄱阳湖畔的平原中

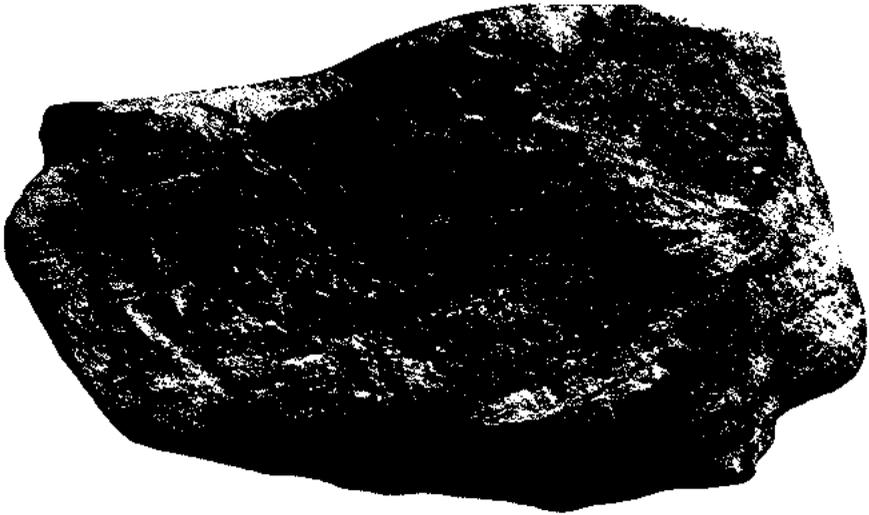


图 2 一个标准的条痕石,具有条痕的一面几乎完全是平的,其他各面每参差不齐或稍显弯曲。相邻面间的棱角多已消失稍呈圆滑。这个砾石层面发育不清。轻微的纹理与条痕面斜交,其痕迹几乎与主要的擦痕组相直交。磨面上有两组擦痕,彼此近于直交。肯定不是断层擦痕。具有条痕擦面的标本原大约 21×12 厘米。这块标本采自大校场谷地,那儿从地形上看没有山崩的可能。同样的条痕石在砾石中经常见到,但条痕的发育多不如这块标本之良好



图1 从上霄峰顶看铁船峰冰斗

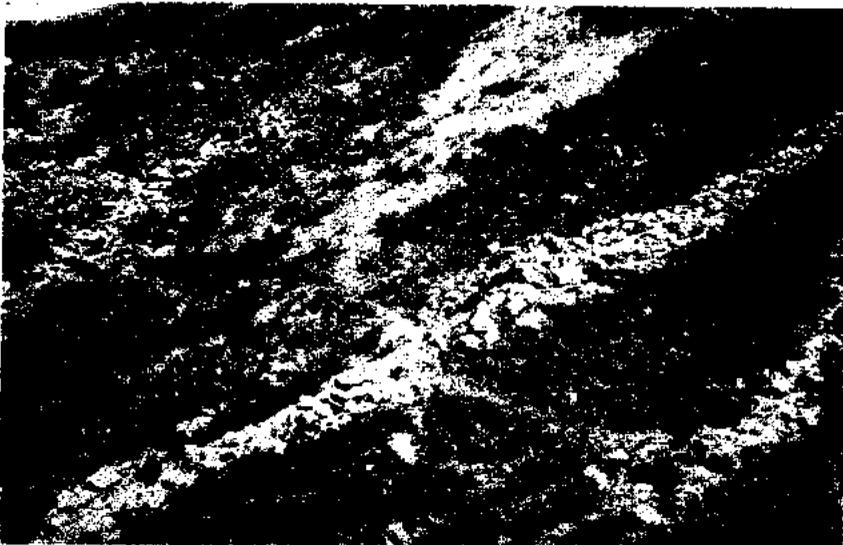


图2 庐山北部的一个斜坡，被大小不等的松散石块条带所覆盖。相信它们是消融的冰中留下来的



图1 长岭以下王家坡谷口的泥砂和巨砾混杂的粗泥砾,没有任何层理的痕迹



图2 图1地点以下的一个泥砾露头,显示两个连续的沉积阶段,被一不规则的面隔开。注意在这个露头上的泥砾结构较之前一露头者要细些

倾斜, 并从山脚到湖岸增加平原的一般坡度。在王家坡谷地下部明显的台阶和穿过平原的咆哮溪流, 都提供了证据, 说明那些断层近期是有活动的。这样的构造考虑, 导致我们相信, 泥砾前地表坡度, 总的来说, 从泥砾形成以来是在增加。那么我们所考虑的融冻泥流发生的地区, 是一个地表坡度很小或无坡度, 甚至不必考虑地区的地表不规则性。在那些情况下, 有可能发生融冻泥流或干扇形沉积吗?

我曾说过, 沉积物不象一般融冻泥流产生的碎屑。所讨论的泥砾常常是很坚韧的粘土, 仅有极少量砾石散布其中。仅在上青山那样的地方, 在大石块中有大量的圆滑卵石, 显示这种物质形成于终碛。由于有证据说明整个沉积物, 从其堆积以来遭受过强烈的风化, 可以主张粘土可能来源于粗粒物质的完全风化。一些砾石和大石块的圆化也可能归于同一原因。在庐山和长江下游其他地区, 不仅在所涉及的沉积中, 而且在较老砾岩, 例如浦口砾岩中, 我们常常看到巨砾风化到核心, 虽然它们在母岩中仍保持其原来的形状和位置。在庐山泥砾中的巨砾主要由具有很多粗粒石英的粗砂岩组成。风化后, 在原地我们就可以看到很多的砂粒于剩下的大石块相连之处或其附近。经野外仔细的观察后, 我从未发现这种描述的例外情况。在低处人们可以假定崩塌及其以后的混合作用, 但是在山顶或阶地上, 崩塌混合作用则绝不可能, 而粘土中的大石块仍然那样清楚。尤其是粘土质地均匀, 达到了那样高度, 如果要假定是局部原因造成的话, 那几乎是荒谬的。

长岭山区的泥砾, 也引起了同样的困难情况。这个山从突出的悬崖五老峰之下开始, 被一宽而较深的夹道从悬崖隔开。它向东南伸延约 7 公里, 直到被湖水冲断。泥砾几乎覆盖了整个小山。沉积物中含有大量来自庐山而半具稜角的巨砾。总的来说, 巨砾向山的中部方向逐渐变小, 但是向山的末端, 即距大山最远的部位, 又形增大。在小山的最末端它们堆积成堆, 形成块砾碛。

沿整个山边, 基岩出露很好, 有花岗岩、志留纪岩层和红砂岩。花岗岩高出湖面约 220 米, 并在山脊的西北端形成一个小丘。泥砾起初覆于这些孤立小丘的东南侧, 并渐形加厚。同时基岩向山之一端稍稍降低, 但向着最远端又渐升起。在大石块堆积的地方, 高出湖面约达 130 米。除在大山侧面的花岗岩体和湖岸的末端隆起以外, 在整个小山上, 再没有什么可见的坡度。那么, 那样大块的庐山岩石是怎样搬越那个距离的呢?

在庐山北侧, 泥砾的第三个露头也是很有趣的。这就是九江到莲花洞的公路西侧新桥这个地点。此露头离大山北麓的最近点约 3.5 公里, 正好在平原上。一个急流从剖面旁边流过, 说明它完全无力搬运见于泥砾中的如此巨大砾石。并且没有任何迹象显示该沉积物全部是河流成因的。泥砾停积在志留纪砂岩之上。这个泥砾具有一个特征, 它的局部是砂质的, 并被一表皮冲断层所穿过。沿着冲断面含有袋状的虫状斑曲的粘土(图 3), 显示一定量的层

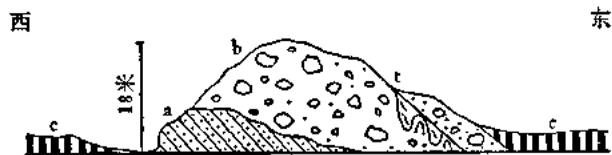


图 3 新桥附近的剖面

a. 志留纪砂岩; b. 泥砾; c. 红砂岩; t. 层间冲断

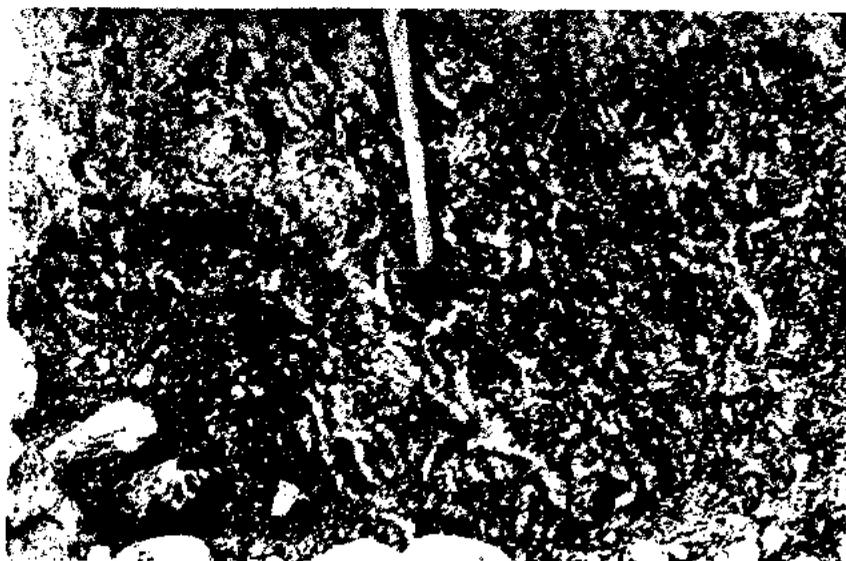


图1 无层理的坚韧红粘土,具有很多白斑和白条,以及大小砾石和次棱角状巨石块混杂其中。有些地方粘土为主,巨石块较少;庐山地区到处可见



图2 湖畔上青山的泥砾。在此,石块一般较小,为数极多,但无层理可寻。有时石块很小,几成砾石。在作者所坐大石块前面,有固结的淡蓝色粘土层出露,明显产生于湖水的侵入。这指出了一个温暖气候的时期

关于研究长江下游冰川问题材料*

作者在地质学会第11次年会上,提出所有的有关长江下游存在冰川的事实,当然强调对一部分是地貌和一部分是沉积的一系列现象,用冰川来解释。我必须在此坦率的讲,我所能引证的地貌论证是在很大程度上由沉积的证据所促成的。'高山的毁坏程度是相当大的,若非更多依靠和信赖沉积的现象,那么地貌的论证将不会有决定意义。

由于我对庐山现象的解释,似乎引起了大量的反对意见,这是很自然的事,那么在描述长江下游其他地方的类似沉积之前,有必要指出使我相信庐山地区有冰川正是那些有决定性的特征。对于那种沉积物和它们生成的情况,在我对于岩石成因的有限知识范围内,除了内陆冰的作用外,没有任何其他解释。在进行局部地形和所包含的物质的搬运、转变程序的仔细研究时,不难认出那些沉积物的若干特性,假如否认它们的冰川成因的话,那么将似乎显示,沉积物是由于迄今为止还不知道的过程的作用而形成的。

一 庐山地区

在鄱阳湖岸一个清楚出露的剖面中揭示的事实,使我最后得到庐山地区有冰川作用的肯定结论(图1)。这个泥砾的特殊剖面,是出露在大约高于湖面20米的上青山丘陵地带。泥砾下的基岩由志留纪砂岩、莫斯科世灰岩、第三纪红砂岩以及震旦纪硅化灰岩所组成。更向陆地内部,这些岩石又被志留纪和寒武纪地层所接替。它们还没有完全变成一平准平原,而是在各处形成不同高度的小丘,一般是被同一泥砾所覆盖。

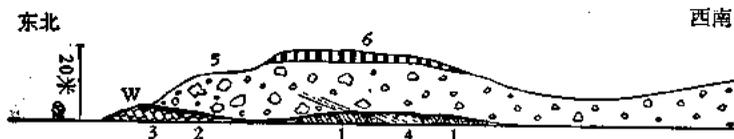


图1 沿上青山西北边虾蟆石附近的剖面

1.完全硅化的震旦纪灰岩; 2.船山灰岩; 3.黄龙灰岩; 4.可能属于第三纪早期的红砂岩; 5.泥砾; 6.红炉姆; w. 严重风化了的面

在上青山后大约2—3公里,升起泥砾的小丘,形成新月状的小山脊,它的走向与王家巷的大形U谷正交,而从附近出露的岩层判断,与岩石底部的构造没有关系。即使有侧面剥蚀的干扰,仍然可以认出终碛的基本特征。

* 作者于1934年用英文发表于《中国地质学会志》,第13卷,第3期,第395—432页。——编者

如上所述,对地貌方面过于重视其证据的价值,可能是危险的。在目前阶段,最好是避免这种讨论。更重要的是,象在上青山看到的泥砾本身。在坚韧而细致的粘土里,我们找到许多排列无序和大小不等的次稜角状石块。绝大部分石块是来自大月山粗砂岩,只有少数是从女儿城砂岩而来。其中还有牯牛岭系页岩和板岩的稜角状碎块。所有这些岩石仅出露在庐山的较高部位。假如它们存在于庐山的东侧,则必然深伏于较年青的震旦纪和古生代地层之下。毫无疑问,这些巨大石块并不产生于本地,而是从山上搬运而来。

从王家坡谷口或山脚下到上青山剖面,相距超过9公里,而在上青山剖面发现的不规则石块,常常径达5—6呎。整体上看,两点之间几乎看不出什么坡度。这个情况以及基岩表面的不规则形状,对这样的巨砾远扬,系通过泥石流作用或扇形冲积的搬运,似乎殊难令人理解。在扇形冲积作用的情况下,物质的分级排列,几乎是不可避免的。较大的砾石沉积必然较近于山,而较小者则会分散于更远地带。实际上,在庐山东侧发现的泥砾,并不显示分级现象。总的来讲,在上青山发现的大石块,比近山处反而较大。由于沉积物完全缺乏任何分层的迹象,因而这也是一个反对有连续性的扇形冲积作用的事实。

假定融冻泥流作用是另一种搬运方式,也许是可行的。但是,所遇到的困难更是不可轻视的。泥砾的性质和它的一般分布情况与在泥石流作用斜坡上经常发现的碎石,显然是不同的。事实上,在庐山东侧,没有一个适当的坡度能够发生这样大规模的融冻泥流作用。假如将庐山沉积物与若瑟(Russell)^[1]最近描述的一个典型的和非常有意义的融冻泥流作用相比,不拘在物质的性质上或地面的形状方面都没有看到任何相同的特征。必须记住,在此我们仅涉及到山的东侧平原上的沉积物。至于在山的较高部位,在图上划成泥砾的沉积物,很可能融冻泥流确实也起了一部分作用。

为了论证,人们可以假定在泥砾沉积之后,它的底面发生了坡度的变化。在五万分之一地形图上,能够取若干点,表示泥砾以前的地表的高度。运用这些点和它们的延伸,我们可以表示王家坡U谷口与湖岸虾蟆石之间地形的剖面图(图2)。马上就会看到,泥砾以前的地面是起伏不规则的。我不能肯定经过那样地势起伏的地区,是否有融冻泥流搬运物质的实例。

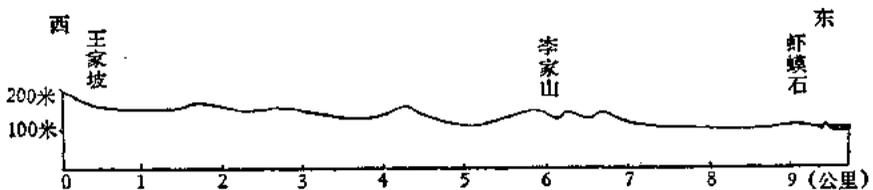


图2 图示从王家坡沟口到鄱阳湖岸虾蟆石附近,泥砾以前地表形态和坡度的剖面
水平比例尺比垂直比例尺小5倍

庐山为一块断山,在山体外边都被大型边缘断层所限定。东侧的两个大断层证明是转动型(Pivoted type)的。转动线大致沿山麓伸展。这就意味着东侧的平原曾表现为一个下沉块,下沉量向着湖的方向加大。如果这些转动断层曾经活动过,它们将趋于使陆地

间运动,如果不是被冰流搬运而来,这是不可能的。

在这个沉积的前缘有砾石层,它似乎是在虫状弯曲红土中切成一沟。在此我们得到了一整套的现象:终碛及冰前冲积。我并未追索这些沉积的范围。但是根据在本区工作的喻德渊的观察,新桥型的泥砾展向东北,在公路东侧的村旁又有出露。

二、安徽中部

在本阶段放下庐山地区的问题,我将描述一些长江下游其他地点看到的类似性质的情况。

东流和吉阳阶地。东流城位于长江之南,九江以下约 70 哩,安庆以上约 35 哩。东流城建于高约 20 米,长约 20 公里,宽 4—5 公里的阶地上。它的后边被一相当宽阔的湖泊与山区隔开。离它最近的历山,位于湖的东侧,距城约 18 公里。据军用地图,它海拔约 300 米。从城墙向东南望,可以看到遥远的高山。它们距阶地 25—30 公里。在长江的北侧伸展着广阔的平原。

阶地表面形态起伏,不象曾被河溪有过显明的侵蚀。但在其西侧,大江有一水湾,起

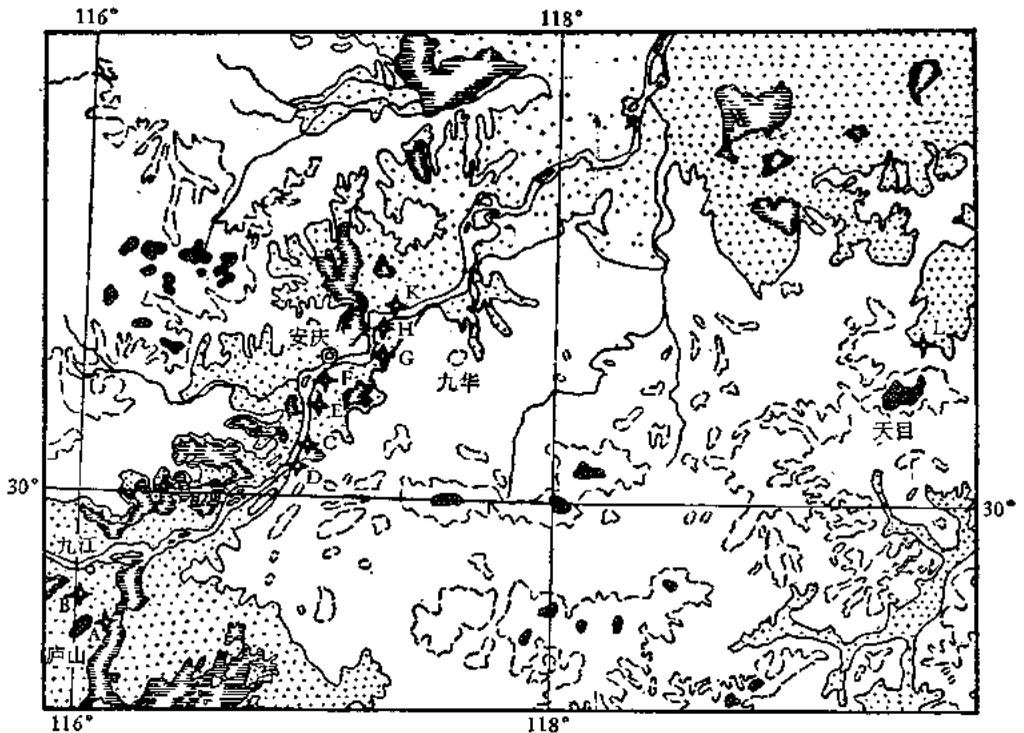


图4 长江下游略图

(据丁文江、翁文灏和曾世英的中国地图集改编成)

A. 上青山; B. 新桥; C. 东流; D. 乌石矶; E. 吉阳; F. 黄石矶; G. 前江口; H. 澜江矶; K. 成家矶; L. 孝丰; 有点的地区, 低于 50 米; 划格子线区, 超过 1000 米; 断线, 400 米等高线

了相当的侵蚀作用,结果阶地所在的基岩被揭露出来了。

构成阶地的物质主要是坚韧的红色粘土,它有时很细而质纯,具有虫状白斑,但更经常的是与滚圆较好的卵石、砾石和稜角状坚硬岩石碎块以及巨大石块混在一起。就野外的鉴定,它们包括:可能属震旦纪硅化灰岩的薄层状硅质岩和早石炭纪淡黄色乌桐石英岩、可能属黄马青系硅化的紫色石英岩、含粘土灰岩(寒武系?)以及纯石英。这是按其重要性而排列的。在一些地方,尤其在剖面的下部,砾石显示成层的迹象,但在另外一些地方完全是乱杂无章的。较大的石块,直径一般超过1呎。但是围长7—8呎者并不罕见。它们常呈锯齿状,但稜角具已消失。这些巨砾总是与不太圆的较小砾石和卵石,加以粘土基质紧密的混杂一起。作者偶然注意到,最大的石块,全是薄层状硅质岩,如果我们假定其最近的来源是历山,它必需穿过起伏的地面和一湖区,然后才能抵达阶地,搬运距离不少于18公里。即使我们假定湖是后来生成的,问题仍然存在,那些围长7—8呎的岩石巨块实际上在一基本上水平的面上,搬运了那么一段距离。除去粘土的成因问题以外,这些大石块就构成一个必需从其自身来处理的问题。

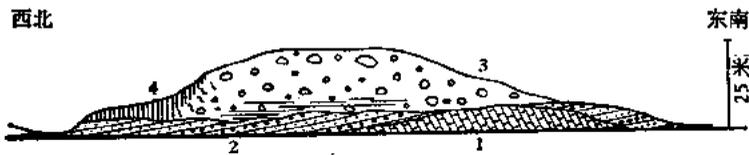


图5 东流附近的剖面

1.黄龙灰岩; 2.浦口层; 3.泥砾; 4.红垆土

它们是真正的漂砾呢?还是有什么局部的来源?现在让我们来研究这些沉积物之下基岩表面的性质。最好的基岩露头见于阶地的西南边。在此,黄龙或莫斯科世灰岩大约以 66° 的倾角倾向东南,并显示着强烈的风化表面。不整合盖于黄龙灰岩之上的是由向底部具有块状砾岩层的暗红色砂岩组成的浦口层。这些砾岩层以 20° — 23° 的倾角倾向西北。砾岩中的卵石主要由各种灰岩组成。侏罗纪石英砂岩、黄色细粒松软砂岩、硅化灰岩、凝灰岩、斑岩和其他火成岩也有。砾岩中最大的砾石直径4呎,大多数都较此为小。

刨成水平面,上面盖着泥砾。

现在很清楚,泥砾不可能是下覆岩石的风化残余,泥中巨砾也不会是来源于原地或者附近的浦口砾岩。

围绕阶地的侵蚀边缘都作了观察。它们的底一般是缓倾斜的浦口系,直到沿江向上游8—4哩的乌石矶,看到一个灰岩的露头。起初怀疑这个硅化灰岩正是巨砾由来之地。但进一步观察证明,该灰岩是三迭纪的薄层灰岩。这个灰岩的表面又被具有分散的卵石和砾石的红粘土所覆盖。大家知道,薄层灰岩常常是波状的,就象德国的波状灰岩(Wellington)一样。但是在此,在乌石矶这个海岬状的突起部分,向灰岩层的侵蚀表面,岩层形成明显的弯曲,看起来它们象遭受过某些上覆块体的表面冲挤。上覆泥砾处处显示杂乱无章,如果它是冰川形成的,它自然的被看作一个破坏了的终碛的残余部分。

沿同一阶地从东流向下,我们发现同一泥砾伸展的远而且宽。东流域向下约 10 公里的吉阳村附近,见到另一出露很好的剖面。在此剖面中,层状砾石和假层理砂的夹层共同构成显著的悬崖。它们略微向东北倾斜,倾斜度几乎难以测出。砾石包括石英岩卵石、硅化的震旦系灰岩、侏罗纪砾状石英砂岩、浦口系的巧克力色红砂岩、乌桐层的石英砂岩以及偶尔可能是奥陶系灰岩。

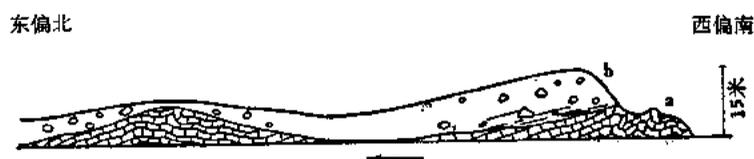


图 6 乌石矶剖面

a. 表面强烈褶曲的三迭系薄层灰岩; b. 泥砾

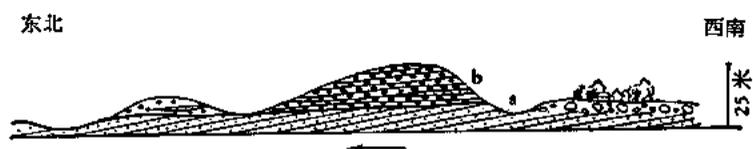


图 7 吉阳村附近剖面

a. 浦口层; b. 含有假层理砂的砾石

砾石大小变化很大。主要是中等的,即对径 30 厘米。但有时直径达 1 呎,很少径达 2 呎围长 6 呎者。砾之大者多属粗且稜角状者,但一些较小的则滚圆很好。

剖面下部砂层似乎更为经常,而在砾石中层面常常不清或者完全没有。同时,接近村庄,砾石愈来愈大,而在村庄处剥蚀厉害,既无泥砾,也无层状砾石。

这个剖面出露的基岩,是一种鲜艳的粉红色松软砂岩,倾向北东,倾角 10° — 15° 。它含有分散的小卵石。砂岩中多粘土的部分常常局部变白,显示虫状斑化作用。无疑这些层属于赤山阶。

东流-吉阳阶地所提出的问题可以概括如下:层状砾石无疑是流水作用而成的。它们是纯粹由于河流还是冰水作用,仍然是一个疑问,其答案主要取决于泥砾的成因。而泥砾在近于水平的地表上分布范围很大,一般不显层理,缺乏分选性,更重要的是含有远源的巨砾,这些事实似乎排除了河流搬运的理论。高山离的很远,扇状沉积在此是完全不可能的。在那种情况下,也很难再去设想是融冻泥流。

吉阳和戚家矶间的剖面 一系列新沉积物的剖面,出露于江的东南侧,表示吉阳和乌沙闸间的阶地构造。乌沙闸是戚家矶和南岸间的一个渡口。

黄石矶剖面 在东流之下约 40 公里,安庆之上约 22 公里。沿江向下在黄石矶附近看到的第一个剖面,是在一个庙的下边。具有分散卵石的不成层红泥,构成高约 20 米的陡崖。向着陡崖的上部卵石似乎逐渐减少。在这个含砾石的粘土沉积物之下是浦口层,两者之间具有平滑而清楚的接触面。浦口系在此由砾岩组成,砾岩包括普通的小砾石和

砂的基质,砾石直径最大者小于4吋。

在前一剖面之下一小段距离处,带棕色的红粘土形成第二个悬崖,高约16米。在此粘土中未见分散的卵石,但夹有一层细砾石。

造成这两个陡崖的阶地,是同一广阔的阶地。实际上是东流-吉阳阶地的延长。向后看去,一望平坦,连个微小丘阜也看不到。

前江口剖面 靠近前江口观察了两个剖面。一个显示着浦口系的侵蚀面,其上覆以虫状斑曲的红棕色粘土。在此粘土中,到处都有凸镜状砾石层。另一个剖面直接在老城塔之下出露,露头很好。细砾岩层和泥质暗红色砂岩的浦口系,倾向北北东,倾角 10° — 15° 。一个象在沙漠条件下烘烤成的硬壳,覆盖着砾岩的表面。在这个砾岩之上,有些地方看到有粉红色软砂岩的薄层。怀疑这些是赤山系的另一相。浦口层和有疑问的赤山系的岩层,被一个不成层的和无虫状斑曲但有分散卵石和次稜角状大石块的红色炉母,以不整合接触盖在上边。在红炉母中,白色的结核到处见到。在一处遭受侵蚀的红炉母,在其裂隙中充填以不成层的含砾石的粘土。砾石多属小者,由石英岩、硅化震旦系灰岩、脉石英等组成。

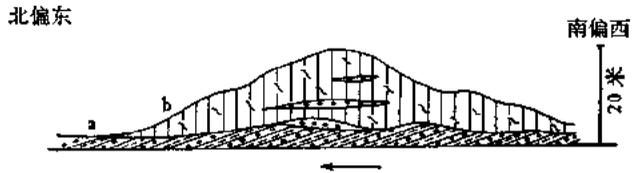


图8 前江口正上方的剖面

a. 浦口层; b. 具有凸镜状砾石层并虫状斑曲化的红棕色粘土

澜江矶剖面 在澜江矶,表示新沉积层序的天然剖面特别清楚。基岩是一种较薄层暗红色软砂岩,含有少量小砾石,无疑属于浦口系。在这个砂岩的侵蚀面上,停积着10—15米不同厚度的泥砾。卵石和次稜角状围长有时超过6呎的巨砾与不成层的粘土混杂一起。泥砾之上为红炉母。

从澜江矶向下到乌沙闸,层序基本上是一性质的,但泥砾在一些地方部分的或全部

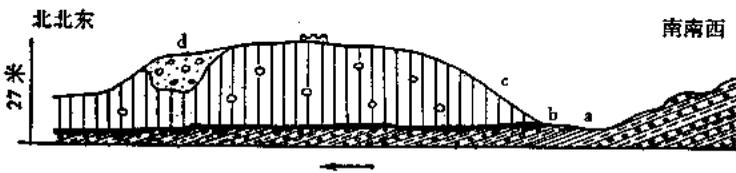


图9 前江口正下边的剖面

a. 浦口系; b. 坚硬的风化壳; c. 有分散的卵石和巨砾的红炉母; d. 袋状砾石

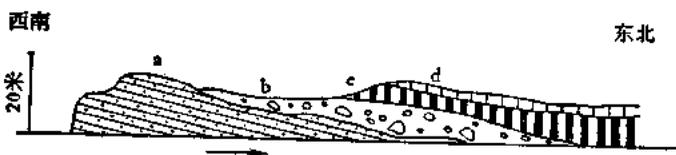


图10 澜江矶剖面

a. 浦口层; b. 泥砾; c. 暗红色炉母; d. 棕红色炉母

的被砾石所代替。上覆之垆姆厚度,也从薄层变到厚约 15 米。所有这些共同组成一个高 20—30 米的阶地,有一轻微的侵蚀面,在大江南侧延展很远。

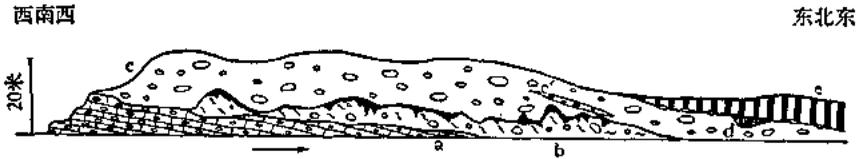


图 11 威家矶剖面

a. 灰岩砾岩; b. 含有巨砾的虫状斑曲化粘土; c. 具有磨圆较好的卵石和巨砾的未虫状斑曲化的红粘土; c'. 一个砂质扁豆体; d. 黑粘土; e. 红垆姆; 不规律黑线指示一风化的并可能达到一定程度红土化的表面

威家矶 安庆以下约 30 哩,另一个有趣的剖面出露于江的北侧。在此新的松软沉积,明显的被威家矶石岬所保护。灰质胶结的厚层块状石灰岩砾岩,几乎全由磨圆很好的灰岩砾石组成,倾向北东,倾角 25° — 30° 。在此砾岩之侵蚀面上,停积着无层理而带虫状斑条的泥砾。砾石一般直径 1 呎或大于 1 呎,很少达 3 呎者。总的来看,磨圆较好,但更大的石块,形状反而并不规整。它们具有一、二磨光面,其弯曲的光面在阳光下每闪闪发亮。但是光面上没有找到摩擦条痕。砾之大者与 6—7 毫米以及更小的砾石密切交杂混在一起。硅化震旦纪灰岩、侏罗纪石英砂岩、暗红色石英岩和纯石英是构成巨砾和卵石的最主要成分。粘土特细,均匀而坚韧。除杂乱的巨砾和卵石外,其中时时可见含有相似成分的粘土袋,其中含有与构成巨砾和卵石相同成分的稜角状碎块。在富含粘土的部位,有时夹以倾斜的含砾石粘土带。在一处,这个带倾角约 20° ,倾向北东。

在虫状斑条泥砾与含砾石粘土之间,有一明显而不规则的边界。从这个边界面向下似乎发生了红土化作用。边界的形状很不规则,它常常插入上覆的含砾石粘土,呈刺刀形式。

盖着虫状斑条泥砾的含砾石粘土,因其完全没有虫状斑条而与其下覆物质成显明的对照。虽然人们看不出其中任何一定的层理,而磨圆度较好的巨砾的排列给它以层状外貌。这些巨砾不仅圆度较好,一般接近于扁椭球状,而且显现光面,在阳光下,闪耀芳镜。扁平面通常对向上下。组成砾石的物质与虫状斑条粘土中砾石的性质大致相同。但是粘土似乎不如虫状斑条者粘韧。

在含砾石粘土层之上,是暗深红色垆姆,完全不含任何岩石碎块。这个垆姆与其下覆的含砾石粘土层之间,有一清晰的界限,并处处见有一两排小卵石所标志的平面。由该面判断,垆姆似乎倾向北东,侧角达 6° 。

这个地点在开阔的平原上暴露的很好。一个可能不超过 300 米的孤山见于东北方,至少在 10—15 公里以外。

回顾从黄石矶到威家矶的剖面,我们注意到有一高 20—30 米的广阔阶地,延伸成一宽广的开阔地区。阶地的基底,一般是准平原化的成层岩石。在这个准平原的表面上,经常停积着具有大大小小砾石的细粘土,一般不显示任何层理。这个具有巨砾的粘土,有时

被砾石层盖覆,有时被砾石层代替。砾石层则被垆母或具砾石层夹层的垆母所盖覆。为了现在的讨论,我们的兴趣集中在泥砾。伴有或者没有崩塌作用的风化残积、山麓扇和融冻泥流的过程,显然都不能看作是这类特殊沉积物的成因。除非有理由期望发现一种迄今尚不知道的搬运方法,似乎我们只有两种选择:或者是流水,或者是冰流。河流能否同时搬运上述的那样巨砾和细泥而不在其搬运物中留下任何层理或砂层,还是有待证明的。

三、九华山区

现在转向地貌特征方面,很自然,我们必须以慎重态度处理这个问题。在现阶段,尚不能对从而导来的任何结论视为过分的重要。这些特征在九华山保存良好,而且山的构造特别适合于地貌方面的讨论,丢开它们不去考虑那是不适当的。

著名的九华山位于大通之南约 45 公里,在皖东南山区的最北部。整个山体由风化很深、较为粗粒的花岗岩组成。除少数细粒花岗岩包裹体外,整个花岗岩体成分特纯而均匀。在山之顶部见到一个半圆形洼地,状如斗笠,北侧有一开口。

洼地周壁陡峻,南侧尤甚。气压计读数,洼地底高约 500 米,而靠近开口,洼地之壁则为 530—560 米。在十王殿附近,南壁的最高台地高度升至 590 米。这个盆地以其周壁而计,周长不小于 4.5 公里。

风化花岗岩出露于盆地之中与四周。有时有小片垆母土覆盖。对全区作了仔细的观察,没有见到有任何火成岩体或破裂形迹,可以促助雨水形成那样一个离奇的景观。除盆地西侧尚未切到盆底的一个小开口和上述的前边开口外,盆地周壁实际上是连续的。我们不会相信,甚至最保守的观察者会否认它是一个冰蚀洼地或冰斗。

在这个洼地中并未伴随其他特征。可以视为冰斗源头背壁的陡峻的南壁,直接与其南边和东南侧高原山体的天台山相连。平顶状的天台山高度接近 900 米。其平顶的伸展范围很大。

在此升起盆地的边缘,冰斗北边的开口处,被一圆滑的花岗岩小丘把开口又分为东西两个缺口,百岁宫即建于小丘之上。如果该区受过冰川作用,这个小丘可能是一个羊背石。西边的口子较东边者大约高 10 米。现代小河从东口流出,切成明显的 V 谷;西侧者则成干口,并具 U 形,谷底残存花岗岩块。向下,两个口子合并成一个两肩发育较好的 U 形谷。在山北麓的一天门,这个 U 谷高悬于另一深切河谷之上,其湍急的溪水绕过山的东侧,形成九华山与天台山间主要的排水沟。

在九华山北侧之下有一个平原。在这个山间平原上的河流,其源头主要在九华山和天台山。穿过扇形沉积后,从侧面山脉中流出的河水,在开阔的平原上几乎切达其底面,成沙质粘土带着大小不等的砾石,广泛分布于平原之上。它偶尔形成切割阶地,如在西麓附近平原东侧的那些小山。

沿河追索,发现了很多的巨砾和小卵石。在距山麓五、六公里的地点,看到河流所

带的砾石,平均尺寸较之在粘土中者小的多。现时河床中发现的最大的砾石,周长不超过2.5呎,而附近出露于与粘土混合物中者,一般周长6—8呎。周长达12—15呎的巨砾也不少见。巨砾突然消失于老天吴家和庙前之间,距山麓约7—8公里。在这个泥砾沉积的界限以后,河流搬运物也突然减为细砾石和砂子。在边界线上,大地一般坡度没有变化。

巨砾主要来源于九华山花岗岩。硅化震旦纪灰岩仅偶有所见。整体上看它们磨圆度较好,似经流水运磨。但是对花岗岩巨砾的详细观察,显然它们遭受过强烈风化,有时它们象洋葱叶子一样可以成片剥开,有时它们显示有层侵蚀的白色壳皮。因此,在弄圆那些巨砾时,风化必定起了重要作用。

问题发生了:如果我们认为九华山北麓平原的泥砾是一般的扇形沉积,扇形沉积在这种情况下是很可能的,那么我们将如何解释山顶上冰斗或冰斗状洼地及其伴随特征的成因呢?

四、天目山区

天目山可能是太湖盆地南侧最高的山脉。其最高点海拔达1500米。本区存在的问题有点类似于九华山区者;但地貌不太清而沉积物更费解。

除沿河流由泥砾构成的一个切割阶地外,在山南麓很难有任何与我们现在讨论有关而值得提出的特征。我们的问题发生在山的北部及山北平原中的某些特征。

完全由成层流纹岩组成的山区的景色,根据它的高度明显地分为两种类型。从山麓到约800米的高度,处处深沟狭谷,或形成悬崖;但是800米以上地貌景观则呈明显的坡度舒缓。伸展于高原上起伏的高峰和开扩的弯曲沟谷是常见的景色。

在从山南一都到山北报福镇大路所经山口的西侧,有一完整的U形谷从高处下来。这个谷地底部仅有一薄层岩屑覆盖。基岩大量的出露于U形的弯曲部分。因而相信它是一个真正的U谷。

这个现在将近干涸的谷地,向上通往一个几乎被粘土和泥填满的山间小湖,其中生长着水苔。这个小湖当地称作千亩田,大致成椭圆形,底宽约600—700米。在底部高度(气压计记录)1380米。围着这个山间湖地是一些高点,这些高点似乎是原来连在一起为湖地之壁,而现在有些被切开了。西壁较陡,东侧,即靠U谷的一侧较缓。除东侧通向U谷的出口外,在破坏了的湖地周壁上还有两个缺口。一个是平底谷,往东北侧下降,另一是一深洞,向西排水。后者无疑产生于活动的溪流从后边冲击西壁引起的;因为,从洞西侧悬崖间遗留的岩石突起,可以很容易地恢复原来壁的形状。壁被切开的高度,高出于湖面以上30—80米。充填的深度尚不清楚。但是原来的湖底无疑低于向U谷的进口;因为当我们一跨过U谷入口,马上就出现细的充填物。过了千亩田南侧的山顶,有另一宽谷大体上成U形。在该谷的碎石中,喻德渊找到了几块有两组或三组条痕的擦痕石。但是我们

最近去没有见到。

沿大路下山的北坡，首先进入被很多碎石充填、宽而陡的老屋基谷地，然后是一被最后进入北侧平原的河流切割的深沟。

在山北麓，当我们由南向北调查时，硅化的震旦纪灰岩开始露出，它很快地被可能属寒武纪的红棕色页岩所代替。一个广阔的平原有几列圆滑的小山往外伸展。那些山无疑代表一个高 25—35 米的侵蚀阶地。有时它们盖有一层泥砾，有时基底寒武纪页岩裸露。砾径超过 4 呎的流纹岩块，见于距山麓三、四公里的小山上。在报福镇附近的一些地方，据说有纹泥产出。

含有流纹岩和硅化震旦纪灰岩巨砾的红黄色粘土，见于整个平原和孝丰城后的阶地。孝丰城位于距山麓 15 公里处。在城附近观察了两个泥砾剖面。一个距城的南门约半公里，另一个很靠近城的东门，两者都紧靠着河。在南门剖面，巨砾的排列完全是杂乱的，但是在东门的剖面，正象 H. 威斯曼 (H. Wissmann) 所指出的，稍微显示着假层理，假层理倾向溪流的上游。流纹岩巨砾，在围绕孝丰城的很多小山上，都有发现，盖在志留纪岩层之上。

在河床内于较小的砾石，卵石和稜角状岩片中混以坚硬而具立方形状的流纹岩巨块，仅稜角消失，周长 10—12 呎，这种情况处处可见。同样的情形继续到距山 23 公里多的塘福镇附近。这样似乎河流或在正常情况下，或者通过暴雨，确实搬运了那样巨大石块，在平原上跨过了那么大的距离。

但是，河流搬运的假说遇到了一定的困难：(1) 溪流的搬运能力，已知约为其流速的六次方。而蜿蜒在孝丰平原上的主干河流特别的浅。当急流从山中流出，马上会泛滥于平原，因而，流速将突然减小。在那个河中，假定有高的流速几乎是不可能的。(2) 如果欠的次稜角状岩块，确实在水中滚了那么长距离，它们能否仍保持那种立方形状？(3) 如属河流沉积，既没有层理，也不具物质分选，又没有砂层或砾石层，有此可能吗？(4) 与大石块相伴随的粘土，是从何而来的？最后一点构成问题的核心。

可以假定，粘土是由流纹岩大石块以及细粒物质风化的产物。由很多剖面中，流纹岩石块在粘土中完全风化但仍保持其原来形状，说明那是靠不住的。再则，风化不可能完全破坏了层理。例如，大石附近完全风化的砾岩显示，其原始层理正象新鲜露头者一样清楚。粘土和流纹岩大石块的化学和机械分析可能提供线索。但是这个尚有待进行。

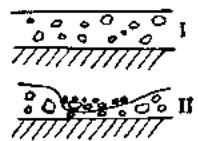


图 12 孝丰平原大石块被河流集中和再搬运的过程示意图

(解释见本文)

用来说明现在河床中巨砾存在的另一假设是，它们不是直接由河流从山中搬运来的，而是从泥砾岸上冲出或掉下来的。假设有一片泥砾，让河水从上面流过，细的物质首先被冲去，留下大石块遭受磨蚀，直至它们变到适当的大小和形状，然后冲至适当场所沉积下来。当有些大块避免了破坏或被磨小，将留下并下沉，但是它们将与河流上游搬来的砾石和卵石相混杂。孝丰附近沿着现代河流沉积一岸的一个剖面，清楚地说明了这个过程。

五、总 结

上述长江下游这些问题是复杂的。在庐山和九华山区,融冻泥流或广阔的扇形沉积可考虑为产生泥砾的可能过程;但在安徽中部和天目山以北的孝丰平原,同一物质仅有河流搬运可以考虑。但是在每一情况下,我们都会遇到迄今无法克服的严重的困难。如用在红炉垭以前有冰川活动的假设,这些困难问题都可以迎刃而解。那样一个假设,也可以用于说明长江下游红炉垭下伏的大片砾石的生成。

沿着一些山坡,在产生某些曾被称之为泥砾的物质中,融冻泥流可能确实起了一部分作用。但是,如果我们承认融冻泥流在低地上的一个广阔地域发生,则要考虑高山的冰川作用是一个必要条件。理由很明显。融冻泥流,正象 J. G. 安得生(J. G. Andersson)原来的定义,包括了岩石碎块在潮湿的情况下缓慢的流动;即在多雨或溶雪的地区。而在若瑟^[2]所描述的典型的情况中,记录了频繁的冻解,在每一年中不少于三分之二的天数。如果低地上被那样一种亚极区温度所控制,在高山区将发生一些什么,是不难想象的。

对一个特殊情况的讨论,将使得论证更为清楚。根据 M. 威斯曼编的雨量图,在中国北部和中部最高年雨量区域包括庐山地区的长江下游。在庐山区,据竺可桢的材料,最高记录一年约为 2000 毫米。与中国北部不同,最大降雨量虽然在夏季,但不局限于夏季。只要有理由相信在最近地质时期降雨量变化不大,因而一般将有充分的湿度用以湿润大地,使融冻泥流作用能够发生。换句话说,如果曾有形成融冻泥流所要求的湿度,庐山地区必然是接受高降雨量的那样地区之一。

在现今全年温度变化范围内,假如有融冻泥流发生,但是在很可能发生融冻泥流的那些山坡上并没有见到融冻泥流现象。这样似乎可以肯定,一般理解的反复冻解的气候状态,对融冻泥流的发生是必要的。设每升高 100 米温度降低 1°C ,那么山的上部将较周围平原温度低 $10^{\circ}\text{--}15^{\circ}\text{C}$ 。如果能够促进融冻泥流的那样一个普遍低温笼罩着平原,那么在高山很难避免冰川的状态。这样,作为反对冰川作用而引证的融冻泥流过程,反而成为较有利于冰川作用的论据。

长江上游的峨眉山,由于降雨量每年高约 7800 毫米,而引人注目。但是在山内和山的周围,都没有听说有可与庐山附近的泥砾相当的沉积物。这可能是由于在那个花岗岩的山顶,没有足够大的地区,汇聚积雪而形成粒雪场。

在此,我们在现今降雨量分布的基础上提出了一个理由,来说明为什么冰川沉积在长江下游发育的特别好。我们现在可以更进一步,观察中国周围的国家,是否在最近地质时代曾经有过普遍的温度下降。在西伯利亚广泛的冰川作用近来已被肯定,我们现在不必讨论,因为那个区域远在北方。

更有兴趣的是上旁遮普(Pundjab)奇纳布(Chenub)河谷的冰川作用,从 W. 西奥保特(W. Theobalt)^[3]的时代以来的半个世纪,时时发生着热烈的讨论。在该区近期的研究,

尤其是由德·代拉 (De Terra) 领导的探险队和 E. 诺林^[4] (E. Norin) 领导的工作毫无疑问地肯定了冰川现象。从我们的观点出发更重要的是 Ar. 海姆^[5] (Ar. Heim) 在中国西部高山区得到的结果, 在那儿有确定的证据, 洪积冰碛物所在地位, 远远在现代冰川的前缘之下。深受切割的冰水沉积物, 发现于 1600 米高度的磨西面一带。从这些和其它有关的事实, “米耶贡嘎” (“Minya Gongkar”) 的作者, 正确地得出结论, 西藏边缘地区, 直到今天还在普遍上升。上升量相当大, 可以进一步从附近的通河切割河谷的深度来推测。据海姆, 磨西面阶地高于通河河谷约 600 米, 通河接受磨西面之下泸河河谷的水。这样, 似乎正象海姆看到的洪积时代老冰碛下达的高程比现在冰碛的位置要低的多。

云南山区近代冰川作用的遗迹曾被注意。就所见到的, 最低者位于 3800 米的高度。把它与现代冰川的高程相比, W. 克雷德纳^[6] (M. Credner) 得出结论, 洪积期雪线下降必定至少有 1500 米。在云南高山和切割的高原中, 有很多现代上升的证据, 迪普拉特 (Depprat) 估计上升为 2000 米。虽然该区现代上升的确切量仍是一个探索的问题, 无疑, 那个高地曾有过相当大量的上升。虽然克雷德纳研究过的澜沧峰区早期冰川作用的位置较长江下游的高山区纬度偏南 3° , 但减去现代上升后, 正可与庐山和天目山的高度相当。

在新几内亚, 劳伦兹^[7] (Lorentz) 发现早期冰川的高度, 在奥兰治山 (Ozange Mountain) 为 4,054 米, 而在卡斯登士山 (Mt. Carstenz), 早期的冰川^[8] 向下伸展达到 3,660 米, 或者可能低到 2,590 米。那儿现在的终年雪线在 4,536 米。

日本中部高山区近代冰川问题, 首先是由 J. 米恩 (John Miln) 发表的。但是对它很少注意, 直至山崎重新把它提出来讨论。同时小川收集了证据, 在一系列的文章中试图肯定它^[9]。那些沿着日本海岸从事于近代海洋生物群研究的人, 特别是矢部长克和他的学生们, 除去温和的气候外, 仍未看到其他证据。以小川为首的冰川学派, 最近几年似乎增加了活跃的代表者, 如松本、高桥和其它几个人^[10]。从这些作者提出的证据判断, 不能否认日本群岛冰期间冰期的存在。正如气象资料显示的, 日本中部现在的气候状况与长江下游者很相似, 在这些地区中, 在考虑其中任一地区的冰川问题时, 必然要联系到其他。

把日本的问题搁在一边, 同时我们有紧靠我国的北、西和南部更新世气候变坏的证据。F. 克留特 (F. Klute) 对最近地质时代, 从阿拉斯加到巴达哥尼亚 (Padagonia) 的整个美洲大陆, 雪线普遍降低的论著, 雪线很可能伸入到赤道带内。我们已收集了 H. E. 格里高里 (H. E. Gregory) 在夏威夷^[13], 华伦斯敦 (Wallaston) 和劳伦兹在新几内亚, 德·代拉的探险队和诺林在印度以及 J. W. 格里高里^[14] (J. W. Gregory)、E. 尼尔森^[15] (E. Nilsson) 和其他人在非洲赤道地区收集的材料, 再加上 A. 阿夏兹^[11] (A. Agassiz) 和 M. 康维^[12] (Sir Martin Conway) 在墨西哥和安第斯的观察。这样, 在更新世时全球普遍的温度下降, 似乎是可以肯定的。这些事实与围绕中国低温带的存在, 使得那个时候中国只可能处于寒冷的控制之下。如果在长江下游更新世冰川作用最后被否定了, 那就必需进一步提出长江下游在更新世时期一直是干燥的证据。

参 考 文 献

- [1] Russell, Alpine landforms, Bull. Am. Geol. Soc., Vol. 44, No. 5, 1933.
- [2] op cit.
- [3] Theobalt, W. On some pleistocene deposits of the northern Punjab, and the evidence they afford of an extreme climate during a portion of that period; Record of Geol. Sur. India, Vol. XIII, part 4, 1880, Voy., pp. 223—243.
- [4] Norin, E. The Relief chronology of the Chenab Valley; Geografiska Annaler 1926, H. 4, pp. 284—300.
- [5] Heim, Arnold "Minya Gongkar", Verlag Hans Huber, Bern-Berlin, 1933, P. 95.
- [6] Credner, W. Observation on Geology and Morphology of Yunnan; 两广地质调查所特刊, 第10号 1932年, 第17—18页.
- [7] Lorentz, H. A. An expedition to the snow mountains of New Guinea; Geogr. Journ., Vol. 37, 1911, pp. 477—500.
- [8] Wollaston, A. F. R., An expedition to Dutch New Guinea; Geogr. Journ., Vol. 43, 1914, pp. 248—273.
- [9] Ogawa, T. The Chikyu, Vols. 16—19, Several articles in Japanese;—On the Pleistocene glaciation in central Japan; Proc. Imp. Acad. Vol. VIII, 1932, No. 1, pp. 16—19;—On a type of glacial topography in the northern foot-hills of Tateshinayama, Shinano Province, Proc. Imp. Acad. IX, 1933, No. 5, pp. 211—214.
- [10] Yagi, T. On a probable glacial deposit at Iriya in Kitokami Mountains; Proc. Imp. Acad. Vol. X, 1934, No. 3, pp. 173—176.
- [11] Agassiz, A. Hydragraphic sketch of Titicaca. Proc. Am. Acad. Vol. XI, 1876, p. 268 *et seq.*
- [12] Conway, M. Exploration in the Bolivian Andes; Geogr. Journ. 1899, pp. 14—16.
- [13] Die Eiszeit, Vol. 2, 1925, p. 132.
- [14] The Glacial Geology of Mt. Kenya; Q. J. G. S. Vol. 50, 1894, pp. 515—530.
- [15] Quaternary Glaciation in British East Africa. Ph. D. Thesis 1932, Stockholm.



图1 由卵石、中砾、岩屑、次棱角状巨砾和红色粘泥构成的东流阶地的概观。整个岩系停积在倾斜而被侵蚀平的浦口砂岩之上。



图2 在东流阶地的顶部,一个磊碌的人工露头。毫无层理可寻,次棱角状粗粒物分散混杂在细粘土中



图1 九华山冰斗的一角,从源头壁顶上十王殿附近向北看。前方的开口,表示稍被溪流切割的U形谷的上半段,溪流是盆地唯一的排水口。整个盆地,没有显示任何断层痕迹,刻削于均匀的花岗岩中。海拔约500米



图2 天目山中海拔约1360米的千亩田的一角。右角的开口是被从山西坡绕出的小溪切割成的



图1 天目山千亩田的东口,向下通往图2所示U形谷。层状流纹岩出露于沟底



图2 从下向上看通往千亩田的一个U谷,它位于小湖的东侧

图版 IV



图 1 从天目山北麓看八角尖, 显示穹坑地形



图 2 天目山之北, 低山顶上混有流纹岩巨砾和卵石的粘土。此点距山麓约 3 公里。沉积物停积在可能是寒武纪的棕色页岩之上

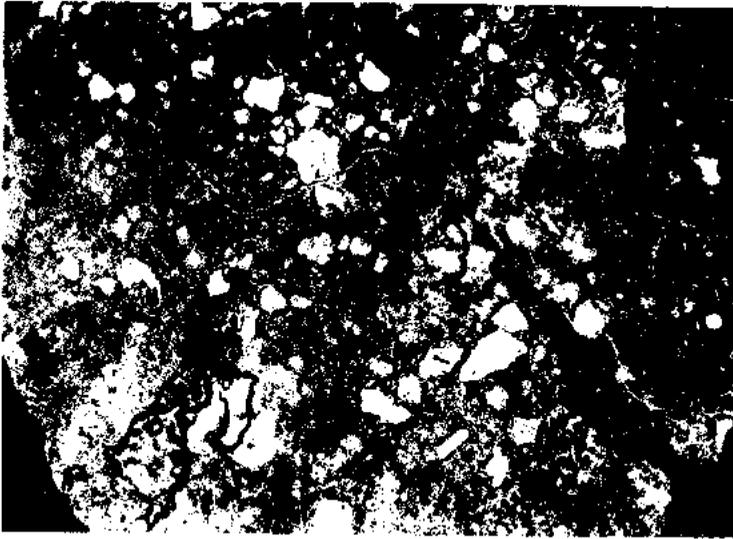


图1 孝丰附近含大石块的粘土的镜下观察,放大12倍。注意石英(白色)的棱角状碎块和次圆形颗粒,无规律地混杂在极细的泥中

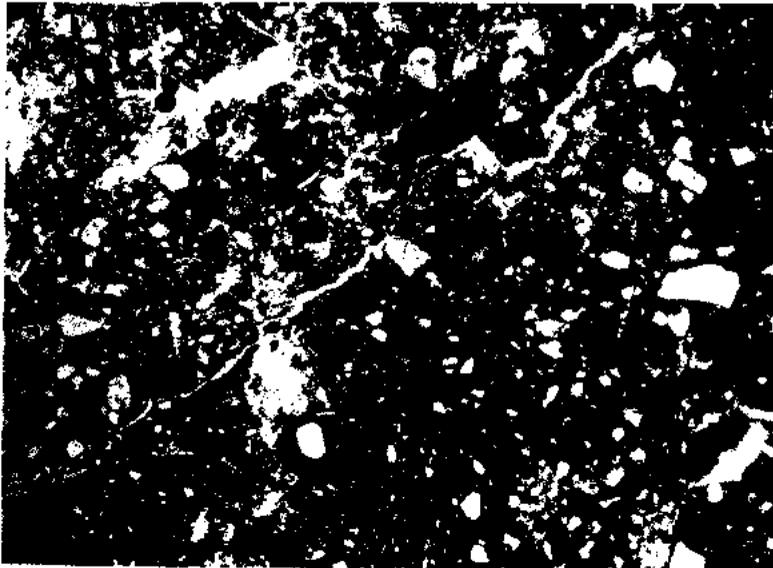


图2 湖北西部五指山南沱冰碛层的显微镜观察;放大12倍。可与图1表示的石英棱角状碎片和次棱角状颗粒与细粘土基质相对比

安徽黄山之第四纪冰川现象*

几年前,从长江下游所观察到的许多现象,迫使我提出在该区某些地段有更新世冰川的结论。我的论据从根本上不同于那些所谓“正教派”的观点,他们是“科学的怀疑派”,拘守旧念,这种观点只能导致人们墨守成规,脱离客观规律。有些地质工作者还渴望期待着另外的证据,为此,我冒然提供下列一些事实。在这篇短文里,我尽力阐述与此问题有重要关系的几个方面,而这几个方面还有赖于今后的事实去证实。

黄山的地理位置大约在东经 $118^{\circ}8'$ 和北纬 $30^{\circ}10'$ 附近。其高度由于各测量者观测气压计的结果不同,差异很大。李少华记录的数据较为可靠,根据他的观测,最高峰——莲花峰的海拔高度为 1,820 米,如果我们通常以天门坎和西海门为该山区的最低峰,黄山除去上述最高最低的山峰外,则其平均海拔高度应在 1,500—1,660 米之间,当然,这个数字仍是暂定的。

本区由粗粒花岗岩所组成,岩体含有大的长石斑晶、不规则的石英晶体、少量的角闪石及小的黑云母,偶尔也见到相同成分的细粒花岗岩,它是否属于斑状花岗岩主体的边缘相?或者是晚期的侵入体?这一点还不够清楚。黄山花岗岩常常发育有直立或近乎直立的主要节理,因而,由于侵蚀崩裂的外力作用,使岩石形成了大的柱状体,呈现出巍峨的奇异山峰,山谷刀削如壁,所有通往山顶的路,都被这样的峭壁截然切断。在这种情况下,可以清楚地看出,上述地貌特点是在侵蚀崩裂过程中形成的。正因为上述的外力作用,大大改变了原有的地貌,在这样的地区,是否会有冰川活动的遗迹?有些人表示怀疑。

然而,确凿的冰川特征,在一定的条件下仍被保存下来,在慈光寺发现了极其明显的 U 形谷,西部之硃砂峰和东部之福长岩皆为块状花岗岩,它们构成了 U 形谷的两侧。U 形谷中有一条小溪,但它对 U 形谷的存在不再起侵蚀破坏作用,它只在慈光寺洼地前面流过。通过对山谷两侧岩壁的仔细观察,可以看出其平整光滑的壁面,不完全是因为花岗岩沿主要节理面形成的大块层板成片剥落的原因所造成的,而有的部分至少是冰川和冰碛物所遗留下来的磨蚀痕迹。

冰蚀证据最清楚的地方在慈光寺向山上不到一英里的位置,U 形谷的东壁下部保存了清晰的冰蚀和擦痕遗迹(高度在 960 米)。调查者沿山脚而上,极易发现。在花岗岩的

* 本文原用英文发表于 1936 年 9 月出版的《中国地质学会志》,第 15 卷,第 3 期,第 279—290 页。原文注明是 1936 年 6 月原稿。原刊中文题名为“安徽黄山之第四纪冰川现象”。1964 年 9 月地质部华北地质科学研究所出版的《第四纪地质参考资料》第二辑转载时,题目按原英文题名直译为“安徽黄山更新世冰川现象之确据”。这次采用了该译稿,题目仍用原《中国地质学会志》所刊之中文题名。——编者

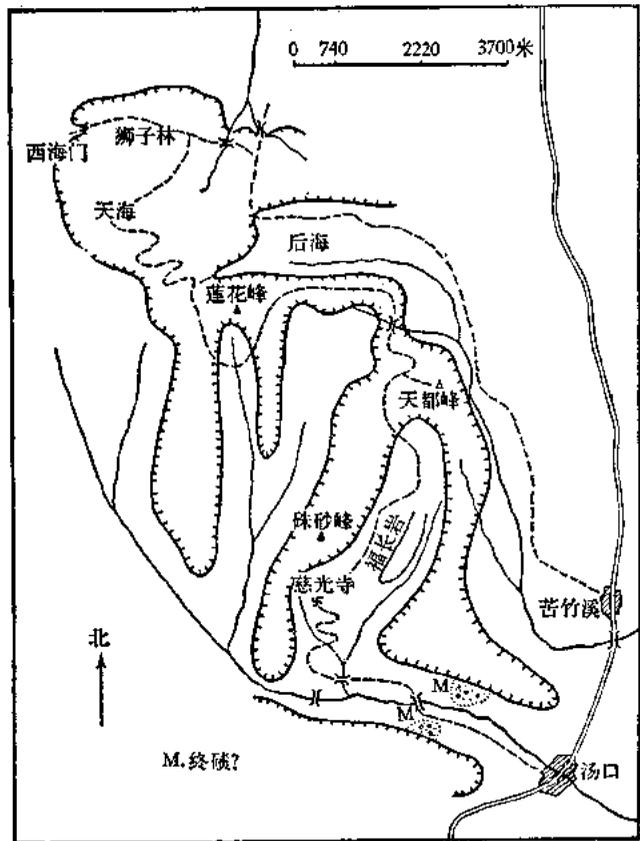
磨蚀面上可见到各种平行排列的不同长度的深而宽的冰溜刻痕,其中无相互垂直者。而冰溜刻痕一般多向着山谷的下方微微倾斜,这正说明了冰层移动的方向。花岗岩的某些特点,即岩石的节理、劈理或其他种类的构造形态,看起来很像冰川刻痕,因此,需要详细研究真正冰川成因的擦痕性质及其所形成的磨蚀面,以辨真伪。

当我们注意观察冰蚀面的上部边沿的岩石凸出部分,可以看出它突出的很厉害,而边沿以下部分由于冰蚀的结果却变得异常平滑。冰蚀面因冰层剧烈的机械动力作用,被铲刮凹进,故其上部形成的倒悬式凸出石沿更为明显。在岩壁上形成的这种倒悬式凸出石沿,与冰川擦痕相平行,这也是一个非常有意义的现象。如果我们比较一下此界线上下岩面的性质,会立刻觉察到,倒悬式凸出石沿之上,有时遗留下来一些磨蚀和铲刮痕迹。对整个谷壁来讲,在界线以上的谷壁部分,其平滑程度是较差的。在更高的岩壁部位上,有不甚清晰的水平擦痕,认辨起来颇为困难,而这些较模糊的擦痕,却指出了冰川的来源。

在天海附近发现了某些相类似的不甚清晰的冰川遗迹,在高山北部山顶上也发育有突出较缓的冰蚀面,于狮子林附近汇集了一些似冰斗的洼地,很明显,在冰期时期,这些地区是一个较大的雪原区,该局部地形发育着一些定向的擦痕遗迹,这一特点清楚地说明了巨大的冰层即来源于此,并向山之北坡流动。由于冰雪的溢满,冰舌有时也向东南方向溢流,因此,在其东南侧也发现有似冰斗的溢口。

在天都峰后面后海山谷之一侧,也发现了另一个较重要的冰川遗迹的证据,即擦痕砾石。此类砾石成分为细粒花岗岩。同时还发现有少量磨圆度不甚好的普通粗粒变种的黄山花岗岩砾石,它们大部分被红色砂质粘土所掩盖,这些砾石虽然在其石面上看不到什么刻划擦痕现象,但是,一般都具有一个或两个磨光面。

因此,砾石保持着原有的稜角,并有两个相对的磨面,即磨光面和擦痕面,具有微凸形的一面易于被磨损。在每个磨光面上有三组条痕值得注意,其中一组条痕近乎平行于砾

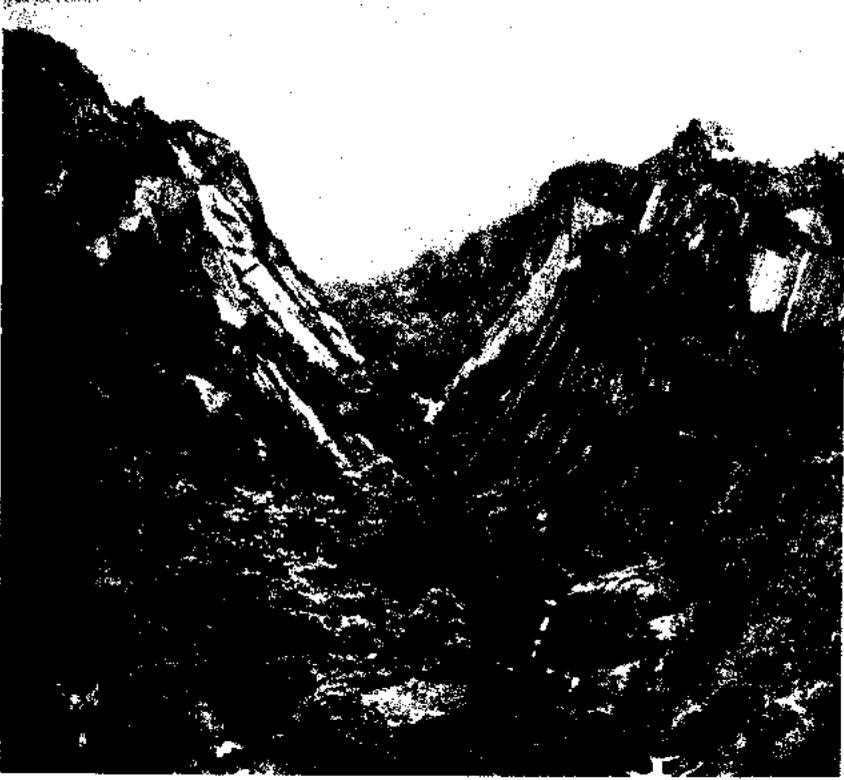


黄山地区地形刻蚀平面示意简图

石长轴的方向,另一组常常是垂直于长轴方向,第三组是斜向的。在两个磨面上的斜向条痕,其方向不定。在微凸面上,第一组条痕与砾石长轴方向相一致。在适宜的光线下,三角形磨面之顶部及底部,可以清楚地看见第一组条痕。另两组条痕,也可以清晰地反映出它们是真正的擦痕。另一个磨面上,不仅有擦痕,而且使石面向内凹曲,对冰川砾石来讲,是非常值得注意的现象。这些事实说明这样一个结论:即这种砾石是在一种稳恒的移动力量作用于砂质的且平整的石面之上,且在较长的时间内,保持着一个巨大的压力之下而产生的。所以,如果不是冰川作用,那么只有在一个相似的巨大物质的压力下,才能使砾石产生这样的现象。

在黄山脚下以及其南侧的山谷一带,常常发现有似冰碛的产物,而在黄山北侧广大范围内却没有发现。有时,这些似冰碛物被红色粘土所掩盖,有时被更多的岩屑和石子所掩盖。从苦竹溪乡到汤口,沿路地层为白或红色粘土,质量甚佳,但中间时常混杂着泥砾,其上覆盖着较粗的成层岩屑物质,在某些地段,小砾石明显的夹在粘土之中,并且小砾石排列成层纹状,所以,从颜色上看,白红两色相互交替,十分清楚,在结构上粗细相间。大多数粗粒物质由石英碎粒组成,有时也可以见到少量的长石碎块。每一层纹泥的厚度变化,从1毫米到2毫米多一点。显而易见,上述纹泥是局部的湖泊相的沉积,而这种湖泊是在各种不同气温变化的情况下,接受了冰层融化的冰水。在某些时期,部分纹泥层在整个层序中的颜色,较其他部分显得更暗,较暗的纹泥夹层有规律地分布在整个纹泥层中,这一现象说明,在冰期时期的整个沉积过程中,有小的气候变化。

某些现象所造成的疑义,是值得令人注意的。那就是这些纹泥以及泥砾不象在慈光寺山上所见到的石面刻痕那样,是由于小的和明显退缩的冰层所造成的。如果它们的产生开始于冰蚀时起,这个冰层的范围是相当大的,且冰层的下滑高度,不会高出海平面以上300米。所以,一个假定的解释只能是这样的:冰川作用发生于几个时期,最初的冰川作用由于以后发生的地表侵蚀,并没有保存下来什么地貌上的遗迹。通过其他地区冰川作用的研究和对比,也许能对此问题作进一步的阐明。



上图：黄山南侧即慈光寺上方U型谷，谷底有小溪流过。左侧为矽砂峭，右侧为福长岩
下图：从慈光寺瞻望U型谷倒悬式凸出石沿的位置
（两图为赵太侗摄）

图版 II



图1: 图版 I 所示 U 型谷之左壁上保存的平行冰蚀刻痕, 刻痕表示冰层滑动方向 (赵太侗摄)
图2: 在天都峰东北之山谷中发现的擦痕砾石。注意其面上的三组条痕, 最早的一组在照片上不易看出, 部分花岗岩砾石在磨蚀过程中, 经受了强烈的风化作用
图3: 如图2同一砾石的背面, 面上有几组不同方向的条痕和刻痕
图4: 为汤口附近泥砾层中的季候纹泥薄夹层标本(参看图版 III 的下图) (以上三图为孟宪民摄)



上图: 从天海向东眺望莲花峰的部分山势。照片左侧为莲花峰山下的山口, 为来自东南侧进入似冰斗洼地的冰川所造成。仅在花岗岩波状岩面上保存有冰川条痕, 条痕方向表示冰层向凹或西偏北流动

下图: 本剖面位于汤口, 似冰碛物中的季候泥薄夹层(白色者), 被厚层成层的岩屑和砾层所覆盖, 后者可能为冰水冲积成因的

(以上两图为赵太侔摄)

冰 期 之 庐 山*

一 探求中国冰期冰川之经过

溯自原人入世(即第四纪之初期),地球各处气候,显有剧变。时而严寒,时而温暖。当严寒时,两极冰盖扩大,不分海陆,咸埋没于冰雪之中。而在现今之温带及热带地域,雪线亦有下降之象。于是山高而积雪较多者,亦为冰雪所掩覆。久之凝结而为冰床,随山谷之形势而流注,是为冰川。在温带地域,冰川之巨者往往溢于平地,展布数十百里。而在热带地域,不及平地,已融为奔川。洪荒之时,洪水泛滥,或亦由气候转暖,冰雪骤融,有以致之。

西北欧及北美诸地,冰流遗迹,遍于原野。学者循其遗迹,而追求其当时展转流注之象者,踵相接,迄今垂百余年。于是冰流之展布,及其进退,冰期气候之更迭,得以瞭然,其他最近地质时代种种现象,若地形之特殊发展,河流之易道,海岸线之升降,以及动植物群与夫原人之栖息,其一部分之理由,皆可由冰流之进退以阐明之,其关系不可谓不重矣。挽近以降,冰流遗迹,发见益多。不独南美极南部之巴塔哥尼亚,及大洋洲东南之新西兰诸地,皆确有冰期冰流之证据,即非洲赤道两旁之高山,及加里曼丹高达4000米之山岳,亦显有冰川流注之遗迹。唯东亚一隅,虽历数十年之搜索,除中国西部及西北部极高之山地,现今仍有冰川而外,迄未得冰期冰流现象及于平地之明证。于是异说纷争,莫衷一是。或谓中国纬度过低,温度之下降,不足以演成冰流。或谓第四纪之初,中国气候过于干燥,不适于雪雨之沉降。甚至有谓地球两极移位,北美及西北欧当时更近寒带,而中国则更近赤道,气候益热。虽各家创议,持之有故,而要皆臆度之词。追寻冰川遗迹者,固未尝懈也。

先是,匈牙利人劳兹氏奔走于四川西部诸山脉中,迭见冰流输送之物,远超过于现今冰川所在之地。迨后德人塔裴尔出入四川西部及西藏高原边境,亦曾见冰川剥削之地形,及冰底停积之物,分布颇广。近年来瑞士人汉默及德人克烈德拉虽各在四川西部之贡嘎山,及云南之点苍山等高地,见有冰期之冰川停积物,及经冰川剥削之凹地,较现今冰川所在之处为低,然其高度仍达3000米以上,且其分布之面积不广。以此衡诸劳氏及塔氏之说,则相距甚远也。即劳氏塔氏之说不误,而四川西部地面甚高,现今气候,入冬亦甚凛烈,实不足以谓四川西部以外,中国其他地域尚有冰期冰川之佐证。

* 本文写于1937年,发表于1947年前中央研究院地质研究所专刊乙种第二号,并注明系1937年原稿。当时用中、英两种文字写成,中文与英文包括内容不尽相同。本汇编收入了其中文部分。——编者

至若中国内地，前经德人李希霍芬察勘，前后近三十年，足迹遍南北，关于中国地质地理虽有所论述，而于冰川遗迹，则渺无所闻。李氏以后，治地理地质之学者，咸默认中国内地无冰期之可言。唯苏格兰人格克曾著大冰期一书，其中征引威廉生氏在山东东北部及潼关附近之纪载，谓此等地域有漂砾甚巨，非冰川无从运输。格氏所云，乃根据普通旅行者之观察，治冰川之学者未能置信，良有以也。

于一九二一年，著者于大同及太行山东麓等处发见漂砾。其中有经磨削而且具有条痕者。详察此等漂砾之由来，及磨面条痕之征象，当时已断定其为冰川流动所致。唯冰期地形，大半已归毁灭，其上覆掩以黄土，其详未可得知，国内学者咸不韪此说，理固然也。

三十年代初，复在庐山及其附近发现冰川之停积物，远及鄱阳湖畔。反复搜寻其成因，除冰川流行而外，莫得一解。于是复以私见公诸于世，以期严正之商讨。而论者未察详情，力持异议，其中以巴博尔及德日进二氏反对最力。于兹重大问题，未能轻于同意，根据事实深入探讨，理当然也。惜其议驳空疏，多未中要肯。盖自北京人发现以来，二氏于研求中国最近地质上之变迁，致力甚多，于中国地文演进之程序，及有脊椎动物之栖息与气候之关系，似各具成见，力攻精求，皆基于若干特殊出发之点。能见其一而复见其他，实未易云。

自庐山冰流遗迹发见以后，著者复偕喻德渊君沿江下驶，在安徽之东流九华澜江矶成家矶等处，见有冰底及冰前停积之物，分布甚广。嗣后喻君研究淮阳山脉之构造，于山之北面，曾遇见若干U谷，直向北驰。惟未见及泥砾岩类。此类地形，西密德韩拉氏亦曾遇见于淮阳山脉及山西五台等处，唯喻君则疑为冰川之遗迹，而西氏虽称此种地形，酷似冰川侵蚀所致，然最后仍以霉雨之洗刷以解释其成因。著者继又偕喻德渊维斯曼哈开诸君赴天目山，及其以北诸邱陵地域，复于天目山之北部千亩田等处，遇见U形谷，及其他曾经冰川剝削之地形，而漂砾之来自天目者，竟达孝丰城以北。自著者观之，此种泥砾岩成自冰川，似无可疑，而维哈二氏则未能执此为冰川现象之证据。至此中国内地冰期冰川现象，已启地理地质学上之疑窦。然疑者疑之，反对者仍如故也。

迨至一九三六年春夏之交，著者在安徽黄山，于U谷削壁上发见冰磨条痕，并在该山后海中获得具条痕之漂砾。继又与李叔唐君于鄱阳湖畔白石嘴发掘泥砾岩与中石炭世石灰岩之接触面，历睹石灰岩面亦具极显著之条痕。尤有进者，磋磨此一部分条痕之石块，亦于其旁得之。两者相磨之面，凸凹相符，石块乃由冰川推动，毫无可疑。至是中国冰期冰川现象，始得谓之确定。

冰川现象，成立伊始，问题繁多。简而言之，中国第四纪地质史，由此另开一幕。详诘以研求之，庶能尽科学之意义。然行远自迩，由简入繁，乃治学自然之程序。此篇之成，仅就著者浅见所及，择述庐山数次冰流现象之概况。质诸有志探求之士，容或可以供其他地域比较研究之资。若夫阐明全国冰期之经过，及全世界冰期之所由发生，则有待于地理地质古生物人类气象及大地物理专家合力为之，庶可睹其大成焉。

二、冰川流行之痕迹概说

冰川致力于地面之变迁也,计可分为两途:一为侵蚀,一为输送。其在发源之地,多主侵蚀。其两旁及其前面,常有由冰川运来之泥砾环绕之,形成小岗,蜿蜒不断。故冰川之达于平地者,冰前冰旁以及冰底停积之物特著,而其侵蚀之效果,每不易睹。简而言之,平地之冰川,多主停积。冰川之称,虽可适用于一切冰流现象,然严格云之,冰流之囿于山谷者,乃得谓之冰川,及其泛溢于平地也,宜称为冰汎。

(一) 冰川之侵蚀

冰川发源之处,常有凹地储存冰雪,统称为冰窖。此种凹地或在山巅,或居高峰之旁,其下有谷。凹地储蓄之冰,继续流注其中。于是谷底被剥削而成槽状,其切面之形,有如U字。故名U谷(读如幽谷)。由流水冲激而成之谷,其横断面常为V形,与此大异。两冰川相会之时,若其一冰体较巨,则其剥削岩石之力亦较大,于是较巨之冰川,侵蚀谷底较速,而较小之冰川,侵蚀谷底较缓,故其相会之处,两谷底有高低之差。是以小冰川注于大冰川之处,往往发生悬谷。冰退后,此种悬谷有时经久而不灭,故追寻古代冰川者,常指悬谷为冰流之证。虽然悬谷之生,固不限于冰川。近代断层,将山谷截断,而令其成悬谷之象者,有之;流水相会于山谷中,因彼此侵蚀之率不等,而发生类似悬谷之象者,亦有之。故仅悬谷一项地形,不足以证实冰川之存在。

若山坡陡峻,冰流随坡而下。一片琼琳,流溢不止,并无川谷之可寻,是谓冰坡。冰坡之较仄而斜度较大者,冰流经过其中,则急趋直下,坡面或成槽状,或成平滑之斜面,两旁扼以小岗,随斜面下展,是谓冰笕。冰流自高山而下,有时分为若干段落。每至一段落,即掘成凹地,每一凹地之上,必有较陡峻之冰坡。历时甚久,此种地形,益形显著,是谓冰阶。若冰坡之斜度近于直立,则冰流未能继续流注。每历若干时则下倾一次。势如山崩,称为冰坠。盖与流水堕崖而成瀑布之现象相若。唯流水冲激较弱,而冰流铲括之力较大,故值悬崖之地,经此剥削,益形峻峭,而其下之潭,则愈为深刻也。

冰坠与冰崩不同,其影响所及,亦稍异趣。盖冰坠之发生,只限于冰川经过悬崖时,按冰流之速率,每历若干时间,即下坠一次,若冰崩者,则不限于冰川运行之所。凡崇山怒峰之侧,若冰雪堆积过多,必逐渐向外伸展,势成冰床之悬崖。一旦其力不能自支,则轰然一声,冰山倾倒,有时岩石亦随之崩溃,其象与山崩酷似。崩裂之岩石,与山崩时所产生者亦无以异。故追寻古代之冰崩,往往与山崩现象,不易辨别。

当气候逐渐变暖,冰川退至最后之期,高峰之侧,常有凹地,略成圆形,其中满储冰雪,四周有小岗环绕。凹地近高峰之面较高,且甚峻峭,往往直立。凹地之前面有口,口之中间,有时有石隆起,其表面经冰流之磨削,甚为圆滑,或带条痕。其两旁为冰融时流水经过

之所，故被剝削较深。而中间隆起之石，则受冰流之掩护，兀然独存。凹地存储之冰，由此口溜注，其状如舌，故有时呼为冰舌。冰舌经过之地，时成U谷，时成陡坡，其状不一，此类地形，谓之冰斗，盖以其状如漏斗也。类似冰斗之地形，积雪而不成冰流者，亦可以致之，唯其形状稍有不同，是则不可不审慎者焉。

凡经冰流磨削之地，其露出之岩石，常呈圆滑之貌，其未经冰磨者，则多露稜角。故U谷两壁之上部，往往玲珑峻峭，而其下部则平滑舒展，时带条痕，即此可窥见昔时冰床之高低。条痕粗细不等，深浅亦无定则，随当地岩石之性质，与夫琢磨条痕之石块为转移。冰性原甚软弱，未能刻划痕迹。其用以刻划条纹之物，非冰本身，乃其中所夹之石块为之。疏松而层次甚多之岩石，虽经磨琢而具条痕，冰去后立即毁灭。若岩石之质匀而坚牢者则不然，厚层石灰岩及花岗岩之类，尤便于刻划，亦宜于保存冰川条痕。故凡冰流之经过石灰岩面者，鲜有不遗留冰溜面者也。

冰流固可刻划条痕，而岩石之经挤压而折断者，亦可彼此互相摩擦，于其断面上沿岩石移动之方向，发生条痕。此种条痕，谓之断面条痕。若冰床甚厚，压力甚大，其所刻划之条痕，有时与断面条痕不易辨别。然仔细察之，亦有认识之方：盖冰流所划之条痕，多为单纯之刻划；而单纯之刻划，其痕迹只及于岩石之皮表，若岩石之某一部分与其他部分互相挤压而兼以刻划，则刻划之痕迹，多不限于断面之皮表；其影响且及于内面，与断面平行。断面之上，每有薄壳，易于剥落，若削去皮表之痕迹，而其下复见条痕，则此为断面条痕，可无疑矣。其次，断面之生，无不直穿岩石而过；而冰溜之面，在局部虽不无平直者，然沿其面而追寻之，即见其婉转起伏之象。尤有进者，冰溜所致之条痕，虽不无浅而宽，圆而直者，然其中必杂以深刻而仄小之痕迹。若断面条痕，自表面观之，无不甚浅而甚平滑，往往光泽灿然如镜，是乃岩石断面受巨压使之然也。最后尚有判别之点：即冰流所致之条痕，往往不限于一方向；而断面条痕，则只限于一方向而已。

冰川流溢所至，有时遇小石山或石墩，未能铲平，于是冰流越之而过，逐渐剝削。历久石墩之形态，益趋扁长而圆滑，其轮廓有如伏瓢。居上流之处较低而较仄，至下流之部分渐高而渐宽，与冰去向相对之面，有时亦被磨削而呈圆滑之貌，然参差不齐者居多也。其圆滑之面，常带条纹，条纹之方向，即示冰流之方向。冰川之底，若遇此等石墩或石丘甚多，同列一处，则一一磨成此状，自后面（即上流）观之，宛如群羊伏地，石墩扁长圆滑之部分，略似羊背，其前面参差不齐之处。譬如羊首，因得羊背石之名。

若石山高出冰面，则自上流而来之冰，至此辟为二股，沿其侧面流动。两股冰流，行至石山之前，复合而为一，越山前较低之部分，向前流注。于是石山居上流之部分，其后面及其侧面，皆为冰流所啮蚀，或形成削壁，或变为悬崖，而其前面（即居下流之部分）低处，则有冰川输送之物，如泥砾之类，停积其上，牵延甚长，遂至全山之状如鼻，鼻端居上流，鼻根居下流，此种地形，可称为鼻山尾。

当冰川自高山下注，其铲括之力甚伟，故每一冰流自山麓出发之所，常有低洼之地。自高山而来之各冰川，汇集其中，然后流溢，乃成冰汎。此种洼地名盘谷（韩退之作盘谷

序，谓此种地形见于太行之阳，杜茶村亦有小盘谷记，谓见于黄山之阴，兹以前人记载有征，姑引用其名)。盘谷之较深者，冰融后有时变为湖沼，即其浅者，亦不能多储冰川输送之物，盖疏松之泥砾，即偶有停积于此者，亦终为冰流转括以去。山麓冰川集汇之所，往往不见冰川停积；而距山较远之处，反见泥砾遍布原野，职是故耳。

(二) 冰流附近及其底部之停积

冰川输积之物料 凡由冰川运输而停积之物，概谓之冰碛。随其堆积之地位不同，冰碛之材料及形状亦异。停积于冰川之底者谓之底碛，冰川之两旁者谓之侧碛，冰流之前者谓之终碛，亦名前碛。冰碛物大都为极细而粘性甚重之泥，其中杂以石块，大小不一，混杂无章，统称为泥砾。其中块砾之形状，亦不一致，要皆粗具固有之轮廓，而其棱角则已消失。石块之一二面有时磨擦甚平而甚滑，其上偶带条痕。条痕粗细不等，有时互相平行，亦有时彼此异向，一面之上，条痕甚多者。常可分为数组，每组各异其向。条痕直者居多，然亦间有弯曲者。是皆因石块随冰溜注，与其他石砾或冰底之岩石，互相磨擦而生，故石块之质坚而粗者，虽经冰流运转，往往罕见条痕。若其质匀细软弱，则一遇砂粒之硬者，即被刻划。此种石块，为记录冰流最良之物。惜其质既软弱，常不耐风化。因此等天然之限制，故冰碛层中，有时竟无一带条痕之石块可睹。

石块上条痕，虽必有较硬之物以刻划之，然刻划之方，固不限于冰川之运输已也。岩石之发生断面者，有时互相挤压而生断面条痕，然断面条痕恒具特象，与单纯刻划之痕迹不同，前已言之。雪雨甚多之地，有时循山坡而发生石流现象，破碎之石块，随湿润之泥土下流，远者可达数里，其中乱石，亦有受磨擦而生条痕者。但此种条痕，仅可见于极软弱之石面，其痕迹亦不甚深，而石块之棱角，亦无磨灭之理。盖无冰川为之运输倾压，破碎之象，既能保持，深刻之条痕，亦无由发生也。高峰之旁，有时石块下坠，与其他石块互相碰击，亦可发生若干刻划之痕迹。此种伤痕，常甚粗而甚短，绝无长细深刻者（图版 IX 图 3）。识此庶可以明石块上冰溜条痕与非冰流条痕不同之要点也。虽然，其中细微之处，唯多可以辨之，非语言文字所能尽也。

冰流运输之石块，有时甚巨，其流徙之远近，随冰流之大小不等。其来自远方者，谓之漂砾，甚至梯山越海者亦有之，如挪威之石块，见于英伦北部者是也。奔川之旁，及山边崩溃之处，亦可使较巨之石块向低处移动，然至平地即止。至若冰流运输之漂砾，虽其径逾数尺乃至数十尺以上者，凡冰流所到之区，无不随之。及冰融以后，此等漂砾即停于所在之处，与其成生之故地，往往有丘陵为之隔绝。非曾经冰流输送，不足以致此，理致明也。由是可知漂砾为古代冰川流行之一证。若遇漂砾甚巨，远扬于平原，或鹄立于丘陵之顶，则可认为冰流遗迹之至确者也。

冰碛之物，固多泥砾，然有时泥质甚少，块砾居多，或竟全为块砾，冰川收缩之时，其由冰斗自陡坡下溜者，常输送此种块砾甚夥，称为块砾碛。冰融后仍停于山坡，骤见之若山

崩所致。块砾之形状，亦与山崩时所产生的者无异。虽久治冰川之学者，亦不易判别之。

若冰汎甚为辽阔，则冰川底部停积之物，有时多为泥质，亦有时为砂砾丘，此种泥砂之成，迄今尚无定论。究其实也，恐亦无定则，随各地之情形不同，其成因亦异，兹不具论。所可注意者，冰前若有低洼之处，则终岁由冰融化而来之水，必有一部分汇注于其中，冰底冰旁之泥砂亦随水而至，泥之细者多呈乳白色，谓之冰川乳。间亦有呈橙色或赤色者，是则视冰中所杂材料本身之色以异。夏日炎炎，冰融较速，故冰前之流水较多，而冲洗搅乱之力亦较大。入冬冰多固结，冰前流水较细，涓涓之流，不足以运输粗砂粒。是故停积于冰前洼地之泥砂，入夏则质较粗，而入冬则较细。每历一载，粗者一层，细者一层，沉积其中。若历年甚久，则成纹泥，不独粗细相间，且冬夏二季停积物之颜色，亦有不同。普通冬季之泥色灰黑，而夏季之泥色则乳白，入秋带橙黄色者有之，此种纹泥，亦称为季候泥，其纪时之效用，与树木之年龄轮相若。瑞典人德格尔氏初利用之，以计算冰期距今日之年代，颇有成效。纹泥虽常产生于冰川之前，而无冰川之地，亦有时发生纹泥者，故未可执此物为冰川曾经存在之证据。

冰川存在之时，其一部分陆续融化，融成之水，或散漫泛滥，或集注而为河流。水流之较大者，或穿凿于冰川之下部，形成冰洞，名冰下河，蜿蜒及于冰前，流水滔滔，由此奔泻。或于冰川之两侧凿成深沟，有如街衢两旁泄水之沟渠。冰川之小者，含冰下河者较少，而其两旁流水之道，则无不备焉。冰川最前之处，流水尤多，于是冰中冰下之泥砂石块，多随水排出。粗者停于距冰前不远之处，细者逐流而驰，展布甚远。方石砾之在冰中也，多未能圆转自由，故其稜角犹未完全消失。及入流水，则展转反侧，互相冲击，愈演而其形愈圆。是故冰川之前，常有泥砂之类，杂以卵石。离冰前愈远，则石砾愈小而愈圆。此种冰前排泄物，不独砾形甚圆，且常分层次，此则与冰碛物大异之点也。凡随冰中冰旁冰前流水泄出而停积之泥砂石砾，皆称为冰水停积。

冰碛物之形状 冰流底部及其周围停积之物，常成丘陵，其貌突兀而圆润，时而纵横交驰，时而排列成行。长者蜿蜒如堤，短者孤立如冢。自远视之，一若云海之面，起伏不一，参差不齐者然。依其形状之别，可分为数类：一曰鼓丘，其形长而圆。将冬瓜直剖两半而俯置之，恰如其象，长里许至十数里，宽半里至数里不等。大抵全由泥砾堆积而成，亦有泥砾依附当地石基而生者，鼓丘为冰底停积之物，故其高度必小于冰之厚度，而其长轴之方向，即指示冰流之方向。一曰砂砾阜，其形状不一，有成圆锥状者，有成长岗者，亦有成不规则之丘陵地者，其中堆积之物，砂砾居多，砂砾之下，时有泥砾，或竟无之。其产生也，大抵缘于冰底或冰面冰水之流注。一曰蛇形丘，其形甚长而多弯曲之处，迤邐十数里。自远视之，宛如巨蛇逃逸之象。其构成之材料，多属砂砾，时分层次，说者谓当冰川收缩之时，冰之前面继续后退，于是冰下河将冰中所带之砂砾，沿洞而向洞口输送。及吐出洞口，则砂砾停止前进。冰愈后退，则继续停积之物愈多而愈延长，卒成长丘，随冰流退缩之方向以为转折。以上三种形式之停积物，多成于平地。一入高山，则罕见之。

冰川及冰汎若经久而无伸缩之变化，则其前面及两旁，常有泥砾，形成长丘以环绕之。

冰川多舌形,冰汎多扇形,故前碛常成弧形之山岗;而侧碛则长而直。侧碛常甚仄小,其发生于深谷之旁者,尤不易保存,盖冰川之两旁,常有冰水冲洗,泥砂石砾之停积于此者,终被洗刷以去。前碛虽亦被冰水冲洗,然停积之物较多,且除主要泄水之处,其受侵蚀也较少,故凡曾经冰流之处,其前碛之遗留者,常不难发见。前碛构成之质料,仍以泥砾为主,但往往含巨石块甚多,其中或夹流砂,或带极圆之砾。此种质料所以混杂一处者,其理至为明显:盖冰流达于最前之处,无时不融化成水,于是较细之砾,多被流水冲洗而去,巨者独存,且既经流水冲激,石卵亦因之而生。其中砂砾成层,乃低处水中沉积所致,非冰之所能为功也。

冰流退缩,有骤有渐,有一次融化,亦有分期退缩者。若分期退缩,且退至某处即停顿若干时,则每停顿一次,即发生一前碛,于是合先后发生之前碛,而成若干平行之弧形山岗,但冰如再进,则此种疏松之停积物,无不悉为之铲除。冰川之止于高山者,罕留前碛。盖流水冲洗过甚,泥砾之类,无保存之余地也。阿尔卑斯山中,冰期之冰川,迄今往往无前碛可寻,职是之故。

(三) 岩层表面之结构与冰流之影响

冰原为固质,然能流动,又似流质。冰床愈厚,其下之岩石受压愈大。当其流动也,其下之岩石,受冲动之力,有如岩石与岩石之发生冲断面者然。故冰流甚厚之处,其下岩石之表面,往往被挤压而发生褶皱褶皱之象。岩石之软弱者,如页岩,薄层软质砂岩之类,尤不耐冰川冲挤之力,于是其表面之部分,发生小褶皱,小冲断面。甚至展转曲折,其受搅乱之象,异乎寻常。有时巨块岩石,为之推动,致生断面条痕。然此等现象,仅及于岩石之近于冰底者,其影响所及,不过十数尺已耳。过此以下,则当地岩石之构造,仍保其常规。

冰川之退而复进者,常能将其下已经停积之物推动,致冰碛层与冰碛层发生冲断之象,名冲动冰碛层。凡一地域迭次经过冰流,常有此种现象可睹。甚至有旧冰碛层之巨块转入新冰碛层者,若两者质料相若,则无从判别何者为新,何者为旧。倘新旧之冰碛物异致,即可依此种现象,以断定冰流曾两次经过其地。

三、庐山岩石及其构造之概略

凡一地地形之发育,半依当地岩石之性质及其构造,半依主司侵蚀之方式而为转移,冰川具特殊侵蚀之力,故其经过之地,常成特殊之貌。惟冰融后则其他摧毁之力随之,若历时过久,地形零乱,往往不易辨识。倘当时地形剥削未尽,循理而推索之,则追求冰川存在时地面形状,亦未始无方。职是之故,欲明庐山冰川之运行,势不得不先释其地质之概略。

庐山本身,由五台纪及震旦纪之岩层构成。五台纪岩石,多属云母角闪片岩及麻砂岩板岩之类,悉露于山之南部。其中偶带侵入岩,此类侵入岩体,多为石英粗面岩,或基性之

岩石,如露于汉阳峰黄雄寨一带者是也。自仰天坪以北,则五台纪之岩层绝迹,而震旦纪之岩层,构成峰峦陵谷,在在可睹。就其暴露者而言,层位最低者,为五老峰粗粒石英岩,其中石英粒甚夥,色微蓝,大者如豆,其胶合之质,亦为石英,坚牢异于寻常之岩石。山之东北西三面,形成削壁或深壑之处,率皆其暴露之区。北山之脊(即大月山),亦由此物构成。

就地层之次序而言,居五老峰粗粒石英岩之上者为牯牛岭层,此层可分为上下二部:下部多松质砂岩,色银灰,或暗灰,其中常夹黑质,成薄层状,或片状。风化以后,即疏解为散砂。暴露于牯岭芦林莲谷等处。此项松砂岩中,夹有微呈绿色质硬而匀之砂岩一层,名女儿城砂岩。其露出之处,悉成山脊,如日照峰、女儿城、蚱蜢岭、含鄱岭、九奇峰、上霄峰、玉屏峰等处,皆为此物露出之所。

牯牛岭层之上部,多为泥质砂岩,或砂质页岩。其砂质较少而经挤压者,则变为蓝色板岩,露于长冲峰及黄龙潭至神龙宫一带。再上则为黄色泥板岩,见于仰天坪牧马厂等处。此山巅露出岩层之重要者也。

除五老峰粗砂岩及牯牛岭层而外,尚有云母砂岩,硅化石灰岩(名马祖石灰岩),煤质页岩,亦属于震旦纪,露出于山之西北及东北麓。再上即为寒武纪之页岩及泥质石灰岩,奥陶纪石灰岩,志留纪页岩及砂岩,此等岩石,只见于庐山之下,于山之周围,形成小丘。中石灰世石灰岩(即黄龙石灰岩)见于庐山以东之白石嘴及其附近湖滨,其质匀密而脆弱,偶杂以较硬之部分,似由石灰质稍经硅化而成。黄龙石灰岩层以上,有船山石灰岩,亦露于白石嘴,与黄龙石灰岩紧接。再上则为栖霞石灰岩,山麓及湖滨鲜见其露出之处,唯湖中鞋山,则全由此物构成。最新之岩层,除冰川输送之泥砾,及其先后同期所产生之泥土而外,唯有第三纪之红色砂岩而已。此种砂岩,亦仅见于鄱阳湖畔及大江之边。

山之东南麓多侵入花岗岩体,其露出之处,断断续续,直达星子,名南康花岗岩。其未经风化者,常成峻崖,有如壁立;而经风化较久者,则散为砂粒陶土,并有云母巨片。在大排山西侧,居民掘取之以供制磁之用。

庐山为一块垒式之孤山,其状似肾,由东北而西南,长可五十余里,宽二十余里,全山由两部构成:南部之岩层较老,前已述及,其趋向皆由东北而西南。北部地层较新,亦因褶皱而具东北-西南之趋向。北山之脊,即大月山背斜之脊,背斜之西北侧,牯岭向斜随之,其轴线由牯岭之中谷经莲谷之中线而达于王家坡。大月山背斜之东南侧,亦有向斜,名七里冲向斜,五老峰后身,即为此向斜之东南翼。

山之南北两部分,虽皆具东北-西南之趋势,而由狮子崖经太乙村以南至仰天坪上霄峰一带,则此东北-西南之趋向,忽然中断。南北两部分,于此挤压甚烈,形成东西之冲断线。上霄峰仰天坪以北地层,迭次冲断,其断面大率皆自东向西延展。由狮子崖至太乙村仰天坪一带,为主要之冲断面。北山成掩覆南山之势,是为块垒式冲断。迤北则继以若干较小之冲断面,重重叠叠,同一地层,迭次为其本身所掩覆,上下排列,如室上之瓦,故名瓦叠式构造。

山之四周，皆陷落而为平地，而山之本身，则屹然而立。凡断层经过之线，类多峭崖削壁，怒入云霄。岩层坚牢之处，亦有未经截断而为其下之断层所转动者，于是在山上之部分呈隆起之象，而在山麓之部分则下降，是为转动断层。东北面之山坡，如自破山至长岭头一带，此种现象，尤为显著。庐山之成，以此等断层为权舆，至为显明。然此等断层，确始于何时，自其最初发生以来，迄今有无继续升降之象，则未易断定。观其侧面削壁横亘，瀑布怒号，宛若幼年之貌，其四面下降，抑或山体上升，今日容未歇止欤。

四、庐山冰蚀地形之遗迹

前述由冰流侵蚀而生之各种地形，乃就冰川存在时，或冰流融化后历时未久而言。若冰流融化已历若干时，则风雨河流霜雪以及一切天然流行之力，必从而破坏之。气候变更甚烈之处，此种破坏之力尤甚，久之则昔日冰川所雕刻之地形，残余无几矣。追寻古代冰川之遗迹，困难滋多，盖以此也。虽然岩层抵抗侵蚀之力，随其质料及构造以异，源泉之灌注，亦必有其道，循理而反复求之，例不难窥测各种形象构成之原委。倘冰期地形之遗迹毁灭未尽，则于反复追求之间，必有一得。

冰斗 冰斗为冰川退缩至末期产生之物。距现今时期较短，故保存之机会较多，且其形状显著，易于辨识，是以追求古代冰川遗迹于高山者，最初常着眼于此。今观庐山，此项地形有数处可睹：其最著者见于大月山东北角之大坳（图版 I），由牯岭至三叠泉之大道，经过其地。当地之岩石，皆属五老峰粗砂岩，虽稍有褶皱，然大致居大月山背斜之北端，在此向西北倾斜之背斜层中，忽生深凹。其上部之直径约半公里许，四面皆山峰环绕，唯向西北一面有仄口，仄口之下成悬崖，巨块石砾，循口牵延直下，达于王家坡之旁。凹地之四壁颇峻峭，凹底巨石块堆积甚多。冰斗之未经剥离者，其后壁（即对斗口之壁）常较高而较峻，但此大坳冰斗之后壁，则峻峭不如寻常冰斗之甚。盖自冰去以后，此壁受摧残独烈，其上破碎之石块倾下，后壁之下部，为之填塞，故今日只见甚陡之坡，而不见悬崖壁立。此地既无断层，亦无其他较弱之岩石存乎其中；并无泉水由凹地流出，然则非流水凿成之地形也明矣。

其次，尚有冰斗六七处，见于山之东南面。其中最大者为鼓子寨冰斗，位于汉阳峰以东，白泥垄以下。当地之岩石，全系片麻岩，略向西北倾斜。凹地上径可数里，其底部填以泥砾及浮土，四面为流水冲激，斗形破坏之处甚多，但其出口甚陡，几成悬崖。其下复继以小冰斗，形状较小而略长，奔流经过其中，原形之保存者盖已无几矣。再下则又成悬崖，直达于山之东南麓。鼓子寨以上汉阳峰之旁，亦有凹地若干处，此种凹地，曾储冰雪，似无可疑，唯是否可称为冰斗，则尚未能断定。

鼓子寨以东，复有小冰斗数处，几与鼓子寨并列，其下皆悬崖。此数冰斗中，形象最显明者，唯五乳冰斗，五乳寺居于其中。其上径不及一里，小山环绕其左右，低岭屏其前，峻崖立于后。峻崖之上，横以台地，台地之东北端，亦有类似冰斗之凹地，名毛岭头。台地之

上,复有小山岗横列,再上则为峻秀之山峰六七座,矗然而立,名七贤峰。七贤峰以上,山形仍分为若干阶段,循此阶地而上,可达汉阳峰,足征当时五乳冰斗中之冰床,乃由汉阳峰展转溜注而下者也。五乳冰斗四壁露出之岩石,皆甚整秩。居上者为片麻岩,下部所露出者为花岗岩。凹地之底,时有泥砾暴露。前面低岭之两旁,各有小口,其向西南者较深,为现今流水所经之路,其向东北者则较高,此口之下,有耕地十数顷,显系干谷,初向东北伸展,至近山麓之处,则折而东,此乃当时冰舌经由之道,显而易见。斗口附近,于花岗岩面,曾发见冰流条痕,于前面低岭之西南侧,亦曾拾得带条痕之花岗岩砾。其西南向之小口,曾否吐出冰舌,沿悬崖而下坠,则未可知也。

U谷 庐山最大之U谷,在山之东北部,自小天池以下至长岭头之巨谷皆属之(图版II,下图)。长岭头以下,则山坡颇陡,两旁峰峦,骤然开展,谷形已不可复睹。此谷两旁之山,皆五老峰粗砂岩,层层相连,作舒缓之转折,渐向两旁翘立,构成一向斜。向斜之轴,适与谷之中线相当。谷之上半段,有平坦而倾斜颇急之斜坡,其中多巨石,自小天池而来之水,汨溢而下,漫无轨道,至王家坡之上,则合由女儿城大校厂而来之水,骤成奔川。于是沿谷底之一旁,冲激而成深沟,沟形甚仄,流水怒号,水流最急之处,其下必有潭焉。在王家坡附近,沟深70余米,其下更深。行至长岭头,则谷底之形状忽变,构成椭圆形之深坑,急流转折奔号于坑底,坑前有峻峭之屏障,由当地五老峰粗砂岩刻凿而成,屏障之北端有深口,水行至此,急流直下而逸于平地。

五老峰粗砂岩之上为牯牛岭层,此层岩石,性质疏松者多,易受侵蚀。且谷之展布,适与一向斜构造相合,则谓此谷之成,乃因流水洗刷牯牛岭层以去,致其下抵抗较力之五老峰粗砂岩露出,而显其向斜之状,于理未尝不合。果尔,则此U谷之成,与冰川无涉。实则不然,盖现今之流水亦沿此谷而下,而现今水流之道,则辟成深沟,谷底虽尚有若干牯牛岭之岩层存在,而流水之道,则已深入五老峰粗砂岩之中。同一地域,若谓昔日之流水只能掠夺牯牛岭层,而今日之流水则掘深沟,有是理乎。即假定今昔之水流,巨细缓急有异,然沿谷底之一旁,挽近并无断层发生,则今日之水道,即昔日之水道也。若流水为剥削向斜中牯牛岭层之唯一工具,则流水之道,应顺向斜中最低之线,即循向斜之轴而驰,何以今日流水之道,不在U谷之底;而在其底之一旁耶。况其经过之处,非牯牛岭疏松之岩层,而为极坚硬之五老峰粗砂岩乎。是故就流水自然之性,与夫当地岩石之构造,不足以解释今日水沟之地位。倘有冰川焉,占据U谷之底,则情形大有不然者。夫冰川之两旁,必备流水之沟,前已言之,此种冰水,历久侵蚀,必及于其下之五老峰层,冰川融化以后,仍得循故道而灌注,遂致今日之水道,不在谷底最低之处,而在其一旁。

山之北部,近于山巅之处。尚有小U谷数处。其中较著者,自大校厂至芦林,沿大月山背斜之西北翼,自东北向西南倾斜(图版II,上图)。大月山居其东南,由女儿城砂岩构成之山脊居其西北。谷之上端(即东北端),有较平坦之地,即大校厂,由此而下,则谷形倾斜较大,至芦林之北角,斜度顿增,直趋芦林盆地,于是U谷之形,不可复睹。U谷之底,满布泥砾,且有巨石块错纵于其中。谷之两边,虽有当地之岩石暴露,显示U形曲线之上半,

而其近底之部分，因为泥石所掩，其本形未易窥测。献疑者乘之，谓此谷非真U谷，其造成之由，仍不外流水乘牯牛岭层之弱处，奔驰冲洗，两旁翘立之岩石剥落，随泥土之类，坠入流水经由之道，积久填塞，遂成今日似U形之山谷。

此种似是而非之谈，有两说以破之：其一，谷底之中上部，虽形状无从察悉，而于其坠入芦林盆地之处，其基底之岩层，有时露出，足证其上填积之泥石，并不甚厚。故知其表面之形状，与原形无大差异。其二，谷之西北侧，由女儿城砂岩造成山脊，俯视牯岭中谷，女儿城砂岩露出之处，即此谷与牯岭中谷之分水岭，此谷居上，而中谷居下。沿女儿城山脊有小缺口三四处，其中较大者在大校厂之下，名汉口峡，现有流水经过其中。其他诸口，高悬于谷之一旁，并无流水经过。考当地岩层之性质及其构造，U谷中之流水，无论今昔，皆不能由此等小口泻出；盖大月山背斜之轴，向芦林倾斜，U谷中之主流，必由大校厂向芦林奔流。谷底愈近芦林愈低，若其前无物以堵塞之，则流水何能从谷旁高悬之处溢出。若谓此等小缺口非U谷中之流水凿成，而为其下之中谷中支流向后侵蚀之结果，是又与事实不符。此数小口，虽皆俯视中谷，其中仅一口之下，有小水沟与中谷底之流水相通，而此小水沟之上端，仅及缺口，故知其成也，非小水沟中流水之力也。其余二缺口之下，非独无水沟与中谷底之流水贯通，且其中一口之前，有泥砾之类，堆积隆起如疣(图版 III, 下图)是故中谷中并无支流可掘成此等小缺口也。夫冰虽能流动，然究属固质，若结集甚厚，则于谷旁随地可以溢出。此项冰流溢口，往往高悬于U谷之侧壁，为冰川流行之特象。其形虽小，其状亦不显著，然其表示冰流之遗迹，则常为确乎不拔者矣，学者未可忽之。

大校厂之东北，地势稍降，亦略成U形之断面。然此U形之面，伸展不远，即为流水所冲洗而成V形，源泉奔啸，终年不绝，与由小天池而来之水会于裁缝岭下。其出口之处，尚有泥砾堆积成丘，然于河床之旁，隐约可见当地岩石之面，甚为平滑，形成U形曲线。

以上二谷，皆在大月山背斜之西北。大月山背斜之东南，亦有U谷，名七里冲，位于大月山蚱蜢岭之间，由西南向东北伸展。两旁岩石之面，甚为平直。谷底多泥砾，微呈平坦之象。其底虽未露出，而观其上下左右之地形，直认为U谷可也。牯岭中谷，亦略成U形谷，谷之地位大致与一向斜相当。向斜之两翼皆为女儿城砂岩，构成谷之两壁。唯向斜之轴线近于东东北，而谷之中线则几正向东北，谷底虽向西南倾斜，但斜度不大，且有吼虎岭(俗名猴子岭)横其前，与其称为U谷，不如认为冰窖。西谷之下，有小U谷，由西谷至神龙官之道，经过其中，两旁已被流水侵蚀，U形不甚显著。

上霄峰之南，有U谷自仰天坪西口下展，黄龙庵居其中部。谷之下端止于吊桥洼，地形略形开阔。然洼地颇深，山陵环绕，显为昔日冰川汇集之处。谷之北面，女儿城砂岩壁立，名城墙堞。其南面群山纠纷，称为分涌。分涌诸山之山顶山坡。多覆以泥土。谷底泥砾遍布，由仰天坪至碧云庵之路，经过其中。谷底倾斜颇急，倾度亦不甚匀，时而陡峻，时而形成小坑，全体似分为若干阶段。每一小坑，或系冰舌暂时停顿之所，果尔，则昔时冰流沿此谷而下者，呈冰阶之状。

九奇峰之东南坡有五老峰粗砂岩隆起，成较低之孤峰。名乌石崖，屹立于山坡之上。

乌石崖之北侧,地形酷似U谷之一部分,唯其上部通九奇峰旁凹地之处,南面无山脊与乌石崖相连,观当地山坡之形势,亦不类曾有岩层隆起,迄今毁灭已尽之象。即此观之,乌石崖后之地形,是否为古代U谷残余之部分,不无可疑。兹姑志之,以待将来之考证。U谷之大者。庐山北面尚有数处,然皆已残破不堪。至若U谷之小者,山巅及山坡屡见之,无须历举。

悬谷 牯岭附近,悬谷之显著者,见于汉口峡之西南(图版 III, 上图)。峡旁有小山岗一座,微向中谷中伸出,此小山岗之东南面即见小U谷,无流水经过其中。谷之上口通大校厂,倾斜并不甚急,但至其下出口之处,则顿形陡峻,高悬于中谷之旁,此为悬谷之最显明者。汉口峡昔时为大校厂流水溢出之口,前已论之,“峡”底虽成水沟,然其全体之状,仍不失为U形之口,若与中谷之形势比较观之,即见其悬置于中谷之侧。峡口以上地势较为平坦,而峡口以下则倾斜甚急,其中流水奔驰之处,有时竟近于垂直。考峡中之流水,源于大月山及大校厂;而中谷之水,则源于中谷东北首之高地。两者收集流水之地面,相差并不甚大,故以水量不同而解释两者相会处高下悬殊之象,于理未合。若谓峡口有女儿城砂岩以阻流水之侵蚀,而中谷之中则只有疏松之牯牛岭层,故水量虽相若,而其侵蚀之速率则不等,于是峡口成高悬之象,是说也,容或较符于事实,然究有未尽然者。盖女儿城砂岩与大月山岩层之间,亦有疏松之岩石,然则来自大月山之水,应随此疏松岩层之趋向,悉往芦林流注,又乌能凿女儿城砂岩所成之山脊而倾注于中谷耶。执此以谈。谓汉口峡为冰期遗留之悬谷,未为不可。

芦林原为若干冰舌汇集之区,直至晋桓冲为江州刺史时尚为一湖,千余年来,流水冲刷不已,湖水屡溃,遂决口于西北面,今之交芦桥即建于此口之下。然湖口之成因,不在有史以后。当冰川流行之时,此种冰流汇集之所,不得不有出口。冰床之逾此而出者,势必倾注于中谷之下部。冰融以后,流水虽肆其侵蚀之力,使湖口益深,然至交芦桥以下,则澎湃奔驰,如趋悬崖,湖口之前面,犹未失其昔日峻峭之象,是又一悬谷也。

牯岭附近悬谷之大者为莲谷。此谷与牯岭之中谷同在一向斜中,唯其间有山岭横断之,故中谷之流水向西南流;而莲谷则向东北展开。莲谷之周围有女儿城砂岩露出,构成山脊,类似垣崿以绕之。莲谷之出口,适经过女儿城砂岩所成之陡崿,虽在出口之处被流水侵蚀而成水沟,然此水沟之斜度,于此骤增,其中之水奔驰而下,与由小天池而来之水相会。若无此流水侵蚀之影响,则莲谷之出口,高悬于小天池以下U谷之旁,尤为判明。其他悬谷之小者不可胜数。

冰笕 由芦林之西至金竹坪牧马厂一带,地势皆成斜坡,斜坡之下部,适与一冲断面相当,有牯牛岭层上部之岩石掩覆之。斜坡之上部亦有若干冲断面,大致与斜坡同向,岩层起立甚急,构成九奇峰上霄峰诸长峰,横亘东西。诸峰以南,地势虽甚高而多洼地,想系当年积雪之所。其中所积冰雪,随坡往北溜溢,故金竹坪牧马厂一带实为一辽阔之冰坡。至坡之下部,则有由冲断而来之岩石,形成群山以锁之,群山之间,早经流水辟为若干平行之口,冰行至此,循口下溜,直达于黄龙潭神龙宫一带,与由中谷而来之冰相会,出石门涧。

前述冰溜之口，皆如平阪，倾斜颇急，其面多巨石散乱，今日仍为流水经由之地。然流水至此漫溢，深者虽成小溪，而细流纷乱，如丝下垂，分合不定，普通山中河流，鲜有如此漫无规律者。盖冰流融化以后，历时尚不甚久，其阪状之基底，犹未经流水凿成深沟，故众水未能归宗一道。凡此类阪坡形之山口见于庐山者，例多冰筑之遗迹。其在芦林西角者，由玉屏峰之西侧下降，经尺五天而达于黄龙潭。其在云屏峰西侧者，经将军山之旁而达于黄龙山脚。此二冰筑较小，过此而西，尚有玄妙观前之冰筑，向北下展，直抵天王峰之下。再西复有将军河之冰筑，自牧马厂下驰，将军埂野猪荡诸山扼其西南，天王峰及其以下之小山锁其东北，筑口直达于白龙潭以下，将军河出口之处。此二冰筑较大，然其形状则一也。此外若九奇峰口迤南及太乙峰侧之急坡，若三逸乡以上月轮峰两旁之平底谷，皆可谓冰筑之遗迹，唯其形状不若前述各处之显著耳。

冰阶 小天池下之U谷，至长岭头大排山一带则豁然开展，U形不可复睹，前已言之。U谷之底自长岭头以下即变为斜坡，倾斜颇急，俗呼为长岭。山路沿此而下，路之东南，乱石蟠集，随坡下展，是乃冰川运输而来者，可无疑矣。此种乱石迁积而成之坡，其表面虽大致与长岭相若，然仔细察之，自上而下，可分为二阶段。坡形最初倾斜较大，降至半途，忽入平坦开豁之处，其地面略成凹形。由此而下，坡形倾斜复急，再下又坠入凹地，是亦可谓冰阶地形。唯阶段不多，且久经流水之摧残，冰阶之象，已不甚明晰。

含鄱岭为略近东西之山脊，其后面即三逸乡凹地，为当年储冰之所，至为明显。岭前（即岭之南面）有平台，纵横可数十顷，构成一阶段。自岭上视之，阶形了然在目。平台以下，地势陡峻，降至大石头附近，地形复稍见平坦，此又一台地也。其高度与太乙村台地相若，实则合太乙村而成一阶段。此一阶段之东段虽已大半毁灭，然于大石头附近，仍可见石崖之残余者屹立于陡坡之上，其地位适与台地之地位相当。再下至白鹤涧，复成较平坦之区，此第三阶段也。由此可知自三逸乡出发之冰川，经此三阶段始越行龟峰之西南端而向观音桥流注。含鄱岭前面之岩层，属牯牛岭之下部，其质甚为疏松，不耐侵蚀，故易成台地，此种台地，不足以为冰川剥削之证。然过此而下，则岩石皆属五老峰粗砂岩，不有冰川以主使之，恐未易得今日之地形也。其理正与长岭阶段之所由成也相同。

汉阳峰之东南，山形虽甚峻峭，然于每一悬崖之巅，常有较平坦之处，若将同一高度之平地以臆想联络之，则可见其为台形。此种台地，自汉阳峰以下，约分二三阶段，始达于七贤峰及狮子头之顶。七贤峰以下，复分三段陡坡或悬崖，乃达于五乳冰斗，及其他同在一水平线之凹地。上下两段悬崖之间，必有平地或凹地以间之，七贤峰以上之各级台地，是否由冰川剥削而成，虽尚未能断定，而七贤峰以下之台地，如由毛岭头至五乳一段，则系冰蚀之遗迹，似无可疑。五乳以下，山之东南面悉属悬崖，流水过此下注者，皆成瀑布。悬崖以下，冰流输送之遗物甚多，则当冰势最盛之时，冰流堕崖而下，殆为必然之势。况山之东南侧岩石之种类甚少，居山麓者为花岗岩，其上皆片麻岩，片麻岩微向西北倾斜，层次井然，既无褶皱，复无断层，故逆料阶段之成，非经特殊之侵蚀如冰川者不为功。

七里冲之下有三叠泉，为山中名胜之一，现今流水，分为三段，奔泻而下。每段之下，

必有一潭，或数小潭，是皆半由流水冲激所致，而究其初也，容或有冰舌为之啮蚀。冰融后流水乘势剥削，乃成今日之状，是不过臆度之词，未可执以为信。然七里冲曾为储冰之所，另有证据，则从此吐出冰舌，冰舌而啮成冰阶之说，未可以莫须有目之。

冰窖 庐山之巅，大小平地凹地甚夥，山之北部尤著。此种平地凹地之生，半由岩层之性质与构造不同，其毁灭有难易之别；半由冰雪之特殊侵蚀，在岩质不同或结构较弱之处，发生凹地，原不足为冰床曾经占据之征。而在岩层匀一之所，并无特殊构造弱点以促风雨流水之腐蚀，如大月山东北端之大坳，则非冰雪之力，何由而生乎。视其一可以概其他。山之北部较大之冰窖，无一非凹地，如牯岭之中谷西谷芦林三逸乡五老峰后身仰天坪等处，为冰床寄托之所，至为易见。即莲谷及小天池至长岭头之U谷，虽为冰川流动之区，而同时亦为集收冰雪之所。故此二谷之效用，兼冰窖及冰川之基底而有之。中谷虽为主要冰窖之一，其中冰床，亦有向西南流动之趋势。

其他冰窖之大者，悉在山之北部，如浮桥脑牛角栋以下罗山及破山以西之凹地，破脑峰东北簸箕窝前面之凹地，九峰寺下之凹地，牛角栋与乾河埂间之凹地，乾河埂以北之凹地，以及乾河埂浮桥脑大寨脑大马颈军山等峰峦环绕之凹地，无不为储冰之所。由莲花洞登山，行至月弓埕，即见一小冰窖，口向西北，再上半山亭，谷形豁然开展，由半山亭前之山脊向西俯视谷底，由牯牛岭层而成之台地，大小共二处，彼此相望，倚角环列，历历可睹，是乃昔日冰窖之底，经流水分割而成此象。由牯岭奔驰而来之主流，则经过众台地之西南侧，掘成深沟，沟之西南，虎背岭高耸，即为昔日冰窖之西南壁。由半山亭达牯岭之孔道，绕此冰窖之东南面盘桓而上，至近牯岭之处，复有一较小之凹地可睹，居前述凹地之上，俗名窑洼。其底亦有小台地，名狮子山，向北伸出，台地长而仄，状如鼻，两旁皆为流水剥夺以去，窑洼原为冰窖，赖有此以证之。

至若山之南部，竟无大冰窖可睹。近山巅之处，唯有笕箕洼黄雄寨等地，略形低洼。其中或曾储蓄冰雪，然其下殊少冰川流行之遗迹，故此等凹地，即确为冰窖，其中所积之冰，必不甚多。山南与山北可储冰雪之地，相差有如此之巨者，是洵至堪留意之事实，未可漠视之。

盘谷 庐山山麓，冰舌汇集之区，虽属不少，然冰川究不甚大，故其达于山麓时侵蚀之坑，亦多不甚深。虽然凡冰流汇集于山麓之处，略具盘谷之雏形者，屡见之。小天池下U谷之最下部有椭圆形之深坑，见于长岭头之旁，前已述及，此种深坑，绝非水力所能造成，坑之四周，亦无断层之类以促流水之侵蚀，其为盘谷也无疑。长岭脚下亦有较宽而较浅之凹地，大山及莲蓬山等低山屏其前，流水直穿而过，是又一盘谷也。此二盘谷，上下相应，自成一系，由此而达于鄱阳湖之冰泛，即源于此。

冰流之由大寨脑纱帽岭而下者，行至山麓，亦掘成凹地，名莲花洞。洞之左右，有军山印山丝燕山乾河埂等高地环绕之。北山及金鸡山屏其前（即其西北面）。庐山山麓，盘谷形象显著之处，盖无逾此者。由莲花洞太平宫而达于城山湖畔之冰泛，即由此出发。

石门涧达于山麓之处，因流水冲激甚烈，形成一潭，潭之周围，地势亦低，震旦纪岩层

暴露，低地之四周，有较高之丘陵环绕。低地略成椭圆形，震旦纪硅化石灰岩横亘其前，成一小岭，经流水冲断，致此小岭分为二节。然其昔日连续之状，迄今犹可窥见，由石门涧达于沙河之冰泛，即出发于此。

观音桥以下，由码头镇至白鹿洞之西南，地势颇为平坦。平地之前面（即离山脚较远之面），有码头岭虎山卓尔山画眉歪等低山罗列，形成弧形，码头镇附近，虽有泥砾散布，为冰流退缩时所遗留之物，然除此而外，平地之中，泥砾并不甚多，当地之片麻岩或花岗岩往往露于地面，及至其前面排列之弧形低山以东，则泥砾之类，堆积而为丘陵。由是可知观音桥以下码头镇以东之平地，实为一类似盘谷之区域。自三逸乡太乙村而来之冰流汇集于此，然后越虎山卓尔山诸山脊向东南流溢，直达于鄱阳湖畔。

前述各项地形，乃庐山冰蚀地形之荦荦大者。若论地形之演变，至于精微，则山中深堪研究之处尚多。由冰期迄今，山象及河流之变迁达于何境，虽未可一概而论，然扼要言之，大抵近于山巅之部分，地形变迁较小，而愈近山麓之部分，则变迁愈大。推索其故，一则因冰川退缩，必由低处而渐及高处，抑或当最后之冰期，冰川之流行仅限于高山，是高处冰川存在之时期，距现今较近，故冰蚀后流水侵蚀之时间较短。再则因高处源泉薄弱，而愈近低处，则流水交驰者愈众，其破坏之力愈大。

每一地形之成因，至为复杂，虽云冰流具特殊之力，而酿成特殊之象，然几经摧残，则其特殊之点，往往凋零颓敝，有濛糊隐约之嫌。是故前述各项地形，只可视为冰川流行之征象，而不可执为证据。

五、庐山之冰碛物

庐山山中与山下之冰碛物，因分布之地位不同，其表面之形状稍异，甚至构成之质料，亦微有出入，兹分别述之。

（一）山中之冰碛物

山中凡曾储蓄冰床或冰流经过之处，大抵皆有冰碛物淤积于地面。但冰碛物今日之散布于山中者，亦有经流水冲洗，易地停积者，且有由高处溃下者，间亦有昔日停积冰碛物之处，今则为流水洗刷殆尽者。是故山中高低不平之处，未可全依冰碛物之有无以断定冰流之曾否存在。尤宜注意者，冰床虽成于积雪，而积雪则未必尽成冰床。盖积雪甚多，历时甚久，然后能固结而为冰床。冰床扩大，冰窖未能容纳，始溢而为冰川。积雪之未成冰床者，其存积之地，亦受侵蚀而成类似冰斗之地形，是名雪坑。雪坑中积雪，时而融化，时而凝结，当融化之时，流水渗入石中罅隙，及其凝结也，则体积涨大，遂致石块破碎。故雪坑之中，亦往往储有类似冰碛之物。但两者比较，冰斗常甚深，其后壁多成悬崖；而雪坑则较浅，其四周向中心之倾斜甚缓，略呈盘状。冰斗之前，常有仄口高悬，而雪坑之前，

则仅有浅水沟而已。冰斗之中及其口下,常有泥砾或巨石堆积;而雪坑之中,泥土居多,即有石块,类多呈零乱破碎之象,其稜角鲜有丧失者。识此可粗知冰斗停积物与雪坑停积物之别。

山中遗留之冰碛物,多见于山北较高之地。其周围山坡峻峭之处,除凹地及U谷残余部分而外,殊罕见之。至若山南之山巅,如汉阳峰大步岭等处,虽其高度与山北存积冰碛物之地相埒,然未见有冰碛物露于其上。庐山壑为山南最大最深之谷,其形状纯系流水冲洗而成,其底部亦毫无冰碛物之遗迹。唯谷之两壁,时有泥砾之类高悬,此种质料,果系昔日冰川遗留之物,抑系由高处崩溃而下,或流水冲洗而来,未可断言。即庐山壑中曾有冰川经过,其展布亦不能甚远,不然何以庐山壑西南端观口等地,绝无冰碛物耶。其存在之时期,亦必较古于山北各冰川之尚有遗迹可稽者;盖壑底之横切面全属V形,冰蚀之形状,已毁灭无余矣。

粘韧黄泥 山中之冰碛层,就层序而言,可分为二部:上部为泥砾,常呈赤褐色。下部为极细且极粘韧之黄泥,其中杂以石砾,砾多带稜角,偶亦有甚圆者。其径寸许至数寸不等,宽尺余者罕见之。此等泥石,固结甚牢。虽以流水冲洗之,亦不易剥削。故山北凹地中,如芦林中谷莲谷等处,凡溪水经行之地,表面停积之泥土松砾,虽皆被侵噬以去,而其下之黄泥,则仍往往存在。唯水沟甚深者,侵蚀及于当地之岩层,于是黄泥与岩层接触之面,清晰可睹,此种黄泥并不甚厚,其厚度亦随地不同,最厚者盈四五尺,薄者四五寸,或竟无之。其中所夹石砾,虽杂乱无章,与普通之冰碛物无异,唯细察其中石砾,则罕见具有摩擦之痕迹者。诸如此类事实,皆表示此物与冰川停积虽相关甚密,然究非由冰川运输而来者也。默察当气候初冷之时,山中积雪必多,甚至全山在雪线以上之部分,皆为积雪所掩覆。于是地面出露之岩石受其保护,一时得免于毁坏,因气候日益加冷,积雪之融解者不多,其略经融解之处,亦只足发生细流,随坡散溢,漫无规律,涓涓弱流,固不足以运输巨石。故在当时停积物中,亦无巨砾可寻。唯岩石既大都为积雪所掩覆,则石隙之中,必满储水分,此种水分,时凝为冰,时融为水,凝时体积膨胀,融时体积减缩,反复侵循,不知曾历几何岁月。于是岩石之极坚牢者,亦渐为之疏解,黄泥之成,或不外此。

纹泥 芦林盆地之四周,夹砾黄泥,颇为普遍。在玉屏峰之南,泥之结构,与寻常所见者稍异,其中石砾甚少,分为无数薄层(图版IV,图3)。剖而视之,即见纹理井然,其色互异,乳白者与深橙色者相间而生,二者合为一层,反复循环,备极美丽,每一厘米,分六层至八层不等。泥质甚细,以手拂之,作脂腻之感,但以扩大镜视之,即见其中含有小砂粒,且见深橙色质与乳白质之间,尚夹有浅橙色质。色愈淡者质愈细。总厚不及二尺,其上覆以泥砾,砾块往往甚巨,泥质与其下之纹泥亦异,是乃普通之冰碛物也。至若纹泥之成,仍不外初入冰期时,积雪前细流运搬之功。冬夏气候不同,水流强弱稍异,故每季停积之物,质异而色亦有差别也。

前述夹砾黄泥及纹泥等物,皆初入冰期之停积。当时气候,日趋严寒,积雪日益增加。久之积雪固结而为冰床,渐形流溢,冰川于是生焉。冰流既生,其剥削岩石之力,迥非积雪

与融水可比。前此为积雪所掩覆之岩石，今则为冰流所推动，所铲刮。岩石之已经破坏者，多随冰流窜逸，展转之间，参杂泥砂等质而成泥砾，或积于冰底，或遗于冰旁，或聚于冰前。冰下之黄泥，淤积未久，性尚疏松，易为冰流席卷以去，故泥砾层之下，有时绝无黄泥。

冰台 冰底之泥砾，常见于冰窖冰斗冰坡冰宽，U谷及其他冰流经过之处，平覆于岩层之上，其表面无特殊形状。泥砾中混杂之石块，有时甚巨，大者宽数十尺，或平伏，或斜立，其纷乱之状，述不胜述。小天池下之U谷莲谷中谷西谷芦林盆地金竹坪三逸乡太乙村七里冲诸地，此种巨石林立，其中一部分，或系由山巔崩溃而下。然其距原生地点较远，且无陡坡任其下坠者，非借冰流之力，恐未能达于今日所在之地，是亦可谓冰川运行之一证。尤有足异者，太乙村旁，由大石头至白鹤洞一带，常见宽丈余之巨石，立于其他石块之上，一若由人工堆积而成。西谷中亦有漂砾之巨者，横置于其他漂砾之上，此种现象，往往见于冰川流行之所，普通称为冰台。但大石头及西谷地势甚峻，石块之自高处崩下者，未免不落于其他石块之上，故未可遽指为冰川之遗迹。

前碛 冰川底碛之见于山中者，皆无特殊形状，侧碛及前碛则不然。此二项冰碛物，多成长丘，亦皆由泥砾构成。侧碛常沿山坡或U谷之一旁而生，前碛则横列于U谷之前。前碛之见于庐山者，仅有数处，皆罗列于王家坡一带，由小天池至长岭头之山路，即盘桓于此项冰碛物中（图版 II，下图）。乍见之，一若山坡之浮土乱石，经流水之啮噬而成者然。细察之，即见其有条不紊，绝非普通山坡崩泻之物可比。自王家坡以上至长岭头，由泥砾构成之孤丘，计有三座，鹄立于道旁。每座高不及10余米，自上而下，挨次排列，彼此相距里许。最上之丘，横列于一平底谷前，经流水冲为两段。其下二座孤丘，则遭侵噬已甚，其昔日横列谷底之象，已不可睹，凡此三丘，皆小天池冰川退缩时三次停顿之遗迹。冰退后，流水滔滔，愈下者被侵蚀愈久，毁灭愈甚。前碛两端，尤为流水必经之地，延及今日，只余中段，自成落落荒丘已耳。

王家坡以上，莲谷之前，亦有泥砾，堆积成丘。丘形分为三段，骤见之，如三级台地，挨次横列于莲谷之前。其最下一级，几与前述三孤丘之最上者相衔接。是亦为莲谷冰川退缩时停顿三次之征。唯其每次退缩，不及小天池冰川之远，故每次停顿时所成之前碛紧相接。莲谷之前，并无高山崩裂，足以发生此种停积物，而泥砾之类，又非谷中流水所能输送。况丘分三级，适与王家坡长岭头一带之三座孤丘相应，彼此互证，其为冰前停积，尚何疑乎。

侧碛 王家坡与小天池之间，不独两组前碛，迄今犹存，且有一段侧碛，形状至为显著。其地位在前述各丘以上，俗名裁缝岭。登山孔道，直经其背。岭之两旁皆为平坡，流水经过其上者漫无规律。岭长可里许，循坡直上，至小天池之下，其形渐失。全岭俱由泥砾构成。砾面带条痕者甚多。此为小天池冰川之侧碛，至为明显。其他侧碛之较著者，见于芦林西南金竹坪附近（图版 IV，图 1），上起九奇峰之西南端，下接云屏峰，由泥砾堆积而成之小山岗，沿坡伸展，成新月形。山岗表面，乱石甚夥。乱石之曾受摩擦并带条痕者甚众，近芦林盆地方面，亦有类似侧碛之小山岗，然不若见于云屏峰与九奇峰间者之显著。

自此等侧碛之形象观之，昔日之冰川，似来自九奇峰中部，沿坡下溜，至云屏峰与玉屏峰之间，冰床左右为二峰所扼，乃循二峰间之冰宽下注，故无前碛可寻。牧马厂附近，似亦有侧碛，但其形象不甚明了。

块砾碛 普通之冰碛物，大都由泥砾混杂而成。但大月山东北端之冰斗下，只见积石玲珑，牵延不断，直达于王家坡。石块率皆甚巨，稜角尚存，迥非流水之力所能运送，亦非石山破裂，往下崩溃而成之物。就其分布之情形观之，其来自大坳冰斗，盖可无疑，是乃块砾碛之一例。其产生之情形，尚有未尽明了者，兹就臆度所及，述之以供参考：当冰期末叶，冰斗中虽有小冰舌伸出，而斗之四壁，岩石暴露之处，必多流水渗入，时凝时解，于是庞大之石块，常因冰水胀缩，沿缝破裂而下坠，乘其倾倒之势，循冰面溜窜。果尔，则此种乱石，虽不得称为冰川运搬之物，然必借冰舌之滑面，始能随坡奔窜。迨冰舌完全融解以后，砾石丛错，阻碍横生，纵有石块下坠，亦无由远扬。

诸如此类之堆积物，山中屡见不一。半山亭下，计有二三堆，沿坡展布，几达于旧冰窖之底。土坝岭下尚远坂一带，此等乱石特著，上下截为两段。金竹坪和尚坟左近，亦有零乱巨石，纷列于山坡，但其下有普通之泥砾，可否与前者并论，尚有待于考证。太乙峰之南，此种乱石，沿陡坡展布，直达于太乙村台地。此类积石，皆见于山坡，故其中或有成于山崩者，亦未可料也。

黄褐色泥土 泥砾之停积于山中者，常散布于地面，但时有黄褐色泥土覆于其上。此种黄褐色泥土甚为疏松，质颇纯净，其中鲜夹石块，层理亦不明晰，厚薄随地不同，最厚之处，达十米左右。在山之北部土坝岭一带，分布最广，次为小天池，其他芦林盆地迤南之山坡，亦常见此物。仰天坪以南，凡不见泥砾之处，则此物甚为发育，由山谷以至山巅，往往全部为其所掩蔽。此项黄褐色泥土为风成之物。毫无可疑。唯其来源则尚不明了。就其分布之情形判断，谓为泥砾中之泥质，经风力吹送而成，或不虚也。要之，此物为冰期以后之停积，可断言也。

综观山中近代之停积物，可分为三层，兹总括列举如次：

- | | | | |
|-----|---|-------|--|
| 冰碛层 | { | 1. 下层 | 粘糊黄泥，其中杂以卵石或块砾，均不甚大，此种黄泥，有时易以纹泥。 |
| | | 2. 中层 | 泥砾层为主要之物，平敷者居多，但在特殊之地成长丘，泥质甚细而粘，略含砂粒，微呈红褐色，其中夹石块甚多，皆乱杂无章，不分层序，石块之一二面，时带条痕。 |
| | | 3. 上层 | 黄褐色泥土，不分层次，其质甚匀，为风成之物。 |

(二) 山下之冰碛物

庐山附近之冰碛物，分布甚广。其堆积之形状，亦多特异之处，与山中所见者悬殊。就山之东麓而言，东北自马祖山寥家桥一带，西南至钵盂山玉京山左近，东至鄱阳湖畔，几

无处无冰碛之物。就山之西麓而言,东北自隔港桥马宿岭起,西南达于通远附近,泥砾之类遍布,构成丘陵。吴章岭以东,山形渐低,山巅无冰川遗迹。山下亦无冰碛之物。小五老峰大汉阳峰以南,虽尚有高峰突起,然在山巅未见有显著之冰蚀地形,亦未见有冰川运输之泥石,故在庐山极南部之东西两麓,亦无泥砾可睹。说者谓庐山附近之泥砾层乃一种风化而成之物,果尔,则何以同类之岩石,在此则风化而成泥砾;而在彼则毫无泥砾之类产生耶。是故风化之说,单就泥砾分布之情形而言,已显然与事实凿柄。况其他冰川流行证据,尚有述不胜述者矣。

山下冰碛层之层次 山下之冰碛物及其相关之地层,较山上者为复杂。层位之最低者,亦系一种粘韧性之黄泥,其中常夹石块,有时石块甚稀,其性质与见于山上者几无以异。唯分布不广,且多为其上之停积物所掩盖,逐地探其有无,颇为不易。山之东麓罗山破山以下之盘谷中,确有此物。山北莲花洞盘谷中亦有此物。离山较远之处,除鄱阳湖畔白石嘴一带,偶见此类黄泥,为乡人掘取供制砖之用者而外,殊罕有所睹。唯白石嘴之黄泥,与罗山莲花洞附近所见者,是否同属一层,尚难决定。

山之东麓白石嘴附近,及山之西北麓东林附近产泥炭,其中泥质甚多,炭质不富,厚薄亦不等,厚处可尺许,薄处仅数寸,或竟无之,迭经乡人开采,无不倾资失败而止。泥炭中含植物纤维甚夥,曾由丁驥君作花粉分析,除赤杨一族外,余尚未有所鉴定。其产于白石嘴者,覆于黄龙灰岩之冰溜面上,其在东林者,底部接触不甚明了,但泥炭之上,即覆以泥砾,则两地相同也。白石嘴附近之泥炭中,冲断面甚众,平滑如镜,且多条痕。此种近代地面停积之物,决无受剧烈地壳运动之理,然则泥炭之遭扰乱,非有极重之物经过其上以推动之不为功也。此种极重而能运动之物,非冰流而何。泥炭层在泥砾之下,固已确定,然泥炭与前述黄泥比较,何者居上,何者居下,抑或平列,则尚未了然。

庐山附近最普遍之冰碛物,厥为粘性红泥,其中杂以石块,大小不等,形状亦异,其稜角半已丧失,但鲜有极圆者。此种泥砾,互相混杂,不分层次。砾之排列,亦无章法,或平列,或斜列,或直立,随地而异。石砾大都为五老峰粗砂岩及女儿城砂岩,间亦有牯牛岭层中较硬岩石之碎片,此项石砾之散布于姑塘白石嘴一带者,其中偶有震旦纪硅化石灰岩黄龙灰岩及志留纪砂岩,其散布于山之东南麓者,偶杂以花岗岩片麻岩。山之四周,仅有古生代岩层及第三纪红色砂岩暴露,悉夷为原野,故知泥砾中之石块,皆来自庐山。泥砾中之泥质虽细,然以显微镜察之,即见其中含石英碎片甚夥,大者不及一毫米,稜角锐利者居多,偶亦有失却稜角,略成圆粒者。

除前述种种冰碛物之特性而外,山下泥砾中之泥质,尚具一种特象,即泥中充满白斑,或白条。此种白斑白条亦属泥质,纵横穿插于红泥之中,极形错乱(图版 VI, 下图)。骤见之,有如蚯蚓涌集,唯每一白条,其大倍于蚯蚓,或数倍之。白条不独生于泥中,有时且延及砾面,于是砾面满带白纹,展转反折,各异其向,但绝未见有延及砾中者。据化学分析结果,此种白泥条之异于普通泥砾中之红泥者,厥为铝土(高岭土)成分较多,而铁质较少耳。

山下之泥砾可分为二类：其一，色绛而质甚坚，其中所夹白条，往往剥落，成蜂巢状。泥与砾结集甚固，几可称为砾岩。其又一，色赭而质较松，其中所夹白条亦较粗，往往成圆柱形，柱之中心，有时有圆孔，径约二三毫米，其错综纷纭之象，虽亦如绛色泥中之物，但直列者似较众。经李璜李毅二君分析，始知此二种泥皆少经“湿热变化”，唯程度不齐。绛色而质坚者“湿热变化”较深；赭色而质松者，“湿热变化”较浅。兹将二者成分之百分率列举如次：

	绛色泥之成分	赭色泥之成分
氧化硅	64.92	83.31
铝土	13.24	7.57
氧化铁	12.30	4.71
氧化镁	0.44	0.25
氧化钙	0.05	0.06
氧化钠	0.82	0.86
氧化钾	1.11	1.21
凝结水分	4.22	1.64
其他		

此二种泥砾成分不同，并非局部偶然变异之象。二者有时互相接触，界线极为清晰。足证由甲至乙，并非逐渐变更。况其性质悬殊，凡山下所见之泥砾，何者属此，何者属彼，不难立即判别，绛色而质坚者，显然较老，赭色而质较松者，年代较新，似无可疑。若就普通地层成生之次序而论，新者应居上，而旧者居下。唯冰川经过之地，旧有之地表堆积物，往往为之铲除，故此二种新旧冰碛物，一上一下，重叠见于一处者，殊不易得。幸另有确凿证据以别其新旧，容后论及新旧冰期时，再详述之。

山中冰碛层颇薄，除数处前碛及侧碛构成孤丘或小山岗者外，余皆平覆于岩层之上。其表面无特殊形状，前已言之。山下之冰碛物则不然。有时厚逾四五十米，有时仅数米。其厚逾数10米者，多成长丘，普通呼之为垄。说文解字云：垄者土丘也，若以会意释之，垄从土从龙。似示长丘之义。其构成之质料，固不限于泥砾。两山间之夹谷，俗亦称为垄（如庐山垄）。是则离字义更远，殊不值辩解也。由山之东北麓至鄱阳湖畔一带，以垄为名之地甚多。垄之大者长五六里，宽一二里，小者长里许，宽约半里。其排列颇有秩序，乍见之如鼓丘罗列。但经详审以后，始知并非鼓丘，实乃冰流迭次后退所遗之前碛。其一部分为红泥掩覆，复经流水冲掘而成之物也。

何以知其为前碛乎。厥有数证：一，现今之垄，虽分为若干段长丘，然若将此等长丘循序而联络之，即见其挨次排列，成若干道平行而弯曲之丘陵。每一道丘陵，皆以泥砾为骨干。二，每一道泥砾构成之弯丘，常有经水冲洗之圆砾散布于其上，或其前面。最前一道弯丘之前，此等经水冲洗之圆砾层尤为广泛。是皆冰前排泄之遗迹。三，垄之全部或其内部，皆由泥砾构成，砾大者居多，其形扁长者，往往直立或斜插于泥中，颇示昔日沿坡下坠之势。盖冰流之前面常甚陡峻（西人称为中国城墙），故其前面所夹之石块，每乘冰融

之际,沿冰坡滑下,是故其形扁长者,滑下以后,仍多直立或斜立。山北新桥附近之前碛,因近年修筑公路截断,其切面表示此种现象,最为清晰(图版V,图2)。

泥砾层之上,常有红泥掩盖,厚处可达十余米。每于前碛之前面,此种红泥特厚,至前碛之顶,则其厚度顿减,或竟乌有。其与前碛之关系,非上下重叠,而常堆积于前碛之前坡。故垄之一部分,往往由此物构成。泥砾之成分与结构,可分两种,一新一旧,前已言之。此种红泥,亦可分为两种:有色绛而质甚坚者,其中白条较小而较密,且多剥脱而成蜂巢之状;亦有色赭而质稍松者,其中白条较粗,且不成蜂巢之状。前者“湿热变化”较甚,而后者“湿热变化”较浅。此二种红泥,各覆于两种泥砾之上,是否为每次冰川撤退以后风送之物,虽尚未能遽断,然其所以能“湿热变化”者,似可为每次冰川撤退以后,气候变暖之征。然则各次冰期以后,必有间冰期存焉。

冰前排泄物 冰川或冰泛达于最前面,必继续融解,是乃必然之理。冰融以后,流水氾滥,冰中所夹之泥砂石砾,必逐流而驰,亦为事势所不能免。方石砾之在冰中也,其圆转多不能自由,故冰中所夹之石块,大抵未能达于极圆之境。然一经放泻,则随流水翻覆不已。终至流为卵石。离冰前愈远者,冲激愈久,故卵石愈小而愈圆。今观庐山附近冰碛物之前,几无处无砾层,其分布颇为辽阔,其中少杂以泥砂等质,成层者居多。山之东面长岭头附近及镇彭山一带,俱见此物广布。上青山之东面以至姑塘湖滨一带,亦多此种砾层。在姑塘镇之东北角,砾层层次,甚为清晰,微向西倾斜。山之北面,此种冰前排泄,见于隔港桥马宿岭及十里铺以北。山之西北面见于程家铺九龙庙栏梯山西北侧。山之西面见于沙河附近及塘洼脑金家桥一带。其在山之东面者,因为湖水洗刷,残余不多;而在山之北面及西面者,则浩浩荡荡,构成丘陵原野,纵横可十数里,不拘山谷,皆为之掩覆。其与泥砾相接触之处,无不判然可睹,两者平列,就层序而言,并无上下之分,其为冰碛层转来之物,至明且确。虽其上面时有泥土掩覆,而其表面之高度,离前碛愈远则愈形低落,了然可见。是又一冰川流行之铁证,学者未可忽之。

黄褐色泥土 山上最新之停积物为黄褐泥土,前已述及。此项泥土,山下分布尤广。前述冰碛层及冰水停积之上,常有此物掩盖,其质纯净,无石块亦无白色泥条,有时积成小丘(俗亦称为垄),有时仅成薄层,不分陵谷,平敷于其上,与南京附近及长江下游一带所见之下蜀系泥土层,似无区别。其底部偶有薄层石片,唯不常见及。大约为最近风成之物。但其来源尚有待诸考证者。

综括前述各层,按其层位之关系,可分别列举如次:

1. 较古冰碛层 绛色泥砾岩,结构颇坚,“湿热变化”程度较深,白条甚多,径约1厘米左右,常成蜂巢状。

2. 绛色泥 乌红色之泥,质颇匀一,其中无石块,白条甚多,结集甚固,常成蜂巢状,“湿热变化”程度较深。

3. 较新冰碛层 赭色泥砾,其结构不及绛色泥砾之坚固,“湿热变化”程度亦较浅,白条常较粗于绛色泥砾及绛色泥中者,易于崩溃,不成蜂巢状,此层之底部有时夹粘韧黄

泥或泥炭,其前面常与砾层相连。

4. 赭色泥 深红色之泥,质纯而松,常带白条。
5. 黄褐色泥土 盖于一切地层之上,其中无白条。

(三) 漂 砾

庐山四周,或为丘陵地域,或为原野。在此丘陵之上,原野之中,常见有庞大之石块,碁布星罗。唯自通远以南,星子以西,则一无所睹,山之东北湖滨一带,此种巨石尤多,或罗列于山巅,或麇集于湖畔。大者长五尺有奇,宽厚各约三四尺,稜角皆失,然尚未臻卵石之象。劈而视之,几无一非五老峰粗砂岩及女儿城砂岩。其来自庐山上部,即此可以证实。虽其中偶杂有震旦纪硅化石灰岩花岗岩片麻岩之类,然大抵来源不远,与前二者未可并论。查鄱阳湖畔之上青山大姑山长岭等处,距庐山东麓逾九公里,其间地域,起伏不常,既无奔流以为之联络,复无显著之斜坡使巨石下坠。况此等山地,高出平原约五十余米,山之下部,有志留纪砂岩暴露,然则自庐山而来之巨石,何能飞腾于其上。若谓当此等漂砾下坠之时,地面形势,与今日迥异,迨后受侵蚀而成丘陵,故下坠质料中之坚而巨者,仍得遗留于山巅,是不过遁词耳。何则,志留纪砂岩层亦属岩石之坚者,况已成层,其抵抗侵蚀之力,岂有亚于疏松之泥砾者乎;又岂有岩层之四周深遭侵蚀,而其顶上疏松淤积之物,反能巍然独存者乎。且绳以此说,则不得不假设庐山四周丘陵之生成,悉在漂砾崩坠以后;而漂砾所在之面,应成一斜坡。然据实测结果,漂砾所在之处,匪独不成一斜坡,且其见于离山麓较远之处,位置反高(如上青山巅),将又何以解释耶。是不过就误说以证其误,初无反复讨论之价值。若观漂砾庞大远扬之象,既非山边崩溃所及,亦非流水运输所能致,至明且确,何待多言。

漂砾之孤立者,乡人往往引以为怪,于是诡诞之词生焉。如姑塘与马祖山之间有蔡家垄,距山麓约十八里余,巨石一块,突兀于路旁,呼为猪婆石。蔡家贫乏,谓乃猪婆嚼尽其粮食之故,欲去而不得,石之坚牢硕大可知也。邵家岭东侧,泉水垄附近有五老峰粗砂岩,长近二丈,宽厚各七八尺,半埋没于泥砾之中,其所在之地,距山麓约五公里,此为漂砾之最巨者。漂砾之最远者,见于鄱阳湖中鞋山,以直线论,鞋山距山麓五帝庙约十五公里。砾之大者长 65 厘米,宽 50 厘米,厚 25 厘米,全山皆由石灰岩构成,自顶至底,毕露无余,故稳知此种半圆形之粗粒砂岩块,来自庐山。初尚疑为人工运输用以敷路之物,及见鞋山上犹有小石块甚夥,皆来自庐山,且其中有带条痕者。然则非冰流输送,何以致此。

其他若星子县城附近,若长岭头,若城山湖畔,若沙河附近,皆屡见由庐山而来之巨石,非五老峰粗砂岩,即女儿城砂岩,磅礴其形,散布于原野。即九江附近,亦偶见有巨石块,经筑室者自红泥中掘出,因其埋伏甚深,故不多得,凡此皆漂砾之流于远方者也。唯沙河铁道线以西,则绝无此物。

六、冰磧物释疑

客有献疑者曰：庐山上下之泥砾，固可以冰流现象解释，然亦可以他种现象解释之，不涉及冰流，山巅峰峦怒轟之处，岩层久遭侵蚀，破坏无时或止。其已经破坏者，随坡逐渐下溃，或止于山坡，或流于谷底，山中低洼之处，尤适于存储此种材料。至若泥之产生，乃由此种破坏之岩石逐渐疏解脱落，展转相循，石块与泥，乃混杂于一处。所谓前磧与侧磧者，亦不过崩溃之物，堆积特厚，俟因流水冲洗，削成丘垤，何得遽谓之冰磧层耶。是说也，非不言之成理，然其空疏不着边际，指数事即可以明之。夫山中泥砾，果为岩石风化之物，则何以山之北部泥砾特多，而山之南部及山之东北端几于绝迹。同一地域，其气候之变迁，不能大异；同类之岩石，其在同一气候之下，变化亦不能相差若是之大。况山北多砂质岩类，而山南则多泥质岩类，及其毁也，泥质少之地而泥极多，泥质多之地而泥反少，有是理乎。此其一。所谓风化者，指岩石经风雨霜雪日光温度种种疏解作用，以及植物之腐蚀而言，凡砂质岩类，若经疏解腐蚀，则其中之砂粒剥落，胶料成泥。今观庐山北部之五老峰粗砂岩以及牯牛岭层，其中砂粒甚多，胶料亦多系硅质，若只经疏解腐蚀，而无物如冰川者以研磨之，将何以有如许粘性之泥发生。况泥中所夹之石块，大者方二丈余，常离列于较平之处。谓此种巨石，困于泥中，至斜度极微之地，尚能移动，其谁信乎。此其二。山脊之旁，泥砾中时杂有卵石，大者径二三寸，小者不及一寸，并无水道经过其间。然则此种卵石，何所自而来乎。此其三。王家坡与裁缝岭间之泥砾丘，显然成新月形，横亘谷底，虽已被流水凿成两节，其原来互相联络之状，历历在目。若谓此种冰磧物乃由山坡泥石崩泻而生，则所谓山坡者果何所在乎。况王家坡附近与莲谷前之泥砾丘，各分三段，其数相应；而两组排列之方向，又各不相伦，若谓非两冰舌退缩停顿时，冰前停积之物。直可谓瞽者之谈已耳。此其四。其他若带条痕之石块，若当地岩石之溜痕，容后详论之。

客又曰：庐山高耸千余米，四面皆峻峭，五老峰一带尤甚。山势如此嵯峨之处，其前面必易崩毁而成扇形停积。所谓山下之冰磧层，得勿非此项扇形停积而经疏解腐化者乎。是又不然。盖所谓扇形停积者，有干湿之分。干者发生于气候干燥之地，崩溃之质料。只限于山麓。湿者发生于雪雨甚多之处，其移动较远，普通称为石流现象。二者必借斜坡，始能发动。不过干者所需之斜坡较陡，而湿者所需之斜坡较缓。庐山为一块垒式之孤山，前已言之，其四周皆有甚大之断层，沿山麓而驰。逾此断层，则地形顿形开展，无斜坡之可言。匪特无坡可言，且丘陵罗列，时高时下，古之地层，或露于平地，或隆起而成孤山，泥砾随之，或布于平地，或覆于孤山之顶。例如山之东麓，五帝庙与湖山上青山同在一直线上，湖山距五帝庙约四公里半，上青山距五帝庙将至八公里，上青山高出湖山约三十余米，湖山全部皆露志留纪岩层，毫无泥砾遗迹，而上青山顶，则为泥砾所掩覆，厚度不大，是则泥砾之底，至离山较远之处，反高出其距山较近之处三十余米。若谓扇形停积，离其来源愈远愈形高扬，背理殊甚。况扇形停积，或河流停积，沿其底部之方向，必有粗细之别。离

山愈近之处应愈粗，而离山愈远之处则愈细。今观山之四周，往往离山较近之处，泥中之砾，常有小于离山较远者。由山之东北大U谷口直至湖滨，此种现象，至为显著，是又何说。尤有进者，泥砾展布最远之区，正值山东北大U谷之口，而并非在五老峰之前，山形陡峻云云，与此了无关系。

以上仅就地形以证明此说之误。若就泥砾本身之特性言之，此说误谬之处，尤为明显。凡扇形停积，无论为湿为干，其中石块，无不稜角锐利。今观庐山附近泥砾中之石块，皆呈半圆之状，与普通破碎岩石，迥然不同。若谓砾形半圆，乃风化之结果，亦属遁词。何则，泥砾中之砾，大抵非五老峰粗砂岩即女儿城砂岩，偶有硅化石灰岩，此三种岩石，或纯为硅质，或去纯硅质不远，腐化之力，无从侵入。且砾之四周，皆有泥质环绕，结集甚固，若绕砾之泥，来自砾之腐化，则其中石英粒必多。五老峰粗粒砂岩中之砂粒甚粗，极易辨识，然遍野搜索，从未见有五老峰粗砂岩砾绕以富于砂粒之泥。据多方分析之结果。泥砾中之泥质，实甚匀一，并不因其附近石块之质而异。然则风化之说。既未能解释砾之半圆状，亦未可以溯及泥之来源。

若举山崩现象以解释泥砾之来源，则矛盾之处，仍与假定为扇形停积，大同小异。唯崇山陡峻之处，全幅峰峦，一次崩溃之时，则轰然一声，为力至伟。破碎岩石，互相砰击，大者错乱流离，小者化为粉末，灰石飞扬，腾于空际。及其降也，展转流徙，颇似石流，其流徙之远近，随崩溃处之高度，与其附近山坡之斜度不等。如阿尔卑斯山中伏里猛士之崩裂，猛烈逾常，崩裂处之斜度，平均约八度，其下石流所及之处，斜度自四度至二度不等，溃裂之石块及石粉，展布成三角形，横断莱茵河上游，其最前部（即三角形最宽之处）宽约十五公里，三角之中线（即岩石崩溃之中道），长约七八公里，其面积之大，几与庐山东北面泥砾所占之面积相埒。然细考此种山崩所成之质料，悉为碎片粉末，其中所夹石块，无不稜角锐利，破碎之象，一望而知。虽极细之粉末，亦皆碎片集合而成，以扩大镜视之，即见尖锐颗粒，错乱混杂，实非普通泥质可比。且崩裂之面，常沿地层面面向外倾斜之处发生。今观庐山五老峰一带地层，悉向山中倾斜，而非向山外倾斜，而王家坡以下，只有破山罗山二小山之地层，向山外倾斜，山后虽有断层，而山之前面，整齐如恒，毫无曾经发生山崩之遗迹。其他东北麓各地，则为一大U谷，谷之出口，无山可崩。至若其余种种与石流现象不符之处，已于讨论扇形停积时言之详矣。

就泥砾本身之性质及其产生之地位而言，其与扇形停积及山崩现象不合者有如此。况其上时有砾层散布，其前又与砾层联接，在在皆然，既非山崩与扇形停积应有之象，亦非局部河流所能淤积。若谓泥砾亦河床或湖水中沉积之物，则匪特不能不假定庐山四周，在最近地质时代，有无数河流旋迴，或为浅湖所淹没，又将何以解释水中沉积之物，毫无层次；更何以解释泥砾之部分，不分层次，而其前紧接之砾层，则层序井然者乎。

客犹未尽释然，进而诘曰：“湿热变化”乃热带地域特殊之现象。今庐山附近之泥砾，皆曾受此种变化，然则此物之产生，与类似热带之气候有关，是正与冰期之气候相反也。殊不知泥砾之产生为一时代，其受“湿热变化”，则又一时代也，此一时与彼一时之现象，未

可并为一谈。冰期与间冰期,正赖此而得以确立,容后详论之。

七、冰溜 遗 痕

冰流现象最明显之证据,除前碛与冰前排泄物而外,莫如冰溜条痕。冰流条痕,或发生于泥砾中之砾面,或发生于冰底岩石之面。此种条痕,具有特象,前已论及之。所宜注意者,惟冰溜条痕与断面条痕及石流条痕之别。大抵断面条痕,刻划者较少,而挤压者较多。断面条痕只限于一向,而冰溜条痕之见于砾面者,往往不止一向。石流现象虽可产生刻划之痕迹,然因被刻划之石块未载重物,故条痕极浅,且限于软质岩石,如页岩之类。有时两石互相砰击,亦可发生伤痕。此种伤痕,深浅虽无一定之成规,然为数甚少,且往往宽而短,浅而粗率,如图版 IX, 图 3, 即其一例。

条痕石 牯岭西谷,大校厂下 U 谷中,芦林盆地,云屏峰侧之侧碛中,牧马厂及王家坡一带大 U 谷中,发见带条痕之石甚夥,而芦林云屏峰之侧碛中,以及王家坡裁缝岭一带,为数尤多,云屏峰附近之石块,几无一不呈研磨刻划之象(图版 IV, 图 4 及图版 X, 图 1 2, 3)。带条痕之石块,大都皆属女儿城砂岩,有时为五老峰粗砂岩,其质甚坚,刻划之痕迹,深浅不等。浅者仅见微痕,深者达二三毫米。每一研磨之面,条痕为数不等,少者仅数条,多者数十条,其方向大抵皆不一致,有时错乱纵横,其中若干长条微呈弯曲之象;有时分二三组,每组大致平行,然各组之向则异。条痕之宽仄亦不一致,宽二三毫米者居多,偶有宽及七八毫米者,每一条痕,其宽仄深浅,前后多不相等,条痕之仄者,则刻划之槽面,大都甚滑,条痕之宽者,槽面往往成锯齿状,且不甚直。足证石块当时枕小砾而逐步移动之象。

于芦林发见之条痕石中,偶有刻凿极深而不甚长者,深达五毫米左右,而长不及一厘米半,一若曾有极坚之小石子,受巨压而逐渐挤入石块之中者然。果尔,则愈信芦林曾为甚深之冰窖。其中冰床之下部,殊少移动,故石块下之小石子得逐渐插入石中,使之成槽。石质甚坚,竟能软化,其上压力之大,可想而知,冰床之厚,由此可以证明(图版 X, 图 4)。

山下泥砾中,亦有时发见条痕石,在山之东南面及东北面发见者较多,但不及山上前述各处所见之夥。自上青山附近野猫颈至姑塘一带,共寻得五六块,其中强半为五老峰粗砂岩,条痕颇为明显。一块为黄龙灰岩(图版 VIII, 图 1),略成扁形,其一面甚圆滑,显系久在水中撞击所致,其另一面则甚平,具有条痕两组:一组颇粗而颇深,互相平行,微带锯齿状,为数甚众。另一组异向,为数不多。第一组平行直冲之状,异乎寻常冰溜痕迹,若非尚有第二组斜刻于其上,则与断面条痕,殊难辨别。

在白石嘴旧卡房前湖滨泥砾中,曾获得小条痕石一块(图版 VIII, 图 4),此石特殊,有足纪者。石质为纯石英,来自山上女儿城砂岩冲断之处。石形扁而方,长六厘米,宽五厘米,最厚之处,厚二厘米三毫米,一面较平,一面中部隆起。兹为便于记述,称较平之面为

下面，隆起之面为上面。其侧面可分为四边，四边之中，三边稜角皆失，与普通石砾久经流水冲激者无以异，唯有一边之上侧，显有经打击之处，其破处呈介状裂痕。此曾经打击之边，粗作直线状。上下两面石英质略经变化，失去透明之性，但只限于皮表，而四边则无此种现象，显系受巨压而兼以摩擦所致。上下两面略经变化之石英质上，极细条痕甚夥，方向亦甚纷乱。上面衣以黑色锰质，前述介状裂痕及条痕为锰质所包裹，但因锰质甚薄，裂痕及条痕，仍清晰可见，锰质之上，复有条痕，其经摩擦较烈之处，锰质已被铲去，而其下略经变化之石英质得以露出，即此可见此石曾经冰流运送二次，锰质之沉淀，适介乎其中，而其被击破之时，则在锰质沉淀以前也。

此石之形状，与最古之石器不无类似之处，唯其被击破之处，究属人为，抑系受他石自然撞击而然，未可断定。查此石之质，纯系石英，坚牢逾常。且其形状圆滑，非在特殊之地，有众石奠定而箝制之，则虽受他石研击，必突飞而去，其自身固不易受损伤。然则认此石为最古石器，并非纯为臆度之词。

鞋山远立鄱阳湖中，其上有漂砾，前已述之。于其北尾之西侧，曾拾得条痕石若干块，其中一块，纯为硅质，大约属于震旦纪硅化石灰岩，但其细致坚牢，与普通所见之硅化石灰岩不同。此石之面，备受研磨，以扩大镜视之，即见极细而颇深刻之条痕，纵横错列，其为冰溜之痕迹，毫无疑义。此外数块，条痕已半遭磨灭，盖此等石砾，逼处岛旁，风涛汨没，非至坚之石，保存实为不易。

其余散布于山上山下各处之条痕石尚多，不胜枚举。大都见于前碛之旁，或侧碛之中，其原因大约并非侧碛前碛中此物特多，实乃侧碛前碛迄今仍不失其原来停积之状，故其中逸出之条痕石转移未久，未遭磨灭，不若久流于平地者反复流徙，匪独条痕不保，即其原形已丧失殆尽矣。

冰溜面 庐山上下各地已发见之冰溜面，计有三处，甚为明显。一在芦林西南角云屏峰之东北路旁(图版 IV, 图 2)。石基系一巨块女儿城砂岩，层面甚为清晰，此巨块岩石，四面植物丛生，且有浮土掩盖，果为当地露头之岩石，抑系由九奇峰坠下者，尚未能断定。然观其深入地中之象，即系坠下之物，其坠也必在冰川发动以前，则直视为当地岩石可也。其露出之面，盈数方尺，层面之露出于此面者近于水平。冰溜痕迹成深槽，互相平行，与层面露出之线相交成四十余度之角，冰溜面向西偏北倾斜，约十五度。条痕之平行者悉向西北，适与云屏峰侧之冰笕相对。在同一冰溜面上，除此平行之条痕而外，尚有极粗之条痕三道，状如人工炸石钻眼之残迹，自上而下，与平行条痕斜交，其为石子磨削之痕迹，清晰可睹。

一在山东南侧五乳冰斗之前。此冰斗之前有小 U 形谷，谷中皆花岗岩，削为石壁，平滑如镜。石壁之上，平列条痕甚多，均向东北。此处条痕，乍见之颇似花岗岩中之结构面。然细察之，则知其非。盖五乳寺一带之花岗岩岩质甚匀，其中无结构面可寻，且寺前石壁上之条痕，长者甚多，粗细皆备，因久遭侵蚀，其表面多剥落之处，自远视之虽甚明显，而就近观之，则除较细而深者，殊不易逐条寻索，然此细而深者，适足以证其为刻划之痕迹，并非石缝，亦非石中弱处经风化而成之伤痕。

一在鄱阳湖畔白石嘴一带。此处有黄龙灰岩暴露于湖滨,其上半为泥砾所掩覆,暴露之面积,长约一里,宽数十丈至百余丈不等。夏期常为湖水所淹没。于此面积中凡黄龙灰岩露出之处,多半皆具冰溜痕迹(图版 XII 至图版 XIV)。黄龙灰岩质匀而脆弱,且为层甚厚,宜其易于刻划。其上有泥砾保护,故得以保存至今。唯久经湖水汨没之处,则条痕有时若隐若显。条痕大抵甚粗,纤细者偶亦见之。其方向指南六七十度东者居多,间亦有指正东者。带条痕之面多向湖边昂起,而向山边倾斜,然有始而向湖边昂起,继而向湖边倾斜,呈婉转之象者。同一石基,其后面侧面有时均带条痕,而其所指之方向则完全一致。凡此等现象,皆表示冰流之方向,至明且确,诚皇皇大观焉。客之怀疑冰川现象者,至此可以涣然冰释矣。

尤有进者。白石嘴旧卡房之前,有冰溜面横亘(图版 XIV),长三十余尺,宽五六尺,无数条痕,直穿此面而过,条痕之方向,一部分微向东南翘起。冰溜面之北段逐渐低落于泥砾之下,往岁发掘此处泥砾,曾拾得一略近五方形之扁石块,径约尺半,厚三寸余,直立于泥坑中,坑之上侧,即为黄龙灰岩之冰溜面,面之一隅,有石块隆起,隆起之处无条痕,其他部分则满带条痕,延至隆起部分之前,即形弯曲,显系有石沿面滑下,其力不足以铲除隆起之部分,故转折而堕入其旁之坑中。坑中掘出之五方形石块,侧面两处突出,介以小槽,其宽仄及形状,适与冰溜面上之弯曲条纹,凸凹相合,于是得知弯曲条痕,乃为坑中五方形石块之一侧面刻划而成者也。冰流证据,达如此精微之境,夫复何疑。

羊背石 黄龙灰岩之暴露于白石嘴附近者,其背面(即向山之面)常遭冰流磨削,满负条痕,已如前述,而其前面(即向湖之面)则常略形昂起,呈玲珑盘踞之象。此种隆起之石基,广而言之,皆可称为羊背石。然其面积宽阔平泛,与普通所谓羊背石者少有不同,可确认为羊背石者,厥有三数处,亦在白石嘴附近。其中二处,形象极为显著:其一长丈余,宽六七尺,其又一长不及一丈,宽约五尺(图版 IX, 图 4),穹其背,伏其首,遍体俱经磨削,条痕满面,悉指东南。背部遭磨削尤甚,条痕亦较清晰。前部亦曾受磨削刻划,唯弯曲之势较急。石中虽有裂纹数条横断,而石之外观,曾不丝毫受其影响,冰流铲括力之伟大,即此可见。

白石嘴附近有黄龙石灰岩,孤立湖中,乡人呼为虾蟆石(图版 XI),形酷似蛙,故有此名。高约十六米,径十一二米,嘴向南南东,背向北北西,上部扩大,下部略形仄小,且久经湖水汨没,腐蚀已甚,其顶部颇为圆滑,形状与羊背石无异,唯未见条痕。然其侧面向内弯曲之处,则尚有若干研磨之痕迹可睹,此项研磨之痕迹,越石中裂缝而过,故知其非断面条痕。由石之背面至其前面,有断面直穿而过,断面向西南倾斜约四十余度,断面之上,亦具条痕,是则为断面条痕,而非冰磨之痕迹也。此种断面条痕,非随断面倾斜之向自上而下,乃平列于断面之上,由西北而趋东南,由是可知断面并非由正断层而生,乃虾蟆石之一部分向东南冲动而成者也,此种冲动之方向,正与虾蟆石之方位一致,亦与其侧面向内弯曲处之冰溜条痕一致,且与其附近冰溜面上条痕之方向,大致相若。然则谓此种冲动,乃冰流推动之结果,可无误也。虾蟆石上重而下弱,其不稳固之象,显然在目。倘有冰流之巨

者经过其上,其不为所推动者,盖亦戛戛乎难矣。石背无条痕可睹者,是不过久受侵蚀,消灭无余之故耳。

山之东南麓由码头镇至白鹿洞之间,如虎山等处,花岗岩体,穹隆而起,凡无泥砾或泥土掩盖之处,大都石板毕露,其圆滑之象,一如羊背。唯尚未见条痕,未能遽以羊背石目之。山之西北麓自莲花洞至羊角岭一带,丘陵林立,大都呈突兀之状,四围环以泥砾,就其地位而论,亦应有羊背石发生,然此一带地域之岩层,或为牯牛岭层之疏松者,或为志留纪砂页岩,层叠甚多,且易于破碎,故虽曾经冰流磨削,当时形状,决无保存之理。

八、庐山冰川之进退与中国各冰期

庐山附近之泥砾,就其固结及其湿热变化之程度,可分为两种,前已言之。此二种泥砾之中,色绛而固结颇坚者,湿热变化之程度较深;色赭而较松者,湿热变化之程度较浅。前者产生在前,而后者产生较晚,绝无可疑。唯两者相隔何许时,其间有无间冰期,则尚待证实。

二者同生于一处,互相连接者,屡有所见,唯接触面皆为泥土所掩,其畛域不易分别。如山之西面唐洼脑附近,绛色泥砾,露于山坡,其上部与砾层紧接,再上则为绛色泥,三者皆甚坚硬,成蜂巢状。但与其旁较松之泥砾如何接触,则不可见。又如山之东北面马祖山东南风暴雨下马岗等处,坚质泥砾与松质泥砾,比肩而立,然迄未发见其接触之面。其余类此情形,不胜历举。

(一) 鄱阳冰期

久经搜索,迄今只发见一处,显示新旧泥砾之关系,甚为明了。姑塘镇东北半里许,有疏松泥砾之天然断面,露于湖滨(图版 XV)。此疏松泥砾之中,复夹有较硬而湿热变化颇深之绛色泥砾巨块,其形扁而长,四周绕以疏松之泥砾,两者相交之处,界线清晰,绝不相混。其所以致此者,显系旧泥砾经冰流推移,而转入新泥砾之中。夫泥砾原为疏松之物,冰川倾轧之力,甚为伟大,然则此旧泥砾得以保存巨块而不分散者,是必于新泥砾发生之前,旧泥砾已经变化,固结甚坚,虽反复横遭倾轧,犹能集结而不散。此种变化所需时间必长,而湿热变化之深,亦表示当冰去以后,气候类似热带。况旧泥砾之上,尚有绛色之泥,亦经湿热变化颇深。新旧泥砾之间,气候变化如许剧烈,时间如许长久,故知新旧泥砾,乃前后两冰期遗留之物,其间尚有间冰期存焉。

匪特此也,新冰期所产生之前碛,虽已受相当侵蚀,然其当时之形状,尚隐约可睹。至若旧冰期所遗留之冰碛物,不独其当时表面之形状,荡然无存,且其大部已为红泥所掩盖。新冰期之最前碛,在山之东面,止于鄱阳湖畔。而在山之西面,则在沙河以东之张村上窑一带。山之西北面,在栏梯山铁树坡卓岭凤波脑鄢家垄家垄一带。山之北面,在新桥十

里铺附近。此线以内，泥砾淤成丘陵。此线以外，则地形开展，离山愈远，地势愈低。但在星子县城附近，鞋山之上，九江附近，盘塘湾以北，以及沙河镇旁，时而漂砾磅礴，暮布星罗，时而开掘红泥，砾砾见于泥底。在九江西首龙开河口附近，于江水涸竭之际，且见有砾层粘结甚固，状如砾岩，砾形圆者居多，其中大者径逾半尺，砾层之面，低于江滨冲积层表面者约十五六米。自砾之形状及其错列之状观之，非不类似冰前排泄之物。果尔，则旧冰期之冰水停积，达于九江江滨，其前碛所在之地，想亦距此不远。

鞋山上之漂砾，俱在鞋山半山以下，山顶无之。漂砾所在之最高处，高出湖底四十八米，高出最高水面约三十余米。砾之巨者为数不多，初疑为人工运去之物，及见小砾纷纭。且偶有带稜角者深入石灰岩裂隙中，隙口过仄，未能取出，则非人力所为，至为明了。且山之西侧有冰川泥，更足以证明所见漂砾，并非随冰筏漂流于湖中，而终止于鞋山者也。此山形状奇特：长四分之一公里余，宽不及其长三分之一，高约八十余米，南端稍高，悬崖壁立，向北渐形低落，山之东侧，甚为陡峻，西侧坡度略缓，由山脚至高十余米左右之处，有小台地，台宽三米余，其上漂砾最多。全山形状，酷似鼻山尾，唯其尾部之上（即北端），无泥砾可睹。即昔日有之，今亦不能存在，盖湖水洗刷甚力也。

以上所述各地点，皆远离新冰期之最前碛。或产条痕石（如鞋山），或有巨砾，来自庐山，巨砾之形状大小，显然与新冰期之冰前排泄物不同。然则非旧冰期之遗物而何耶。今为确立时代名称起见，称此旧冰期为鄱阳冰期。

（二）大姑冰期

新冰期之遗迹，虽已残破凋零，尚未达不可认识之境。循迹而追求之，当时冰川展布，及其逐步退缩之情形，迄今犹了然在目。今称此冰期为大姑冰期。盖在山之东北面，即王家坡大U谷以下，此期冰流进退之遗迹，至为明显。当其进展最远之时，其前面至鄱阳湖畔大姑山白石嘴上青山一带而止。（鞋山有时误称为大姑山，实则大姑山在湖滨，姑塘镇绕之，而鞋山则为湖中之一岛，此岛距湖滨最近之处，尚有三公里余）。

于此尚有一未能解决问题：即白石嘴泥炭停积之时期是也。白石嘴之泥炭，位于冰溜面上，前已言之。可见此物发生以前，有冰流经过其地。而泥炭之上，则覆以新泥砾。山之西北麓东林附近亦然。然则泥炭产生以后，复有冰流经过。且泥炭之中，小冲断面极多（图版 VII 及图版 VIII，图 2、3），尤证其曾为冰流搅乱，因其层位在冰溜面以上，其为鄱阳冰期以后之产物，毫无可疑。然究系鄱阳大姑间冰期之产物，抑系大姑冰期初叶，冰泛前进，而犹未达到白石嘴时所产生者，则尚属悬案。欲解决此问题，将来有待于泥炭中花粉之分析。

谷山冰泛 大姑冰期中，冰流最盛之时，庐山顶部，除山南一部分及山之极东北一部分外，几全埋没于冰雪之中。山之东西两旁，冰泛横溢，形如肺叶。冰泛之大者有五。北面及西北面共三处，东北及东南面共二处。其中泛溢于东北面者最大，称为谷山冰泛。

此一冰泛之前缘,由积余桥出马祖山而达于寥家桥,南折沿湖滨诸低岭经姑塘白石嘴上青山至三叉港西折,骤然收敛,延至应家山侧。由寥家桥至三叉港。沿湖滨一带,泥砾堆积,形成长丘,状如新月。丘之基底,或为平地,或为小山。为冰水冲断之处,共有四所:一在姑塘北靖江王庙附近,一在姑塘与白石嘴之间,一在白石嘴旧卡房北首,一在野猫颈。此四口之中,以由姑塘至白石嘴之段为最阔,亦冰初退时水流最巨之处。由寥家桥至靖江王庙一段,丘形较低,其上多为红泥或黄褐色泥土所掩盖。然泥土之下,漂砾之巨者甚多,散布于附近村落或田野中。在此范围以外,则殊无漂砾可睹。由大姑山东侧至上青山前之山坡,砾层分布甚广,且与泥砾密接,其为冰前排泄之物,至为明显。是乃谷山冰泛之第一道前碛也。

其第二道前碛,始于积余桥东南之蛇山,沿马祖山东南之长垄向东北延展,至夏家桥附近遶而南行,唯在夏家桥附近一段,为流水冲毁,不见弯丘之形,只见河沟中巨石磅礴而已。由此西南即达于姑塘以西之一带山地,其高度几与大姑山相等(即高出湖面五十余米)。山之上部或皆泥砾,或有巨砾散布。泥砾之上,有时覆以砾层,厚度不大。上青山西北侧之一带泥砾丘陵,隔谷山湖与此遥遥相接,是乃谷山冰泛之第二道前碛也。

第三道前碛,在北面(即马祖山以南)与蛇山及长垄紧相连接(图版 XVI, 上图),构成大山及何家岭一带诸丘陵地,至叶家桥转折而南,在叶家桥附近,亦如夏家桥附近,被流水冲断,迤迤南行,达于谷山。山之北侧,有旧日流水排泄之口,口中多卵石,其上覆以黄褐色泥土,现今流水不经过此处。谷山西南过港即为李家山神岭等丘陵地,皆由泥砾构成。至神岭之旁,转折而西,在南门李家之前,复为旧日排水口所切断。再西沿营棚脑而达于鸪公包。

第四道前碛,北面自邵家岭向东北伸展,至清泉寺之西南,复转折而西南行,经莫家埂而达于甘家埂一带。

此四道前碛之中,前二道相隔较远,高度较大,故在野外追寻亦较易。后二道相隔甚近,高度较小,且丘形颇为零乱,除其东面一部分较为整齐者外,余颇不易寻索。追寻之方,多借停积物之种类以为鉴别。盖前碛常为泥砾,其中砾块至巨,其前面常斜覆以砾层,砾层之前又斜覆以红泥,执此以求之,几无处不中。

高垄冰泛 前述四道前碛,互相平行,唯在北面则相连接。其为同一冰流逐步撤退之产物,一望而知。然于此四道前碛以外,尚有一道前碛,较近山麓,蜿蜒几乎不断,成U字形。此一道前碛,北面起于积余桥西南之茅林山脚,向东南行与蛇山斜交(即第二道前碛),复东南行,至四坊以东,乃渐转折而向西南伸展,将第二三四三道前碛,一一截断,展至高垄,尚有巨砾之属于此者,堆积于丘陵之侧。高垄以西。则不可睹。其构成之质料,虽与前四道前碛无大异(如泥碛中之泥质夹白条),然其排列之形势,则显然与前四道不合。其被水冲毁之处亦较少,前碛之状,迄今犹历历在目。较诸前述四道前碛凋零残缺之状,判然有别。就此等情形观之。似为冰流再进之产物。但此次再进之范围,远不及谷山冰泛之大,兹称为高垄冰泛以别之。准是以言,大姑冰期可分为两段落:前段可称为谷

山段,后段称为高垄段。

在此冰流退而复进之过程中,排水易道,饶有研究之价值。当谷山冰泛撤至第二道前积时,冰前排泄之水,主要者分为二路:一路由夏家桥出女儿港,再由靖山王庙冲断第一道前积入鄱阳湖。又一路经谷山湖而入鄱阳湖。及冰泛撤退至第三道前积时,其由叶家桥排出之水,直奔夏家桥,仍由故道入湖。其由谷山附近流出者,在谷山北侧,决一小口,谷山南侧亦决一口。由此二口排出之水,同出谷山湖。同时南面复决一口,在南门李家之前,向南奔泻,经马家畈入湖。唯冰泛撤至第四道前积时,谷山北侧之小口及南门李家前之一大口,俱为流水所放弃,二水相会于谷山南面,向东排泄,于是谷山湖益形扩大。迨后冰流复进,高垄冰泛发生时,冰床横断谷山湖以西之水道,致由王家坡大U谷至谷山湖之主要河流为之填塞。其中融化之水,另觅新道排泄,一出积余桥以南之杨家井经马祖山西南出谷山湖,一由鹅公包与应家山之间溢出,向马家泛一带奔注。此口狭而深,穿奥陶纪石灰岩及志留纪岩层而过。现今河流,即循此道。试思鹅公包以下,高垄一带河床宽而直,其中皆疏松之停积物,且为流水故道,若无物堵塞于其间,则流水岂有不沿故道直向东趋,而反穿凿坚硬之岩层,折而南行之理乎。冰流之展布,其影响至于流水易道者,由此可见。

谷山冰泛及高垄冰泛之冰流,大部分仰给于三四冰窖,其中最巨者为小天池以下至王家坡一带之大U谷,大月山北段大校厂之东北以及莲谷各处之冰雪,皆汇聚于此。过此以北,即为浮桥脑至大排山北侧之冰川,体积远不及王家坡一带冰川之大。再北有牛角栋破脑峰以下之冰窖,其中冰流出罗山与破山之间。最北为破脑峰与簸箕窝间之冰窖,此一段冰流,出积余桥一带。四者会于山之东北麓,乃成谷山冰泛。当冰流最盛之时,满山琼琳,琮琤而下,冰雪之供给,当不限于此数处也。

白鹿冰泛 山之东面尚有一大冰泛,达于湖滨,其最前之线,北起长岭头,南及码头湾,白鹿洞居其后面盘谷之中,因称为白鹿冰泛。此冰泛之前部,虽有冰前排泄之砾层环绕,如镇彭山长岭头大岭分路牌等处,然其最前积之形状,已残破不堪,不易追寻。近湖滨一带,曾遍加搜索,弧形之长丘,殊不可睹,只见一片泥砾,或露于溪旁,或展为原野,或积为丘陵,其上有时掩以红泥,有时覆以黄褐色泥土。其积为丘陵之处,以大排山前之长岭及玉京山以东之定山为最辽阔。长岭系一长丘,西连大排山,东达湖滨,长可五公里,宽不及一公里半,中部稍低,其临湖最高之处,约高出湖面八九十米。岭之上部,皆为泥砾,其下或为志留纪岩层,或为第三纪红色砂岩。定山为平顶之山,其顶上平面,微向湖边倾斜。其最高之点,高出湖面八十余米左右。全山皆为泥砾筑成,砾块大者径一米余,大都属五老峰粗砂岩及女儿城砂岩,其中较小者时带条痕。

距山麓较近之处,似有前积二道:一在大排山与罗汉岭之间周家垄一带,环绕白鹿洞前,一构成李家山及卓尔山而达于虎山之北麓。此二道丘陵,皆略成弧形,彼此大致平行。周家垄居外,为流水冲为两节,李家山卓尔山居内,亦被流水截断。码头镇附近亦有泥砾之丘陵环绕,但泥砾原来停积之形状,是否与现状相合,则未可断言。

综观白鹿冰泛,实由两大冰川联合而成:其一以五老峰后凹地及七里冲等处为储冰

之所,其中大部分冰流,沿三叠泉一带下坠,行至土楼镇后,与由海会而来之冰舌相会,主流沿长岭一带向东溜注。另有一小支流于土楼镇后花岗岩中,掘一小口,经天花官折而向东北行,至独山坡左近而止。此一支冰流,融化以后,即成泄水之道。其又一冰川,由大月山东南面三逸乡冰窖出发,越含鄱岭奔溜而下,经白鹤涧观音桥码头镇至罗汉岭熊门岭以东,与由三叠泉下坠之冰川相合,易家湾一带低地,大约为此二冰川相会之处,盖冰川之旁,常有冰融之水冲洗,故此一带地域罕见泥砾。

山之东南麓,由七贤峰至鼓子寨以下,多为悬崖。玉京山码头岭与此悬崖相对,其间为一平泛,泛中多泥砾,砾面往往有带条痕者。此泛昔日为冰流所占,似无可疑。唯此冰川究向东北流,在码头镇附近与由观音桥而来之冰川相会;抑向南流,出桃花尖与玉京山之间,而达于樟恕桥,则未能断定。就现今地势观之,愈至东北,则地势愈升,若此种地势,即当年之地势,则冰川断无向高处流动之理。但码头镇以西有泥砾构成之弧形丘一道,极为显著,弧形向东北弯出,若此弧形丘为前碛,则冰川必来自西南,反之,玉京山以西至樟恕桥一带,只见河流冲洗之砾石,而无泥砾,更无丘陵,然则当大姑冰期之时,山东南麓玉京山以北之地域,得勿微向东北倾斜,而冰期以后,遭流水侵蚀,致改向西南倾斜乎。姑志之以待考。

濂溪冰川 庐山之东北部,自吴章岭以东,山势渐低,山巅亦无泥砾。吴章岭以西,有小冰窖位于天花井簸箕窝鹰嘴崖三峰之间。由此出发之冰川,初向东北流,由蔡家垄附近折而北行,至殷家坳(即了髻山与乌稍岭之间)分为二支:一向东北流,达叶家桥左近而止。一向西北流,出汤家泛大坂桥,其出口之处,周濂溪先生之墓在焉。因称为濂溪冰川。

东城冰泛 山之正北面有两冰泛:其一来自九峰寺大山背大洼冰窖,经樟树坦北流入东城泛,在大坂桥附近与濂溪冰川相会。再北溢为冰泛,折而东北行,其最前线,达于隔港桥马宿岭上八里坡十里铺附近。有赭色泥砾及巨块砾石为证。此线以北,遍地皆冰前排泄之砾层,时为红泥所覆,时形暴露。逾此线以北,初则卵石颇粗,愈北则卵石愈细而愈圆,其为冰水停积,毫无疑义。兹称此冰泛为东城冰泛。在东城冰泛范围以内,泥砾构成之丘陵颇多,然几经侵蚀,且时掩以红泥,其形势至为错乱。唯于濂溪墓以东,有两道前碛,尚属了然,其一始见于栗树岭,濂溪墓即在此岭之西端。泥砾构成之长丘,由此迤迤向东北伸展,连绵不断,最初趋向北六十五度东,往东则渐转向北五十度东,至白衣垄附近,似有由南而北而西之趋势,唯此段地域,红色及黄褐色泥土遍野,泥砾偶尔露出,其延展之方向,不易确定。其又一初见于汪家垄,沿濂溪路东展,与前述之岭,大致平行,唯未及隔港桥已归毁灭。

山北第二道冰川,在东城冰泛之西,发源于干河埂东之冰窖,直往北流,出孙家垄放水墩,其融化之水,直趋十里铺,绕十里铺以南之螺丝山而过,冰之最前面达于何处,其侧面是否与其他冰川会合,尚不明了。盖在此冰川范围以内所停积之泥砾,大都已为流水所冲毁,今日只见巨砾散乱,夷为平野,或淤为丘垤,其原形不可复睹。(1925年江西陆军测量局所制庐山五万分之一地图,关于此一带地形错误甚多,殊不适用。)

莲花冰泛 山之西北面有大冰泛，兹称为莲花冰泛，发源于莲花洞以上之冰窖，经莲花洞盘谷，越西坳及北山西山诸丘陵地，向西北流，分为两支：一支沿北山之东麓前进，一支出太平宫前进，至羊角岭复合而为一，继续进展，形如扇叶。其两旁皆遭流水啮噬，范围不甚明了。其前面则有前碛一道，构成弧形。弧之中段，即九龙庙附近，略向后面弯曲，弯曲之段，适与莲花盘谷前之丘陵相对，足证此一部分冰流为北山西山等高地所阻，故未得与其旁之冰流齐驱并驾。

莲花冰泛中之泥砾，颇形散漫，且常为红泥或黄褐色泥土所掩盖，故其原来停积之形状，不易明了。唯新桥附近之前碛，虽已久经侵蚀而成孤丘，然近因筑路开掘，其切面至为清晰，其中泥质较寻常所见者略少，块砾殊多，愈至前碛之后面，砾形愈大，往往直立。前碛之上，有薄砾层为之掩盖，其前即为赭色泥斜覆于前碛之斜坡上。（图版 V，上图）新桥以西之丘陵地，大都排列成行，趋向西北，远见之酷似鼓丘，愈往西北，愈形低落。然即地而观之，即见丘顶丘旁，大都为泥土所掩，盖其非泥砾停积之原形，由此可见。但每于丘陵之顶或其后面，辄有泥砾露出，是乃因其原来之地位较高，故未尽为泥土所埋没。若将此等山头及泥砾露出之处联络，即见其有条不紊，共分四道前碛，其数适与谷山冰泛中所见者相等。此四道前碛中最显著之部分，厥唯盘塘湾迤南之山岗，俗名栏梯山。其他一部较为显著者，由白茅岭刘家垄蜿蜒达于木梓树以北。

前述四道前碛，虽零落不堪，且常有泥土掩盖，而于四道前碛之外，尚有一二道前碛。外表颇为整齐，其上亦少泥土掩覆。此一二道前碛，横亘于北山以北张家山以南，俗名羊角岭。由东林至妙智铺之孔道，适经过其后。此一二道前碛排列之势，显然与其前四道前碛不合，似不外冰流再进之结果，与庐山东北面之情形，遥相对应，益信大姑冰期可分为前后两段。

东林冰泛 东林附近之冰泛较小，可分为二部分：其前部源于牯岭北面窑洼以下之冰窖，当冰流最盛之时，冰川越山麓之茅山而西北行，直趋东林头，淤积东岭一带之泥砾丘。及冰势少逊，茅山顶露出，于是由牯岭而来之冰川，至此分为两道。一沿茅山东侧出徐家垄，一沿茅山西侧之 U 谷出王家塆，此二支冰流，复在王家塆附近相会，其融化之水，直向东林寺谷中奔泻。今日河流，尚循此道。东林冰泛之后部，乃来自土坝岭西北坡，其范围甚小。今日只见山麓有泥砾构成台地，此二冰流，曾否合而为一，不得而知。观二者之间，隔以深谷，间以冰水停积，容或各不相干乎。

石门洞冰泛 山之西侧，以石门洞冰泛为最广。然其所占面积，尚不及莲花冰泛之大，其仰给之所，厥在牯岭中谷西谷及芦林等处。凡此各地之冰川，汇集于石门洞，向西北流溢。其范围最大之时，达于南昌铺金家桥附近，唐洼脑以东，竹林脑以西，沙河以东之张家山。其北面停积物因为流水洗去，界线不明，然观其大势所趋，似与东林冰泛相接。此冰泛面积虽不甚小，然其所输送之泥砾，在在为流水所冲毁。南部仅于广济桥至竹林脑及唐洼脑二处之间，有丘陵罗列，然皆零乱无章，非原来停积之状。至其北部则仅余学士岭月岭山平湖岭茶子山张家山一带低岭，时覆以黄褐色泥土，时掩以红泥。此岭现今之形

状，亦系流水侵蚀而成，与原来停积之状无关。唯此岭极西端之张家山，自上至下，全部皆由泥砾构成，且砾块甚巨，山顶高出平地约四五十米，显系最前碛残余之部分。幸有冰水停积物绕此冰泛之前，至今尚存，不然则无以识其境域。

由金家桥至甘泉口孔道以东，近山麓之处，皆有泥砾构成之台地。泥砾之前，常有砾层继之。此一带台地，当为昔日冰流所止之处。其来源不出莲花庵吊桥洼等处，冰流沿山坡溜下，与土坝岭之西北坡情形相似。除莲花庵与吊桥洼之间，山顶有二三平底谷，类似冰蚀而成者外，其余各处，皆甚陡峻，今日殊无冰蚀遗迹可睹。通远附近，亦偶见泥砾散布，然其所占面积甚小，亦无明了之界线可寻。通远以南，绝无泥砾，庐山西面之冰流，即止于此。

前述之白鹿，谷山，东城，莲花，石门涧，五冰泛中停积之物，虽间有绛色坚质者，属于鄱阳冰期，然十之八九，皆赭色较松之泥砾，显然为同期产生之物。各冰泛之周围，皆有冰前排泄之砾层环绕，是以各冰泛之范围，皆可确定。冰床之厚薄，亦可依据泥砾丘之高度，约略测定。五冰泛之中，以东城冰泛最小，其中之泥砾丘，平均亦最低。其余四大冰泛之最前碛，平均高出平原五十米左右，若加入大姑冰期以后其遭侵蚀而被削去之高度（确数未能测定），则当时四大冰泛之前面，平均至少应厚五十余米。但在谷山冰泛中，谷山似成一孤山，露出于冰流之上，盖其顶部既无漂砾，亦不见泥迹，若非冰期以后，其上停积之物，完全洗去，则冰床在此之厚度，似不及五十米。两者相衡，亦相去不远。且白石嘴附近之冰溜面，起伏不一，黄龙灰岩，非岩石之坚硬者，若冰流甚厚，其磨削之时期甚久，将见此灰岩翘起之处，悉成羊背石，或悉被铲平。然事实并非如是，此谷山冰泛中冰床不甚厚之又一证也。

白鹿冰泛，展布虽不及谷山冰泛之远，然其中冰床之厚，似有过之。试观定山距观音桥约四公里，其西北端最高之处，高出湖面在八十米以上，而湖滨之大岭在同一方向，距观音桥约七公里半，其最高之处，反高出定山顶十二米。夫冰流愈近前面，其高度应愈减，然则定山为底碛而大岭为前碛可知也。证以定山表面平坦，微向东南倾斜，此说益信。由是观之，当大姑冰期最盛之时，白鹿冰泛之中部，冰流厚度，远超过八十米以上，其最前面亦在百米左右。

依前法计算，可知石门涧冰泛中冰流之厚度，大致与谷山冰泛之冰流相等，莲花冰泛中之冰流少次之，东城冰泛之冰流又次之，厚度由五十至一百米之冰泛，较诸西北欧填海埋山之庞大冰层，虽不可以道里计，然就各冰泛之面积观之，冰体之巨，实非寻常揣想所及。若仅就谷山冰泛估计，在大姑冰期最盛时，冰之总量，约达十九万万吨，若加入其他各冰泛冰川，则为数之巨，更有足惊人者。凡此巨量之冰，皆仰给于庐山，融者补之，始得平衡。少数冰窖，何足以资供给。是故当大姑冰期最盛之时，除山南一部分及山之东北一小部分外，其余各处，山巅山谷，悉埋没于冰雪之中，所谓冰窖者，指其储冰最多之处云耳。

（三）庐山冰期

王家坡一带大U谷中有前碛三四道，其最前者在长岭头以上。莲谷之前亦有前碛三

四道，彼此紧接。裁缝岭为一侧碛，云屏峰以上亦有侧碛，前已言之。此等停积物，及大月山东北端之大坳冰斗，皆庐山一带最后冰期中构成之物。此次发生之冰川范围甚小，只限于山上东北部数处，无一达于山麓。称为庐山冰期。说者谓：当大姑冰期冰流撤退之时，其前面逐渐收缩，终必及于山上。然则何以知王家坡一带之前碛，非大姑冰期冰流继续撤退之遗物，而为另一冰期之产物乎。是固不然，夫山中所见之泥砾皆橙色，极为疏松，其中绝无白斑或白条。其上有时覆以黄褐色泥土，而无红泥。至若山下之泥砾，不独素质与此不同，且其上常有红泥。红泥之上，乃为黄褐色泥土。红泥之中，亦夹白条，与泥砾无异。若谓山上气候较寒，故泥砾及其上红泥所经之变化不必与山下相同，则何以山上无泥砾之处，仍有夹白条之红泥分布耶。山上所见之红泥，其中所夹白条，虽不及山下所见者多，然其在泥中穿插错纵之象，直与山下大姑冰期以后之产物无异。夹白条之红泥，若果为气候湿热之征象，则此次气候之变化，固不限于山下已也。要之，山中橙色泥砾，未曾受此种变化，已足证其产生之时期，在白条红泥以后。说者又曰：何以知山中所产之白条红泥，不属于鄱阳冰期以后，大姑冰期以前，而断其属于大姑冰期以后者乎。兹有二说以释之：一，鄱阳冰期以后发生之白条红泥，质颇坚而色绛；而大姑冰期以后之泥，则质较松而色少淡。山上之白条红泥，与前者不同，与后者则一致。二，大姑冰期最盛之时，全山几为冰流所掩盖，当时山上一切疏松泥土，皆为之扫除净尽，此种红泥，尚有幸存之余地乎。

自地形方面观之，大姑冰期中山上所发生之冰窖，如密洼及其以下之冰床盆地，迄今已备遭侵蚀，其原形之可睹者无几。若大坳冰斗，虽略形破坏，然其冰斗之状，今日犹历历在目，盖其被毁败之程度，远亚于大姑冰期冰蚀之遗迹。若二者为同时期发生之地形，则其被侵蚀之程度，何相差若是。况云屏峰裁缝岭及王家坡一带之侧碛前碛附近，条痕石极多，山下之泥砾中，虽偶亦发见条痕石，然远不若前述各处，触目皆是。同类岩石，同经冰流运送，岂有在某一时期，消磨条痕甚少，而在另一时期，则发生条痕甚多之理乎。解释此项事实之方，似唯有认定条痕石之产生，有早晚之别，其先期产生者，久经流水冲激，故渐归磨灭，而后产生者，则犹未久遭碾散，故当时刻划之痕迹尚存。识此可以明庐山冰期确系最近一次冰流现象发生之时，其较晚于大姑冰期者多矣。

综观庐山及其附近冰碛物分配之情形，冰流现象，就已经确定者，可分为三期，并有两间冰期介乎其间，列举如次：

时代	气候
一 鄱阳冰期·····	寒
鄱阳大姑间冰期·····	暖
二、大姑冰期 { 谷山段 } ·····	寒
{ 高垄段 } ·····	
大姑庐山间冰期·····	暖
三、庐山冰期·····	寒

以上三期，以鄱阳期为最古。斯时发生之冰泛亦最广。大姑冰期较新，在庐山附近所

见之泥砾，多属于此期。此期中虽亦有冰泛发生。然其范围不及鄱阳期冰泛之大。最后尚有庐山冰期，仅有若干小冰川发生于山上，未及山麓而止。

长江下游各处，亦屡见泥砾，及类似冰水停积之砾层，于高山附近尤夥，曾另篇述及之。其见于安徽之东流，戚家矶，栏江矶，九华山北面，黄山附近，浙江之天目山以北孝丰一带者，大约属于鄱阳或大姑冰期。但此等区域之冰碛层及冰蚀地形，尚未经详细考察，大姑冰期之冰流，犹未能确定范围。至若黄山慈光寺以上之冰川遗迹，及天目之千亩田冰窖及其东面之小U谷，约略与庐山王家坡一带之前碛，高度相埒，此等遗迹，同属庐山冰期，可无疑义。

以上各处之冰蚀地形，及冰碛物之分布，多偏于高山之东北面。三次冰期皆然，必有特别之原因在。此则有所质于气象学家者也。即今日之情形观之，在庐山亦有山阴与山阳之别。每值降雪之时，往往庐山北部积雪皑皑，而山之南部虽高度相等，或较高之处，则雨雪甚少，或竟无之。岂因由东北而来之冷湿气流，其一部分为山之北部所遏止而未能南行乎；抑另有他故耶。

陕西之太白山，川边灌县以北之卧龙岗，西康之理化附近诸高山，云南之点苍山等处，皆有最近之冰川痕迹，较现今之冰川低千余米，然其高度皆在三千米以上。维斯曼氏称此冰期为大理冰期。若非中国地势在最近期间有极大之起落，则此大理冰期，不得与庐山冰期并论。然则庐山冰期以后，中国尚有一冰期。当此冰期中，长江中下游一带，虽无冰川发生，而中国西境高山，则仍有冰流下窜。其前面有时降至二千余米之高度，如打箭炉附近之贡嘎山是也。欧洲阿尔卑斯山一带之冰期，亦可分为四次。其最古者名滚慈期，其次名闵德尔期，再次名里士期，最后者名阜尔墓期。北美之冰期，亦分为四期，唯西伯利亚一带，据奥勃鲁契夫氏云：只有三期，果尔，则西伯利亚一带与长江中下游之情形类似。但据最近调查所及，当欧洲北美冰川流行之时，西伯利亚之冰流范围亦广，且可分为四期，与欧美无异。在未得严密证据以前，虽未可率尔认中国之各冰期，与欧美之各冰期时代相当；然观庐山附近冰流前碛之象，迄今犹存，其为最近地质时代之产物，即第四纪之停积，不言可喻也已。

参 考 文 献

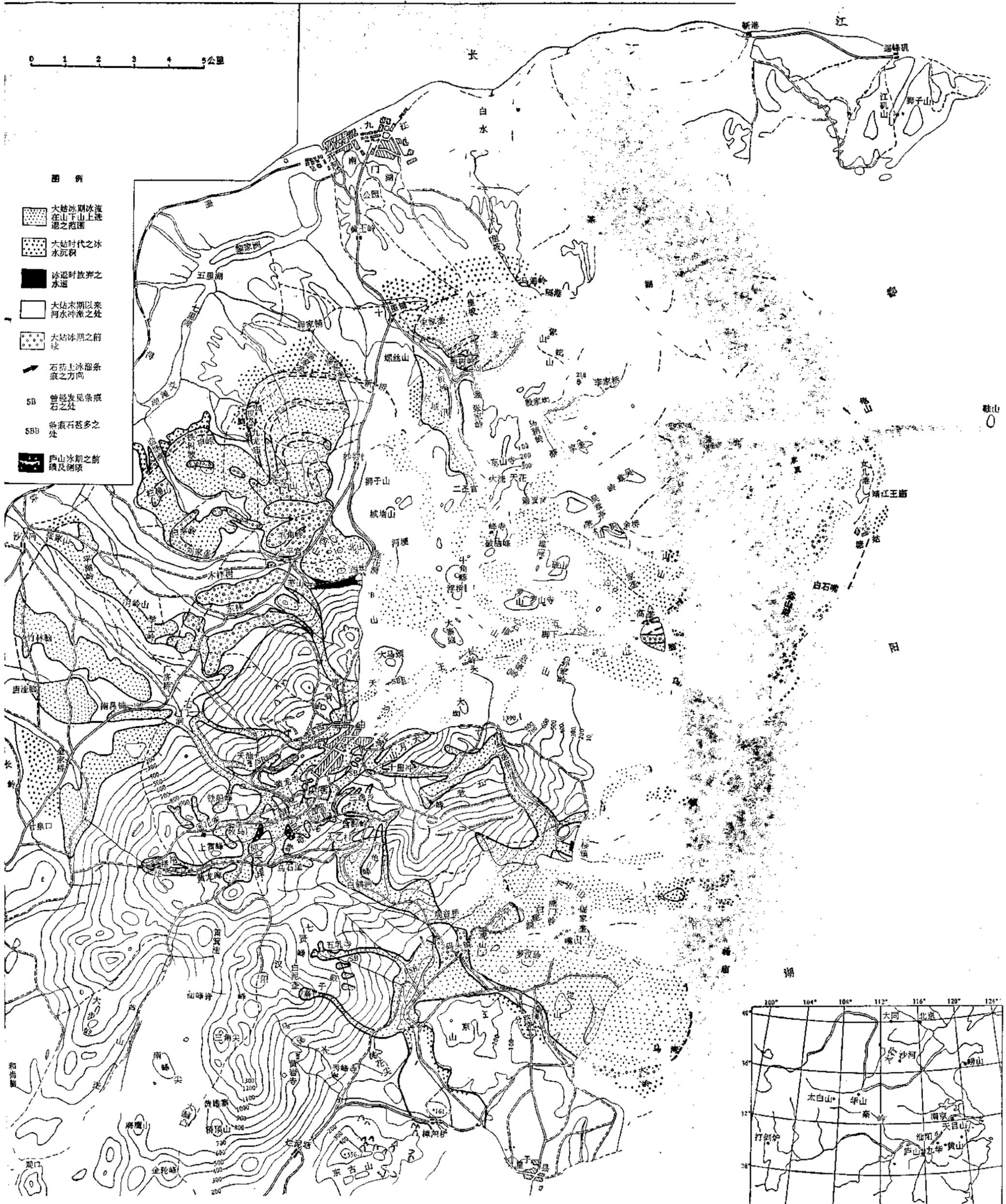
- [1] Barbour, G. B. The Taiku Deposits and the Problem of Pleistocene Climates; Bull. Geol. Soc. China, Vol. X, pp. 71 *et seq.* 1931.
- [2] ———— Analysis of Lushan Glaciation Problem; Bull. Geol. Soc. China, Vol. XIII, p. 647, 1934.
- [3] ———— Physiographic History of the Yangtze; Geogr. Journ., Vol. LXXXVII, pp. 17—34, 1936.
- [4] Blackwelder, E. The Gros-Ventre slide, an active earth-flow; Bull. Geol. Soc. Am. 23, 457—462 1912.
- [5] ———— Mudflow as a Geologic Agent in Semiarid Mountains; Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 39, pp. 465—484, 1928.
- [6] Credner, W. Yunnan-Reise des Geographischen Institute der Sun Yatsen-Universität, Mitt. Geogr. Inst. Sun Yatsen-Universität, Bd. 1, 1931.

- [7] Credner, W. *Observations on Geology and Morphology of Yunnan*; Geol. Surv. Kwangtung and Kwangsi, Special Publication, No. 10, 1932.
- [8] De Terra, H. *Physiographic Results of a Recent Survey in Little Tibet*; Geogr. Review, Vol. XXIV, pp. 12—41 1934.
- [9] Geikie, J. *The Great Ice Age*, 2nd Edition, p. 402 1877.
- [10] ———— *The Great Ice Age and its relation to the Antiquity of Man*, 3rd Edition, 1895.
- [11] ———— *The Antiquity of Man in Europe*, 1914.
- [12] Gilbert, G. K. *Boulder-pavement at Wilson, New York*. Journ. Geol., Vol. 6, pp. 771—775, 1898.
- [13] Handel-Mazzetti, H. *Naturbilder aus Südwest-China*, 1927.
- [14] ———— *Hochland und Hochgebirge von Yünnan und Südwest-Setchuan*; *Vegetationsbilder von Karsten und Schenk*, 20 Reihe, Heft 7 und 22 Reihe, Heft 8 1930 1932.
- [15] ———— *Neue Aufnahmen in NW-Yünnan und S-Setchuan*; *Denkschr. Akad. Wiss. Math.-Naturw. Kl. Bd. 97*.
- [16] Harvey, R. D. *Glacial Chutes from Peruvian Cordillera*; *Am. Journ. Sci. 5th Ser.*, Vol. 21, pp. 220—231, 1931.
- [17] Heim, Al. *Bergsturz und Menschenleben*.
- [18] Heim, Ar. *Minya Gongkar*, 1933.
- [19] ———— *The Glaciation and Solifluction of Minya Gongkar*; *Geogr. Journ.* Vol. LXXXVII No. 5, pp. 444—454, 1936.
- [20] Hsu, S. C. *Gastropods from the Siashu Formation*; *Pal. Sinica, Ser. B, Vol. VI, Fasc. 3*, 1936.
- [21] Lee, J. S. *Notes on Traces of Recent Ice-action in Northern China*; *Geol. Mag.* LIX, pp. 14—21 1922.
- [22] ———— *Quaternary Glaciation in the Yangtze Valley*; *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. XIII, No. 1, 1933.
- [23] ———— *Data Relating to the Study of the Problem of Glaciation in the Lower Yangtze Valley*; *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. XIII, No. 3 1934.
- [24] ———— *Confirmatory Evidence of Pleistocene Glaciation from the Huangshan, Southern Anhui*; *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. XV, No. 3, 1936.
- [25] ———— *Geology of China Chap. IX.* (Thomas Murby, London).
- [26] ———— and Yü, T. Y. *Geological Map of the Lushan.* (Institute of Geology, Academia Sinica).
- [27] Loczy, L. v. *Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Szechenyi in Ostasien*, Bd. 1 1893.
- [28] Obrutchev, S. V. and Salishchev, K. A. *Mountain Systems of north-eastern Asia*; *Geogr. Review*, Vol. XXV, 1935.
- [29] Panzer, W. *Eiszeit Spuren auf Formosa*; *Zeitschr. f. Gletscherkunde*, Vol. XXIII, 1 1935.
- [30] Penck, A. *Minya Gongkar*; *Zeitschr. Gesellsch. Edk. Berlin*, 1934, p. 17 *et seq.*
- [31] ———— and Bruckner, E. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, 1901—1909 3 vols.
- [32] Richthofen, F. von. *China*, Vol. III, pp. 578—587.
- [33] Russell, R. I. *Alpine Landforms*; *Bull. Geol. Soc., Am.*, Vol. 44 No. 5 1933.
- [34] Salfeld, H. *Über die diluviale Vereisung von West-Szechuan und insbesondere der Chengtu-Ebene*; *Zentralbl. f. Min. Geol. u. Pal. Abt. B*, 1936, Nr. 9, p. 355.
- [35] Schmittheuner, H. *Chinesische Landschaften und Städte*. 1925.
- [36] ———— *Die Oberflächengestaltung im aussertropischen Monsunklima*; *Düsseldorfer Geogr. Vorträge und Erörterungen. Verh. d. Geogr. Abt. d. 89. Tagung d. Gesellsch. Deutscher Naturforscher und Ärzte*. 1927 III Teil, *Morphologie der Klimazonen*.
- [37] ———— *Forschungsergebnisse einer Reise durch China 1925—1926*; *Wiss. Abt. 22. Deutsch. Geographentages Karlsruhe*. 1928.
- [38] ———— *Landformen in aussertropischen Monsungebiet*; *Wiss. Veröff. d. Museum. f.*

Länderkunde. Leipzig, N. F. 1, 1932.

- [39] Tafel A. Meine Tibet-Reise. 2 Vols. 1914.
- [40] Teilhard de Chardin and Young, C. C. The Cenozoic Sequence in the Yangtze Valley; Bull. Geol. Soc. China Vol. XIV, p. 161, 1935.
- [41] Ward, F. K. The Glaciation of Chinese Tibet; Geogr. Journ., Vol. LIX 1922.
- [42] Wissmann, H. V. Huangshan Excursion Report; Journ. Geogr. Soc. China, Vol. III No. 4 1936.
- [43] ————— The Pleistocene Glaciation in China; Bull. Geol. Soc. China, Vol. XVII. pp. 145--169, 1937.
- [44] ————— Die Quartäre Vergletscherung in China; Zeitschr. Erdk. Berlin, Jahrgang 1937 Nr. 718, pp. 241—262.
- [45] Wright, W. B. The Quaternary Ice Age. 2nd Edition.

晚近地质时代庐山冰川分布图





上图 自后壁上俯视大坳冰斗之前部

下图 自小天池下远观大坳冰斗之全景

图版 II



上图 大校厂下U谷正面之景象。右面高地为大月山,左面高地为女儿城

下图 自小天池下俯瞰王家坡大U谷之底部。谷底及其右旁之小山皆小冰川前碛受侵蚀后残余之部分。a、b、c系由小天池方面下溜之冰川后退时所堆积者。a' b' 系莲谷冰川后退时所遗之前碛。a' 与 a 为同一时期堆积, b' 与 b 同时。尚有 c' 与 c 同时。唯 c' 位置稍高,未能摄入影内 a、b 二前碛之两端已冲洗殆尽。c 前碛已被流水冲成两节。c 与 a' 几相连接。其间有一小丘,甚为清晰。此小丘或系 a' 前之另一前碛,为莲谷冰川最初撤退时遗留之物。a 前亦有低山,图中隐约可辨。其地位适与 a' 前之小丘相当。果尔,则小天池冰川与莲谷冰川,各有四道前碛

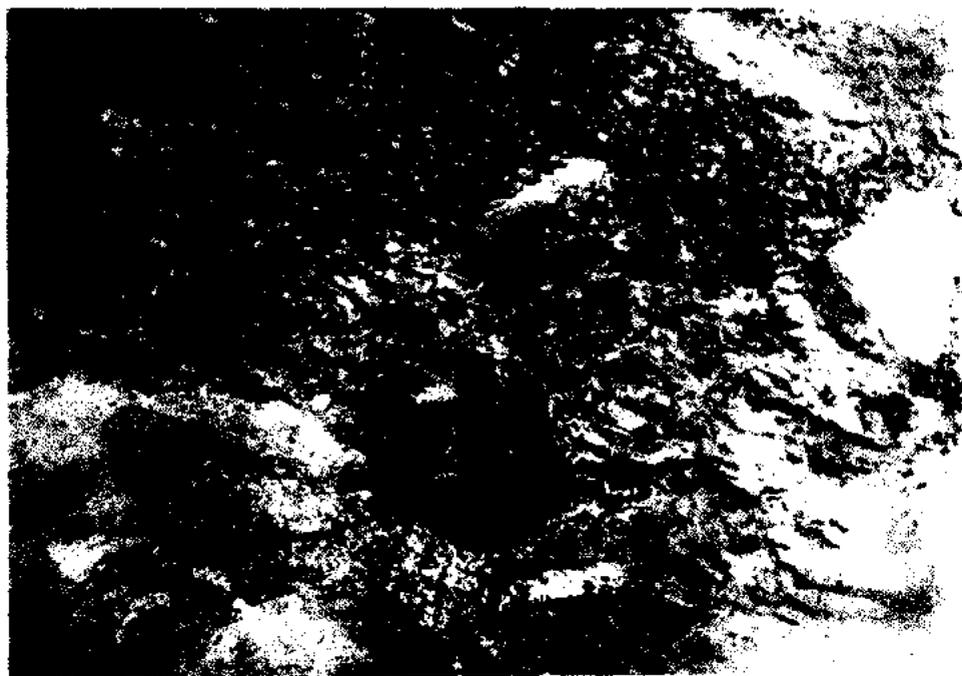
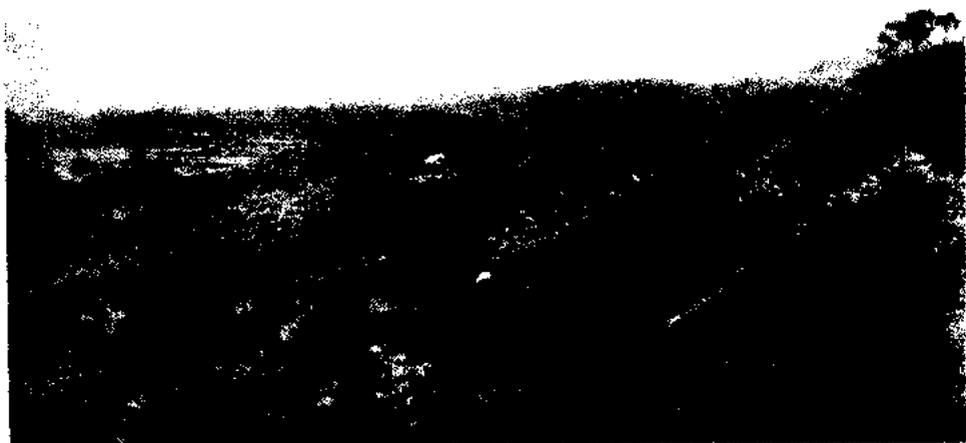


- 图 1 庐林西南云屏峰以上之侧碛。矢所指示之处，即侧碛之脊
图 2 前图侧碛附近志以十字线(×)之处所露出之冰溜条痕。条痕产生于极硬之石英砂岩上。其方向如铅笔所示。与砂岩之层面约成四十五度角度。雪后摄影
图 3 庐林以西溪旁之纹泥
图 4 由第一图所示侧碛中所获之细粒硬质石英砂岩块。其面有数条擦磨之痕迹。就方向而论，可分为两组。缩小三分之一



上图 新桥附近前磧与红泥接触之情形。公路之方向，几与前磧延展之方向垂直
下图 同上切断面之一部分，表示泥砾与其上红泥之间，有曾经流水冲洗之泥砾一层。未经流水冲洗之泥砾，结果甚固。且其中之石块，大小混杂，排列无章。而其上面曾经流水冲洗之部分则异是

图版 VI



上图 姑塘附近前碛之一瞥。前碛略呈弯曲之形状。其上部及其前面皆有薄砾层掩覆。砾层被冲洗之处,时有泥砾露出

下图 鄱阳冰期所产生之泥砾。其质甚坚。并有多数白条纹穿插于其中。泥砾之上,即有砾层,结集甚坚如砾岩



白石咀附近之泥砾 其下被搅乱之炭质泥相接触之情形



图 1 白石咀附近湖滨拾得之黄龙灰岩一块。棱角均已消失。其一面有极粗而深之条痕甚多。互相平行。复有数条痕与互相平行者交错。缩小三分之一

图 2, 3 白石咀附近炭质泥中所发生之挤压痕迹

图 4 石英质砾石上面之伤痕及冰溜条痕。此石发见于白石咀附近泥砾之底部。伤痕及条痕之上,有锰质薄膜为之掩盖。锰质薄膜之上复有条痕

图 4a 同前石英质砾石之下面。无锰质薄膜

图 4b 同前砾石上条痕扩大之状

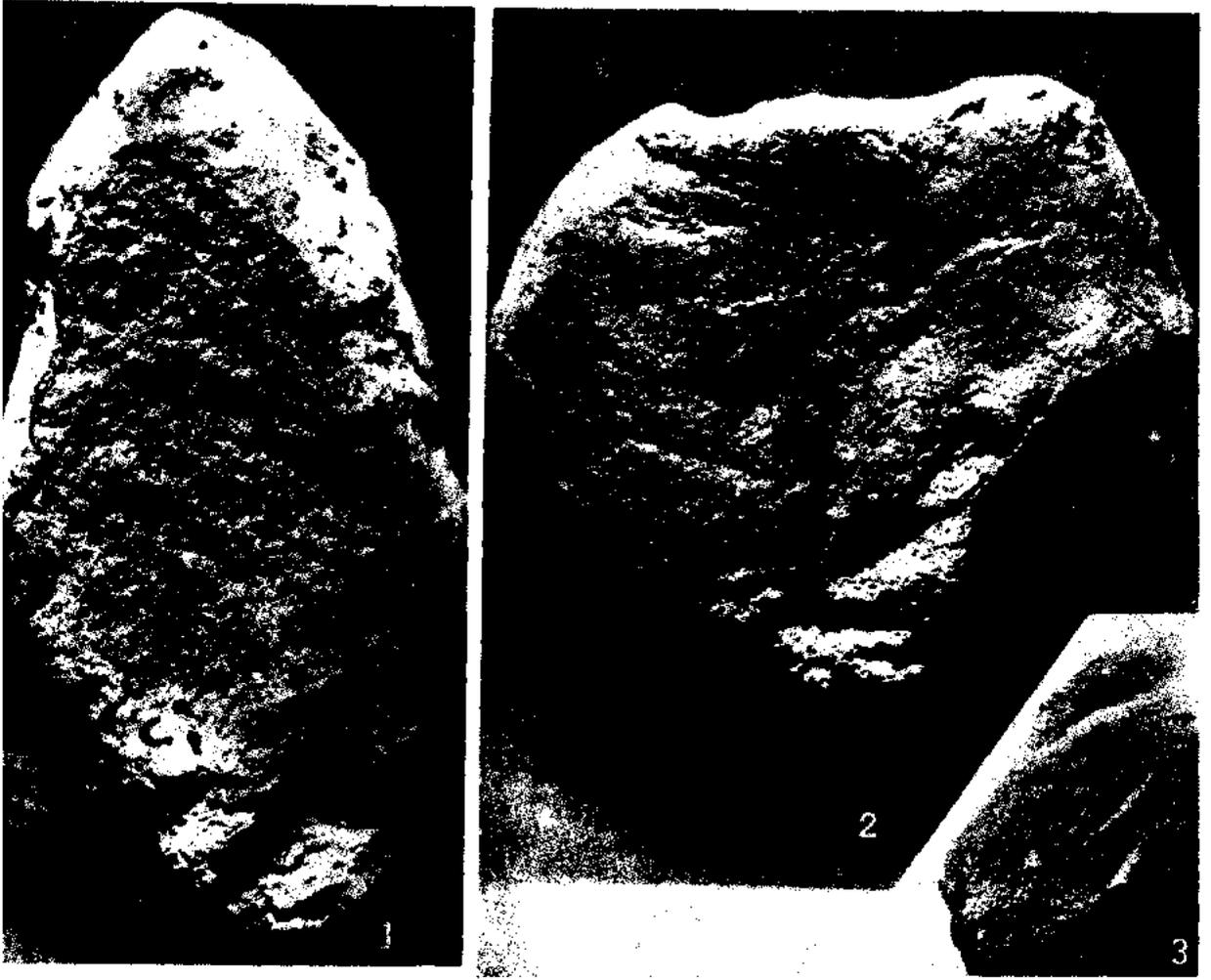


图 1 王家坡以上U谷中拾得之条痕石。其质极坚。缩小五分之二。

图 2 白石咀附近拾得之条痕石。此石属于五老峰陡质砂岩。缩小五分之二。

图 3 因撞击而发生之伤痕。非冰溜条痕。

图 4 白石咀附近之一羊背石。石质为黄龙灰岩。其面有甚粗而相互平行之条痕,表示冰流之向。倾斜较缓之面属上流,较陡之面属下流。

图版 X

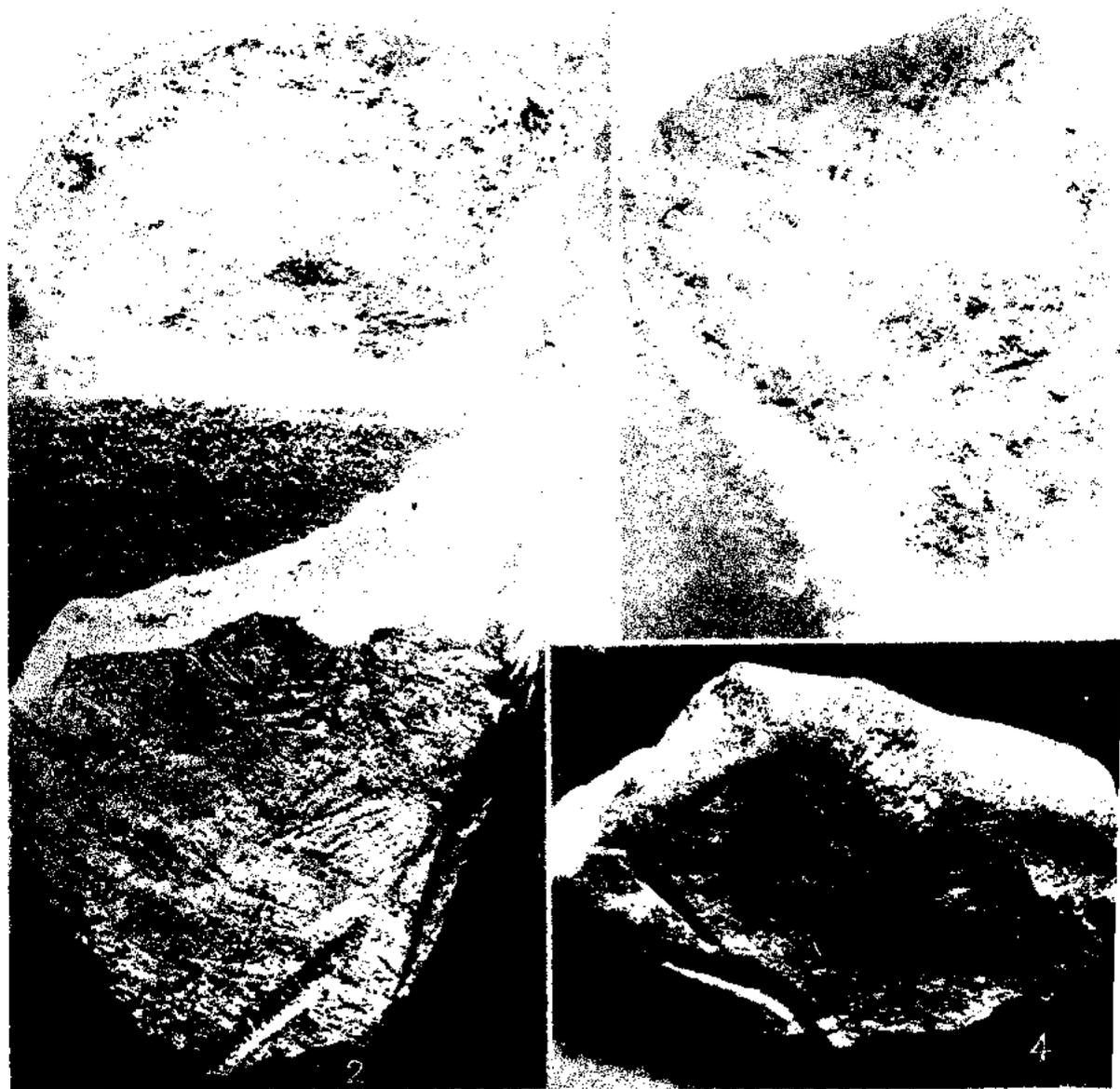


图1 最普通之冰溜条痕石。发见于云屏峰附近之侧碛中。大小与实物相同

图2 云屏峰附近侧碛中发见之条痕石。此石稜角尚锐。其上条痕亦甚细。并有锯状条痕。缩小三分之一

图3 云屏峰侧碛中发见之条痕石。条痕发生之面系一凹面。缩小三分之一

图4 芦林盆地中发见之石块。其上有压痕二道,极为明显。呈压痕之面且有摩擦条痕,隐约可辨。缩小三分之一



湖水低落时虾蟆石侧面之形状。虾蟆石后面之低山,皆由泥砾而成。系大姑冰期最远前碛之一部分



白石咀附近后函及侧面俱带条痕之黄龙灰岩,铁锤之柄,指示条痕之方向,且与新月形之裂痕垂直



白石咀附近黄龙灰岩上之冰溜条痕。条痕悉在灰岩之后部，即冰之上流。带条痕之面，略呈宛转曲折之象。与断面擦痕，显然不同。灰岩之前部，参差不齐。其右角之一部分，略与灰岩本身分离，或系为冰流所推动之故



白石咀旧卡房前黄龙灰岩上之冰溜面。灰岩硅化之部分较硬，条痕不甚明显。图之下部左角，表示石灰岩中之空洞。洞中满填以泥砾。图之下部右角为一扁形石块。当发掘洞中泥砾时，此石直立于洞中。其侧面之形象，适与洞旁之条痕凸凹相符。



姑塘镇东北甲许湖滨泥砾之断岸 此一毁泥砾丘属于大始冰期最远之前缘 断岸中色淡之处为较古之泥砾——即鄱阳冰期之泥砾——而转入大姑冰期之前缘中者



上图 由姑壩附近西高岭眺望马祖山以南大姑冰期之前碛。MM 为马祖山。矢所指示之低岗属于第二道前碛及第三道前碛之一部分。白点指示第三道前碛之地位。此第三道前碛转折之处，经冰川冲断。图中隐约可见

下图 由公路旁眺望莲花洞大盘谷中之小盘谷。前面所见低山，即小盘谷前之屏障经流水冲毁而尚残余之部分

鄂西川东湘西桂北第四纪冰川现象述要*

第四纪冰川现象,在长江流域,首见于江西之庐山及安徽之黄山。此二山之上部,可见残余之冰窖、冰斗、U谷等类冰削地形;其中较为明显者,常在900米以上。至于泥砾之展布,则往往远离山麓,时达十余公里,连亘成弧形小丘;若非经流水冲洗,以致零乱,则一望而知其为前积。最前积所在之高度,常与长江最高水位相埒,庐山东北麓鄱阳湖西畔以及东流等处,是其例也。

考庐山冰川之流行,共有三期:第一期名鄱阳冰期,其次名大姑冰期,最后名庐山冰期。各冰期之间,皆有间冰期为之隔绝。证据确凿,另有论列甚详,然迄今仍有未能置信者,是或囿于见闻之故。兹特就最近见及之事实,撮要记录,以明第四纪中,中国气候变更之剧烈,非局部偶然之事,而实涉及广大范围,与西欧、北美等地无以异。舍去此等重要事实,而欲求中国第四纪地质史之认识,乌乎可?

此次偕孙殿卿、马振图二君由鄂省之西南部,经四川东南各属,湘西丘陵地域,而入桂北,盘旋颇久。初入山地,即忆及出入于庐山、黄山等地时所见之情况,于山路平坦之处,或高峰之侧,预料或亦有冰削地形之遗迹可睹。孰知所经之地,满山遍野,冰流遗迹,触目皆是,其规模之伟大,实有出于意想者;而证据之确凿,亦非意想所及。唯自第四纪以迄今日,已历几何春秋,冰削地形之已遭毁坏者,亦复不少。即冰摩条痕石之所在,亦或曾经河流之运徙,不得遽认为昔日冰流到达之区。凡此等现象要皆宜绳诸当地情形,始可论断。

在鄂西巴恩途中,近长江方面,即绿葱坡以北,冰川遗迹可睹者甚少。自绿葱坡以南,则巨形之冰窖、U谷、悬谷,历历在目。例如由茅田至长梁子一带山谷,向南偏西直驰,其左侧之石壁,皆呈平滑之象。谷底颇平坦,时有冰坎(Crosswall)横亘于其中。冰坎两侧皆有缺口,居东侧者常较浅,久已为流水所放弃,居西侧者则甚深且甚狭,为现今排水之道。谷之上段,即小茅田至三道岩一带,有下石炭纪石英砂岩,露于谷底,其上往往带无数冰摩之条痕,赖有黄色粘韧之泥砾覆于其上,故迄今得以保存。泥砾中所含石块,往往一面或数面呈研磨之象且带擦痕,深浅不一,方向不定。

谷之左侧,有一类似三级台地之地形。即近察之,始知每一台地,实系一旧山谷被侵蚀后遗留之部分,其底部之U形迄今犹存,唯旧谷之右侧,大半皆已毁灭。于各谷之底,皆曾觅得冰摩条痕石,足证此三级旧谷,皆曾有冰流运行其中。三谷之中,最高者,约海拔1500米,次者,1420米,再次者,1380米,而现今谷底,在茅田盆地附近,高出海面约1340

* 本文原发表于1940年《地质论评》,第5卷,第3期,第171—184页。——编者

米。以上各数，系以测量时之气压为根据，若气压变更，数字或略有差异，然各谷底高低之差，由此可以知其大概。此三级旧谷与现今之谷底大致平行，即与岩层之走向，大致相同。全体岩层，皆向东偏南倾斜，故愈高之谷，在愈新之岩层中凿成，而于此等新岩层凿成之旧谷中，皆觅得较老岩石之条痕石。由此可知每一U谷成生之时，其西面岩层，尚高耸于其西侧，而今已不可复睹矣。然则每一级旧U谷成生以后，必经长期之侵蚀，致谷之右侧大半毁灭，然后较新之U谷（即较低之旧U谷），乃又发生。其毁灭之方式，不外流水之冲激。

考现今世界各处高山冰川之两侧，常有流水奔驰，一若道路两旁，沟渠排水之象。排水较多者必较深，其旁岩石之遭毁灭者亦愈烈。假如冰流完全溶解，则谷中之水道不沿谷底而沿此旧冰川旁排水之道以流注。久之则旧谷之一侧，将见大遭破坏矣。执是以谈，可见每一级U谷完成以后，复经长期流水之冲洗，渐成V形之谷。若复有冰流注于其中，则此谷渐宽而底渐平，乃有较新之U谷发生。此长期流水冲洗之时期，即间冰期也。就茅田至长梁子一带之地形而言，每经一次间冰期，则冰流之主道，有向西偏北推移之象。若此说不误，则由茅田附近地形发育之情形，可推测四次冰期与三次间冰期之存在。最新冰期，范围甚小，盖最低之U谷，至三道岩以下（海拔约1200余米），则不可复睹矣。然三级旧U谷，仍高悬于左侧，至长梁子附近，尤为显著。第三级旧谷，至此忽然下降，堕入牯牛坪中，形成盘谷（海拔约600余米）。由四十八道梁子而来之冰川，向东转折，经黄石板相会于此，中途遗漂砾、泥砾及带条痕之石块甚多，在黄石板一带，随处可见。

数次冰期，在恩施盆地中（海拔约400余米），尚可证实。爰恩施为一南北延长之盆地，四周皆高山，盆地之中，填以质较疏松之红色砂岩，似较东湖砂岩尤新。此红砂岩之上，有时覆以砾层，暴露于恩施城东清江河畔。砾层分为两部分：下部石砾颇粗，有时与泥质和合，略呈固结之象，石块多系石英砂岩，有时带摩擦条痕；上部为较小而甚圆之石子结集而成，颇为坚牢，石子大部为石灰岩，层次尚属清晰，显由江流运搬而来之物。此砾层之上，时有棕黄色泥土掩盖。

恩施盆地之西部，泥砾分布颇广，或成低台地，或覆于丘陵之顶。北起于小龙潭附近，南达五峰山西北侧及恩施县城以南，西抵利川边境高山之东麓，东至金家坝等处。此种泥砾，略呈棕红色，性甚松软，其中石块，大抵稜角皆失，多带条痕，尤以恩施城东，清江河西畔台地上所产者为最清晰。石块大小不等，与粘韧之泥混合，杂乱无章，大部皆为极坚硬之石英砂岩，出自盆地之西北高山中。其他如石灰岩以及当地之红色砂岩，亦有混杂于其中者，唯为数不多。此种泥砾与前述砾层下部之条痕块砾，绝不相伦。此物虽未曾见其直覆于前述砾层之上，然其较新于砾层，则可断言。此种泥砾之上，亦常有棕黄色泥土掩盖。

泥砾分布之区域，地貌皆甚和缓，或成长丘，或为宽汎，越金家坝以东，则红色砂岩，零乱不堪，沟壑纵横，岗陵棋布，其久受侵蚀之象，一望而知。然在此久经侵蚀之区域中，有时仍可发见漂砾之存在，例如龙洞七里坪（石灰岩区）以及旧州城以北台地之上，皆曾见石英砂岩之漂砾。而此种漂砾皆来自盆地西北高山之中，毫无可疑。姑无论其间地形起伏，决不容此物飞来，即昔日地形迥异，对此种庞大之石块，河流亦决无运输之能力。然则构

成金家坝以西地形之冰期以前,尚有冰期之存在。此古冰川范围更为广大,及其消失以后,则继以长期之河流侵蚀,致红砂岩成零乱之象。此期河流侵蚀以后,复有冰流转运泥砾而来,止于金家坝之线。新者受侵蚀之时期较短,故圆滑之地貌尚能保存,而泥砾之分布,亦几乎连续。以当地情形推度,漂砾之远扬者,似与恩施城东砾层下部之物,同一时期;即此而论,恩施盆地曾两次为冰流所掩覆,盖无可疑,而此两次冰期又必相隔颇久,庶能使同一盆地东西两部分地貌,相差如是之大。若更进一步追求,则知盆地受冰流之影响,或尚不止此二次也。恩施盆地之西北部有盘谷,清江穿流其中,盘谷之南有镇名小龙潭。小龙潭以南,乱山丛错,其中泥砾几乎绝迹,而其左右及前面则为泥砾环绕。乱山之最高者,高出清江河面约 70 米。此一带乱山,全由红砂岩造成;在盆地中其他区域,红砂岩常呈平铺之象,毫未受任何波折,至此则不然。由东南而西北行,初则见红砂岩中有少数薄脉(仍属红砂岩),凸出于砂岩已受风化之面,其走向大率北二十度东,愈近小龙潭则此种薄脉愈多愈密,穿插于砂岩中,仍不失其北七十度东之走向。除此而外,尚有逆掩断层,使红砂岩之上部向东南推动。察其推动之力,来自北二十度西之方向,而此向适直指盘谷之中心。盘谷以上,则为山谷,向西北延展。

红砂岩之所以受此挤压者,显系一伟大冰流,由西北山地窜入盘谷,复越乱山区域向东南推动所致。此所谓伟大冰流者,究系较古者抑或较新者,殊难忆断。然就乱山区域与其左右及前面泥砾之关系推度,较新冰流——至少当其盛行之时——恐亦有与有力焉。复观小龙潭以南,清江河之两旁,石坡斜列,既直而又呈平滑之象,显然为最近小冰流铲刮之所致。沿河行十数里,此种地形骤止。若谓此时冰流之流行,为行抵恩施城垣附近冰流最后撤退之遗迹,则其骤止之象,似难解释。且泥砾分布之区,其所受侵蚀之程度,虽远逊于有漂砾之红砂岩区,然冰积物之原状,大半已破坏不堪。若以此种地形与清江上游小龙潭以下之 U 谷比较,则二者受侵蚀程度,有天壤之别。兹更列表于次,以明最后三次冰流之差异:

- 最古冰流 流溢面积最大,其泛滥之区域,在地形上已无遗迹可寻,仅在乱山丛错之区偶而发见漂砾。
- 较新冰流 流溢面积较前者为小,此次冰川到达之区,随地皆有泥砾,并时有砂砾与之混杂,但冰前冰下各种堆积物之原形,大都已毁。
- 更新冰流 仅有小冰川囿于清江之上游,此次冰流所经之处,两旁平滑之石壁,迄今仍尚完整,形成 U 谷,此 U 谷之底,与清江两岸最低级之台地相当。

各次冰流所及之区,地面受侵蚀之程度,相差既如是显著,故知每次冰流消灭以后,必继以长期之侵蚀;而此项侵蚀,又非冰川以及冰水排泄之所能为功,则谓三冰期之间,尚有间冰期存在,不亦然乎。此三次冰期之区别,与长梁子附近地形所指示者适相呼应,似非偶然也。

综观茅田至长梁子一带地域及恩施盆地情形,冰川之流行,可共分为四期:第一、二期范围颇广,冰流之泛溢于平地者,汇集而成冰泛(Piedmont type)。第三期范围较小,冰流之达于平地者仅成冰川。第四期范围更小,仅高出海面 1200 米以上之山谷中有小冰川流注。以此与庐山情形比较,前三期似各与鄱阳、大姑、庐山三期相当,而最后一期,在庐

山方面似无可比拟者。但详察庐山方面情形,所谓大姑期者,可分为两段:第一段名谷山段,第二段名高垄段。若此两段实为冰期,则庐山之冰期,可分为鄱阳、谷山、高垄、庐山四期,与鄂西冰期分期之数,适相符合,姑志之以待将来之考证。

鄂西冰流之遗迹,固不限于茅田、长梁子、恩施等处。其他山岳连亘之地域以及山中盆地,皆有冰川之踪迹可寻。惟高出海面七八百米以上之地,冰积物之遗存者颇少,仅有地形可供考证。在石灰岩区中,即冰削地形,除巨型之冰窖、U谷及冰坎而外,亦多遭破坏,或掩以黄色泥土。至六七百米以下之区域,则泥砾漂砾之类,满布于山谷或平原之中。例如建始盆地,海拔约600米,其中满布泥砾,砾面常带摩擦及挤压之痕迹。昔日冰川之流注于此者有二:其一源于贤良坪冰窖,越石鼓门而入于建始盆地,其又一源于川鄂边境高山中之龟门子及黄泥洞等冰窖,经垭牌界而达于盆地之西南角。两者相会,乃成建始冰泛,复向东南流溢。以他如五峰、鹤峰以及长阳等县,皆有冰流遗迹,兹不备述。

由恩施南行,昔日冰流之道,历历可睹。冰川古道,多向北驰。沿路均可见少数漂砾,转移于谷旁山坡之上。行至椒园,即达南北两面之分水岭,此处高出恩施盆地约400米,地形无特殊表见。迤南则又有冰川古道,直达小关。由此西南,循山道入咸丰盆地。此盆地高出海面700余米,其中泥砾漂砾甚多,带摩擦条痕者亦甚夥。咸丰城北四公里处,且有纹泥暴露,纹泥之上,覆以泥砾。李捷先生在咸丰南部老岩孔拾得之条痕石块尤为美丽,其上之条痕,多呈红头状,显系由极坚之石子刻画而成。

咸丰盆地之西南,岩盆地,亦为旧日之冰窖,其西南隅有平直之谷,向西北伸展,直达朝阳寺。朝阳寺之西南复有U谷,向西南直驰,越石门坎(实系一冰坎)经罗家坝、凉风垭至县坝而堕入唐岩河谷,成一极美丽之悬谷。唐岩河谷为一主要之冰川故道,发源于小南海冰窖;小南海者乃川鄂边境山巅之湖,现今积水尚深,唐岩河即源于此。昔冰雪之屯积于小南海及其以上各冰窖者,悉由大路坝溢出,经谭家坪、中坝、白杨坪、杨柳湾,至县坝与由东北而来之冰川相会,其体积益形扩大,折而南行,经周白渡、弯滩,乃转向西南,过官渡河而入河口场,汇集若干小冰川,形成河口场之冰泛。

河口场屯积之冰,由东南角溢出,循唐岩河谷,向南偏西流注,行至大中坝、石鸡沱之间,有冰川支流,各自东西来会:自东来者发源于土子坝冰窖,自西来者发源于沙子坝、大路坪冰窖。此一段主要冰川故道之西,复有一冰川古道,与之平行,其间隔以山脊。东坡平滑,向南偏西直驰,有时为横沟所切断,与其西面冰川故道相通,山脊之上部常见漏斗状地形,似属冰斗之遭破坏者。此二冰川,平行数十里,经双河场汇为冰泛,复向南行,越庐家坝冰坎而达两河口(海拔约580米)。双河场为一宽泛盆地,其底甚平,满布泥砾,砾上多带条痕,泥砾之上,覆以黄色泥土。两河口亦属一山中盆地,盆边泥砾尤存,带条痕之石块甚夥,类多来自远方。

细察两河口附近之地形,有新旧两道U谷重叠之象。新者两旁石壁,尚属整齐,而下部逐渐弯曲呈U字状之处,亦至为明晰,其底部为唐岩河所切入,尚不甚深。此较新U谷之两旁,尚有一道较仄小之U谷,间以高百余米之山脊,仄小U谷之外乃见高山矗立。山

坡原形,虽大半已遭破坏,而自远视之,即见其东西并立,南北直驰,延长数十里不少变,其为旧U谷之两壁,盖已暴露无余矣。旧U谷至两河口忽转折而西,唐岩河亦循此谷底西流,切成深峡;至此,较新之U谷,已不可复睹。至于旧U谷至何处截止,冰碛物及于何地,则尚未穷追,以忆想度之,或竟达四川盆地之边缘。

四川东南隅山地中,冰窖及冰泛尚多,其表见于十万分之一地形图上者已不可胜数,兹就此次见及之处,略举数例以证之。黔江盆地为昔日两冰流汇集之所,其一源于桃子坝冰窖,至大营折而南行,经西山东侧而注于盆地之西北角。其又一源于茶园子、彭家沟、栅山等冰窖,越高坎子而东,入于盆地之西角。此二冰川汇集于此乃成小冰泛,经观音岩向东南流,与唐岩冰川相汇于周白渡。盆底甚平,高出海面约580米。其中漂砾甚多,带摩擦条痕者亦甚夥。于河畔最低级台地之上,见有泥砾与砾层相间,其下志留纪页岩暴露,与泥砾接触之处,甚为明晰。盆地四周高山之旁,有二级台地可睹:低者约高出盆地20米,仅见于北侧,高者约高出盆地50米,见于盆地之东侧及南侧。此二级台地,是否为二次间冰期之遗迹,尚未敢断言。

两河口与酉阳之间,最高之分水岭,高出海面约1420米。与分水岭接近之处有黑水岩、邓家沱等冰窖,皆不甚大。至龙池铺之西南,则盆地扩大,向西南展开。酉阳县治亦在盆地之中,于县城之南及城北西水支流之旁,曾拾得条痕石数块,其质甚坚,由来颇远。盖酉阳盆地四周皆石灰岩,此种硅质岩石,决非酉阳附近产物。酉阳盆地之高度,约海拔850米。

自酉阳登山向东南行,经凉风垭分水岭(海拔1100余米)至杉树坪,则地势少降,逐渐堕入龙潭盆地。此巨型盆地,向东北北——西南南延展,长约五公里,平均宽仅半公里左右。其底极平,满布泥砾,其上有时覆以棕黄色泥土。东西两面高山皆石灰岩,而盆中庞大之石块,则多石英砂岩。盆地高度,约海拔450米,龙潭镇位于盆地之南部,其东南有狭谷一道,酉水由此东流。谷旁漂砾泥砾甚多,砾面往往满带条痕,在三溪口鲤鱼岩附近拾得者,尤为美丽。

迤南越石灰岩高山,乃达秀山。秀山县治,亦设于盆地之中,高出海面约450余米。此盆地略成三角形,角顶向西,底边向东,面积颇为辽阔,盆底满布棕黄色泥土,泥土之下,即为泥砾。愈往东南,则泥砾愈薄,砾层(Tale gravel)渐形显著;而其上之泥土亦较着红色。依地形推度,秀山盆地实成一冰泛,石梁、岑农、武官坝等冰窖之冰,由西流注于此;岳梅、吏目等冰窖之冰,自南来会;此等冰窖,大约与贵州边境高山中之冰窖相通。

秀山盆地之东,丘陵起伏,地形颇为零乱。小丘之上,常有红泥掩覆,泥中有时杂以漂砾。行至某地(地名未悉)泥砾忽成岗岭,其中石块甚巨,类多石英质砂岩,大者径近1米,以地形及当地岩层分布之情形观之,其来源当甚远。复东行则泥砾甚少,而乳白色之冰川泥则遍布田野之中。及抵茶洞,泥砾复展布于界岭之西麓,其中漂砾颇巨,仍多属石英质砂岩。泥砾之上,时覆以棕黄色泥土。茶洞车站及旧城皆建于界岭之上。由界岭之顶向西展望,遥见高山屹立,其东南面有类似旧冰川谷之地形向茶洞伸展,唯久经剖割,旧谷之

底,已变为群山纠纷之象。茶洞所在之界岭,乃系此旧谷中之一冰坎。由此而东北,复有干谷向永绥县治方面直趋,干谷两旁之石壁,曾经冰流铲刮,颇为明了。

由茶洞东行,第见丘陵起伏,冰流地形之遗迹,可睹者甚少。唯在下寨河附近,遇若干漂砾,散于山坡,而泥质则未能见及。折而东南行,复入石灰岩区域,地势亦渐升高,最高之处,达1100米,平均在1000米左右。山顶多小盆地,或断或续,直达矮寨。至此则地势骤降,循悬崖而下,气压表忽降至430米,至此盖已入沅江流域之上游矣。矮寨附近漂砾甚多。沅水支流东南行,经潭溪、所里等地而达泸溪。河床两岸台地,大都为红砂岩造成,台地之侧面常有深红色泥砾,砾质大都为极坚硬之石英砂岩,间亦有当地之红砂岩块杂于其中,石灰岩块则罕见。于所里、泸溪等处,拾得带条痕之石块甚多,庞大之漂砾,偶亦见及。在泸溪附近,泥砾最高之面,约高出泸溪镇15米,泸溪镇高出海面约300米。所里高出海面约360米。

由泸溪沿沅江西岸南行,经双水铺、桥里铺、界牌坳、十里铺等地而达辰谿。十里铺以南棕黄色泥土甚多,泥土之下即为泥砾,于辰谿附近台地上之泥砾中,获得条痕石数枚,皆系石英质砂岩,极为坚硬。辰谿附近诸山岗皆呈圆滑之貌,似皆曾经冰流之研磨。辰谿以南,泥砾罕见,然至怀化附近,棕黄色泥土,复遍布原野,其下时有泥砾露出。至榆树湾以东,仍有薄层泥砾,居棕黄色泥土之下,唯砾块不大,且多成圆形。由此东南,泥砾时隐时显,或见于低丘之旁,或露于塘渠之中。榆树湾盆地以东,有较高之山岭(雪落山、长夜岭)一道,向东北-西南伸展。此一道山岭之西北麓,至少有四道旧U谷,沿其西北坡而伸入于榆树湾盆地中。其原状虽已多毁灭,然为小冰川之故道,则无可疑也。

由榆树湾至安江途中,在海拔600余米之处,冰削地形,尚有可睹者。山谷之旁,时有泥砾散布,安江即居此一带山岭之东麓。漂砾之带条痕者,在安江镇附近拾得数枚。漂砾大都为极坚之硅质岩石,条痕刻画甚深,其面有时带各种斑痕,显然为其他石块之棱角或尖利之石子压入所致,亦有受研磨之面,因巨压而致弯曲者,昔时冰层之厚可想而知。

安江与洞口之间,复有高岭一道,为雪峰山脉之西南部,其最高处约海拔1400米。安江至洞口途中,未见有显著之冰削地形。然在山之东麓江口镇(海拔约700米)附近,则泥砾甚多,沿山谷分布,直达洞口。洞口以东,尚有泥砾广布于平原中,与粗细砂砾混杂。泥砾之前面,有低丘环绕。至桃花坪以西之某处(界线尚未画明),则泥砾绝迹。由桃花坪至邵阳,冰流遗迹,一无所见。唯在邵阳河床砾层中,发见极坚硬之条痕石数枚,条痕大都不甚清晰,砾块圆者居多,且不甚大,颇呈久经流水冲激之象。河床之中,有坚韧之黄泥,因为水所淹没,其厚薄不可得知,其下有何物亦不可测。由此推度,资水上游必有冰碛物分布,然谓昔日冰流曾达到邵阳,则此次所见事实,尚不足以证明也。

由邵阳至衡阳途中,仅在水东江附近(海拔约500米),见泥砾散布于田野中。此物皆来自西南一带高山(如提鸭山、姜芽山、界岭等),毫无可疑。在水东江附近小岗之旁,有数处露出泥砾层之断面,其色深红,结集颇坚,泥砾分上下二层,其间隔以深红色泥土。水东江以西唐下桥附近,亦有两层砾石暴露,两层之间隔以红泥,层次与水东江所见者完全相

- 1929 东京地学协会, 东亚地质图。
- 1931 Barbour George B., The Taiku Deposits and the Problem of Pleistocene Climates, *Bull. Geol. Soc. China*, 10 (1) 70—104.
- 1936 Chen Guoda (Chan Kuota), A Note on the Subaquatic Deformation in the Taiku Deposits, *Bull. Geol. Soc. China*, 16 (4) 567—574.
- 1937 尹赞勳, 中国近期火山。地质论评2 (4), 页321—338。
- 1956 郭令智、夏树芳, 汾河流域之地质和地貌。南京大学学报1956 (4)。
- 1957 张尔道、陆岩, 临潼骊山地质。科学与技术理论第1期页63—69。科联陕西分会。
- 1958 列别金斯基 (Лебединский) B.N., 大同火山群。科学出版社。
- 1972 Milanovsky, E.E., Continental Rift Zones, Their Arrangement and Development, East African Rifts, *Tectonophysics* 15 (1/2), 65—70 Elsevier Publ. Co., Amsterdam Netherlands.
- 1976 Милановский, Е.Е., Рифтовые зоны континентов Москва, “НЕДРА”。
- 1976 贾兰坡、张杨耕、卫奇, 大同火山群活动时代考证。地理知识1976 (1)。
- 1976 丁梦麟、谢卓华, 大同火山群。地理知识1976 (2)。
- 1977 吴国金等, 山西裂谷和地震, 山西地震, 1977年4期。
- 1978 国家地震局地球物理所二室, 现代构造应力场和地幔对流。全国地热学术会议论文。页1—10。广东从化。
- 1979 刘锁旺、甘家思, 汾渭地堑裂谷系。地震通报1979 (1) 101—123。
- 1980 许志琴, 谈谈裂谷。地质论评26 (3) 260—264。
- 1981 黄培华、付容珊, 中国近代构造运动动力源与地幔对流关系。中国科技大学地球和空间科学系, 页1—6。附图1。
- 1981 武烈、巩王琪、苏宗正、张幸运、赵新平, 山西地震带地壳结构变化与地震活动特征。山西地震1981 (2) 1—4
- 1982 Liu Guangxun et al. Present-day Tectonic Movement along Active Faults in the East of China's Mainland, *Seismology and Geology*, 4 (4) 1—14.
- 1982 Huang peihua and Fu Rongshan, The Mantle Convection Pattern and Force Source Mechanism of Recent Tectonic Movement in China, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 28, 261—268. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, Netherlands.
- 1983 吴功建、高锐, 论区域航磁异常与我国东部深部地质构造的关系——地质解释之一。地质矿产部矿床地质研究所地球物理研究室。

..英文摘要登在Abstracts, 27th IGC, Vol. 3, sect. 06, P. 162, Moscow, 1984. 全文发表于《大地构造与成矿学》8(4)319—320, 1984, 长沙。

中国冰期之探讨*

二十年前作者在大同盆地及太行山东麓,曾发见漂砾,其一面或两面,备受研磨,且带摩擦之痕迹。此种漂砾有来源甚远者,亦有出自附近之岩层者。就擦痕之形状观之,不似因石流现象而成,与断层中之压磨面尤属迥异,故当时曾认其为冰流遗迹^[1]。然嗣后在中国北部各处工作者殊少见冰蚀地形;且最新地层中自黄土以迄三门系,亦未有认为冰碛层其物者。同时古生物学方面所得证据,除若干寒带动物与温带或热带动物杂处者外,亦未闻有特殊冰期生物群之存在。根据此类报告及实地视察之结果,巴博尔(G. B. Barbour)及德日进(Teilhard de Chardin)诸氏遂断定中国无冰期之存在,至多不过有数次干冷与温热之气候循环已耳^[2]。

迨后作者在庐山上部,见有若干奇异地形,最初仍假定山洪之力促其形成。然细绎当地地形及地质上之环境,终未能得确切之解释。心境上萦绕两年之久,费解之处愈增。忽忆及十余年前在北方曾发见漂砾,乃试以冰川流行之说,举凡不可解之地形,皆得迎刃而解。于是已告结束之冰期问题,又有复活之机^[3]。环山搜索,再历年余,始知庐山之东北西三面,皆有大批冰碛层;或已揭露,或埋没于红泥或黄色泥土之下。漂砾之带擦痕者,迭有发见。而当地岩层之受冰流研磨者,亦有暴露之处;凡因冰川流行所发生之地形,如冰斗, U 谷, 悬谷, 盘谷, 冰窖之类, 无不应有尽有, 即冰碛层中之侧碛, 终碛以及冰水排泄物, 亦依次排列, 铸成岗阜, 洵可谓皇皇大观焉。冰川流行之说, 至是益信, 然反对者仍如故也^[4]。第其所持理由实无以自解。

及冰刮悬崖与夫冰溜痕迹发见于黄山半山亭之下, U 谷之东侧, 同时于山南公路之旁, 又见冰碛层与纹泥揭露。冰川流行之说, 至是已不容置疑^[5]。素称怀疑之费斯曼(H. V. Wissmann)曾两次亲历其境, 复著专论^[6], 一反其素持之意见。惜国内地质地文专家, 尚少见之。忆百年前亚加西(Louis Agassiz)氏, 发表言论, 谓隆河上游, 昔日冰川分布, 如何广大, 致触布呼(Von Buch)之怒几被斥为异端。而在今日之我国, 则能循序渐进, 渐臻学术上光明之途, 数千年来, 吾人治学之态度, 盖一贯有如此者, 事非偶然也。

外国地质地理专家, 着眼于中国冰期问题者, 亦颇不乏人。然大都着重高山地域。劳兹(L. V. Loczy)氏于出入西康之际^[7], 曾见冰川地形展布甚广, 其范围远过今日冰川存在之区。劳氏之说, 学者殊少注意及之; 独塔斐尔(A. Tafel)氏关于西康冰流现象, 颇有记载^[8], 与劳氏之意见多不期而合之处。塔氏在打箭炉附近所撮之影片, 尤显证昔日冰流

* 本文原发表于1942年11月前中央研究院出版的“学术汇刊”, 第1卷, 第1期, 第1—12页。——编者

之象,冰川学专家彭克(A. Penck)氏甚韪其说^[9]。迨汉默(A. Heim)氏自贡嘎山归来,则又谓西康山地之石流现象,实较冰流现象为重要^[10]。昔日冰川之遗迹,较诸现今冰流终点,有时虽低至1000米,然冰水停积物所达到最低之点,如摩西面,仍在海拔1600米。而在云南北部,据汉德尔马则提(H. U. Handel-Mazzetti)^[11]、瓦德(F. K. Ward)^[12]、克列德拉(W. Credner)^[13]诸氏观察之结果,昔日冰川地形之存在者,要皆在3000米以上,西藏高原更勿论矣。

准是以谈,则中国西部高山区域之冰川现象,与长江一带及长江以南各处之冰川现象,未能并为一谈,似甚明显。若非前人尚有观察未及,或冰期后中国西部山地,有剧烈之生长,则比较研究,洵不易着手。本文仅就中国中部之冰川现象,择要叙述,以明立论之根据及既知事实之范围。约略言之,中国并非曾经大陆冰盖之掩覆,一如西欧美;实则仅有多数小冰盖散布于高山之上部,由此等局部小冰盖,时而伸出冰舌,向平地流溢。而此等小冰盖之生灭,以及冰流之进退。亦非仅一次已耳。换言之,中国有冰期,亦有间冰期^[14]。

兹先述冰期及间冰期,如何证实;次及冰川分布之范围。在庐山附近,已发见两种冰碛层,性质迥异。其一粘结甚紧,若非其中所含石块大小参差,毫无秩序,混杂于红泥中,则与普通之砾岩几无以异。石块之棱角,大半消失,唯多未达浑圆之境,其较平之面,类皆滑润,且有带摩擦之条痕者。红泥中之氧化铁,平均达20%以上,铝土达13%以上,而硅质则仅65%左右,显然曾经湿热变化。泥中多白斑,大小如指,麇集甚密,其剥落之处,则似蜂巢,白斑亦系泥质,唯其中铝土较富。

另一种冰碛层亦属红色,唯绳诸前述者则色较浅而较鲜。质亦颇松,迥不若前者成固结之状。其中亦有白斑及白条,但为数较少且较粗,长者可数寸或盈尺。其湿热化之程度,远不及前者之深,平均硅质达88%,铝土7.5%,氧化铁4.7%左右。其中大小石块与红泥混杂之状,则与前者无异,而石块之经研磨,或带擦痕者亦屡见之。

深红色泥砾层之上,时有砾层。砾层之上则为深红色泥土,厚度不一,其固结之状,含白斑之情形,与夫湿热化之程度则与其下之泥砾相埒。鲜红色泥砾之上亦时有砾层,此砾层之上亦有浅色红泥,俱带较粗之白斑,其下有时有色黄而质极粘之黄泥及泥炭,唯俱不甚厚,最厚之处,约不过尺余。此二项停积物上下相接之处,迄未发现。但在鄱阳湖畔姑塘镇之东北角有浅红色泥砾露出一段切面(图1)。于此切面之中可见深红色泥砾之扁囊状巨块夹于鲜红色泥砾之中,境界清晰,绝非由异分风化而成。另有一切面表示鲜红色泥砾下之泥炭,备受挤压,小型之褶皱冲断甚多,而此种折皱冲断,显然与地壳运动无关,故可知泥炭停积以后,必有表面推动之力,使其发生此等变动。

前述各项事实,已足证明深红色泥砾实较古于鲜红色泥砾。且深红色泥砾发生以后,必有相当时期,堆积深红色泥土,同时又必经湿热之气候,乃能促成湿热化之现象。此项气候变热之时期,必在鲜红色泥砾发生以前。否则同在一地域同属泥砾,一部分固结,而另一部分疏松;一部分湿热化程度较深,而另一部分则湿热化程度极浅等事实无从解释也。自表面形状观之,深红色泥砾仅见于低洼之处或低山之旁,其所占面积亦不甚大;而

鲜红色泥砾则形成岗阜，高者达50余米，换言之，即终碛之象，尚能部分保存。然则深红色之泥砾较古而鲜红者较新，更无可疑。即此吾人可断定庐山附近平原中，前后共有两次冰流发生，其间有较长之时期为之隔绝，而此时期之气候，较现今尤暖，是即一间冰期也。

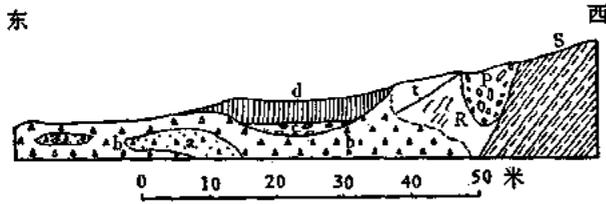


图1 庐山东北鄱阳湖边姑塘镇东北角泥砾之天然切面
a. 甚坚固之暗红色古泥砾；b. 较疏松之鲜红色新泥砾；c. 砾层；
d. 黄褐色泥土；R. 深红色泥，其中若干不规则之曲线表示红泥
受错拆及搅乱之面；r. 红泥中小断面；P. 疏松红泥及石块混杂
物，似属冰流缩小时其傍之排水道之被堵塞者；S. 志留纪砂岩

庐山之上，复有第三种泥砾，其性质与前述二种不同，此种泥砾，极为疏松，呈棕黄色，未经湿热变化，亦无白斑，其上无红泥，仅时有黄褐色泥土掩覆其上。此项黄褐色泥土，在山下分布亦广，为当地地层中最新之物，其与鲜红色泥土接触之处，若未经搅乱，则境界甚为清晰。今山上停积之泥砾，其上既无红泥，

而又在此黄褐色泥土之下，则其较新于红泥而较古于黄褐色泥土，似有可证。然仍有不可不注意之点，是即高山之上气候应较为寒冷，则山下产生红泥之时，山上难免不产生黄褐色泥土，换言之，山下之红泥，与山上之黄褐色泥土，或可为同一时代之产物。果尔，则山上之棕色泥砾，固无法保证其较新于山下之红色泥砾也。是又不然，盖山上之中谷及芦林各处山坡之旁，仍有少许红色泥存在，而此红色泥中多夹白斑，与山下所见者，几无从分别，且粘结甚固，迥非疏松之棕色泥砾及黄褐色泥土所可比伦，足见湿热变化发生之时，其影响固不限于山下已也，尤有进者，山上棕色泥砾，在莲谷之下，及王家坡附近，堆成四道终碛，横亘谷底，在最前一道终碛以上之地形，经流水啮蚀之程度尚浅，当时谷底小冰流伸展之形象，迄今仍历历可睹。自高度800余米以下，则地形骤变，冰蚀地形盖已残余无几矣。天目山情形，亦复如是。由是可知最后冰期所发生之冰川，其最终点只达到800米左右，以下则为冰水排泄之范围。

根据前述理由，似可断定庐山上下，共经过三次冰期。最古者定名鄱阳期，其次为大姑期，其最后者名庐山期。前二冰期所发生之冰流较广，及于平地，其最远处距山麓约十公里。第三期所发生之冰流，仅限于山上，至高度800米左右，即不复向前伸展矣。若就湿热变化及泥砾固结之程度推测，则鄱阳大姑二期间之间冰期为时似颇长，气候亦颇热。而大姑庐山二期间之间冰期则较短，气候变热之程度，或不及鄱阳至大姑期之间。

其次在鄂西恩施建始附近，亦可得数次冰期之征象^[15]。恩施盆地海拔约五六百米，成扁度甚大之椭圆形，南北长而东西狭。清江穿盆地之西部自北向南，直流而过，盆地底部多小山，由软质红色砂岩而成。就一般地形观之，显然分为东西两部分。此二部分之界线，自金家坝往南，直抵五峰山北端，西部地貌圆滑，岗阜之排列，咸有一定之条理，无论岗阜之顶部，或平地皆有泥砾散布，砾块大小不等，带条痕者甚多，大半皆坚硬砂岩，来自数十里以外之高山。金家坝一线以东，则地形零乱异常，沟壑纵横，乱山丛错，一望而知其为久受侵蚀者。唯小山之岭亦时有漂砾。即此二部分地形而论，可知有二次冰流达于恩施

盆地。第一次冰流或布满盆地全部，故在盆地东北部山顶，仍能觅得漂砾，第二次冰流，则仅限于盆地西部，故泥砾之大部分尚存，而鼓丘之貌亦无恙。至东部之所以发生零乱地形者，必因第二次冰流达到以前，已长期受流水之侵蚀。非然者，则同一盆地何能西部之圆滑地形尚能保存，而东部则零乱如斯耶？

清江入盆地之西北角即折而南行。附近有镇，名小龙潭。小龙潭迤南约五六里许，现今清江河床之两岸皆削壁，平滑而且直驰，均向河床底部倾斜。此倾斜平直之崖面以上，则有台地显然较古于现今之河床，其为最近小冰川铲刮之遗迹，盖无可疑。小龙潭以下五六里之处，则此种地貌骤然终止，即此更可证明此次小冰川并非掩覆盆地西部之冰川逐步撤退时最后残余之部分。否则沿清江河上游之地貌，必逐步变更，而平滑之崖面，亦不致骤然终止。由此可见前后共有三次冰流，达于恩施盆地。第一次冰流最广，或遍布盆地全境。第二次冰流，仅掩覆盆地西部。第三次冰流，则甚小，仅沿现今河床流注，至小龙潭下五六里之处即止。

以上数次冰期之征象，更可以高山区域，如茅田附近（图2）之地貌证实之。茅田村居茅田盆地之中，昔日显系一冰窖，其西南角与一U谷相通，向南偏西直展。此U谷之西面有山脊一道称为八卦梁子，其东面则高山耸立，山坡向谷中倾斜，东面山坡，自远视之有三级台地。然即近观之，每一台地之形象，与普通平台之象

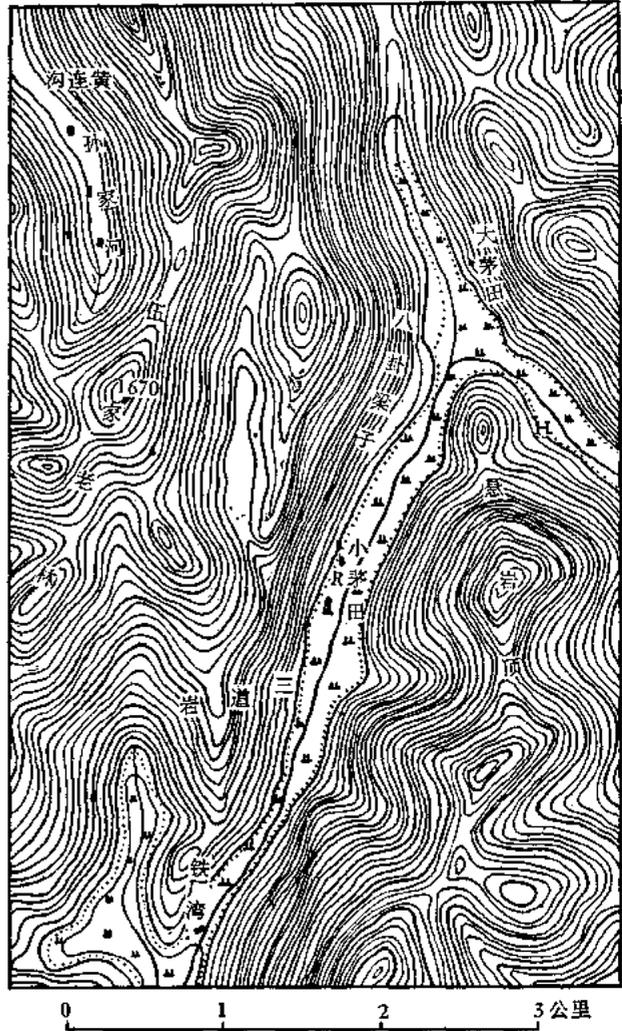


图2 茅田附近地形

H. 悬谷； R. 当地岩层上冰溜条痕最显著之处

不同，实则成槽形，其排列之向，与现今谷向大致相仿。最低之槽高出现今谷底约40米。第二槽底亦高出最低之槽约40米。最高者高出第二槽约110米。各槽之横切面，皆成U形，在每一槽底皆曾拾得带条痕之漂砾。最堪注意者，即漂砾之中，杂有岩石，其露头之处较槽底尤低。假如将谷槽之西侧循其保存之曲度引伸之，则可见槽底以下若干岩层高出空

际(图3),昔日冰川流注于槽中之时,其西侧必巍然尤存,故时有冰溜之石块,坠入槽中。盖绳以当地岩层自志留纪以至三叠纪循序向东倾斜,约二十余度之状,以及茅田以上地形,皆可断定此种冰溜石块,并非来自远方也。

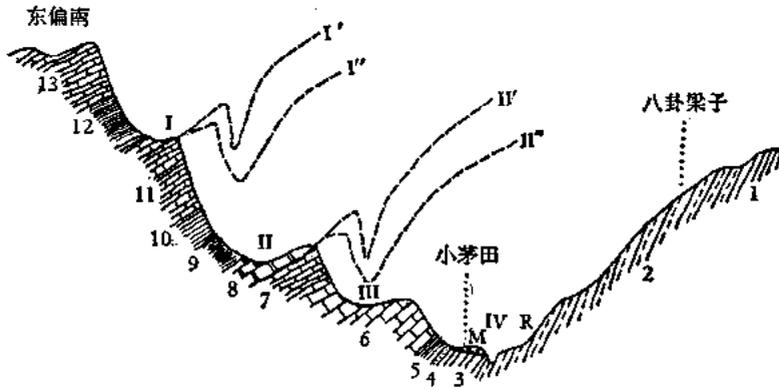


图3 湖北建始茅田附近地质地形切面

1.志留纪页岩; 2.乌桐砂岩; 3,5.黄色页岩; 4.铁砾层; 6.含砾石奥石灰岩; 7.薄层炭质石灰岩; 8.厚层炭质石灰岩; 9.含煤页岩; 10.灰黄色砂质页岩; 11.薄层硅质石灰岩,其中部夹有特殊灰岩一层; 12.黄色薄层灰岩及页岩之混杂层; 13.薄层波纹式灰岩; I, II, III, IV.四次冰川铲刮之地形; I', II', III', IV'.表示第一次冰期因冰水排泄在冰川旁所切之深沟; II', II'', 间冰期排水沟扩大之情形; M.第四次冰期小冰川之前缘残余部分; R.岩层上冰溜条痕甚多之处

从谷槽西壁消失之程序,可推测间冰期之存在,其理由如次:当第一次冰流占据最高之槽中时,必造成U谷,此U谷之下部即与现今之槽形大致相似。唯槽之西壁以西,则皆为当地岩层所填塞。考山中冰川流行时,在冰川之两侧,常有排水道,一如公路两旁之沟渠。冰流不断溶解,故其两旁,常有急流奔驰,逐渐切成深沟。及冰流完全撤退以后,则此深沟不在谷底,而沿半山或山坡伸展。两平行排水沟之中,必有较低者,如是水流全向低沟奔注,因之低者益低,较高者遂干涸,不复遭流水之冲激,新谷乃沿低沟发展,故旧U谷之底部乃能保存。如是者久之,新谷之旁,遂发生类似台地之槽地,悬于谷旁,若复有冰流发生,则此次冰流,即沿新谷而驰,复造成一新U谷,其地位较低于旧U谷,而位置必在旧U谷之一旁。如是逐步推移,乃造成若干槽地,高悬于谷之一旁。此种地貌之发生,必于每次冰川融解以后,尚须继以长期流水之侵蚀。此长期流水侵蚀之时期,即间冰期也。

如前所述,第三级,亦即最低级槽地,高出现今之谷底,尚有40米左右。在小茅田附近,谷底露出之岩层为乌桐砂岩,其质极坚,当地乌桐砂岩之表面,由冰流刻划之条痕甚夥,大抵与现今之谷向平行。小茅田本身,乃位于泥砾之上,形成小阜,横亘谷底,阜之东西两端,各有缺口,居东者较高,为昔日排水之道,居西者则颇深,为现今排水之道。其为小冰川之终碛,可无疑义。至三道岩(在小茅田下约里余)以下,地形陡变,河水经行之道,已切成深沟;同时河床之两旁,亦无泥砾可睹,而泥砾所在之处,则高于山坡之上,是可见由茅田以下直至三道岩一带,现今谷底,亦曾有小型冰川发生。唯此小型冰川流至三道岩

即行终止,三道岩之高度,约高出海面 1200 米*。故 1200 米以下之地域,在最后一次冰期中,只受流水冲激之影响,而不受冰川之磨削。

以上所述四个冰期中,只前三期冰流及于恩施盆地,与恩施所表征之情形,亦相符合。进而言之,与庐山区域之情形,亦属一致。于是可得一结论,即长江流域,高度超过 1200 米之山地**,可发生四次冰期,而在高度不及 1200 米之山地,至多只能发生三次冰期。冰之来源,悉仰给于高山上局部之冰盖。与西欧北美之浩浩荡荡,一片琼瑶者,无可比伦。距高山甚远之平地,则无冰流发生,更无待论矣。

至于中国全国冰川分布之范围,迄今尚不甚明瞭。就北方言之,已发见有冰川遗迹之处,可择要志之如次:山东劳山,泰山之接近泰安部分,山西之大同五台以及太行山脉东麓数处,黄河上流之贺兰山一带,陕西之华山及华阴太白山等地,冰川地形或冰川停积物,皆甚确凿。当冰川盛行之时,北方所有高阔山岳,如阴山山脉,太行以及太行东北诸山脉,秦岭山脉,是否均有冰盖掩覆,尚属待考。因北方气候干燥,沉降量较小,故冰流范围,容或不大。即或在最大之冰期中,冰流泛滥之范围较大,但历时过久,侵蚀过甚,其残余之遗迹,盖已寥若晨星矣。

南方之情形则不然,因沉降量较大,冰川之流行,亦较普遍,四川盆地之周围,似有若干冰舌由高地下溢。盆地本身虽未见冰流展布之确实证据^[46]。然冰水积物则分布甚广,所谓雅安砾层者,或系随最古之冰水排泄而产生者也。其他如重庆以下直至万县一带,似有五级台地,每一级台地,与冰流之进退有何关系,尚不明瞭。嘉陵江流域,至少亦有三级台地,上覆以砾层。此项砾层中,何者为冰水排泄物亦堪研究。嘉陵江上游,大巴山一带,最近李承三先生曾发见冰川遗迹,与鄂西之冰川遗迹,如属一辙^[17]。当冰流最盛之时,其前碛且及于宜都迤西^[18]。淮阳山脉中,似亦有若干冰川散布^[19]。安徽境内之较高山岳,如九华,马鞍,黄山等处皆有冰盖,冰流溢出者往往及于平地。浙江之天目,天台,雁荡亦各有冰盖,其中较古者,皆有向平地流注之痕迹。湘西黔边一带山脉局部冰流尤多,冰水排泄物几达于洞庭湖畔。桂北及五岭山脉,亦多冰流遗迹,其最南之范围,似达到姑婆山,恭城南部,徕山北部,以及黔桂接境诸高地,如三江,河池北部南丹一带。贵州高原上如墨冲,都匀,贵定,施秉,黄平,以及贵阳附近之乌当等处,皆有泥砾散布,唯在冰期中,贵州全境,究大半为冰流所掩覆,抑或仅有局部冰盖,现时尚未能断定。

实际上,冰川分布之地点,固不止于前述诸处,然即此已可见其范围之广,以湘西各地泥砾及冰川排泄物之层数而论,至少似有两次冰期。唯每一期冰流达到之范围,现尚无从知悉。独可异者,为湘桂边境诸山脉,亦即都庞岭,海洋山,姑婆山,驾桥岭^[20]等处,在纬度上地位颇低,而仍有冰流发生,过此线而东,则冰流之范围,又往北收缩。闽西山地,未闻有冰流遗迹,直至浙江之天台雁荡,始见残余之冰川地形。据费斯曼氏稽考之结果,中国现今地面之平均等温线,夏季与冬季,排列不同。夏季时此项等温线大致依南北向排列,

* 根据气压表。

** 据五万分之一地图,茅田高度仅 1000 米有奇,果尔,则庐山或可发生四次冰期。

西藏、青海及西康一带最低，逐渐向东海方面增高。而冬季时则等温线略依东西排列，大致与纬度相符，然在湘黔及湘桂边境，则向南弯曲甚急。例如成都虽远在桂林以北，而两处则大致同在一等温线上。由此推及冰期等温线排列之情形，则湘桂边境诸山脉，虽其高度不超过 1200 余米以上，仍可发生冰流也。

参 考 文 献

- [1] Lee, J. S. Notes on Traces of Recent Ice-action in Northern China; *Geol. Mag.* LIX, pp. 14—21, 1922.
- [2] Barbour, G. B. The Taiku Deposits and the Problem of Pleistocene Climate; *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. X, pp. 71 *et seq.* 1931.
- [3] Lee, J. S. Quaternary Glaciation in the Yangtze Valley; *Bull. Geol. Soc. China* Vol. XIII, No. 1, 1933; ——— Data Relating to the Study of the Problem of Glaciation in Lower Yangtze Valley; *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. XIII, No. 3, 1934.
- [4] Barbour, G. B. Analysis of Lushan Glaciation Problem; *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. XIII, p. 647, 1934.
- [5] Lee, J. S. Confirmatory Evidence of Pleistocene Glaciation from the Huangshan, Southern Anhui; *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. XV, No. 3, 1936.
- [6] Wissmann, H. v. Die Quartäre Vergletscherung in China; *Zeits. d. Gesells. f. Erkunde z. Berlin z. Jahrgang 1937*, nr. 7/8, pp. 241—262.
- [7] Loczy, L. v. Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Graben Bela Szechenyi in Ostasien; pp. 305—837, 1893—1899.
- [8] Tafel, A. Meine Tibet-Reise Vol. I, P. 139, Pl. XLIV, 1914.
- [9] Penck, A. Minya Gongkar; *Zeits. Gessells. Erdk. Berlin*, 1934, p. 17 *et seq.*
- [10] Heim, Ar. Minya. Gongkar; 1933.
———, The Glaciation and Solifluction of Minya Gongkar; *Geogr. Journ.* Vol. LXXX VII, No. 5, pp. 444—454, 1936.
- [11] Handel-Mazzetti, H. v. Hochland und Hochgebirge von Yunnan Karsten und Schenk, 20 Reihe, Heft. 7; 22 Reihe, Heft 8, Jena, 1930, 1932.
- [12] Word, F. K. The Glaciation of Chinese Tibet; *Geogr. Journ.* LIX, p. 363, 1922.
- [13] Gredner, W. Yunnanreise d. Geogr. Inst. d. Sun Yatsen University Vol. I, p. 51, 1931.
- [14] 无名氏, *Nature*; Vol. 141, No. 3568, March 19, 1931.
李四光, 冰期之庐山; 中央研究院地质研究所专刊乙种第二卷, ——已刊未经发行本。1937.
- [15] ——, 鄂西川东湘西桂北第四纪冰川现象述要; 地质论评, 第五卷第三期, 第 171—184 页。
- [16] Salfeld, H. Uber. die diluviale. Vereisung West-Szechuan und insbesondere der Chenyfu-Ebene; *Zentralbl. f. M. G. u. P.* Abt. B, 1936, Nr. 9, p. 355 *et seq.*
- [17] Li, C. and Wu, Y. S. A Preliminary Note on Quaternary Glaciation in Western Hupei; *Bull. Geol. Soc. China*. Vol. XX, No. I, pp. 15—22, 1940.
- [18] 马振图, 湖北五峰鹤峰宜昌宜都等县所见之冰川现象, 地质论评, 第五卷, 第五期, 第 423—430 页。
- [19] Yu, T. F. The Boulder-Clay and its Associated Topographic Features in the Southern Slope of the Huaiyang Mountains——稿本。
- [20] 张文佑, 孙殿卿, 广西驾桥岭及海洋山附近第四纪冰川现象——稿本。
孙殿卿, 广西南丹附近第四纪冰川遗迹之初步研究——稿本。

贵州高原冰川之残迹*

本文是试图回答约六年前提出的有关贵州高原冰川作用问题的成果^[1]。在一个既然目前具有基本相同的自然地理条件，估计在晚近地质时代的任何时期其自然地理状况也基本相同的地区，我们可以用例证的方法来讨论直至引起冰川作用的气候变化问题。这就是根据这里提出的有限的观察作出较广泛的论断的基础。我们先叙述在洛湾盆地所看到的有关事实。这个小盆地位于贵阳盆地的东北，并被较低的帽沙井分水岭所分隔。从整体来看，这个盆地的延展方向为南 30° 西—北 30° 东，这也是盆地底盘轻微向下倾斜的方向。南明河从东南角流入洛湾盆地，沿一条靠近盆地东部边缘的直河道急速流行，距离稍稍超过全长之半，约在盆地中间的万松阁庙，突然转向东流。河流割切出一个弯曲峡谷穿越洛湾—乌当分水岭，从西北侧流入乌当盆地，该分水岭由三迭纪灰岩组成，并被时代可能属于第三纪的砾岩所覆盖。离开这个盆地后，河道又恢复为北北东向。这里，不能不注意南明河的一个奇怪的现象。它原来的河道明显地一直伸向东北，因为在这个方向上有一个开阔干河谷，干谷覆以厚度不明的淡红色土，与洛湾盆地东北端之间，有两条被强烈侵蚀的、具有深切干谷和几个风口的横向山脊相隔。

这些山脊所在的地区及其周围，连续的冰川作用的证据虽然不多，但却是具有决定性的。决定性的事实是：上述一些横脊位于小关或土地庙与养牛坡之间，走向北 40° 西，高出盆地底盘 55—58 米。内脊，即最靠近盆地的一个山脊，由二迭纪页岩组成，并不具备有利于产生如此狭脊的特殊构造或岩石条件。脊的两端紧靠高地，脊的两边陡而直，颇似一条人造的岩墙，并有一个 V 形凹口横切其西北部，这个凹口实际上下切到山脊的基底(图 1)。外脊较宽，缺乏完整的界限，被风口割切更烈，风口深度达 15—20 米。向东南山边，山脊突然升高 20—30 米；向西北，山脊以一个风口与高山坡分开。在同一边再高 37 米，发现另一个突出的上翘山咀，与较低山咀大约在一条线上。这个地形以前，向谷的东南侧的延展，可由东南侧相应位置处有一个大约相同高度的平顶山咀予以说明。山咀附近一个小土地庙可为标记。

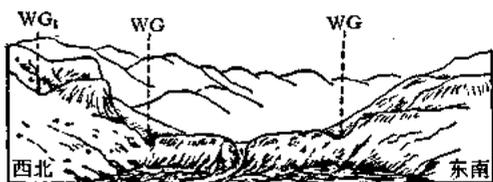


图 1

洛湾盆地北端一个带有风口(WG)的冰坎，悬吊在西山坡的一些上翘的山咀，近景是一个明显的干谷，视向自南方。WG₁指示发现来自马鬃岭的水流磨蚀的卵石和半棱角状大石块地区

* 本文原用英文发表于 1947 年 11 月《中国地质学会志》第 27 卷第 35—54 页。——编者

前述的风口是由二迭纪软砂岩及页岩切割而成，上覆以薄层炉姆，就在这个风口中，发现原地半埋于炉姆中的一个拳头大的圆卵石和一个带有粗条痕的半稜角状巨砾，二者均由很硬的石英质砂岩组成，它们无疑来自洛湾盆地南约 10 公里的马鬃岭。如果不是捏造一个难以置信的假设，设想是人把它们带到它们被发现的地点的，那末，就必然会得到这样的结论：这个风口过去曾是一个排水沟。现在风口高出盆地约 80 米。整个地区曾经受这样大的地形变化，包括盆地的形成，而原有排水沟的一小部分仍然能保存至今，这是完全不可思议的。单是这些情况就迫使我们不得不承认马鬃岭的岩石可能是由冰川搬来的，而且冰川融水是经风口外流的*。

在干谷西北侧更远的地方，有两个更明显的削切翘起的山咀，在山边各有一个风口。它们比上述翘起山咀略高。其成因尚不明。从干谷对面强烈磨蚀的相应山脊的存在来看，两个翘起的山咀似乎也可能是更老冰坎的遗迹。

发现大石块与卵石的风口，在高度上同盆地及其周围所见任何发育良好的侵蚀面都不能对比。例如，关系最密切的一个是带有小圆丘与局部高原的波状起伏面，这个面构成乌当盆地与洛湾盆地的分水岭。这个不规则的、局部被削平的平面，事实上至少是一个冰溜面，这一点不仅可以由这样的情况来说明：即在孤立的椭圆形石灰岩小丘顶上，出现来自马鬃岭的相当大的半稜角状石英质砂岩岩块，具有磨圆地形的、又与组成它们的岩石结构无关的一系列小圆山的大致平行排列。而且还被以下事实所证实：这个平面一般向西北上倾，连着一个比较明显的山脊，后者带有座落于大仙洞、大冲等地的发育良好的风口；在东南方向出现一个同样明显的山脊，也带有大关口、中关口、小关口等地那样的一些风口，呈现出一种“梳状山口”（col and comb）的景观。这些山脊似乎是古河谷的谷壁，上述的平面即构成它的谷底。如果这些风口构成冰流溢口，看来似乎是这样，那末，当这个古平面被冰蚀的时候，必然有来自马鬃岭的相当大规模的冰流。对有关地区的这一地貌发育时期，可以把它命名为关口期。

对发育在乌当-洛湾分水岭上的不规则面及万松阁后面一些较高山丘的详细调查，发现某些值得注意的事实。上述大多数小丘，在它们的顶部与翼部之间有一个奇特的地形间断。顶部一般平坦，而翼部则平滑弯曲。顶部与翼部不相过渡，而是以一个较陡的边缘相互分隔。这些高度大体相同，高出盆地底约 80 米的平顶，典型地发育在万松阁后边那些最高山丘上以及在连结洛湾和乌当盆道路东北侧的山丘上。前一情况，基岩是三叠纪灰岩，后一情况，则是第三纪砾岩。来自马鬃岭的石英砂岩圆卵石和半稜角状岩块散布于这些山丘的平顶上**。它们不可能由组成平面的砾岩风化出来的，因为即使是组成砾岩的最大的砾石，也远比这些漂砾要小，而且构成砾岩的大部分砾石是由当地的物质石

在这种地形条件下出现的两块被搬运来的岩石所提供的证据，曾在参加本学会第 18 届年会的地质旅行参加者面前用实物说明过。后来，据说这两块岩石被某大学的一个学者带走了，因为它们被认为是科学价值的。

** 这些砾石数量有限，以致在洛湾到乌当路左侧一个山顶上，这些砾石被 1944 年的旅行者几乎采集一空，并被丢弃。

灰岩组成；而山顶上松散的岩块及卵石中没有石灰岩。石灰岩山丘上的石英岩岩块和卵石，显而易见是被搬运来的。

这些平顶看来颇似古冲积平原的残余，但要确定其真正的历史，那就需要更广泛的观测。但带有平顶山的洛湾-乌当分水岭平面的情况有所不同(图 2)。这个平面，可以被恰

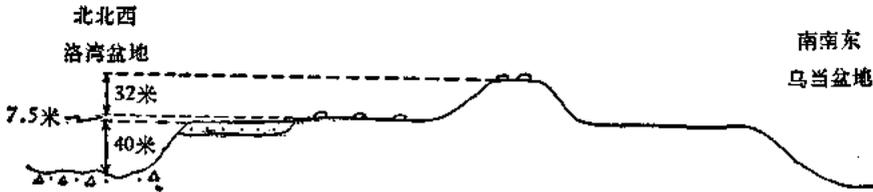


图 2 洛湾-乌当分水岭剖面

△泥砾；○漂砾；●砾石

当地称为小梁阶地，高出盆地底约 40 米，它实际是在不同的质地上发展起来的，各部分高度略有不同。近小丘山脚稍微抬高，并缓慢弯曲与小丘山坡相连，其上到处散布有漂砾。离小丘稍远，这个面基本上是一个抬高的平面，并大部分覆以再搬运的冰碛物。在洛湾-乌当分水岭西部，这个面沿一个陡边突然降低 7.5 米，同时不再出现冰碛，而代之以分选良好并具假层理的砾石，厚度有几米，假层理倾向北东。砾石层轻微倾斜，并直覆于红色页岩及软砂岩之上，再往下即推断的第三纪砾岩。这些关系，沿南明河右岸即洛湾盆地东部边缘出露完整。

砾石等级为中到细粒，缺乏粘土质填充物，单个砾石圆度良好，这些事实清楚表明，这种物质同与之界限显然的再搬运的冰碛是有区别的；并进一步表明，大部分物质不是从邻近地区冲刷下来的，而是搬运了一定的距离。它无疑是从马鬃岭方向搬运来的。问题是搬运营力是冰水还是纯粹的河水。在前一种情况下，由冰川融水形成的持续“片流”，其破坏效果特别作用于冰川后退遗留下的松散冰碛，因而使主要河流涨水并增加其负荷量。在这些情况下，主要存在于排水量、其携带负荷量以及河流局部倾斜度之间的平衡只要有微弱的破坏，都可以引起河流中、下游任何地区发生侵蚀和沉积。要保持这样一个“不稳定”的条件，就必须假设河源地区有足够大的、久不消融的冰流。而这种假设只有在这种情况下是可能的，即流域面积很大，而且足以在水平距离及垂直距离上远离河流在加积及磨蚀之间变动的地区。最后冰流将有较长期的停顿或只微弱的再前进，足以形成一个冰退期，并使我们得以判断小梁阶地的时代和目前残留在阶地上的砾石从较老冰期终结期带下来的时代。另一方面，假设是纯粹的河水活动，这种假设，从洛湾区接近于河谷源头及两个地区海拔高度相差不大这一点来看，似乎更恰当一些，在这种情况下，小梁阶地及散布其上的砾石必然晚于较老的冰期。不管是哪种情况，都说明这些事件发生在冰期结束与间冰期开始之前的一段时期。如果不是贵阳以南一个相当高的阶地以同样具有类似的台阶为特点的话，那末，详细考究阶地台阶这样的微地形似乎是不值得的，这一点下边将提

到*。

在南明河下游右岸,到处可以发现较新泥砾片段和残块,它们一定曾经形成连片冰碛的边缘,冰碛在它被现在的河道切割以前,连接到洛湾盆地东侧高地。环绕万松阁庙所在的小山的西坡边缘,分布有同样的冰碛物,这些冰碛物并广泛分布于洛湾盆地的底部,在洛湾村形成一个狭长的山冈,高出盆地底部其他部分约8—10米。这种物质之所以被认为属于冰碛物,不仅可以由其中含有马鬃岭砂岩的大的和半棱角状的岩块来说明,而且还可以由出现带有典型冰川条痕和经常具有磨光面及凹面的磨光石来证实。在盆地内,除洛湾村附近外,这种物质所表现的地形特点不够明显,在洛湾村似乎为终碛。泥砾不是多少已升起的冰碛物中仅有的一种组成物质,有砾石同它混杂在一起,而且越向沉积的上部和北部或前部砾石越占优势。有一条地下河从大铺的一个洞中流出,大铺显然是位于洛湾村上的终碛的西端,地下河环绕洛湾沉积的前缘,并在流入南明河之前,横切连结洛湾与万松阁的部分蚀平的山脊,这个半圆形的河道标志着终碛的界线,因为这条线以北几乎未发现任何卵石与大石块,而以南侧发现得很多。在更远的高地上,譬如在早已指出的石坎的顶部,也偶而发现这些东西,它们是数量不多的马鬃岭砂岩的中砾(鹅卵石),是沿小溪从那些地方带下来的。这样的卵石显然是由更古老时代的地质作用带来的,跟目前洛湾附近散布于半圆形河道以南的冰碛及砾石毫无关系。

发育在洛湾盆地西侧的另一个明显的地形是近代河水活动形成的大铺阶地,大铺村即位于其上。这个阶地及与其相关的基岩阶地,高出盆地底部约12—13米,展布于盆地西缘一些小山——横岭之间。它们明显地构成一个连续的平地,这个平地被夷平的时代,或早于洛湾泥砾及砾石的沉积,或者同它们同时;否则,阶地所代表的平地必然遭到更明显的切割和破坏。这就是说,大铺阶地或是代表了从产生小梁阶地以后下切作用的终了期,或是当盆地部分地被冰流所占据时在冰川湖中由水的切割作用而形成,当时冰流前缘尚未退到大铺—洛湾—万松阁一线。

这些事实的要点及其说明可以用表的形式摘要如下,属于最近时期的放在最上一排,向下按逆年代顺序排列。

上述摘要没有提到我们前部分讨论中已经注意到的那些特点。可以忆起,构成洛湾盆地北界的冰坎或凹状山脊,除了被一些风口和一个“V”形谷所分割外,几乎是完整的。这些风口和“V”形谷是冰川前缘退到该山脊所在位置时融水所造成的通道;但一个更高的、显然是更老的冰坎,也仍然保留有一个风口,其中段,亦即其绝大部分已经被削平。这个古地形只有一小部分残留于山边。这些残留地形的存在似乎提供了某些确实的证据,证明洛湾—乌当区至少曾经发生过两次冰川作用,两次冰期被小梁阶地以及部分构成它的砾石所代表的间歇期分开。

问题是阶地切割和砾石沉积所代表的间歇,是标志着冰流活动退缩中的一个进展期,

* C. A. Cotton 和 H. L. Richardson 对这个问题进行了概括地、有益的讨论 (Geol. Mag. Vol. LXXXII W. S., No. 1, Jan.—Feb. 1945, pp. 10—13)。

年代表示	活动遗迹	其它特点	活动作用一般描述或时代特征	推论	
南明期	南明河切割基岩,并沿途分布有砾层	洛湾盆地内南明河侵蚀深度到达盆地底下约10米	普遍下切, 伴有局部冲积		
洛湾期	淡红-红棕色垆姆沉积	局限于盆地西北部	由于风积物而加积	部分冰缘的?	
	泥砾常混生在由泥砾再冲刷而来的砾石层中, 铺于盆地底部, 并再次覆盖在环绕盆地的山跟之上	泥砾仅轻微胶结, 形成一个连续大铺, 洛湾和万松阁的局部遭受磨蚀的宽山脊, 其延展方向为北西向	冰川作用	一期?	
大铺期 (亚期?)	邻接盆地北西侧山跟有一个发育良好的基岩阶地	高出盆地底约12-13米	被水夷平		属于冰退时有时阻塞而形成的湖水作用 或 属于河流作用
小梁期	洛湾-乌当分水岭西部水平砾石层同分布于分水岭东部的再冲积冰碛一起组成小梁面	再冲积冰碛面高出盆地底约40米, 砾石层低于该冰碛面7.5米	持续普遍下切, 继之局部冲积及河流侵蚀	间冰期	二期?
关口期	铺于小梁阶地上的再冲积泥砾层及散布于小圆丘翼部及顶部的砾石层, 高出小梁阶地	圆山和小丘在小梁阶地上形成起伏面, 其延展一般为北北东, 同基岩走向无关	冰川作用	座落在小梁面以上的平顶圆丘可能代表一期河流作用, 而关口期可能需进一步分为几期, 包括一期更老的、分布更广的冰川作用, 并带有大关口、中关口、小关口等溢道	

还是代表着一个多少持久的河流活动为特征的真正间冰期。在这个时期内, 厚厚的坚硬岩石被剥掉, 沿整个河谷, 从现在讨论的地方一直到显然是冰流来源地的马鬃岭翼部, 情况均一少变, 在河谷上游的冰碛中缺乏任何阶地及砾石延伸的标志; 这些事实似乎有利于认为阶地切割标志着真正间冰期的来临, 就象在其他地区所认为的那样。

在毗邻的乌当盆地中, 较新冰碛遗迹范围更局限, 经水的再搬运作用更明显。但是, 在靠近来仙阁庙的河边及乌当盆地中部一些耕地中, 仍然发现几块无疑是冰川成因的条痕石, 证明该盆地过去曾被来自马鬃岭的冰层所盘据。有一个伸长的冰斗叫雷公坡, 悬挂在该盆地底部东缘。这个勺形基岩盆未受近代河流切割影响, 被抬高的程度约等于小梁面对洛湾平地抬高的程度。只是这种地形高度上的相当, 其本身当然并不能证明相互连接的两个盆地经历了相同的发展过程, 亦即经历了可以相互对比的发展阶段。然而雷公坡区某些突出的地形, 如与后所西南团坡、大坡上等那些石坎联系考虑, 当充分研究之后, 似乎有希望获得一些对比方面有价值的证据。但不幸, 这样一种工作尚未能进行。

无论雷公坡区提供的证据说明什么, 乌当盆地和洛湾盆地是同时遭受冰川作用的, 并且在最后冰期时代两个盆地形成独立的冰原, 也就说即使在冰流最大的情况下, 乌当-洛湾分水岭大概也不曾被埋没, 否则, 老的砾石应该大半被蚀去, 而小梁面也早已被刮蚀成不同的形状。我们进一步认为, 洛湾冰流发源于马鬃岭的西北侧, 而乌当冰流则发源于该山岭的东南侧。

洛湾-乌当区东南相去不远, 在龙里区吸引人的主要是冰成的景观发育良好。这种启

发性的地形,在贵州东部被一些主要公路横过的那些地区是不常见的。无论如何,从地貌观点来看,应该予以仔细考察。

本文将要提到的另一个地区,即贵阳附近一个宽而直的山谷,局部为干谷,它从青岩到花溪半路的三扩铺开始,从南面进入贵阳盆地。有公路通过这个开阔的山谷,给观察研究提供了非常方便的条件。在这里,就象在洛湾盆地那样,有一个可注意的现象,即花溪河的独特式样不能不给观察者以印象。流过花溪村后,在流入南明河途中,花溪河曾两次明显地改变其正常的河道。它不是沿着已有的直而开阔的河谷流驶,从花溪村直接流入贵阳盆地,亦即从南向北。而是首先在中槽以西大水沟村附近的龙王庙河流突然转向东流,未发现横切干谷的地形痕迹,足以迫使河流产生这样一种不自然的横切东边三迭纪石灰岩组成的高山脊的河道,从那里又流进中槽向斜,流了一段距离;但在其下游,横切同一个石灰岩山脊的更北部分即邻接长脚寨村的九夷山,又同样突然地转回其原来河谷。关于这个地区这样一种“不合理”的水系,任美镔已经指出,并进行了较详细地、精湛的论述,他的有关这个题目的文章对于我们理解有关的地文变化,开展了重要的第一步^[1]。这样引起的疑难问题需要的一种解释,用冰川作用可以立即得到解答,其他的解释几乎是不可能的。由于地貌问题的模糊方面引起的困难,常常可以利用原地发现的沉积提供的证据来解决,至少可以部分地加以克服。这些沉积物在调查地区的地形发展中起到一定的作用。在当前情况下,这样一个要求无法利用,因为磨蚀面上的沉积物很少,而且即使有又往往不止一次地被搬运。我们就只能依靠某些特殊的地形所提供的证据。

除了在全长上保持明显一致的浅槽和前已指出的河道的转向以外,在贵阳—花溪公路所通过的那条河谷中,似乎没有什么明显的东西特别显示着冰流作用。但是,详细检查受现代河流影响较小的河谷两侧及其干涸部分(从大水沟到乾堰扩),却发现某些细微的、但决不是不重要的地形。从花溪到中槽汽车站,不论是在河谷西侧不怎么平滑的山坡,还是在干谷底部,到处都出现顺河谷方向即南北向延伸的整齐成层的三迭纪石灰岩组成的圆形隆起及山肩。它们显然是发育在基岩之中,在出现圆形隆起的几个地方,在基岩中没有显示形成隆起的岩石及构造的原因。它们也不能归因于两侧河流的活动。这些隆起岩块最恰当的解释似乎是羊背石,在这种情况下,它们当然不可能保存其槽面或条痕面。当至少在一个地区看到一两个带有参差不齐悬崖的锥状石灰岩隆起与它们所在山脊的平缓山坡形成鲜明对照时,我们感到使用这样一个术语似乎越发使人信服了。这些象角峰一样的岩块与平滑的驼峰(Hump) 并列出现,二者均由三迭纪灰岩组成,这似乎说明它们的成因决不能同一般所确认的形成岩溶的作用相同。相反,二者却都可以被认为是冰川景观所具有的常见地形。

在大水沟附近,在流经附近的花溪河东侧发现一个高出谷底约 45 米的基岩阶地,阶地被切割出一个近乎直立的前缘(图 3)。垂直阶地的前缘屹立着原来横切河谷横脊的残脊;这个残脊,在靠近山边的地方尚残留一个风口,在阶地前沿河边突然终止,其截面形成一个连续的垂直壁。不论是这个地区的岩石结构抑或旁侧的河流,都不可能起作用以形

成这种地形。很显然,它是一个冰坎,其西部即更大的部分由于侵蚀已完全被剥蚀掉。在河谷对岸相应位置缺失任何能说明以前横过河谷有延伸的明显的横岭,这并不一定严重地妨碍这样的冰川解释:因下一次前进的冰流是横扫其途中所有凹凸不平的地形,特别在河谷西侧,从整体来看普遍表现为一个格外平滑的面。

阶地被横脊分成南、北两部分。阶地的南部比较低而宽,扩展到东部山边。阶地加宽的部分北侧亦被横脊所环绕,有点象冰斗的样子。阶地北半部留有一个阶梯或叫亚阶地的痕迹,强烈地切割山边的基岩,并向上倾斜伸延到风口,



图3 大水沟附近一个阶地上截断的冰坎
(据冯玉森资料重绘)

在那里它高出主阶地面约15米。主阶地被一薄层淡红色垆母不均匀地覆盖,在其底部有少量冰蚀燧石砾石分散到各处。向北,阶地终止于从河谷东侧山脊下来的一支流处。再往北,从河谷同一侧伸出另一条冰坎,在整个河谷,不管什么都一概被剥蚀。河流在环绕第二个冰坎残余部分的侵蚀前缘以后,突然转向北东,并横切形成河谷东壁的石灰岩小山。应该记得,这就是河流发生转向的地方。详细的证据似乎使我们除了接受这样一个事实以外,没有其他选择的余地,那就是说,这样一种转向,从广泛的意义来讲,只能发生在利用已有水口或溢水道而活动的河流。由于融水沿冰川边缘冲流而下,或当向后撤退的冰川前缘在冰坎处停止前进,融水从其前沿流出时,都能使水口或溢水道不断加深。

上面提到的地方,并非河谷中发育有阶地的仅有的场所。被认为是长江与西江水系分水岭的花溪村与青岩村之间的地区,以广阔的沼泽地涨水为特征,并被切割为两个不同的平面:较高一个平面位于地区东部,常被红粘土所覆盖;较低一个平面高度至多50米,位于地区西部,包含有平地及耕地,呈南北向延展。两个平面均平缓地向北倾斜并合并为一个平面,构成宽而浅的花溪盆地的底盘,盆地底面低于分水岭高平面60—70米。在花溪河重新注入主河谷的地方,即在乾堰圪村,从现已干涸的升起的河谷或上游到现在的洪水面,谷底突然下降30余米。河谷干涸的一边被一条壁垒所阻挡,这条壁垒从河谷西边伸出,其延展长度为河谷宽度的三分之二或更长,它显然代表了一个稍受侵蚀的冰坎。在河流下游,有一个新月形洼地向北伸展,并被河流切割,这条河流经由东边山脊中的一个山口而回到河谷。站在该冰坎的最高点顺河谷南望,有另一个阶地给观察者留下了不可磨灭的印象,这个阶地高出谷底约70米,顺西侧山坡一直延展到视域范围以外。这些不同阶地彼此之间的关系和它们与洛湾-乌当地区所看到的阶地之间的关系如何,它们每一个是否都表示了一期河流作用因而代表了一个间冰期,这些都是很需要进一步详细研究的重要问题。

在贵阳盆地,指示冰川作用的沉积物或地形都不多。唯一值得注意的地形出现于盆地西北角的黔灵山。这个圣山古怪的凹顶显然是一个冰窖,向东有一个出口,现已完全干

涸。在这个大盆地内部,在庙前切割出一个小椭圆形盆地,深度约 8 米,在盆地口有一个小的冰坎,并有一条小谷通向山的北面,在北沿突然被一个几乎直立的山壁顶部切断。象精致的模型一样,整个布置提供一系列地形,只能归因于一个小冰舌的掘蚀作用。在山的北坡,这个嵌入的小谷悬吊在一个基岩盆地之上,另外一条从北方向来的河谷也悬吊在这个盆地之上,在前面也有一道被割切开的冰坎。在城的西郊淡红色粘土盖层之下,发现几个由大石块及砾石与泥土混杂一起的袋状沉积,它们可能是泥砾再冲刷的产物。

在试图研究任何冰川活动遗迹时,牢记这样一个明显的事实是重要的,即象贵阳盆地这样一个相当大的盆地,虽然很明显过去曾是一个冰原,但其中的冰碛沉积几乎可以全部被冲蚀掉。在洛湾和乌当盆地以外,如果不是在高原上许多小型盆地中发现有可以辨认的、远距离搬运或不明来源的、具有典型冰蚀条痕石及漂砾的冰碛的话,确实不能认为有充分证据断定在贵州高原究竟是否发生过冰川。而几块漂砾所提供的证据是更有价值的,它们存在于料想不到的地方,且往往不引人注目。这些漂砾常常散布在平缓起伏面上的圆丘山顶部及翼部,在任何可以辨认的古河谷顶端并不总能找到它们的踪迹。更能持久存留的冰碛沉积通常出现于象串珠状盆地那样的凹陷区的壕沟中,一连串阶梯状的山间盆地常以其基岩底盘下降到“直到鞋跟”为特点,在它们的前缘都有一条陡峻的横岭。这样一些地区作为例子列举如下:

地区名称	地理位置(近似的)		观察者或资料出处
	北 纬	东 经	
龙 里	26°28'	106°55'	作 者
贵 定	26°32'	107°13'	作 者
重 安 江	26°46'	107°52'	作 者
黄 平	26°54'	107°53'	作 者
施 秉	27°02'	108°08'	作 者
镇 远	27°05'	108°25'	作 者
江 口	27°45'	108°55'	孙殿卿
铜 仁	27°43'	109°10'	孙殿卿
三 溪	27°30'	109°10'	孙殿卿
玉 屏	27°20'	108°50'	作 者
三 穗	26°55'	108°39'	作 者
锦 屏	26°40'	109°12'	喻德渊
剑 河	26°32'	108°40'	喻德渊
黎 平	26°15'	108°57'	喻德渊
都 匀	26°16'	107°30'	作 者
墨 冲	26°06'	107°30'	作 者
定 梵	26°07'	106°39'	侯学煜
贵阳—开阳公路距贵阳 21 公里处			P. 米氏
威宁草海附近	26°52'	104°10'	乐森琦的照片

如果注意这方面的研究,在上表中无疑可以补充更多的地点。然而,使人惊异的是,到目前为止,对这样一个过去十年许多地质学家经常出入的地区,提供给我们的有关发现

冰碛的实际观察记录竟然如此贫乏。即使在以上列举的那些地区,冰碛物很少是原生的,但却常常在不同程度上经过再搬运,特别是现代河流通过的那些盆地更是这样。这一点可部分地说明上述尴尬情况,同时将给未来的观察者带来不可避免的困难。

冰碛物的再搬运作用往往仅影响到表层。例如都匀盆地一带就有这种事实,这个盆地海拔 860 米。当作者有机会第一次在快速摩托旅行中横过这个盆地时,铺在盆地底部的粗大砾石以及砾石中经常出现的古怪的石块,给作者留下了深刻的印象。在以后再去时发现,铁路工程在盆地底部挖了一条深沟使河流改道,并发现盆地西缘小山被广泛地挖掘。各种冰川沉积,包括典型的冰碛(原生的和再搬运的)呈连续层序在一些很好的剖面中被揭露出来。在平地发现有石英岩漂砾块,其周长有时可达 5—6 米。发现有大量带有典型冰川条痕的砾石和半稜角状石块。在这种情况下,除非是冰川,不可能有其他营力来搬运那些石块。有一个孤立的基岩阶地,可能是一个老的冰床中心(member core),座落于盆地东部,高出盆地底约 32 米,它被削平并呈陡立的环状侵蚀,其上覆以几米厚的再搬运的冰碛,再上依次覆以垆姆盖层(图 4)。显然,这种老的冰碛在组成上与散布于盆地的

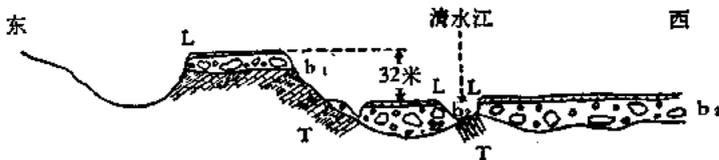


图 4 横切都匀盆地的剖面

L 垆姆; b₁ 较老的泥砾; b₂ 较新的泥砾; T 三迭纪灰岩,夹页岩间层

冰碛不同。如果剔除盆地中的沉积物,那末,环状侵蚀阶地顶部与盆地基底之间高差平均约 43 米,这使我们忆起洛湾盆地中小梁阶地的高度。插入开凿到盆地西侧一些山坡地带南部地区,尚残留有更高的阶地,高出现在盆地底约 110 米。经仔细考察,这个老的阶地面上未发现任何沉积痕迹或遗留的砾石;但在山坡发现两块大石块:一块是带有典型冰川条痕的来自远方的淡绿色云母砂岩;另一块由石英质砂岩组成,石英质砂岩发现于较低冰碛物中。未曾认真研究这些阶地与贵阳附近那些阶地的对比。手头资料也还不足做这样一种尝试。然而,如果把盆地东部环状侵蚀阶地的割切看做一个间冰期,看来似乎是十分可能的,那末,将这个阶地同洛湾地区小梁阶地进行比较就是很自然的。当然可以认为:间冰期时切割出来的阶地,由于继之而来的加积时期冰碛沉积的保护,多半免遭剥蚀,而且其现存的陡峻的修切侧面,如果不是全部至少有一部分无疑属于冰期以后侵蚀的结果。

向上游即向北追踪,这个较宽的盆地突然在短距离内变得很窄,再往北又加宽而形成沙包铺盆地,这个盆地同样铺有冰碛及砾石。这里也发育着一个阶地,在高度上可以同都匀盆地所见阶地相比。当大战末期为解决黔-桂铁路供煤问题在沙包铺区工作时,在作者的提议下,张文佑对这些盆地及其周围的冰川地形及冰川沉积进行了更广泛的观察^[9]。他沿可疑的河谷连续工作,一直追溯到供给上述那些盆地以冰原的屯冰场所。在部分冰

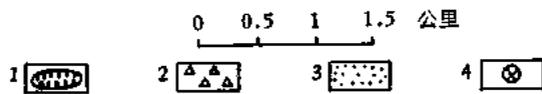
川支谷中发现的不同类型冰川沉积的相互对比,使他作出双重冰川作用的推论。孙殿卿根据在梵净山、江口、铜仁地区的观察作出了类似的推论^[1]。在缺乏更多证据的情况下,虽然人们可以对接受这样远大的结论感到踌躇,但是无疑,在贵州任何冰川的研究都需要对这些地区详细考究,因为在贵州,即使是洼陷地区,其近代沉积也往往被剥去。

在贵州高原南缘,广泛分布着伴有融冻泥流的中等规模的滑坡,沿黔桂铁路六号隧道至八圩过牛栏关的路上尤为常见。本区最常见的岩层是乌拉尔期夹有很多页岩夹层的薄层状及板状石灰岩。这些堆迭起来的岩层,具有很多直立裂缝及分枝裂隙,一般倾斜平缓,有时倾斜是向着山的陡坡之中,有时倾斜又背离这些陡坡,在山坡没有足够的保护性的植物覆盖层。在地形上,它们往往形成悬崖乃至孤立的石柱——岩溶,偶尔出现底切,高踞于山谷之上,山谷特点是两侧很陡,谷底平坦或平缓弯曲,呈现出阶梯状断面。如果在这些之外,再加上雨量又很充沛,就象现代季风季节那样,那末,就不可能具备产生滑坡的更有利的条件。本区许多地方曾不断发生滑坡,这一点可以从由压碎的、甚或碾成粉末状的岩块组成的“扇”形的延伸来证明;也可以由夏季所盛行的陆地发生灾难性的垮落的现代实例表现出来。在最近地质时期堆积起来的剥落物质,有时呈连续的、不规则的层状而存在,其中时常包含有大约是冰川成因的很圆的砾石和一堆一堆的淡黄色粘泥;这些地区比具有确凿山谷冰川证据的南丹地区抬升的更高。冰期时期发生的融解及冰冻作用,必然使岩石以更快的速度崩解,而且必然要切开那些已经形成的岩溶地形的半埋于冰下的岩块。冰川消退或全部消失以后,不稳定堆积的岩块丧失了侧面的支撑将必然崩塌。这似乎是解释八圩-牛栏关区在冰期时期或者更恰当地说在冰期末期发生强烈滑坡和泥流作用的更重要的理由。

总括起来,可以断定,贵州高原无疑曾发生过局部冰川作用;那个地区的冰川作用可能不止一次;而且冰流地区可能比以飘泊状态存在的冰碛片段及分散的漂砾所指示的范围更广,但是没有确凿的证据证明,单独的冰川甚至在冰期鼎盛时期,曾经不断扩大、合并而形成单一的冰盖。

参 考 文 献

- [1] 李四光,鄂西川东湘西桂北第四纪冰川现象述要,地质论评第5卷第3期184页。
- [2] 任美镔,严钦尚,贵阳附近地面与水系之发育,国立浙江大学文科研究所史地学部丛刊第1号3—10页,1944年4月。
- [3] 张文佑,都匀第四纪冰川纪要。(稿本)
- [4] 孙殿卿,黔东南第四纪冰川纪要。(稿本)



附图 贵阳附近洛湾-乌当地区地形图

1.冰坎; 2.泥砾; 3.砾石; 4.漂砾

在中国第四纪冰川遗迹研究中心 联络组座谈会上的发言*

开始就漫谈吧。中央很强调科学研究工作。理论和实际是不能分开的,单讲实际不讲理论那就没有指导原则;单讲理论不讲实际就是空中楼阁,不能踏踏实实前进。

建国十几年来,我们的地层工作两头是比较薄弱的,老的做的差,新的也差。我们现在来谈新的。第四纪地质工作关系到的方面很多,它的重要性我们还没有很深入的了解。这从钻探及许多区域地质工作上可以看出,往往图中只划上一小块黄的颜色,一点覆土,甚至于有的什么也不划了。在钻井记录上,譬如在华北平原有很多的钻井,上面一段都没有记录,其中有许多有价值的东西就忽略了。山地勘探工作也是这样,例如庞家堡铁矿,现在表面地形很简单,但地下地形非常奇怪,大块的石头常常卡钻和折断钻杆。过去我们的勘探工作,往往就是按几百米打钻,对于什么石头、什么沉积和什么地形,考虑的不够。

一般的讲,在第四纪地质问题中,冰期问题和冰川沉积可以说是一个重要环节。冰期也往往不止一个,可能有好几个冰期。有冰期必然有间冰期,冰期和间冰期的沉积代表着不同的气候。这种沉积物对于修筑水库、农田灌溉及一些基本建设关系很重大,对于这方面我们还没好好做工作。

现在我们在党的号召下、领导下,有了很好的条件发展理论方面的工作。我们必须考虑,现在第四纪冰川研究工作中还有对立面、有反对派。因此,要从两方面来考虑问题,这样更妥当些。

上午我们讨论过一些问题,大家要我谈谈有关学术性的、技术性的问题,我没有准备,我怕讲了一些意见之后,对大家思想有束缚,不能畅所欲言。本来应该把两方面的意见都摆出来,但我很难说出反对的是什么观点,多谈自己的看法吧,就难于避免主观了。我想避开这个困难,请大家多谈谈,多给我们这方面的工作提些宝贵意见,今天只谈谈一般的冰川现象的问题。

解放十年来,我们对于第四纪冰川的工作,注意的不够,也许过去做过,但好象很生疏了。我就几个要点说一说,特别是我心目中想到的,过去经验中所遇到的一般冰川遗迹,把中间一些最突出的现象谈一下,这也许是老生常谈,算是温习一下吧。

所谓过去的冰川的现象,是应该综合起来看,冰川现象是很多的,把某一种现象孤立

* 本文系李四光同志1960年3月的一次讲话,是当时根据记录整理的,未经本人审阅,曾由一些单位内部印发过。——编者

地拿出来看,就证明冰川的存在,似乎是不够的。应该尽量把有关冰川的现象综合起来,才能证明过去冰流的存在与否。

冰川一般有三种不同的形式,第一种是“冰盖”,又称“内陆冰盖”,是满山遍野的分布着。有人见到火星上有一块白色,它在夏天缩小,冬天扩大。地球北极和南极也是这样。格陵兰现在还存在着很大的冰盖。第二种是“山谷冰川”,严格的讲这是真正的狭义的冰川,规模比较小。高山中(山区中)长期积雪变成“冰床”,冰床又是固体,又是液体。固体是因为它有一定的弹性系数,液体是它能够流动,从山谷中流到一定的地方。雪的来源是天上降下来的,但也有不同情况,有的千年积雪,厚度也很大,而不成冰,但不能流动不成冰川。要整个固结成冰,并需要冰雪来源不断供给,才能流动成为冰川,即小型冰川。第三类是“山前平原冰川”,也叫“冰泛”,由很多小的山谷冰川到平原近口汇合起来,形成一大片冰川盖到平原之上,成为一片冰床。概要地说,就是这三种形式。

现在来看看这三种不同形式的冰流的特点,就是说冰流活动时留下什么遗迹,这是研究第四纪冰川的重要线索。现在冰流已不存在,而是根据它们的遗迹和沉积物,来断定有无冰盖和冰川的。

冰盖的规模大,目前先不去讨论它,为什么不讨论呢?原因是冰期的最后阶段冰盖要缩小,譬如,南极原来都是冰盖,现在已有一些山头露出。冰流遗迹有些什么特征,主要应讨论冰期最后的山谷冰川。根据冰期最后期山谷冰川所留下的遗迹,从这些现象作为依据,反过来追索冰川的存在,汇集起来才能确定是否有冰盖以及其规模的大小等。这样反过来做是比较更确切的。

山谷冰川的遗迹和特点以及冰川沉积的特点是这样的:

冰的来源有这样两个条件,要降雪量大,要大气气温低,并不是气温最低时才能存在,而是在某一个时期,在这方面有人做过试验并有理论上的证明。地上的热不是地下来的,而是太阳的辐射。在云雾多、气温低的时候是冰川发展的良好条件,但必须是空气中的水气较多,而气温不一定要特别低,只要低到一定的温度,就会有冰川发生。最冷的地方是西伯利亚东北部 -70°C ,而北极并不到 -70°C ,温度低是有其他条件控制的。降雪量大,降下来的雪还要有能够停积的地方,要有一个凹地,要有积冰的地方,积冰的地方多半是半山中的山谷凹地。雪起一种作用,可以使岩石受侵蚀,使地下冰冻,冻结了石头,发生膨胀与收缩,造成渗水和侵蚀,其结果使凹地扩大。凹地往往在半山中,是流水集中的地方,水侵蚀成为“V”形谷,而凹地或圆形或椭圆形,有时成长形。大凹地内有小凹地,这种凹地内往往有黑土,人可以生存,这种凹地被称为“冰窖”,犹如水库,而这是“冰库”,没有这种凹地就没有冰源,凹地是必要条件。冰堆积到一定时期就要向下流动,使尖底谷铲刮而成为圆底谷。冰流出时呈舌形,称为冰舌,在中间往往有裂缝,积雪多,冰舌渐渐扩大而成为冰川。“V”形谷经长期铲刮而成为圆形谷,冰流与水流有些类似,但并不完全相似,在于它并不是顺利的往前流,而是选择不同的地点造成一个一个呈圆形的小凹,一上一下,在地形上成为一道道的“门坎”,为什么会产生“门坎”?如同汽车在路上行走一样,

在急速行驶时突然停止,车轮对路面起了铲刮的作用,形成一个凹,一个“门坎”,而冰川作用所形成的“门坎”称为“冰坎”。冰到平地后,冰就散开成为“冰扇”,特别是冰从山谷中出来时,山坡下成为比较椭圆形的凹地,与上面所说的凹地相似,但规模较大,在地形上构成为“盘谷”,象盘子一样,较浅。如果范围扩大了,形成小“冰泛”的样子,几个冰泛相连就成为大冰泛。冰并非始终是凝固的,也不单纯是冰,有冰必有水,山谷冰川也不例外,一定有流水。冰水的排水道主要是在冰流的两旁,其次是底下,因此在两旁经常造成深沟,另外在冰川底下有流水洞,也可以流水,并夹带有泥巴和石头。流量,昼夜不同,白天流量多,夜间流量少,更重要的是季节性的变化,冬季冷,流量少、缓慢,而夏季流量较多、流的快,冰水的侵蚀对地形起很大作用,往往由于冰水冲刷造成的地形比冰川铲刮所构成地形更为明显,在冰与石头相连的地方最为明显。为什么会这样?主要是石头吸收太阳热较大,而冰不热,它是白色的可以反射,因此在冰与石头相接触的地方就比较容易融化,冰水流量也比较大。但是两边的水沟并非平均发展的,太阳照射较强的一面冰水较多,而微弱的一面水量较少。水量大的一面就越切越深,水就越流越多,因此两旁的水沟一般是不对称的。当冰川撤退后,地形上所表现的“U”形山谷的谷底,在谷的两侧,往往在它的一边切割较深,这种地形非常显著,造成水流不在底部当中,而在一旁较高的深谷中流驶,好象水不向低处流而向高处流,这种现象用其他方法解释,是无法理解的,唯有用冰川作用来解释才最容易理解。冰撤退后,原来的排水沟可以废去,又有新的水沟,往往形成很多沟,有的地方现在还有水流。在“门坎”上往往留下了两个或者三个小口,不太高也不深的成为“风口”,现在不是流水的地方,在风口上面常有圆形卵石,往往还带有一两块带擦痕的石头,圆的卵石表示水冲的结果。

“冰坎”与“冰坎”之间常有一个凹地,一个连一个形成葫芦形的山谷,这种地形很特殊,在我国也很多,是公认冰川侵蚀的地形。这种地形只有冰川活动才能造成,圆形平原由于水的作用只有在平原中可以设想,但对于有坡度的葫芦形的山谷地形就不能是水流形成的,因此它是山谷冰川活动的重要证据之一。

大的冰窖的旁边也可以构成同样的凹地,即所谓冰的支流,由于冰的厚度较小,面积也较小,铲刮的能力较弱。主流与支流相会合处,在地形上形成陡坎,口变窄,不是直接相连而是高度不同,所形成的谷称为“悬谷”。但必须注意,这种悬谷有时由于构造断层的影响也可以造成,也有时可能是断层与悬谷混合在一起,不过这是一种特殊的例子。往往很多地方,这种地形被毁坏,因此从地形上判断冰川,往往发生争论,争论的原因有可能是由于鉴定冰川的人认识不够所引起,也有时是一些反驳冰川的人不承认,有的是不认识这种现象就提出反驳,往往与一些外国发生争论也存在同样的情况,这种地形一般是不如现代的冰川地形那样清楚明显。

冰川撤退后,在后期还有冰舌,在最后而保留有“冰斗”地形,这种地形是水流所不能造成的地形,其分支现象与河水也不同,水流是人字形分支,而冰流是葫芦形的。冰斗是冰期最后一期撤退所保留下来的地形,一般遭受破坏较少,因此寻找冰斗是确定冰川地形

最好的窍门。但必须注意,冰斗地形有时与其他地形往往有混淆可能。譬如,在贵州所俗称的“窝塘”,多半是在石灰岩地区由于水的溶蚀作用所造成的结果,又如,吐鲁番盆地,是否可能是一个大的“窝塘”,现在还明白了。水可以从“窝塘”底下渗漏,经过溶蚀,“窝塘”越来越大,在地形上很象冰斗,“冰窖”与“窝塘”有时在一起也可以一致,但可以区别的是,在于“窝塘”是孤立的,而冰窖则不然。

当冰期开始,即气候变冷的时候,积雪覆盖地表,有时积雪可以造成洼地,叫做雪坑。它浅而小,状似没有尾巴的蝌蚪,有时误认为冰窖,但不是。积雪对地面起保护作用,大的石头被冻结,只有极细之黄泥巴细流流动,盖覆地面,冬季形成细泥层,夏季形成粗泥层,层层叠置。

冰期到来,冷得很快。当冰流动时铲刮地表,将先沉积之黄泥层刮去,但在低洼处(如冰窖)仍可以找到黄泥层。

在冰川前面的沉积物不同。冰流流动时,携带些石头、泥、土,其状虽与河流携带的石头差不多,但石头表面有条痕,而水流携带之石头表面上绝不会磨出象冰流的那种条痕。这些砾石在冰前形成扇状堆积,叫做冰水沉积。

冰底形成各样的沉积,有时呈长条状,以砂砾为主,谓之蛇形丘;有时很短,状似半个红薯俯置地上,叫做鼓丘。鼓丘之延长方向,可以代表冰流方向,它们分布在山麓下,而且在冰流较大时才能形成。

鼓丘多为泥砾组成,有时内部存在基岩之核,亦有整个鼓丘都是基岩构成者。鼓丘之表面往往又为水流携带之砾石层覆盖。

另外,还有终碛,在冰川最前面,呈一弧形,最前边为泥土层,中间为砾石层,最里面是泥砾层。

以前在庐山工作,犯了错误,将破坏了了的终碛误认为鼓丘。后来检查才发现,前边为黄土,中间为砾石层,后边为泥砾层,以后将每段连接起来都呈弧形,这是终碛受流水作用破坏而成。

冰前沉积的黄土,可以做这样解释,即当高山冰川下流时,山上之空气寒冷、比重大,随之冰川向下移动。当下达冰前后空气变暖,比重减小,体积膨大,因此上升,形成大气环流。当气流达到冰前时,速率变小,将携带之沙土停积下来。冰前黄土之特征:粒子细小而且圆滑。

冰川撤退是逐步的,老终碛保存不好,愈近山麓之新终碛保存愈佳。

冰川退却,气候变暖,洪水下泻而成奔流,因而在山麓下形成大片砾石层。

由此看来,一次冰泛,沉积物大致如下:最底下是黄泥及小砾石层,中部是泥砾层,最上为流水形成之砾石层。这种沉积表示一个旋迴。

老的冰期沉积物保存得不好,但是有些遗迹有侵蚀地形及沉积物两部分。

另外,沉积物还有纹泥也叫季候泥,这是冰前或冰旁的湖水中沉积的,北欧发现的比较薄(1厘米左右),中国发现的都很薄,没有问题是由季节气候变动造成的。夏季色黄,

冬季发白,往往给我们指示年代,五年一小变化,10—11年一大变化,黄白两层代表一年。而每一变化旋迴有一定形式,可与另外地点发现的形式对比,用以计算年数,流行很广,如瑞典、新西兰,恐怕北美也有。

在中国第四纪冰川遗迹研究中心 联络组座谈会闭幕式上的发言*

这次开会的情况及初步的决定,都提出来了。关于这次会议的情况,我可以补充的很少。

关于召开第四纪冰川研究座谈会,在我们国家还是头一次,是个创举,因为是创举,也可以说多少是一个划时代的事件了。我所说的划时代,不是一般性的划时代,很可能对第四纪地层时代的划分问题,能够弄得比较清楚一点。

这样一个会能够召开,而且各单位同志在很忙的情况下,都热烈的参加了这个会,踊跃的发表了很宝贵的意见,这完全是由于我们党的伟大号召和党对科学技术薄弱环节的亲切关怀。

我们地质工作“一头一尾”是薄弱环节。所以薄弱的原因,也就是各个方面的因素还没有得到全面的考虑。所以,我们的工作,一直到现在,都是或多或少的在模糊印象的情况下,摸索前进。

据我了解,很多会外同志,尤其是一些青年同志,都愿意参加这个会议而没能参加,这是使人感到遗憾的。但还可以补救的,参加这次会议的各位专家,都是满怀信心的要把这一工作发展起来,一定会把这个会议的收获带回去,向广大的群众传达这个消息。

这一工作是我们发展科学技术——特别是在技术革新、技术革命和文化革命的高潮到来时——的重要环节之一。因而,这个会议的召开是及时的,在学术研究和生产实践方面都有这个要求。所以,一切形势对我们开展工作都是有利的。我们今后继续在党的领导下,不辜负党的爱护和支持。可以预料,到1960年底,虽不能说全面地把第四纪地质及冰川问题搞清楚,但我们相信,在主要方面,一定会取得肯定的成就。

第四纪地质研究的方面很多,它与工程地质、水文地质,甚至于山地矿产勘探工作关系都很密切。检查过去的记录,我们也曾吃过亏,劳动力和投资都有过损失。其所以产生的原因,恐怕有些地方主要是没有考虑到所谓表面沉积,就是第四纪的分布情况以及被埋没的地下地形的可能情况,也就是说没有考虑到可能的冰川流行的痕迹,机械式的进行槽探和钻探的设计工作。在工程地质、水文地质方面更为清楚。水电部的同志就谈到这个问题,说某些坝址具有渗透率很低的冰川泥砾,由于不认识它,总以为它是古河床沉积,把

* 本文系李四光同志1960年3月的一次讲话,是当时根据记录整理的,未经本人审阅,曾由一些单位内部印发过。——编者

它挖掉了,再用人工填上,结果有很大损失;有些地方摸不清实际情况,结果使工作裹足不前。这些事实如果一点点拿出来,对我们应该说是一个严重的经验教训。应该把这类沉积物或这类沉积物所埋没的地形,加以详细的分析,是否有冰川流行的可能,假如有冰川流行的可能,就可以按照冰川地形发展的规律,把地下埋没的地形和各种渗透率不同的沉积物初步划分出来,再加以物探和钻探的检查,然后才可以确定施工设计。这才是最经济的,多快好省的办法。

矿产方面也是这样。例如在贵州、湘西一带砂金矿的分布,特别是钻石的分布,这是早已知道的。这些含钻石的沉积物,有些很清楚是现代河流沉积的;但是还有很多含钻石的沉积物,多半是泥砾。这些泥砾是由很细的黄泥和大大小小的砾石杂乱无章的混在一起,我认为是冰碛物,也就是泥砾层,经常可以被发现金与钻石的颗粒散布其中。这种钻石当地农民多少年来就在收集,现在还有,但不那么丰富了,除非在一个特殊的地方,冰川泥砾起着一定的保护作用。冰川不只是铲刮作用,同时由于冷热变化和融解作用,使岩石解体成小粒,并运输它们。冰下水流,在洼处有时产生局部迴水涡,起着天然淘金作用,上面再有大石头盖上,就可以使它保存下来,集地富矿。这与河流不同,河流中的砂金,比较均匀,很多都被冲入湖或海中。

全国许多地方都有砂金矿,许多砂金矿都与台地沉积物有关,而台地的沉积物往往与泥砾有关,常见上面有些砾石,下面为泥砾。如广西富、贺、钟区的锡矿和钨矿也成砂粒,是否与此有关?当然不一定直接在泥砾中,也可能在冰水沉积中堆积起来。这方面过去我们是比较忽视的,如果把冰川流行的特点考虑到,对了解砂金矿的产生规律,恐怕会有重要的帮助。这是讲到应用的方面和生产实践的方面。

另一方面,从第四纪地质的广泛研究上来看,第四纪沉积物一直到现在暂分为四层,这样分,也就这样用了。但这究竟是在什么基础上分的?而这个基础是否对于全国都适用?恐怕我们还没有经过详细的检查。还只是一个假定罢了。象湖南,有人就提过,要填图就要分层,就要按 Q_1 , Q_2 , Q_3 , Q_4 , 结果使我们很被动,这种图能否表明实际情况,可能还是个问题。

这个被动是怎么来的?我看至少有一部分是外来的,不是在我们本土上做了切实的工作,得出结论,而是不知道拿世界那个地方、那个区域的分法,就套上去了。其结果不仅被动,而且可能产生很大的误差,这个问题相当严重。要打破这个被动局面,我们就要提到更高一步,也就是要贯彻党的指示,打破成规,打破迷信。但这也不是轻而易举的事, Q_1 , Q_2 , Q_3 , Q_4 写起来很简单,但要推翻它还是有抵抗力的,这就要做很大的努力,要有很大的勇气,这个勇气从哪里来?从党来。党告诉我们,你们大胆干好了。不要怕什么博士、院士和教授,教授和专家我们还是尊重的,但是不要害怕他;外来的东西我们也不是一概抹煞的,还是细心考查的,但不是“俯首贴耳”。若那样就是不对的。

刚才谈到划时代的意义就在这里。我们会议讨论的问题范围看来很小,冰川问题好象是个技术上的局部性问题,实际上却牵涉这样多的问题,不仅在生产实践上有这样重要

的作用，连在我们思想根源上、科学研究的态度上也要受到很大的启发。在我看起来，恐怕要有技术革命的决心才能勇往直前。要彻底搞一下，那我们就要扎扎实实、脚踏实地的工作。我们是这么大的一个国家，在地球上占这么大的地方，要拿我们自己古代遗留下来的证据做老师，在这里面找真理；当然也要参考国外的、世界其他地方发展的情况，不是闭门造车，也不是盲目不管。如果我们国内许多现象指示我们，在第四纪时代，冰川流行确是事实，那我们就要敢说敢做，把它拿出来，建立我们自己的基础，我们自己划时代的办法，我们自己鉴定这些沉积物的办法。我们并不是漠视外国一切，我们要和外国比较，但主要的是我们自己的。

在这次会议上，我也学了不少东西，特别是华东几位同志提出的，说我们中国的冰川地形和沉积物有它的特殊性。例如有很多的外国的敌人或朋友来看时，很快就得出结论说，中国没有冰川，结果我们受到影响又弄得被动了。过去有些人虽想搞第四纪冰川，因热嘲冷笑而不搞了，虽有少数人还搞，但威胁很大；这就是说我们胆量不够，还不是敢想、敢说、敢做。现在我们有党的支持，不再受那种恶劣环境的威胁了，这是我们很大的一个喜事，不仅是第四纪研究、中国冰川遗迹研究的喜事，而且是我们整个科学研究的喜事。我们中国各个部门逐渐都能站在自己的立场上，在一个短时期内，我们一定能与国际水平并驾齐驱，而不是跟在后面跑，做到这个水平是完全可能的。科学研究方面的工作很多，社会主义建设需要科学家们做的工作也很多，这方面是一个很好的例子。我们这样做了，那就是在这个范围以内贯彻了党的指示和精神。

我们的工作态度应该有两方面。一方面是虚心的学习，这是很重要的，敌我之间就是要知己知彼，朋友之间就是互相学习，对兄弟国家的成就，就更要学习；另一方面是大胆的创造，在我们的工作范围内，真正贯彻党的精神，贯彻毛主席号召，我们要在有真凭实据、踏踏实实的基础上大胆创造，我们要赶上并超过国际水平。党在支持我们，只要以这两句话做为我们工作态度的方针和指导，我们的工作就一定可以取得光辉的成就。

我们要虚心学习，但我们要批判的学习，不然，弄不好就又成为没有创造性的学习，又该陷于被动了。举个例子来说，有人讲世界许多地方都有冰川发现，难道我们中国就没有吗？分析一下这个论调，实际上还是被动的，就是要拿外边发现许多事实来比我们自己，我们这么大的国家，有这么大的地方，为什么不从我们自己这里找点东西出来，偏偏要拿别人的东西来比我们自己，根据我们自己的观察，仔细的研究，如果事实说明中国没有冰川，无论世界怎样高明的学者，多大的理论去怎样说，还是没有。如果事实说明有冰川，谁说没有也不行。这样我们就有了主动权。要叫我们跟着跑，把外国的一些理论给我们套上一个圈圈，我们是不干的。如果不在国内真正做些踏实的工作，做出自己的结论来，就很容易陷入被动的圈子里去，而过去这种情况是有的。进一步举例来说，魏格纳有个大陆漂流学说，起初在第一次世界大战时，轰动一时，现在苏联受到了批判。在美国也有两派，有赞成的，也有不赞成的。这个学说从地理学方面着眼，注意表面大陆形状，逐渐联系到古气候的问题，古动植物的分布问题，山脉的分布问题，根据这些就假定大陆是漂流的，也

就是说过去的赤道和南北极不在今天的地理位置上。据此就推测中国过去距赤道很近，不会有冰川；魏格纳这一学派就拿中国没有冰川当做理由，来证明他的理论。这是一个“洋学说”，后来遭到了批判，但这些批判也不完全正确，有些地方也不是那么简单，后来发展到相当复杂的程度，但是有些地方还是应该批判的。我所要说的就是，外国有人假定我们没有冰川，搞出那个学说来，也可以假设我们有冰川，又搞出个学说来；这样看来有个学说说我们没有冰川，我们就不去找冰川；有个学说又说我们有冰川，我们又去找冰川，这不是太被动了吗？最近有些人搞古地磁的结果，觉得不对头了，历史上的磁极和现在的磁极相差很远，因此，有些人又想吧魏格纳学说复活起来。许许多多这些摆来摆去的外国学说，老想给我们戴上个圈套，这怎么得了！所以我们还是要争取主动，不要听“洋人”的话太多了，那些大学者，权威不是那么厉害的，什么教授、学说也不是那么严重的，我们还是要拿自己搞出的东西为标准来决定问题，要让他们的学说接受我们的事实的验证。如果他们的学说是错误的，要拿我们的事实改变他们的学说，假如他们的学说是正确的，那就用我们的事实来证明他们的学说吧，而不是相反的去套。从这点上来说，我们第四纪冰川研究工作是很意义的，要争取主动，不要受外来的威胁，要发挥敢想敢做的精神，在这里英雄大有用武之地。这完全是党的支持，贯彻党的指示所获得的结果，不然，不能不受外来的影响。我们的方针还是要回到那两句话上去：虚心学习，批判的学习，大胆创造。

在这里我们要有一个思想准备，我们一到战场上去，威胁还是相当大的，还有很多人不大承认，甚至连我们自己也还摇摆，或是畏缩不前。因此我们必须要坚持工作，所以敢这样说，就是因为群众性的集会上，有许多事实是有目共睹的，有着不可动摇的铁证，在这个基础上，我们就可以发展这一工作，深入的进行研究，必然会有正面的、积极的收获。

最后，做为会议的主持人之一，我向参加会议的同志们表示深切的感谢，感谢大家对我们的工作提了很好的意见，并且拟定了具体开展工作的方案，没有辜负党对我们的期望。让我们大家团结起来，以大协作的精神把这一工作真正的向前推进一步！仅预祝成功！

北京西山区第四纪冰川遗迹和 中国冰期问题*

第四纪冰川遗迹的研究工作,一方面对促进工农业的生产具有相当重大的意义,但这种意义直到现在还没有获得充分的认识,也没有通过实践来明确它应有的作用;另一方面对第四纪地质一般性和理论性的研究,同样具有相当重大的意义。但由于冰川流行的影响时常受到漠视,以致在解决有关许多重大第四纪问题的工作中,考虑不够全面。例如在有关第四纪地层的划分、岩相的鉴别、地貌演变的阶段、古气候的更迭,以及动植物群的兴替等等方面的工作中,冰川问题的研究,显然应该占有重要的地位。

早在1922年,于太行山东麓及大同盆地发现第四纪冰川遗迹,并且有所报导。这些报导没有引起当时地质学界的重视,甚至引起了当时在中国的外国地质人员的非难和歧视。十余年后,在长江中下游,特别是庐山、黄山等处,找到了大批冰川流行的遗迹,从而肯定了中国第四纪冰川的存在,并证明了中国不但有冰期,而且还有间冰期。那时也有少数地质工作者,在中国其他地区偶而发现第四纪冰川的遗迹。尽管证据确凿,然而还有不少地质工作者,特别是当时在中国的外国地质工作者,仍然不遗余力地反对中国有任何第四纪冰川的遗迹。当然,从第四纪到现在,中国的气候是有它的特点的,在这种特殊的气候条件下,冰川地形往往不是全部完整地保存下来,因此有些人就不免在粗略地浏览个别地区的地形以后,就迫不及待地作出中国无冰川的结论。他们总想驳倒中国有第四纪冰川流行的看法,可是又提不出有力的论据。

建国以来,由于地质工作大发展,我们获得了大量冰川遗迹的资料,不过一般的地质工作者仍然不免受到过去无冰川论的影响,以致对那些资料不予重视,即使加以分析,也往往不求甚解。自从中央和毛主席发出了解放思想、破除迷信的伟大的革命号召以后,广大的地质工作者经过社会主义革命在思想战线和政治战线上历次斗争的锻炼,逐步树立

为了适应社会主义建设事业高速度的发展和工农业生产持续大跃进的要求,热烈响应党提出的技术革新和技术革命的伟大号召,1960年3月中旬在北京举行了中国第四纪冰川遗迹研究中心联络组座谈会。参加这次座谈会的有中央及各地区有关单位的代表40余人。会上,代表们提供了长期以来亲自获得的有关第四纪冰川遗迹的资料,互相交换了意见,同时还分别察看了北京西山区的隆恩寺、模式口、八大处等地点若干典型的冰川遗迹。会议总结了过去冰川工作的经验,对中国有关第四纪冰川问题的某些方面,获得了一致的认识,并对今后如何开展研究工作进行了热烈的讨论,明确了任务和方向。会上,正式成立了“中国第四纪冰川研究中心联络组”。这篇文章就是综合了会议讨论的结果而写成的。

本文原以“中国第四纪冰川研究中心联络组”名义,发表于《科学通报》1960年,第8期,第239—241页。——编者

了敢想、敢说、敢做的崇高的共产主义风格,对冰川问题才开展了相当广泛、比较深入的探讨。大争大辩的形势逐渐形成,基本解除了以前在这一方面学术工作中流传下来的思想方法的束缚,大家敢想了,敢说了,并且结合着生产实践踏实地行动起来了。

由于中国的幅员广袤,各地区的气候和地质条件不同,冰蚀地形、冰川堆积、冰水沉积和冰川外围的其它各种沉积物,以及由于冰川的存在而形成的特殊地貌、发育的情况和破坏的程度很不相同,因此在这许多方面,不可能,也不应该一概作简单的、笼统的叙述和论断。

各方面提供的许多实际资料,例如在东北大兴安岭地区的许多冰蚀三角面、U形谷和冰水搬运的砾石,甚为普遍。西北区天山、秦岭等处冰川地形、冰窖、两级U形谷和悬谷发育和保存都极为良好,冰川漂砾和冰溜条痕石等也甚普遍。西南区云南广安地区四十里长冲的U形谷是极为显著的冰川地形,在西南其他地区也发现了不少的带有冰溜擦痕的漂砾。在川西地区见到角峰等冰蚀地形,并找到了冰碛砂金矿。湖南西部至少在沅、资等水的流域,分布着含砂金矿及其他有用矿物的泥砾。湖北西部和广西以及中国东南部浙江矾山等地发现的冰蚀地形、冰碛及冰水沉积等都很显著。其中有些地点,例如湖北恩施盆地西北部,由于冰流活动而产生的表皮构造现象,给予观察者极为深刻的印象。

北京西山地区典型的冰川遗迹有以下几个地点:

1. 隆恩寺 该处位于北京西山三家店之东北,在隆恩寺以南山间盆地的北面山坡,质地细致的泥质砂岩上,发现了大批的擦痕,擦痕的特点宽而长,宽的达1.5厘米,一般上宽下窄,凹痕的内部具有蜈蚣足状的颤痕,擦痕总的方向一致(其中有些不尽相同),大体指向南东 10° (即指向山间盆地出口处),与擦痕面倾斜方向大体一致,擦痕面倾角 $7^{\circ}30'$ 横断擦痕的切片显示擦痕是表面刻划的结果,它的表皮没有丝毫的挤压和变质现象。擦痕只限于表面一层,不象构造擦痕那样,其下还有平行重复的擦痕面存在。事实上除了表面擦痕以外,其下没有任何摩擦的痕迹。这些事实显示了这一大片擦痕与构造擦痕毫无共同之处。并且,附近岩层的排列也是相当整齐的,不可能发生如此平缓的冲断面,特别是这个擦痕面切断了地层层面,表明它不可能是地层沿着层面滑动的结果。

擦痕面上覆盖着很细很粘的一薄层灰白稍带黄褐色的粘土,其中夹着甚小的石子颗粒,这一薄层粘土上面有一层泥、砂和带稜角的石块混合而成的堆积物,再上还有些坡积。如果假定石流也可以产生象那样深刻、那样大片、那样整齐的擦痕的话,那么,盖在擦痕上面的一层粘土就一定早被铲刮掉了,它不可能间隔在擦面和上面堆积的石块之间;如果假定产生擦痕面的石流现象发生在掩盖着它的粘土以前,那么,在产生擦痕的石流经过侵蚀以至它的踪迹完全消灭的过程中,那些在不大硬的岩石上刻划的痕迹,也就不会保存得那么好。姑无论石流现象能否擦成那样的擦痕,在这个地点,这种假定是绝对不能成立的。这一薄层粘土,不独保护了它所覆盖的基岩面上的擦痕,并且还排除了那些擦痕起源于任何构造运动的可能。因此,我们认为隆恩寺附近的擦痕,毫无疑问,是由冰流活动而产生的。在上述灰白色的粘泥中,还发现了少量在寒湿气候中生长的水藓孢子。

2. 模式口 在上述山间盆地东边有一个垭口,即模式口。在模式口的东面一个小山坡南麓,在相当坚硬的辉绿岩表面也发现了许许多多擦痕,那些擦痕显而易见地都是由刻划而成的,它们所指的方向大都和山坡倾斜方向是一致的,但是局部也有少许的变化。这个地点的擦痕,不仅限于辉绿岩面,在离山顶不远,大约属于侏罗纪的坚硬粘板岩表面和附近一座古庙后的岩层表面上,也有同样的擦痕存在。所有这些擦痕的特点显示它们与构造擦痕完全不同,而是与一般冰溜擦痕的特征相符合的。

3. 八大处 这里是西山有名的风景区之一。整个地看来,八大处是一个经过了流水割切的凹地。这个凹地的顶部即六处和七处之间,出现一个由表面堆积物填充起来的平台。经过电阻法的测量,证明了那块平台基底的形状是个盆形,盆的中部深度达60米左右。在接近山顶的处所,出现这样一个摇篮状的凹地,它既不是受了构造的控制,又不是受了软弱岩层出露的影响,也不可能是由于水的侵蚀作用而形成的,只有冰蚀作用,它的产生才可以理解。在这个盆地靠山顶的方面,七处的范围内,特别是宝珠洞附近,在基岩上若干处,发现了确凿的冰溜擦痕,擦痕宽窄不一,最宽达1厘米以上,它们都一律指向南东 35° ,亦即指向被两条呈蟹爪形延伸的山脊所环抱着的四平台凹地的出口处。在凹地前梁坡下一个小桥旁,屹立着一个棱角已经消失的巨大的石块,它的宽、长、厚度都在2米左右,它的多方面都带着清楚的擦痕,朝着上述凹地的那一方面,即朝着上坡的方面,擦痕保存得特别完美,擦痕纵横交错,深浅宽窄各不相同,肯定是冰溜擦痕。在近于凹地前缘南麓沟中,由石英岩造成的基岩表面上,还保存着隐约可见的大批冰溜擦痕,它们显然是由上述摇篮形凹地吐出的冰舌活动的产物,经过了流水冲击而留下来的残迹。

4. 荷叶山 香山象鼻子沟沟口西边有一座伏瓢状的小山,当地居民称为荷叶山,它的最高点估计在20米上下。这座小山是孤立的,由硬质砂岩构成,环绕着这座山的四周都是铺着选择性很差,但是略具层理的砾石层。在接近荷叶山顶部的处所,还保存着少量浑圆和半浑圆的砾石,那些砾石显然标志着流水的作用。但是河水不可能爬上山脊流动,如果要假定这些剩余的砾石标志古河床的残余部分,那么我们就必须假定,荷叶山的周围都是经过了很大程度的侵蚀而形成的平地。经过那样大的程度的侵蚀,在荷叶山顶的那些砾石就没有保存的可能,因此可以断定,当荷叶山顶的砾石停积的时期,荷叶山已经存在,就是说这一座伏瓢状的小山,只有曾经一度埋伏在冰流底下,才能说明以上所述的全部事实。最近我们在该处进行仔细的考察的时候,我们还发现了一些冰溜条痕石,显示它可能是属于“鼻山尾”类型的小丘,也可能是属于岩石鼓丘。关于这些问题还须要作进一步的追索和研究。这就是我们在荷叶山附近所见到的全部事实和分析的结果。这样,这一座不大受人尊敬的小山,却对北京西山附近平原地区冰流的活动提供了重要的证据。

冰川的流行,必然是气候大变化的产物,气候的大变化不可能是局限于局部地区的。因此,北京地区冰川遗迹的确定,对中国冰期问题,就具有肯定性和决定性的意义。这次在北京召开的“中国第四纪冰川研究工作”会议上,东北、西北、华东、中南、华北、西南各方

面的专家都提出了冰川活动的事实,这就无可争辩地证明了在第四纪时期,中国冰川流行是相当广泛的。经过会议上的综合分析和讨论以后,大家一致认为:中国第四纪不仅有冰期,而且还有间冰期,并认为中国第四纪冰川主要是山谷冰川,但有些地区,冰流达到了山麓或山麓平原。在这些共同认识的基础上,我们提出下列几个问题:

(1) 关于第四纪地层划分的问题: 冰川问题无疑是与古气候有密切联系的,引起冰川活动的古气候的大变化,如上所述,决不可能局限于局部地区,必然范围广泛。因此,对第四纪地质的发展,也必然有着又深又远的影响。第四纪地层 Q_1 、 Q_2 、 Q_3 、 Q_4 的划分,应该结合如此广泛的冰川流行的现象,重新加以考虑和检查。

(2) 第四纪沉积岩相的鉴定: 第四纪沉积物有风成、水成的,也有冰成的。第四纪沉积物岩相的变化和分布情况,与冰川的活动有密切的关系,这一点是没有什么疑问的。现在的问题是冰碛物的分布——包括底碛,侧碛和终碛等——如何在地貌上有所表现,如鼓丘、蛇形丘及鼻山尾等;如何从发生发展的观点,来考察冰水沉积物以及其他冰川外围沉积物的分布;如何进行统一的、整体的考虑和分析。譬如,中国的黄土,至少一部分黄土,是否与冰川作用有关,是否属于冰前沉积物或冰川外围的沉积物。因此,在中国黄土分期的依据中,不应漠视冰期和间冰期的存在。

(3) 冰川作用与地文分期和新构造运动的关系: 过去根据阶地和准平原的高低所划分的地文期,在有关地区冰川作用证实了以后,也应该重新加以考虑。如鄂西巴东至恩施途中,近长江方面,于绿葱坡之南,在海拔 1,500 多米的高山顶上,尚有砾石层存在。过去认为这些砾石层是河床沉积物,由于长江的侵蚀作用和水往下降或由于高山区的上升所导致的结果。但是,在这样短的期间,地形高低竟发生这样大的变化,实在难以置信。在那里以及其他类似地区,许多悬谷的产生,经仔细观测,和断层作用确没有什么关系。这一类现象,作为冰川遗迹来考虑,是完全可以理解的。也就是说,用冰川作用去考虑上述问题,就用不着假定在最近的地质时期中,鄂西有关的山区发生了如此大的变化,事实上也不会有这样大的变化。这一点很早有所论证,这里不再详加叙述。

(4) 第四纪生物群的分布和兴替、猿人生存的时期以及它们的生活环境与冰川作用可能存在的关系: 这种关系极为复杂,在此不拟详加讨论。值得特别指出的是,冰期和间冰期气候的变化,可能相当剧烈,但在某种情况下,习惯于温暖气候的生物,即间冰期时代存在的生物,当冰期来到的时候,不一定完全绝迹。这就说明了寒热生物群有时混杂相处的现象。另有一点,值得指出的是,最近在华北平原中,发现了在寒冷气候下生活的披毛犀化石,这对冰期时代的鉴定问题,是具有重要意义的。

(5) 第四纪冰川的研究与生产实践如何结合: 提前实现农业发展纲要四十条中,至少有五条,即兴修水利,发展灌溉,防止水旱灾害;开垦荒地,扩大耕地面积;发展山区经济;改良土壤和开展水土保持工作等项工作,都不应该忽视冰川作用的影响。因为土壤中氢离子的浓度即 pH 值是受到冰川作用的影响的。冰川泥砾的渗透性小,对蓄水储水能起良好的作用。在拦河筑坝、修建水库设计的工作和进行施工的过程中,由于上述的理

由,对冰碛物和其他与冰流作用有关的沉积物的分布,如若不加以详细的调查、研究和慎重处理,就难免不造成很大的损失。在矿产资源的勘探工作中,尤其是山地工作和某些地区的钻探工作方面,由于对第四纪冰川流行的事实不加考虑,曾给工作带来了损失。至于冰碛物中含有“砂矿”的勘探和根据冰川流行的踪迹去追索“砂矿”的来源,乃至借此找到原生矿床的产地,都是今后必须注意的问题。

我们的工作,还刚刚开始,估计在前进的道路上,还会遇到许多困难问题。只要我们依靠党的领导,以大协作的精神,认真贯彻两条腿走路的方针,是完全可以解决的。我们坚定不移地相信,在总路线和毛泽东思想的光辉照耀下,随着轰轰烈烈的技术革新和技术革命的群众运动的深入发展,中国第四纪冰川遗迹的研究,必将取得辉煌的成就,在中国地质学发展的历史过程中,揭开新的一页,为祖国伟大的社会主义建设事业作出应有的贡献。

华北平原西北边缘地区的冰碛和冰水沉积*

为了响应党的八届十中全会关于大力支援农业的号召,我们地质工作者,在今后一段时期中,可能是相当长的一段时期中,应该把争取解决与加速发展农业有关的各项问题,放在首要的地位。不待言,问题是繁多的,解决这些问题的方法也是千头万绪的。只要我们大家同心协力,刻苦钻研,我们就一定能够和其他领域的科学工作者一道,在为建设祖国伟大的社会主义事业中,相互支援,并肩前进。

作为适应上述要求的攻研项目之一,现在提出与第四纪含水层和隔水层分布规律有关的一些问题。显而易见,这些问题,是与第四纪冰期问题分不开的。从学科的观点来看,第四纪地质,一直是我们的地质工作中薄弱环节之一。现在该是时候,让我们对这一方面的工作加一把力量,我们可以从许多属于不同方面的现象下手来进行第四纪地质工作。可是看来没有哪种现象比冰川作用(如果有的话)发生更普遍的影响。

大家知道,我国第四纪冰期问题,不是什么新问题。但是直到今天,不独几个冰期问题还没有解决,就连在第四纪时代,我国究竟有无冰川广泛流行这一问题,我们还不能说已经获得了一致的结论。对同一类型但不属于同一层,或者属于同一层而出露于不同地点的泥砾,时而以这种成因来解释,时而又以那种成因来解释;甚至对同一地点出露的同一泥砾层的成因,今天认为是这样,明天又认为是那样。这并没有什么可笑,而是可贵。经过反复思考,千锤百炼,才得以莫大的成果,该是不可动摇的成果,该是前进道路上的里程碑。

如果认为华北平原中的泥砾,或其中某些部分,确实是冰川活动的产物,那么,至少必须提出三项必不可少的证据,和一项应有的,但不一定处处可以得到的证据,来加以验证。三项必要的验证资料包括:(一)大片冰层在山区停积和它向低处移动的遗迹;(二)冰碛,即冰川下面的沉积和它侧面及前面遗留的堆积物;(三)冰水沉积和其他冰缘沉积。这三项中的各项证据,把它们分开来单独地看,它们各自都具有不同确凿程度的验证意义。但更重要的是,把它们联系起来看,它们显示冰川在它滋长、活动和消失的过程中所起的作用。至于应有的但不是经常可以得到的证据,是在寒冷气候中生存的动植物遗体或遗迹。

现在要问,我们是否掌握了属于第一项的不可缺少的证据。不管在最近的地质时代,

* 本文系李四光同志 1962 年 12 月在中国地质学会第三次代表大会及第 32 届学术年会上的报告。曾以《华北地区的冰期和间冰期》为题刊载在《中国地质》月刊,1963 年第 4 期,第 1—7 页。1964 年 8 月被编入由中国第四纪研究委员会与中国第四纪冰川研究中心联络组编辑,科学出版社出版的《中国第四纪冰川遗迹研究文集》第 1—13 页,采用现在的题目。这次汇编是以 1964 年本为根据,并用 1963 年本和原稿作了校对。——编者

华北地区遭受了如何强烈的侵蚀,如果冰川曾经在这里流行,那么,在平原边缘的山区,冰流的铲刮、碾磨和刻划的痕迹,总不会全部被扫除干净。山谷冰川一定要有它发源的处所,在那里,一定有相当规模的屯冰的场所,又名冰窖。由于不断滋长的冰层穷年累月地往下挖掘,以致在山顶或半山的基岩上造成相当深的基岩凹地。一般在中心基岩凹地较高的处所,又发生一些较小的圆椅状的基岩凹地(照片1)。它们都是结积冰雪的场所。由那里,中心冰窖得到不断的补给。直到冰窖中屯冰过多,它就往低处流溢。这样,山谷冰川的流行就开始了。

冰川在它经过的途中,特别是在坡度较大的处所,由于它铲刮的力量较大,往往在坡下造成圆形或椭圆形的基岩凹地。这种基岩凹地的前面,冰流出口的处所,往往有一道横坎。冰流爬过这种横坎以后,一直往前流注,达到适当的地点,又会造成基岩凹地。这种在基岩中形成的一连串的凹地,称为葫芦形凹地。它们是由于山谷冰川铲刮的作用而形成的特点之一。这一类型的地貌,在北京西山是经常可以遇见的。例如潭柘寺,就是位置在一个小型基岩凹地的中心,它直通另一个以鲁家滩为中心的巨型基岩凹地。这些凹地,都是屯积大量冰层和粒雪的场所。怀来盆地也是一个巨大的基岩凹地。官厅水库的坝址,就是它的一个溢口。这个溢口以下,就有一连串的葫芦形基岩凹地。现今的永定河,通过这一系列的凹地达到三家店。在北京西山和华北平原西北部其他山区,以及平原的西北边缘,还有许多这样的基岩凹地。其中有一部分挖掘不深,不甚突出。这些大都属于中小型的基岩凹地,也很可能曾经屯积冰雪。但不一定是冰流发源的场所。总之,只要有冰川的地区,就一定会发生这样的地貌,虽然它们一般不是冰川流行的鲜明证据。反之,如果一个地区没有这样的地貌,就可以推断,在那里冰川不可能存在。

这一类型的基岩凹地,有些埋在平原以下。例如北京西山碧云寺和南营子各别位置在一个小型和一个较大的基岩凹地的中部(图1)。南营子凹地东南,又有一个更大的埋伏在地下的基岩凹地,它的中部在万安里和火器营附近。它的东北面有一缺口在青龙桥以南和海淀之间。又如十三陵区,包括大官门、水库坝址等地点,也是一个被泥砾填充和表面沉积物覆盖的基岩凹地(图2)。它的西南面,又出现一个埋没的巨型基岩凹地。按照已经探明的资料判断,这个凹地的规模颇大,大致呈椭圆形,它的长轴指向西北-东南。看来,在它的东南面有一个缺口。可以预测,在华北平原西北边缘地区存在着许多这样被第四纪沉积物填充的基岩凹地,还有待于大量的钻探和物探工作来查明它们的位置和范围。已经查明了的地下葫芦形凹地,大都有相当直的流水沟穿过。这显示,它们与河流发生蛇曲所形成的局部准平原,毫无共同之处。

属于第一项的各项冰流证据,可以说没有比冰溜痕迹更为确凿,特别是在基岩面上的冰溜痕迹。当冰川中所夹的大小石块和冰层一道缓慢流动时,石块与石块之间,和带有大量石块的冰层与基岩之间,由于相对滑动面发生碾磨和研磨作用,以致发生极其光滑的研磨面。有时发生研磨的石块之间,夹着较硬的岩石颗粒,它们随着岩块的滑动,而在研磨面上滑动,刻划成深、细、长的条痕,一头粗如钉头,一头细如鼠尾。很容易理解,造成这种

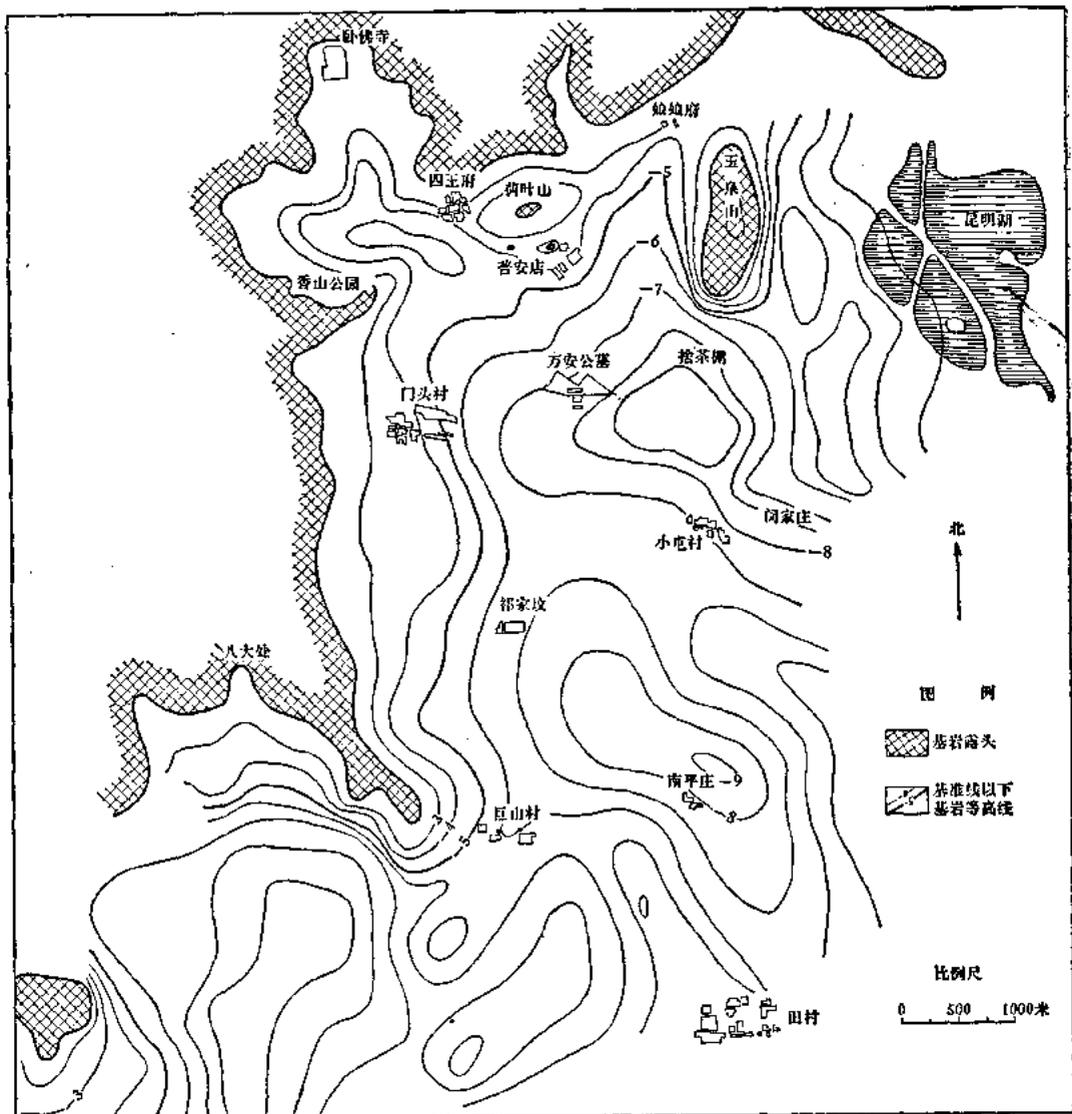


图1 香山—八大处基岩面起伏图

条痕,不但要石块与石块在一定的時候朝着一定的方向发生相对的移动,而且还要在相当大的压力下发生相对运动,否则它们不能一直保持紧密的接触。只有冰川活动,才能提供这些条件。在河水激流中,经常也发生砾石与砾石之间互相摩擦和撞击的现象。但因河水不能提供上述的条件,河流砾石面上,经常不发生那种深、长、细的定向条痕。混杂在泥流中的石块之间,彼此可能多少发生摩擦的作用。但是,泥流本身既无固结在一起的性能,又不象冰川那样提供巨大的压力。因此,石块与石块之间,不能象冰流作用那样发生长距离的定向相对滑动,也不能象冰川那样提供巨大的压力,让它们长时期保持紧密的接触。当夹在冰层底部大量的较硬的石块和基岩接触时,基岩就不可避免地受到那些石块在相当大的压力下滑动而产生铲刮和碾磨作用,以致在基岩面上发生带有大致互相平行的凸凹

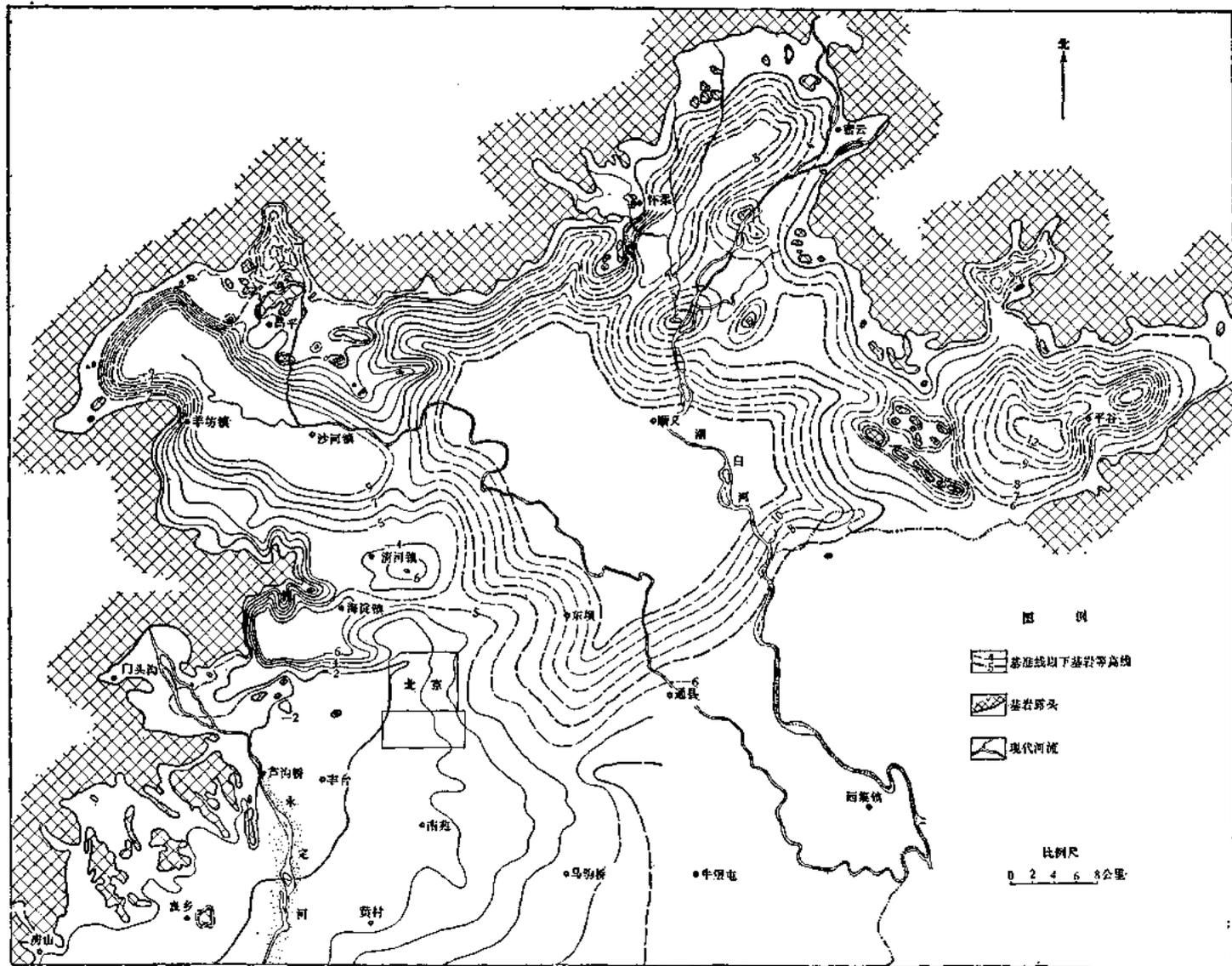


图2 北京平原地区基岩面起伏图

条带和深刻的条痕。这样发生的条带和条痕,只影响基岩面的表面,而不重复地在它的下面出现。相反,在岩块与岩块之间,由于发生过构造运动而产生的研磨面上所呈现的凸凹条带,不独严格互相平行,而且一般都不带有岩石颗粒刻划的痕迹。并且它们往往不局限于一个面,而是重复出现的。对有经验的冰川工作者来说,这种基岩面上的冰溜擦痕,是冰川流行无可争辩的证据。

近几年来,我们在北京西山许多地点,发现了大量钉头鼠尾状的冰溜擦痕块砾(照片 2 3、4)。其中最大最突出的一块,现在还屹立在八大处的六处下的桥边(照片 5)。关于基岩面的冰溜擦痕,也发现了四处。其中最典型的、给予观察者印象最深的一处,位置在隆恩寺以东的山坡上(照片 6、7)。在那里,具有极清楚的凸凹条纹、准平行的刻划痕迹和滑动颤痕的大片研磨面上,覆盖着一层粘结极其致密的灰白色粘土。它的厚度不大,粘性极强,可以把它象地毯那样卷起来而不破裂。在这层粘土以上,堆着夹有泥土的大小石块。石块面上,有时带着刻划的条痕。经过仔细的检查,肯定了这一大片研磨面不可能是起源于构造运动。覆盖在研磨面上的那一薄层粘土,也说明这一点,它还说明研磨面上的条痕不可能是由于泥石流或石流作用产生的。如果硬要假设石流或泥石流也有可能铲刮出带有这样深刻条纹的平面,那么,这一薄层粘土必然早已被清除掉了,它就根本不可能存在。换句话说,它就否定了这种假设的可能。这一发现,对北京西山地区冰川工作的开展,具有极其重大的意义。因为,根据这一发现,把对北京西山地区冰川活动的任何怀疑,都扫除得干干净净了。不,既然这里的气候有过这样大的改变,那不可能是局部的现象。这个地点现今的高度,海拔在 360 米以下,它周围的地貌,并不显示特殊显著的冰蚀地形。因此,这一发现,也进一步肯定了,山谷冰川在整个华北山区,曾经发展到相当普遍的程度。

肯定了山谷冰川存在以后,在山麓或平原的边缘找到冰流输送的沉积物——冰碛,就成为无可逃避的推断。几年来,在有关地区的观察工作,特别是通过钻探所取得的资料,已经从若干地区获得了属于前述第二项的证据。并且可以预期,随着工作的发展,将会在更广泛的范围内,获得更多的这一类证据。在平原边缘露出的泥砾,一般不止一层(照片 8 9、10)。在平原钻井中见到的泥砾,3 到 5 层不等,层位最低的一层泥砾,一般伸出平原最远,深度有时达到 500 多米。反之,较新的泥砾大都局限于山麓附近地区,往往露在地面,形成低丘或阶地。夹在泥砾层之间的沉积物,有时有红色或杂色的泥土,但大都是比较疏松的砾石、砂砾或砂泥层。它们的成分中,一般粘土不多,因之渗透系数较大,含水或渗水的性能较好。反之,泥砾层一般粘结紧密,渗透系数显著的较小。例如在北京西郊三家店附近,进行坝址工程地质勘察时,在永定河的漫滩上流水近旁打过许多探井,有的深达 20 多米,竟不见任何渗水的踪迹,当时参加这项工程的人员,大惑不解。简单的事实是,那些探井不是打在河床沉积中,而是打在比河床沉积较古的泥砾层中。

泥砾层中,粘土与石砾的成分对比和它们胶结的程度,不是一成不变的。因此,我们现在还不能把前述三家店附近发现的泥砾当作华北平原中各处各层泥砾的代表。换言之,现在还不能把平原中所有的泥砾都当作冰碛看待。实际上,直到现在,还有不少的地质工

作者把这些泥砾层和其中所夹的砾石层以及砂砾层等等混在一起,统称为洪积,不大关心它们究竟是怎样形成的。如果我们认为,这样对待这些复杂现象不符合于科学分析方法的话,那么很清楚,对平原的泥砾不加分析而笼统地把它们都当作冰川沉积看待,也是不够严谨的。

应该注意,当冻结了的大量石块和泥土开始融解时,在适当的坡度上,就很容易发生泥石流现象。这就说明,当冰川撤退时,冰川流行地区的环境,往往具备着发动泥石流的条件。事实上,有些冰碛层显示经过搅乱的状况,它可能起源于冰川再一次前进时推动的作用。但也可能是冰碛本身发生了泥石流的结果。可以设想,泥石流或泥流以及其他扇形堆积,就它们的组成形态来说,在某种程度上,与冰川泥砾相似。而在沉积形态上,却有所不同。扇形堆积都散布在山口前面,呈扇状分布,其中所夹的石块,离山口愈远就愈小。冰碛中大小石块的分布,却不显示这种规律。由山谷冰川所形成的底碛,也可能多少呈扇状展布。但在它的外部边缘,往往有一道或几道由泥砾构成的弧形堤或弧形丘的片段环列。更重要的特点是,这种冰碛物的底部,不是象扇形堆积那样,铺在山坡或平原上面,而是落在由冰川的铲刮作用而形成的基岩凹地里面。上面已经提到,这种基岩凹地的前面,往往有带缺口的横坎梗塞,或有由泥砾构成的弧形小丘环列。这些地貌与普通扇形堆积的外表形态毫无共同之处。同样,泥石流或泥流的发生,不独需要一定的坡度,而且它本身也不可能提供足够的铲刮力量,在它底下的基岩中铲出凹地。更不用说,它的前缘也不可能象冰碛那样造成弧形列丘。

埋没在北京近郊的一些基岩凹地,经过探测,证明了它们不可能是由于构造运动所引起的局部地面下降而形成的。前面已经说过,它们也不可能是由河流作用而形成的。这样,充填这些凹地的泥砾,除了冰川的作用以外,不大可能有其他的成因。在四王府和魏公村附近等处钻孔所穿过的泥砾中,曾经发现过带有冰川条痕的砾石。在衡水与南宫之间大窰村的15号钻井中,曾经打穿过显然来自太行山的大型漂砾。按照取得的岩心估计,这块漂砾的直径在40厘米左右¹⁾。它的所在,离地面约170米,离太行山麓80多公里。

在山麓地区,有的地点,还保存着冰流向山麓平原活动的特殊地貌。例如,香山四王府附近,有一座伏瓢状的小山,名荷叶山(照片11),最高点约高出平地20米上下,这座孤立的小山由硬质砂岩构成,环绕它的四周都是铺着选择性很差,略具层理的砾石层。在接近这座山的顶部,有的地方,还保存着少量浑圆和半浑圆的砾石(照片12),那些砾石显然标志着流水的作用。如果假定这些剩余的砾石标志古河床的残余部分,那我们就必须假定在荷叶山的周围都经过了很大程度的侵蚀而形成平地,经过那样程度的侵蚀,在荷叶山顶的那些砾石就没有保存的可能,因此可以推断,当荷叶山顶的砾石堆积的时期,荷叶山已经存在,就是说这一座伏瓢状的小山,只有曾经一度埋伏在冰流底下,才能说明上述全部事实。我们还在荷叶山附近发现了一些冰溜条痕石,显示它可能是属于“鼻山尾”类型

1) 根据参加这项打井工作的一位技术人员的口头汇报,但另有一位技术人员声称从打井记录中得不到证实。

的小丘,也可能是属于岩石鼓丘,同样类型的岩石小丘,但个体更小,出现在荷叶山以南的普安店,并在岩石小丘的表面上保存擦痕的残迹。这些小丘却对北京西山附近平原地区冰流的活动提供了重要的证据。

既然肯定了冰川的存在,那么,当冰川存在的时期,它是不断融化和补充的。一旦冰期结束的时候,满山遍野,大量冰层和终年积雪迅速地融化,沿着冰川撤退的道路,急流奔泻;顺着山坡和山麓,一片潺湲,散漫溢注。这样,就会造成“洪水横流”的景象。因此,我们在有冰碛层的地区,特别是在冰碛层前缘地区,必须找出属于前述第三项的证据,即冰水沉积和其他冰缘沉积,才能完全证实它是冰川的产物。在终碛的前面,也就是泥砾初经冰水冲洗的地带,组成泥砾的成分转变的程度不大。其中保持粘土较多,砾石的磨圆度不甚显著,层理也很粗陋。但离终碛越远,它经过流水冲击和分选的特征越为显著。其中的砾石越加浑圆,颗粒越小,而且层序井然。从表面看来,这种沉积物与河流沉积很难分辨。但河流沉积必然分布在古河床的故道,而冰川的沉积,却是大片的砾石层或砂砾层展布在冰碛层的前面。

在北京西郊,有大片微向东偏南倾斜的疏松砾石层,由来自西山方面的各种石砾组成。离山麓越近,它们越大越粗,棱角磨圆度越不显著。反之,越往东去,它们变得越圆越细,逐渐转变为粘土质砂层,最后完全变为砂层。在这一新的砾石层上面,一般,但不是处处覆盖着一薄层厚度不均的黄土或浮土。根据在二十多个地点观测这层砾石的上层中两千多个石砾排列方位所获得的统计,并且和现今永定河床中石砾排列规律比较,可以看出,这层砾石,是由西山方面,沿着山坡倾泻的大片流水所带来的产物,而不是永定河从西山山麓出口以后,再转向北流形成的河床沉积。西山方面的大片流水是怎样来的呢?显然,只有当一个冰期即将结束时,山区遍布的冰层和多年积雪大量地、相当迅速地融化,才能产生这样满山遍野的流水。这种情况,完全符合于上述冰前冰水沉积的一般分布规律。有些局部的扇状堆积和石流或泥流的产物,就它们组成的物质来看,可能有时与泥砾在某种程度上近似,但后者绝不会和大片的砾石层伴生。

在高辛庄(黄村东南)三间房以南、大张本庄南大红门、西海庄、鹿圈村、东八里庄、鹿圈、和平里、大阳官等地,曾经通过钻探证实,埋在地下的泥砾的东南侧,紧接着有一片稍带泥质的砂砾层环绕。同时又证实了,那里的泥砾层上面有两三道流水沟,成辐射状,它们都被砂砾层填充了(图3)。砂砾层和泥砾的这种分布关系,恰好说明冰水沉积和冰碛的关系。我们今后对埋伏在华北平原下面的冰碛层和冰水沉积的进一步研究,将会发现更多的事实,证明上述的情况不是局部的特殊情况,而是一项带有普遍性的规律。这对于我们在平原地区找水的工作,是具有重要的意义的。我们的工作,虽然还做得不够,但既得的资料,已经足够证明冰川和冰水沉积物的存在。在某些地区,如周口店南约1公里的大岔晃、保定市西北约20公里供水水文地质勘探的8号钻孔中深达187—192米之间和衡水城西南郊等地,都发现了和树木年轮相似的纹泥(照片13)。这种由无数薄层组成的微细泥砂粒沉积物,一般是棕红与灰白二色相间,它们很清楚地显示季节性。棕红层代表

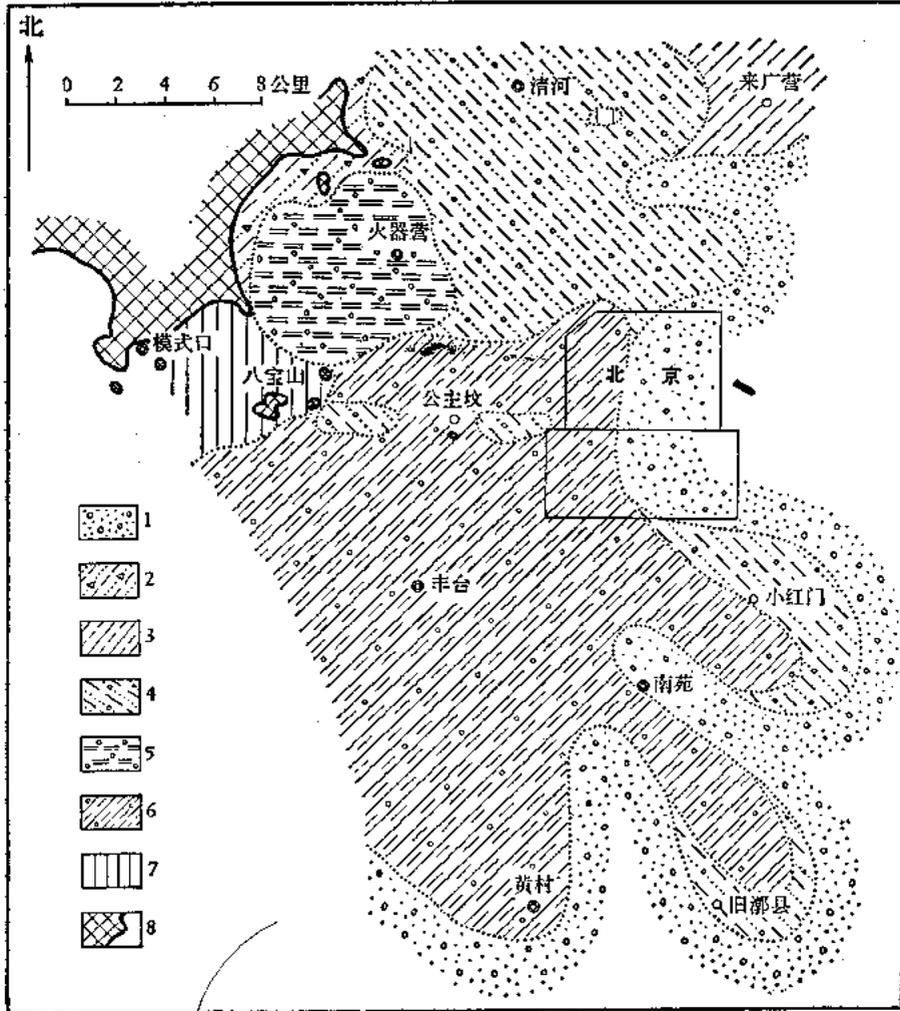


图3 北京西南郊泥砾层和砂砾石层分布简图

1.砂砾石；2.棕红黄色粘质砂土夹碎石；3.棕黄色砂质粘土；4.黄褐色粘质砂土夹砾石；5.红褐色半胶结的泥砾；6.绛红色泥质胶结的砾岩及紫红色页岩；7.前第四纪地层；8.基岩露头

夏季,灰白层代表冬季。只有在冰川前面的低洼地区,纹泥的形成才有可能。冰川工作者现在都公认纹泥是冰期的一种特殊产物,它是一种典型的冰缘沉积。

当冰川存在的期间,接近冰川的表面,经常有冷空气随着冰川流动的方向移动。这层冷空气越过冰川前缘以后,由于温度增高而上升,又朝着冰源所在的气温较低的高山地区移动。这样,就形成了局部气旋,从而把冰碛物中较细的颗粒带到冰川的前缘沉积下来。因此,冰川前缘冰水沉积物的上面,往往覆盖着一层类似黄土的泥质或泥砂质沉积物。这种沉积物,也是冰前沉积物之一。

在掌握了属于以上三项的确凿证据之后,我们现在可以看出,北京郊区和北京西山地区确实存在着山谷冰川的滋长、流动和消失的一整套遗迹。前面已经提到,气候的变迁发展到冰川流行的程度,不可能是局部的现象。所以,我们可以推断,在这一地区发生的冰

川现象,也必然在华北平原的其他西北边缘地区和邻近的山区得到证实。根据冰川前缘沉积物分布的范围,我们可以确定冰川在第四纪时期对平原中的沉积物发生了怎样的影响,也可以确定冰川最盛行的时期它在平原中达到多么大的范围。不过问题还不是这样简单,钻探资料显示,平原中的泥砾不止一层,各层泥砾分布的范围不一定等同。

我们知道,在冰川流行的地区,当它开始发展的时期,在它的前面,总不免有冰水溢、输送泥砂砾石等类物质,一旦遇到低洼地点就会沉积下来。这种冰水沉积物,在适当的条件下,不会全部被前进的冰流所铲除。因此,在冰碛层底下,有时有冰水沉积物。当冰川消融时,大量冰层比较迅速地融化,这样发生的流水或洪水,带着大量的砂砾、泥土,往往普遍地散布在冰流曾经达到的地方。就是说,在冰碛层上面,往往覆盖着一层冰水沉积物。总起来说,在冰流曾经达到的地方,可能遗留下来两层冰水沉积和夹在它们之间的一层冰碛。那么,我们是不是可以把平原中每一套这样的沉积都当作代表一次冰期呢?是的,如果这样一套沉积物确实是冰川的产物,它们就显示冰川曾经一度在那个地点一进一退的过程。但是冰川在某一地点一进一退,并不一定代表一个冰期。在一个冰期中,气候条件不会完全稳定。随着气候的小变化,冰川也必然会发生伸缩的现象。当气候大变的

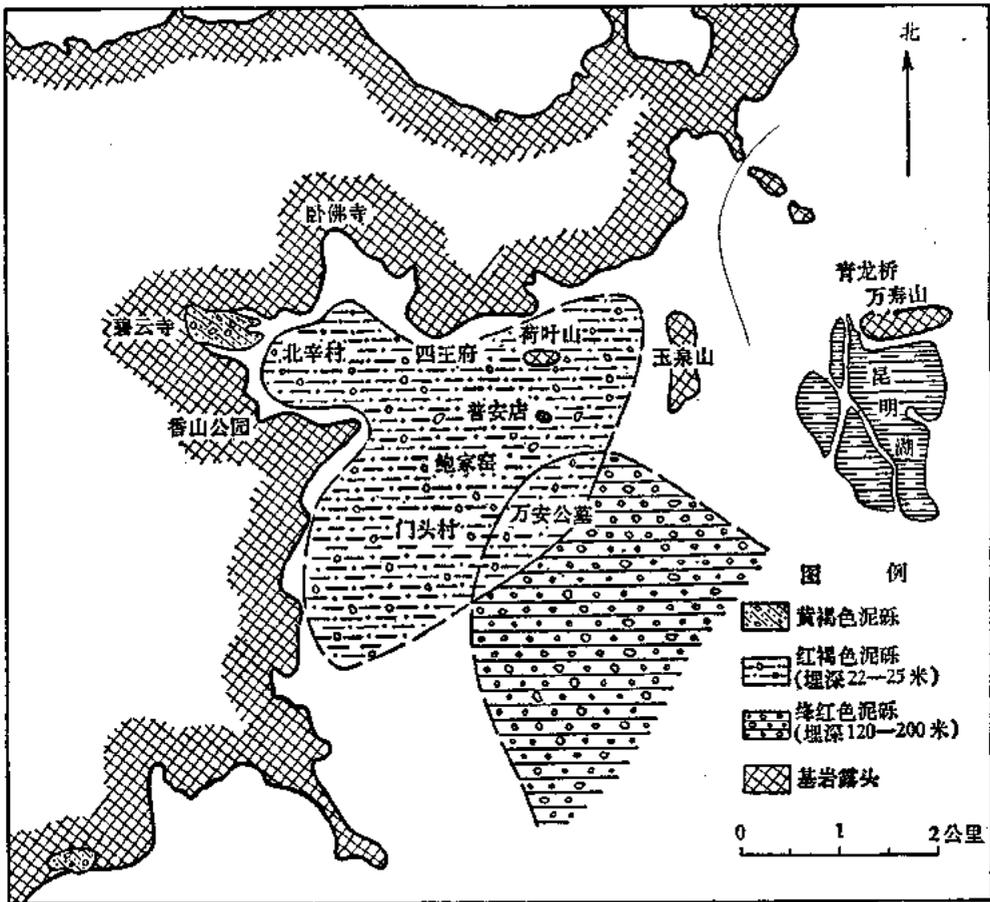


图4 北京香山附近泥砾分布图

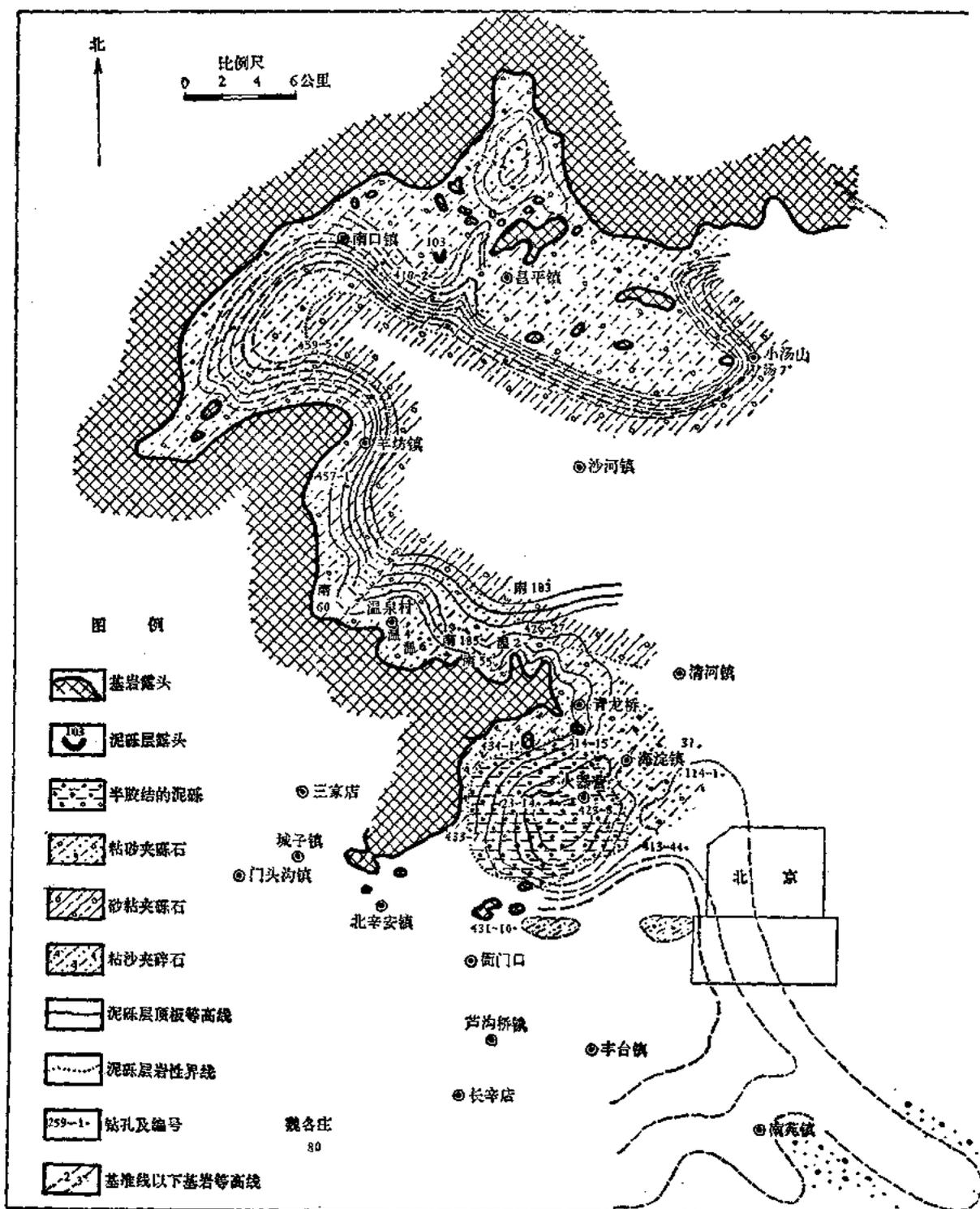


图5 北京西北郊泥砾层顶板起伏图

时候,即由严寒而变到温暖或酷暑的时候,那就是由冰期转入间冰期的时候。如果间冰期的时间很长,在冰期的时候产生的沉积物,例如冰碛或覆盖在冰碛上的泥土,就不免象在今天的热带地方那样,受到“铝红土化”的影响,就是它们变红了,氧化程度加深了。这样,我们可以把冰川沉积物的性质和它们的层位关系结合起来,作为划分冰期和间冰期的依据之一。

另一种划分冰期和间冰期的有力依据,是有关的沉积物中所含有的动植物化石,例如披毛犀、猛犸象、虎耳草、阴地蕨等,是生长在寒冷气候中动植物群的典型的代表。又如梅氏犀、水牛、榆属、柳属等,是生长在温暖或炎热气候中常见的动植物。过去,我们在中国北部收集了大量的第四纪动植物标本。但是,由于对产生它们的地层的层位未给予充分的注意,以致对它们生存的时代和它们在古气候学上的意义,产生了极大的混乱。今后随着我们在这一方面的工作方法的改进,对第四纪冰期和间冰期的划分,将获得新的进展。事实上,在周口店猿人洞内,在猿人层下和猿人层上,都已经发现了不是原生而是经过冲洗的泥砾。这两层泥砾或“砾石层”中,都含有寒冷气候中生长的植物孢子和花粉。而在猿人层中,却含有大量的生存在温暖乃至炎热气候中的动物的遗骸和植物的孢粉。根据这些事实,我们可以断定,在北京,也可以说在整个华北地区,至少有两个冰期和一个间冰期。

另外,根据在香山东南面 and 北京地区相当广大的范围内所获得的钻探资料,我们发现了三种不同的泥砾(图 4、图 5)。最古老的一层呈绛红色,胶结很硬。其次较新的一层泥砾呈红褐色。还有一层更新、更松的泥砾呈黄褐色。这些事实,暗示华北的冰期可能还不止两期。只有我们付出更大量的劳动,用较严密的方法,收集更多的事实,才能对冰期和间冰期的问题作出可靠的结论。在确立了冰期和间冰期的观点以后,我们就应该选定若干地区,按这个观点,建立区域性第四纪地层的标准层序,逐层鉴定沉积物的性质和成因以及其中含有的化石,包括孢粉。看来,这是对划分冰期和间冰期在华北地区行得通、而且是比较可靠的方法。这也是系统地开展第四纪地质工作的主要途径之一。同时对掌握山间盆地和华北平原中含水层和隔水层的分布规律,也将会大有帮助。