

新疆第四紀陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系

周 廷 儒

(北京师范大学地理系)

新疆是高峻山脉和广大盆地相間的一个地区。近期山脉上升始于上新世，到第四紀續有隆起和扩大。这些雄伟山脉对盆地干燥气候特征的影响是无可置疑的。山地的破坏过程,同时就是盆地的堆积过程。具有垂直地带性和各种特殊条件的山地,使許多成因类型的第四紀沉积物变得极为复杂。承受周围山地物質的巨大盆地，长期以来是一个封閉的內陆平原，許多沉积物只在內部进行重新分配而不向外移出。平原第四紀沉积类型沒有山地那样复杂,但每种类型分布广袤而且厚度特大。

一、新疆山地第四紀沉积类型和其相应的地貌及气候条件

分布在新疆北部的阿尔泰山、中部的天山、南部的昆仑山都是上升运动強烈的高山山脉,剝蝕作用、侵蝕作用、冻裂风化作用、冰川作用、泥石流作用都很活跃,因而山地分布的沉积类型有殘积层、坡积层、冰积层、冰水沉积层及面积很小的湖相沉积层,此外在天山北麓还有风成黃土沉积;昆仑山北坡还有风成亚沙土沉积。这些类型表現有关联性的沉积順序,而且每类沉积都具有相应的地貌特点,并明显反映第四紀气候的地带性和非地带性的变化。

(1) 殘积层 这种沉积层复盖在山地不同高度的均夷面上,大致可以分为二类:一类是古风化壳的粘土殘积层;一类是比較近期的粗屑殘积层。

阿尔泰的前山,海拔在 2,000 米左右,由古生代地层和花崗岩組成的夷平峯頂上殘留古第三紀的粘土风化壳,这是一种紅色的高岭土和富含二氧化硅的殘积层,它的生成和古准平原地貌有一定的关系。当老第三紀时,地势坦蕩,气候比較湿润而温度較高的情况下,进行了殘积的风化过程,使矿物中較不活跃的三价氧化物含量逐渐增大,而成为这种紅色风化壳。到新第三紀时,发生断块隆起,这种风化壳在低地上为大量碎屑所复盖;隆起高地上則被冲刷,只有极小部分殘留在原处。南疆东部嘎順戈壁为古第三紀准平原面,后来微弱隆起形成低山和高原。地表大部为粗屑风化物所复盖。高的均夷面上,古紅色粘土风化壳已被剝蝕(照片1),有些地方还殘留厚約50厘米的殘积层。至于断裂下陷的谷地和盆地中,古风化壳仍得完好保存。风化壳厚度 2—2.5 米以上,向下逐渐过渡到基岩,风化壳上部則为洪积层和冲积层所复盖。嘎順戈壁的殘积层表現其独特的古地理背景。

天山也有类似的古风化壳存在。在博罗霍坦山的山地均夷面上(3,400—2,900 米)复有氯化物古风化壳。E. 諾林 (Norin)^[1] 认为保存于第三紀地层的盐分,受到淋蝕而为基岩的风化层所吸收,証明現在的均夷面必然是古老低地上升的結果。实际上这种殘积层

的出現,不必和老第三紀的沉积岩連系起来。这种古准平原化的岩面上的风化壳,可能属距古海較远的 BWh 气候下的含盐风化产物。后来隆起在荒漠性山地垂直譜系里而被保留下来。总之,山地古殘积层的存在是一定类型的气候和一定新构造运动环境的标志。

原生粗碎屑状的殘积物,亦广泛分布在各种不同高度的均夷面上。曾为第四紀冰川复盖过的山地均夷面上,遺留冰磧并不太多,但高山冻裂风化作用占有很大势力,产生相当多的粗碎屑状的殘积层。在阿尔泰的东南段(青河) 2,200 米高的茹叶尔克套和庫劳沙拉等花崗岩地区,岩层沿节理进行強烈风化,形成一片巨大岩块垒成的“岩海”(照片 2),騎馬过此,趑趄难行。

天山小尤尔多斯的山地均夷面(3,300 米)上,見有細土夹稜角石块的殘积层,属于永久冻土性質,夏季表层融解,但到秋季,強烈的霜冻作用开始,細土較多部分,水分冻結成核心,并逐步扩大其体积,把石块推到四周,同时使地面向上浮起;到夏季融解时,又复降下,地面形成多角形的石圈。細土部分生长許多嵩草(*Cobresia* sp.)。这种多角土的出現,表示高山殘积层在冰緣气候下的形态特点。

低山帶的均夷面上,受到长期干燥剝蝕作用,地面累积很多碎屑状的殘积。阿尔泰东南的北塔山山前均夷面上,露出花崗岩的剝蝕殘丘。被剝落的围岩(黑色片岩)和花崗岩本身的殘积物質滿布在均夷面上。只有当春季融雪时,浅谷中积有黃色的冲积細沙。在殘丘上的围岩里以及和花崗岩的接触面上,出現棉絮状的石膏,說明这一帶干燥剝蝕和热力风化过程均在強烈进行。

此外,阿尔太山前由較平整的第三紀地层所組成的平原頂部,风化殘留的細屑被大风吹刮到沙漠里去,留下烏伦古层夹层中的大片乳白色极圓的石英小砾,B. A. 奥勃魯契夫(Обручев)称之为“白石戈壁”。

(2) 坡积层 山地坡积包括各种机械組成如石块、岩屑堆和砾石等。坡积层可分为二类:一类是以重力作用为主的倒石錐;一类以冻土滑动为主的泥流堆积。阿尔泰高山帶和亚高山帶的花崗岩或其他块状岩地区受到強烈冻裂风化作用,使岩石露头沿节理破裂成为石块体,順坡面下移,后来气候变暖,逐渐为森林帶的植被和土被所复盖(照片 3)。在今日中山帶落叶松和云杉林下,复有厚层苔蘚和枯枝落叶层的細土下部,还保留着許多未曾完全风化的大石块,表明森林帶在第四紀最大冰期时曾有过冰緣气候,当时植被稀少,倒石錐型的坡积可以一直延展到此帶。最近森林帶下部由于人类砍伐木材、修筑公路,使坡面土层松动,促使新倒石錐的形成。

在高山綠色片岩和千枚岩地区,冻裂风化的鱗剝作用特別強烈。碎屑状的风化物混合雪水、雨水向下坡移动,成为极厚的坡积层。由于这种块体运动产生了特殊山坡形态,峯頂出現狹隘的梳状峯脊;兩側为斜坦的风化剝蝕面,逐渐向下轉折成为岩面秃露的凸形坡,而下部則为堆积坡积物的凹形坡。

泥流的形成必須具有永久冻土层的特点。沉积物的融解层在永冻层面上移动而成泥流。其物質来源常是局部分裂出来的多稜角石块,分选极差,其中細土亦不成层;有来自冰川作用区再經搬运的冰磧物,因而其中夹有冰川漂砾,这很易和冰磧或山崩堆积混淆不分。

高山帶山坡由于受第四紀冰期和間冰期泥流作用的影响,阻止了一般沟谷的发育,时

常形成山坡平滑浑圆的地貌。当然由于构造和特殊的岩性也常有这种例外的情况。在富蕴的阿尔泰山由海西花岗岩组成的山脊，冻裂风化作用促使两组节理斜交的花岗岩发育成尖峰矗立的山脊，看去很象喀斯特峰林（图 1）。从花岗岩风化和移动下来的石英和长石细粒，通过泥石流作用，堆积在 U 形谷里。这里因有永久冻土的存在，夏季融解层中的水分和雨水都不能下渗，使谷底常呈高山湿原景观。

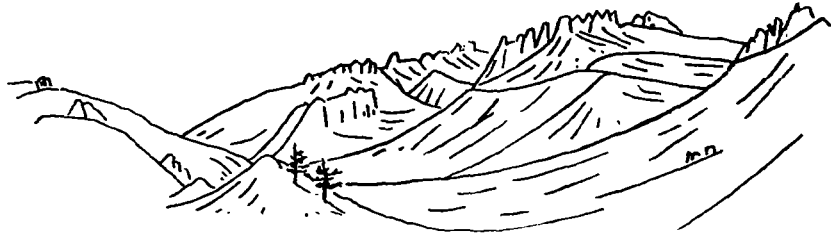


图 1 阿尔泰山薩拉嘎尔花岗岩地区冰期的冰川作用及冰期以后泥石流和霜冻作用所形成的地貌

高山阴坡冻土特别发育，夏季表层融解以后，犹如鱼鳞状结构向下坡滑动，到达谷底，形成凹坡地貌，有时和洪积扇结合起来冲出支谷口，把主谷的河流推向对岸。曝向日光更多的阳坡，冻结的坡积融解较快，物质移动较快，坡面要显得陡削一些，因而在高山冰缘区，常因不等量坡积的活动而产生不对称河谷。

阿尔泰山东南段（青河）的中山带（2,000 米）有些槽谷中，堆积相当厚的细黄土和具有棱角的石块，这是第四纪时从山坡移下来的泥石流，冰期以后气温变暖，永冻层消失，径流下渗，而且水量不足，无力搬运出这种泥石流堆积（图 2）。

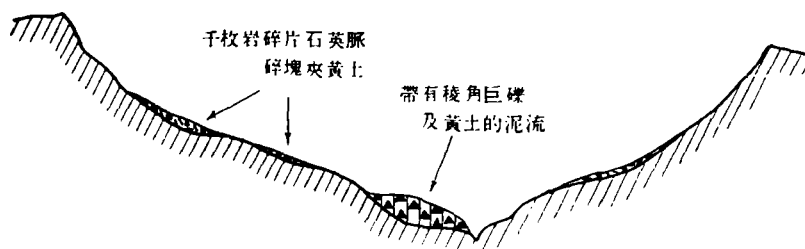


图 2 青河阿尔泰山中山带阿尔卡脱谷地泥石流堆积

北天山高山冰川区，倒石堆发育在陡坡下，厚度相当大聚积，在谷地里，可以形成石河。根据 C. 瓦尔哈弗蒂许 (C. Warhaftig)^[2] 的测量和研究，石河的厚度至少超过 30 米以上，运动才能开始。

在昆仑山的内部高山带寒荒漠的冻裂风化和干剥蚀作用交错进行，山坡倒石锥下泻长达 500 米以上，倒石锥下部石块常为氯化物所胶结（照片 4），足证昆仑山为强烈的荒漠性山地。

新疆的低山地区由热力风化干燥剥蚀所形成的坡积都是粗大的碎屑物质，分布相当普遍。

(3) 冰碛层 新疆在第四纪时期,山地不断上升,高峯聳立在雪綫以上,因而山地发育半复盖冰川和山谷冰川等。新疆第四纪冰期的发生,除构造隆起原因外,亦由于整个地球总的气候条件与现在不同,从西方进入到中亚干燥区的气旋,在高山地区特别活跃,因而发生周期性的冰川作用,并遗留下来标志着不同时期的冰碛。新疆山地冰川最早期规模最大,其后逐次减弱。

阿尔泰山隆起高度平均在 3,000 米左右,除奎屯峯外没有现代冰川;但第四纪古冰川相当活跃,有明显的三个冰期。在新疆境内的阿尔泰山西北段,接受水气较多,2,600 米的均夷面上,曾发育过大规模的复盖冰川。由于地势平缓,邻近高地未能供给冰川以大量作为雕琢工具的物质,因此第一期冰川退后,均夷面上留存的冰碛不多(照片 5),第二期冰川以谷冰川为主,分布在冰盆和槽谷里,有些终碛一直可延伸到今日中山带的森林范围内。第三期的冰碛只见于高出均夷面上的高山冰槽和冰斗里。

阿尔泰山的东南段,地位偏南,气候比较干燥,高山地形也被河流分割得较为破碎。一般来说,古冰川作用的规模不如西北段大。最早期的冰川如在青河杜尔根所见,冰川槽谷长二十余公里,纵剖面坡降较大,两侧谷坡供给主谷的物质较多,因此古冰川的挖掘能力强,沉积的冰碛亦特别巨厚。底碛表面作波状起伏,都由巨大花岗岩及各种变质岩的漂砾和一些分选不佳的细砾所组成。冰碛面上分布无数积有细土的小干湖,表证冰期时表碛洼处聚水,而下部具有不透水的冰层的特征。第二期冰川,在同一槽谷内,只推进到大海子的前端,出现封闭性的终碛,高出谷底 80 米厚,达 600 米,形成一个半环形的天然巨坝。第三期的冰川终碛,只见于涅什套高山的东麓,一部冰碛压复在大海子湖相沉积的上部,是规模最小的一次冰川作用。

天山冰期的次数争论颇多,有人认为三次,有人认为四次。¹⁾看来上升剧烈而山体宽大、降水比较丰沛的新疆西部天山有过四次冰川,而干燥陡急的东部天山可能只有三次冰川。第四纪最古老一期的冰碛大部已被破坏;但亦在许多情况下,其时最巨大的山谷冰川可一直延伸到山麓平原上。象北天山北坡巴音果勒谷口啦嘛庙之北,中生代、新生代地层组成前山山脉之间,海拔 1,500 米处,就有这种终碛的分布,厚度达 90—100 米。当巴音果勒冰川撤退后,啦嘛庙附近的槽谷里,满貯冰水沉积物。现在巴音果勒河下切在冰水沉积层中,深达 60 米犹未及底碛。南天山南坡的强台林苏冰川,曾到达海拔 1,616 米高度,终碛厚度超过 116 米(图 3);但已备受侵蚀,失掉了自己的固有地形。较古老的第二期冰碛未被搬出山区之外,而且常保留着环壠岗的地形;但在天山莫札尔特冰川的第二冰期的冰碛中,巨大花岗岩漂砾被埋在地下部分保存完整,而地面部分,已为剥蚀作用所破坏而被削平,形成斜倾的剥蚀平原^[3]。至于较年青的第三期和第四期冰碛,分布在上游高山深谷之中,是一种由岩块漂砾,沙和粘土相互混合,无分选,无层次的地层,仍保持着完整的原始冰碛层地形。北天山的冰碛层,由于山脉狭窄而陡削,有些地方,新老冰碛迭置,不易划分。例如大牛冰川下游槽谷中, Q₃ 和 Q₄ 二期冰碛挤压在一个地点,形成二个不同高度的冰碛面,较高的为 2,910 米,稍低的为 2,800 米。北天山新构造运动相当剧烈,许多冰碛都被深切河谷所破坏。南天山古冰川的冰碛保存较好,这可能和干燥气候有关,而部分亦

1) Б. А. 费多罗维奇认为有四次,见文献[3];严钦尚同志在中国第四纪研究三卷,一二期“中国西部天山冰期的次数和性质问题”一文中认为只有三次冰期。

取决于局部条件：如雪原特点、坡降、岩石成分、邻近山地及坡向等对冰碛分布的高度和长度都有很大的关系。

昆仑山地也有明显的四个冰期。西昆仑的布伦库尔盆地里，充塞着古老的和年青的冰碛层，盆地南侧的昆格尔山麓有排列整齐的三级冰碛阶地：第一期最古冰碛层高出盆地 230 米；第二期冰碛分布高度约 180 米；第三期高约 80 米，同期的中碛分布在盆地的中部。第四期的冰碛顺着串贯上述阶地的河谷一直延伸到山麓（图 4）。同期的冰碛亦见于布伦库尔盆地出口东侧支谷。冰碛新鲜，极少风化细土年轻冰碛壅推进到主谷里，并且有三个小冰期的终碛壅，在退缩过程中，保存在槽谷里。

现代高山冰川的冰碛，主要分布在高山的山汇部分，例如阿尔泰山的奎屯峰，天山的腾格里峰、依林-哈别尔杂山、博克多山、昆仑山的穆士塔格、昆格尔塔格等，都有许多放射式的悬冰川或山谷冰川，最低的终碛可以分布到 2,953 米（腾格里峰的强-考宰拜依冰川）。其他高山只有一些小型的悬冰川和冰斗冰川。

新疆的山谷冰川具有土耳其斯坦型特点，这一类型的冰雪来源直接由陡坡崩雪补给，强烈的冻裂风化作用使冰舌为大部风化物质所埋盖。近年来北半球气温普遍增高了 1.5°。高山冰川累积量变小，消融量增大，致使冰川向后退缩新疆山谷冰川常被巨大倒石锥和谷壁崩坠物掩复于舌部，使其处于热绝缘的情况下。冰川因融解，下陷和退缩而使前端形成石冰川，在一定的厚度条件下，继续推动前进，有时堰塞河道。

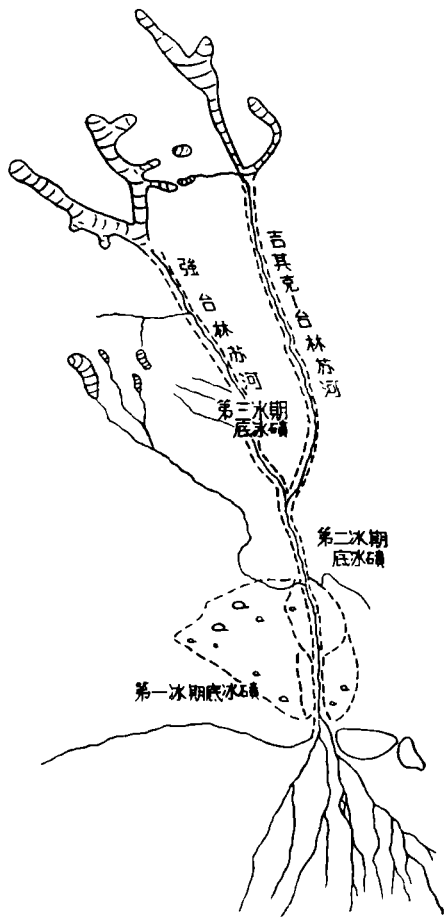


图 3 腾格里峰南坡强台林苏河流域古冰碛分布略图(根据 Б. А. 费道罗维奇)

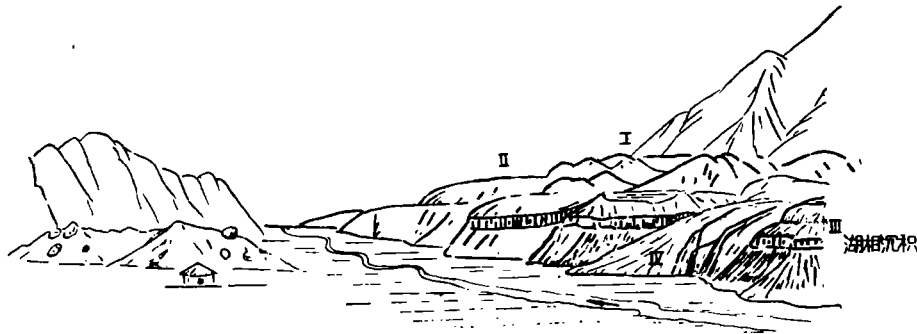


图 4 空格尔山南麓四个冰期阶地及湖相沉积

(4) 冰水沉积层 现代冰川以下的河谷冲积层,都属于冰水沉积物的性质,包括分选较好的阶地沉积物与河床沉积物。阿尔泰山地的额尔齐斯河及烏伦古河都有广阔的阶地和河漫滩。高阶地上沉积红色砂土和砾石层,夹有铁质胶结物,可能是最早期冰川剥蚀准平原的残积而被流水搬运下来,沉积在这里的产物。低级阶地上的沙砾层,质地纯净而疏松,极易崩塌,这很可能与阿尔泰山后期处在冰川和冰缘气候条件下植被很少,冻裂风化作用特别强烈有关。至于河漫滩上的沉积完全是冰期以后的产物。由于植物繁茂起来,这种沉积的粘泥粒级含量增多,并为有机质所固定;但仍有不少沉积物处在原始的成土阶段上,大部仍是砂粒质,只在表层有淤泥团结,一經河水冲刷仍易崩散。

天山的冰水沉积层广泛分布于冰水补给的大河谷里。上中游的高阶地上,由于河流

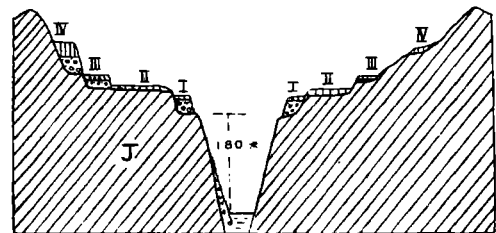


图 5 红沟煤窑瑪納斯河峡谷及黄土砾石阶地

下切很深,只残留一些巨大漂砾,甚至冲刷净尽,只在下游低山带内,保存和四个冰期相应的冰水沉积阶地。在北天山北坡,下第四纪冰水沉积物分布在前山带河谷里的最高级阶地及第三纪地层组成的背斜层的顶部。瑪納斯河谷在红沟煤窑最高级阶地的冰水沉积中,冲积黄土复层独厚,各级阶地依次降低,黄土层逐步减少(图 5)。

说明它和冰期冰川规模变小的规律相符。第四纪初褶皱起来的三道河子背斜层曾一度为河流所削平,其上再沉积 Q_2 的冰水沉积物,其后再度隆起,而使北翼部分的沉积陷没于近代洪积层之下。在前山平行纵谷里,沉积巨厚的黄土砾石,都属较古老的冰水沉积物。天山北麓,这种沉积的倾斜面掀起达 9.5° 之多,说明第一次冰期以后的新构造运动对它的影响。此外,安集海背斜的北翼属于 Q_1 时期冰水沉积的砾石层受到逆掩断层的影响;霍尔果斯河谷阶地,红山口瑪納斯河谷阶地的冰水沉积层中,都有明显的断层通过现象。

天山南坡许多大河谷里亦多冰水沉积物的分布。大河出山口后,这种冰水沉积物在山麓地带深受新构造运动的影响。复盖在年轻的前山带如轮台-库车、秋尔塔克、阿图什(喀什)等处的第四纪 Q_1 或 Q_2 的冰水沉积层,均经褶皱,倾角很大,可达 $20^\circ-30^\circ$ 。很多地方的阶地(如铁门关)冰水沉积变位并发生断口。从地震资料证明,这些地点的地壳活动,到现在还不时在进行着。

昆仑山的冰水沉积物数量可能没有天山那么多,因它的位置靠近北纬高压带,比较干燥,即使在第四纪时,冰川的规模也没有可能比天山更大一些。但在大河谷地里如盖孜河、叶尔羌河、喀拉喀什河、玉龙喀什、克里雅河等都广泛分布着冰

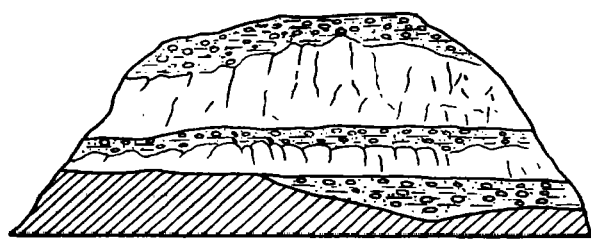


图 6 昆仑山北麓克里雅河阶地砾层中夹有第四纪玄武岩

水沉积物。山麓带的冰水沉积也有变位现象,例如英吉沙和莎车之间三列背斜层顶部,下、中第四纪的冰水沉积物被抬高出平面 450—250 米不等。克里雅河谷口,第四级阶地冰水沉积的砾层中,夹有相当于 Q_2 时期喷出玄武岩层(图 6)。在现代谷底冲积层上,亦

可看到近代的玄武岩堆积,可见昆仑北麓,第四纪新构造运动和火山活动都很强烈。

(5) 洪积层 新疆山区,每遇暴雨急流,各种成因的沉积物就被河水带到坡度较缓的宽谷或山间盆地,形成大小不等的洪积扇。尤其在草原或荒漠性的中山或低山带内,植物贫乏,干燥剥蚀作用非常强烈,洪积物的堆积特别活跃。天山南坡和昆仑山北坡主要河谷里的河道常被支谷冲出的洪积扇所推移,有时主谷的大部冲积层竟被支谷的洪积复盖起来。主谷里的堆积物质,突然变得比上游粗大,而且分选很差,河床幅度变宽,地面径流下渗,有时形成了辫状水系。这种河谷沉积已非单纯的冲积层,而是一种冲积-洪积的混合物。

(6) 湖相沉积 新疆山区湖相沉积的分布面积很小。阿尔泰山东南部的边海子、中海子和大海子分布高度在 2,200—2,640 米之间。其湖相沉积上部为带有锈斑的棕色亚粘土,下部为灰白色的亚粘土,底部则为夹有很多锈斑的蓝灰色粘土,更下为冰碛层。湖相下部沉积应属于第一间冰期,而上部沉积属于第二间冰期,其上部可能为第三冰期的冰碛或冰水沉积所复盖。这种湖相沉积有永久冻土的存在,所以湖岸沼泽广布。由于冻土的冰层冻结向上膨胀而产生坟起的冰丘,有时把底部的第一期底冰碛掀上来,暴露在外面。

天山大、小尤尔多斯盆地位于 2,420—3,100 米的高度。这些都是断层盆地,它们的中部是在第四纪冰川沉积和湖泊沉积的基础上,发育着年轻的开都河冲积平原。大尤尔多斯盆地东坡强苏地区,有四个不同高度的冰碛,最高一级达 350 米;其下为 120 米厚的黄土状亚沙土层,这可能属于第一冰期的冰川边际湖相沉积物,由于冻土搅动剧烈,已失去成层的湖相沉积的特征(图 7)。更下一级高约 240 米,最下级为 20—30 米的冰碛(图 8)。最后间冰期的湖相沉积直接为现代年青的河流冲积层所复盖,由于现代的永久冻土掀动作用而被透露出来。在小尤尔多斯盆地北岸石灰岩区流出地下水特别丰富,平原地下水

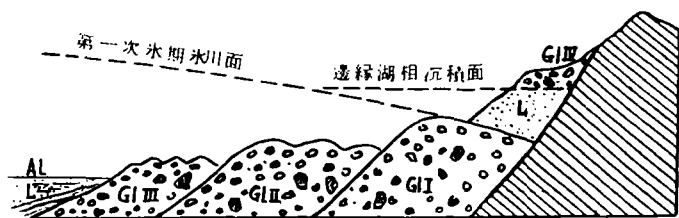


图 7 大尤尔多斯的第四纪山间盆地冰川沉积强苏地区
代表四个冰期的冰碛及湖相沉积层

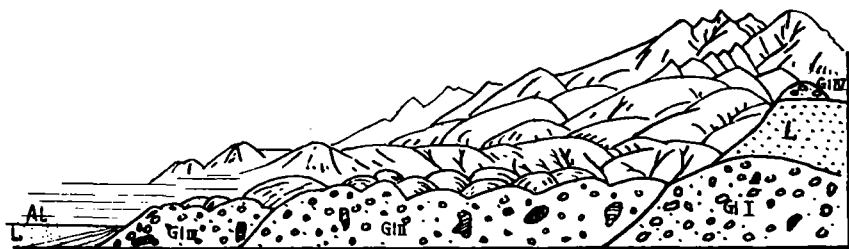


图 8 天山大尤尔多斯强苏第四纪古冰碛分布及地貌

冻结不断扩大冰晶体,使灰白色亚粘土的湖相沉积(夹有平捲螺)坟起引成冰楔多角土网。成行排列着突起的狭脊,高出地面约十米;其间陷落狭长低地,往往积水成为沼泽。在大尤尔多斯盆地里,分布许多直径 1—2 米的冰丘和陷落水坑,这些都是湖相沉积中永久冻土膨胀和收缩的结果。盆地中心部分,由于渗入土中的水不易进入下部湖相沉积的永冻细土层中,形成大面积的沼泽,开都河蜿蜒流行于草墩沼泽之间。

昆仑山地缺少象南天山那样巨大的山间构造盆地。高山湖泊,亦因分割强烈而大都消失。例如西昆仑塔什库尔干冰槽北端的下盘地,在河流切割的阶地剖面中,出现黄色细沙和绿色粘土所组成湖相沉积,厚达 7 米,其中夹有针状石膏,属于间冰期的沉积。石膏的出现,表示间冰期气候还是相当干燥的。

在塔哈曼和喀喇库尔之间,由片麻岩组成的小帕米尔高原上,出现古冰川谷地,海拔在 3,700 米左右。被现代河流分割的底碛剖面中,夹有成层黄色细沙和绿色粘土的湖相沉积层。湖相沉积的下部现出很多的冰泥捲 (involution) (图 9)。这是一种紧密褶皱起来的土层,常发生在永久冻土活动层的底部。当秋季开始冻结时,在形成冻结中心的过程中,水分因为被下部不透水的冻土层所阻,不得下渗,逐渐冻结成为冰层,此层向下膨胀,为永冻层所阻;向上膨胀,又为上部厚层所控制,因此土层变形只限于活动层的下部。这种具有冰泥捲的湖相沉积,表现第四纪在这里曾有过间冰期的冰缘气候。

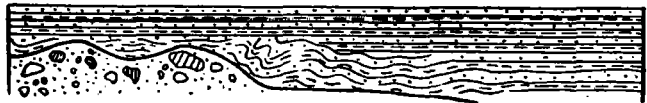


图 9 小帕米尔中湖相沉积中的水泥捲

这里湖相沉积的剖面中,另有一种第四纪的冰楔 (Ice Wedge Cast) 现象。当严冻时期,土层收缩而产生裂缝,深达一米许,夏季融冰,裂缝中充填了很多细沙,后来再次冻结时,侧壁压缩把部分沙挤出到地面上。邻近冰楔的平行细沙层,受到压力而变形。后来上面复有更新的间冰期湖相沉积 (图 10)。这种冰楔的出现,亦表明间冰期高山冰缘气候的存在。

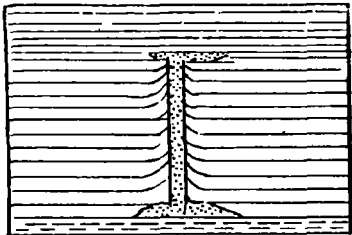


图 10 小帕米尔高原上湖相沉积中的冰楔现象

在盖孜河流进布伦库尔宽谷处,右侧阶地里,夹有相似的绿色湖相沉积,其时代大概属于第二和第三冰期的间冰期。

低山带内的湖相沉积,缺乏永冻的现象。其特性和大平原上的湖相沉积,颇相近似。可以焉耆盆地的博斯腾湖为例。该湖现代湖底沉积具有明显的相的变化,靠近岸边为冰水沉积来源的淡黄及灰色沙子,很厚而成层。在接近湖的中心处,主要为腐泥及淤泥。根据 1957 年湖淤泥钻探岩心的研究,现代湖的年龄不过四千余年。E. 诺林亦认为现代湖泊为湖盆中第四纪最后期的湖泊,古湖占有比现在湖泊更大的面积。古湖相沉积广泛分布于库鲁塔克山麓和阿克贝尕尔库姆(沙丘)之间,包括具有互层带黄色亚粘土和淡黄及棕色的细沙,一部分为库鲁塔克的洪积所掩复。他又认为古湖相沉积是这里沙丘沙子的主

要来源^[4]。H. T. 庫茲涅佐夫和 О. M. 穆尔扎耶夫指出古代开都河上游大小尤尔多斯盆地湖水下降及消失，曾使博斯騰湖获得更多水量的补充^[5]。由此看来第四紀山区径流变化,对平原湖泊的扩大和縮小影响很大。

（7）风成黃土及亚沙土 新疆的黃土主要分布在准噶尔界山和天山北坡以及大河向山内延伸部分。它的形成是和冰川物質的来源以及干草原的环境有关。每次的冰川沉积物由山地搬运下来，堆积在荒漠性的平原里。这种缺少胶質的沙粒被风吹揚而形成沙丘。細小的沙尘,經涡旋气流运升到高空,遇到山坡,气流緩弛下来,而使沙尘下降到坡面上。但其形成黃土相的堆积，还須有适合的堆积条件。在高山和亚高山带，降落的尘埃，每被霜冻作用攪乱在土壤之中。在森林带里,下降尘埃被較多降水从树叶上刷落在林下，而和生物作用的成土过程結合起来。只有低山草原最适于黃土生成环境。这里霜冻作用不甚显著，下降尘土为草类和灌丛所囊蓄，而被风雨打落在地面上。在干燥气候条件下，这种尘埃不致被攪入到土层的下部,因而通过黃土的成土作用,形成黃土堆积层。黃土富鈣,而鈣就决定低山草原带許多地球化学的特色。除此以外,还有不少黃土属于次生的坡积、洪积和冲积性質。特別象冲积黃土,是和干燥的冰期、谷地冰磧和冰水沉积細土的吹揚和各种坡面上的冲刷有关，因而大河的阶地冲积黃土一直可伸展到谷脑邻近。在高山谷地里,阶地冲积黃土沉积层愈厚，显示当时冰川作用特大，所以黃土常被采用作为地层对比的一种标志。

昆仑山北坡荒漠上升到 3,000 米以上,由塔克拉瑪干沙漠吹揚来的风成亚沙土，复盖在坡面上，其上限可达到 3,900 米。这种风积物干燥的第四紀一直到現在进行堆积。山麓坡面的亚沙土作弧形状的堆积,成分較粗；愈向上坡成分愈細。整个坡面上，未見受到大規模的流水冲刷和崩塌現象。由于昆仑山北坡具有特強的荒漠性，坡面上堆积的亚沙土中,迄未形成黃土所具有的特性。亚沙土含有未能淋失掉的碳酸盐,故属于碳酸盐风积风化壳类型。荒漠山地植物稀少,腐殖质不丰富,因而亚沙土层松散,不能形成黃土。

二、新疆山間平原第四紀沉积类型和其相应的地貌及气候条件

新疆北部的准噶尔盆地和南部的塔里木盆地都是巨大的內陆封闭盆地，周围上升的山地受到各种营力的破坏，把物質輸送到盆地里而重新堆积起来，其厚度超过 500 米以上。

广大盆地中，第四紀沉积的主要类型为山麓洪积层和冲积-洪积层以及平原的冲积层、湖相沉积层和风积层。长期以来，平原的地貌和气候变化不象山地那样复杂，因此平原的沉积类型比較簡單,但分布面积相当广泛。

（1）山麓洪积层和冲积-洪积层 新疆构造隆起的山地，河流比降很大，常比山麓平原的坡降大好几倍。暴雨和融雪形成的急流,挟帶大量淤泥、石块、砾石和漂砾向沿山谷向下移动，一出山口,河流比降減小,流速变緩，产生巨厚的山麓堆积物，可以形成規模很大的山前緩傾斜平原。

山麓堆积物可分两类：一类是由冰川补給的大河塑造而成三角洲，大部具有冲积-洪积物的特性；一类是临时性泥石流造成的洪积錐,則以洪积为主。这些堆积物的共同特征是由山麓向前分选愈細,而地下水的排水条件亦愈向前愈差。

阿尔泰山前平原属于剥蚀隆起性质。临近山麓只有一些小河堆积的洪积扇,至于大河如额尔齐斯河、烏伦古河、克浪河等,由于第四纪山前平原隆起,形成下切谷地,只在末梢出现古三角洲和现代三角洲沉积。这种三角洲以砾石和砂为主,上部残留细土物质。烏伦古河古三角洲曾一度扩展到夏子街附近。古三角洲沉积物中,大部粘土细粒被风吹走,留下很少很薄的土层。现代烏伦古河三角洲沉积的细粒较多,风蚀作用仍很剧烈。

准噶尔盆地的西北部,山势较低,但在山前平原上,下第四纪洪积砾石广泛分布。这是一种红色粗沙,含有较大石英颗粒及卵石层,作水平状态复盖在被分割的侏罗纪、白垩纪及第三纪地层之上。这种沉积物的产生,当在新第三纪山地隆起之后。其岩相颇不一致:离山近处,粗石碎砾较多;远处则为细砾;最后为黄土状的亚沙土。由于它和第三纪的戈壁系直接联系,所以 B. A. 奥勃鲁契夫称之为上戈壁系 (Q_1)^[6]。在黄羊泉及百个泉子附近,这种淡黄沙和胡桃般大小的砾石层中,出现冰泥掩(图 11)。可能当第一次冰期时,这里是属于冰缘气候的环境。此外在成吉思山麓,分布许多较年轻的洪积锥,一般倾斜度很大。



图 11 黄羊泉老洪积扇剖面中所表示的冰泥掩

天山北麓前山褶皱带的前缘,分布更厚的洪积物和冲积-洪积物。它们互相联结而成洪积-冲积平原。一般洪积层上部,复有细土,下部为相当厚的砾石层和碎石层,有时压盖在质地纯净的冰水沉积物之上。暴露在外部的洪积砾石,特别是花岗岩,最易风化,一触即破碎。洪积锥面非常干燥,地下水只靠有限的潜流和雪水所补给。发源于冰川的大河如玛纳斯、霍尔果斯、奎屯河、巴音果勒河等,带下大量冰水沉积物,而在山前堆积为巨厚的冲积扇。砾石层透水性很强,大量径流散失在砾石层中,因此潜水极为丰富。扇面复有黄土状物质。

天山南麓的洪积锥,大都以来自中山带或低山带的泥石流为主。质地粗大,倾角较陡,洪积锥下部物质分选较细,出现洪积裙。大河塑造的干三角洲则以冰水沉积物为主,其中夹有部分从中山带和低山带冲出的洪积碎砾,因而把这种混合沉积物称为冲积-洪积层。有些大河流如阿克苏河、渭干河以及天山西南端的克兹尔苏,通过细粒物质组成的中、新生代地层,因而使河水中粘粒成分大为增加。这种细土往往形成干三角洲中不易透水的红棕色粘土夹层,创造了有利的水文地质条件,使有可能利用承压水来进行灌溉;但另一方面,土层渗透系数小,并从年轻地层中带来很多盐分,增加土壤改良上的困难。

昆仑山的隆起量最高,因而剥蚀过程亦最剧烈。山前堆积的洪积和冲积-洪积层厚度亦最大。在民丰南尼雅河峡谷,露出 180 米的第四纪砾石层(图 12)。在英吉沙和莎车之间山前背斜断裂带内,约有 450 米厚的第四纪砾石层。根据地质资料在昆仑山山前凹陷中,新第三纪及第四纪最大厚度约 5,500 米。

昆仑山现代雪线以下的短小河流以泉水补给为主,水量有限。山区第四纪冰碛或干

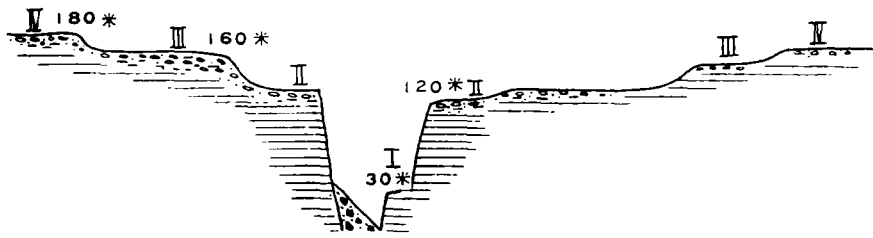


图 12 尼雅河及阶地冰水沉积层

燥剥落的岩块很少参加到平原组成中去。但是发源于雪线以上的大河流,夏季融雪时,滔滔洪水,带下来大量的沉积物质,堆积在山前平原,其成分以粗糙的变质岩结晶岩占优势。在山口,常冲出巨大的漂砾。克里雅河河床砾石中时出现头顱般大黑砾,这和該河流域内第四纪的火山熔岩有关。昆仑山山前倾斜平原坡降很大。宽度最大处,可达 80 公里。平原下部砾径变小,地势亦变得平缓。皮山、墨玉、于闐等地钻孔记录,大部为沙和砾石的夹层,甚至离山很远的平原区,都是属于粉沙组成的物质,并不能证明 E. 諾林所说第四纪后期这里曾有过巨大的湖泊^[7]。

西部昆仑山在第四纪时期发生间歇隆起作用,大河在山前形成五个不同年龄的扇形地,增加缓倾斜平原的幅度,并在前山河谷中出现四级阶地,而且和高山古冰槽中四个冰碛垅的数目相符。以布伦库尔的例子最为明显。平原阶地沉积中夹有大量的石膏和盐分,可以称之为石膏盐壳。这是第四纪以来长期干旱气候下的产物。另一方面当老第三纪时期,西昆仑山北麓为古地中海海湾所据,今日所见海相沉积桑株系中,不仅含盐,亦夹有大量石膏。因此,山前洪积层中的石膏和盐分,必然受到这种较老地层盐分重分配的影响。一般看来,阶地愈老,石膏盐壳集聚愈多;阶地愈新,石膏盐壳愈少,而在第一阶地和河漫滩上,几不见有石膏盐壳的踪迹。B. B. 波雷诺夫认为这种风化壳的生成,早先始于离地面不深的潜水面附近,后来构造上升,使潜水面下降,引起盐土淋洗¹⁾。但在荒漠气候下,盐分不可能淋洗得很深,而且往往集中在砾层凸镜体的下部。高级阶地沉积中,石膏和盐特多,并不意味着第四纪早期特别干旱,而是阶地脱离地下水的時間很久,因而从沉积中析出的石膏晶体较多。

在墨玉和皮山之间,常见洪积平原下部,地面有多角土网系的存在。这种多角土和亚高山所见的在成因上有很大的区别。主要由于洪积层中的石膏,在脱水和水化过程中,使石膏层膨胀和收缩而产生龟裂。地面裂缝常为细沙所充填,遇到偶然性的降雨,雨水沿裂缝中的积沙下渗,地面纹理显得特别清晰(照片 6)。在冲沟剖面中,可以观察到一层或二层的石膏层,每层的厚度可达 1—1.5 米。石膏胶结层在裂缝之间形成收缩一团的涡形体(照片 7)。而在裂缝中,有钙质循环积沙淋溶下来。在其他洪积剖面中,常见有丛草沙丘被洪积复盖情形(图 13)。以上这些都足以说明第四纪以来昆仑山北麓洪积平原具有长期气候干燥的特征。

在皮山以东不远地方,洪积平原下部隆起许多高出平原 2—3 米的小丘,长达 15 米,

1) 在 A. И. 彼列尔曼:景观地球化学概论。第十四章中,讨论到 B. B. 波雷诺夫关于烏斯秋尔特石膏荒漠景观起源问题。

寬約 6 米,东西成行排列。这种小丘的形成,也和洪积层中的石膏局部膨胀和下部盐結晶体的扩大有关。 R. V. 克莱尔斯貝尔格 (Klelsberg) 曾指出薩馬尔干南阿萊山支脉南麓平原,散布大小不等的坟状圓丘,認為是第四紀古平原面剝蝕和侵蝕的殘余产物^[3]。按其描述形态很有可能是和昆仑北麓同緯度地带洪积层石膏盐壳相似的特殊地球化学成因的隆起体。

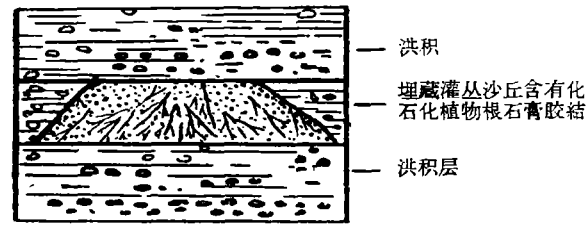


图 13 墨玉皮山間冲沟中的洪积层剖面显示埋藏沙丘

耳条沟剖面中,出現类似湖相的粘土沉积,可能曾有过局部的沼泽。由于山前河道时常变迁,因使第四紀冲积层的成分和厚度都有較复杂的变化。冲积层中細土的含量相当高,这在天山北坡的黄土沉积以及森林带的风化产物有一定的关系。山区岩石含有多量的盐分,因此平原冲积层表部有脱离地下水位很高的結盐現象。瑪納斯河以东,有些河道在融雪季节里,洪水一直涌进沙漠里。象莫索湾附近的平原,可以看到洪水冲积层和风积层互相交織的层次,下部并有沙质透鏡体,含有丰富的地下水,可供开采。

天山南麓洪积平原的前端,有东西横互的寬广塔里木冲积平原。主要由大量灰白色細沙組成的冲积层。根据勘探資料,第四紀冲积层厚达 400—500 米。冲积层的来源,主要是从高山带下来的冰水沉积物,分选成細小的泥沙。在洪水季节里,塔里木河不断淤积填高河床,河道不时向南北迁徙,因而冲积层变得愈厚愈寬。

塔里木河灰白色冲积层,常和北緣天山洪积平原的淡紅色亚粘土交替沉积,在最近时期里,两种沉积物堆积势力互有消长,而常变动其分布范围。

昆仑山北麓亦有巨大的冲积平原。冲积层面向北微傾,与河道方向完全一致。大河如叶尔羌河、和闐河和克里雅河都有三角洲伸向塔里木平原。平原冲积层具有岩相一致的純淨細沙层,厚度很大,其中亦有少数沉积于古河道內的坚硬泥灰岩露头。

(3) 风积物 盆地中心部分气候最干,植物很少,风力为堆积的主要营力。強大的风吹揚起古老的冲积物及少数洪积物而成为大面积复杂系統的沙丘。

准噶尔盆地的冲积平原的堆积面,向北向西微傾,大河分注于北部及西部洼地,成为积盐的中心。由于地面获得厚层盐壳的保护,少受风蝕的影响。当春夏之交,北风強劲,可以輸送“上戈壁砾石层”中的沙粒,白堊紀及第三紀殘积中的沙粒以及一般洪积錐中的沙粒,堆成沙丘。小拐附近,在风化較強的古老沙丘上,复有北部洪积来源的紅色粗沙。东部阿克庫姆的沙丘,常由白沙組成(来源于烏伦古台地索索泉系中石英砾层的风化产物)。往南去是大片南北縱向排列的壠崗沙丘,高出地面 20—30 米,都是广大冲积平原上的就地起沙。冲积层的粒級愈南愈粗,因为主要的大河都是由南向北流的,而沙丘的組成物質愈南愈細。小于 0.1 厘米的沙粒向南增加,这是和北风的分选作用有关。在沙漠南緣偏北的气流,受阻于天山,发育成为迭瓦式的橫向类型沙丘。更折向东則为南北向排列

(2) 冲积层 巨大的冲积层出现在大平原的中心部分。阿尔泰山前隆起平原冲积层的分布,只限于河流下切的谷底部分。天山北麓的冲积层,組成寬大的平原位于上述洪积-冲积平原的下部,年龄比較古老。冲积层由亚沙土和亚粘土交互組成,在土耳其条沟剖面中,出現类似湖相的粘土沉积,可能曾有过局部的沼泽。由于山前河道时常变迁,因使第四紀冲积层的成分和厚度都有較复杂的变化。冲积层中細土的含量相当高,这在天山北坡的黄土沉积以及森林带的风化产物有一定的关系。山区岩石含有多量的盐分,因此平原冲积层表部有脱离地下水位很高的結盐現象。瑪納斯河以东,有些河道在融雪季节里,洪水一直涌进沙漠里。象莫索湾附近的平原,可以看到洪水冲积层和风积层互相交織的层次,下部并有沙质透鏡体,含有丰富的地下水,可供开采。

的新月形沙鏈,表現強盛偏西风的作用。整个盆地內沙丘分布形式,可以看出第四紀高气压的大气环流系統。虽然冰期以后,气候稍有变化,雨量略多,沙丘盛长瑣瑣和草本植物,逐漸趋向固定(照片 8),但部分沙丘还繼承着第四紀的环流形势发展下来。

南疆塔克拉瑪干沙漠的沙丘堆积,都是岩相一致的沙层和沙粒,其矿物組成保持昆仑山地河流所带来的沉积特征,証明沙丘矿物和下复第四紀冲积矿物一致,其中以綠帘石、角閃石、鎂石英、磷灰石、磁鉄矿为主。又根据皮山、墨玉、和蘭鈷孔記錄,都是細沙夹亚沙土及砾石一类的河相沉积。由于盆地雨量很少,植物稀疏,沙层被风吹揚而成沙丘。沙漠外緣接近綠洲部分,多为紅柳沙包。盆地中心,大部为高达 50 米的綜合新月形沙丘鏈,活动性很大(照片 9)。当春夏之交,太阳北移,塔里木盆地受热強,气流上升,其时蒙古強大高压系統依然存在,盆地內以盛行的东北风为主;盆地西北部則受西北风的影响,两组风力大体交会于克里雅河的左岸。盆地內以受东北风影响的沙丘最占优势。

(4) 湖相沉积 准噶尔盆地中的湖相沉积,主要分布在最低洼的西北部 和 西 部。在这里,許多湖泊彼此隔离,或者由临时水流联貫起来。湖泊在洼地里,时常迁徙,湖底的沉积也有很大的变化。現在已經变干涸的阿兰諾尔,在湖底沉积剖面中,都是黑色、褐色和灰色粘土,其中有波痕的夹层,表示波峯高度很小,說明湖泊存在之时,湖水不深,掀浪不高。靠近干湖西岸白碱滩公路旁,可以看到湖相沉积中湖岸波紋堆积,厚达一米。在下部更老的湖相沉积中,出現龟裂层,显示湖水另一次的变干。阿兰諾尔北部表面沉积层亦現寬大波紋和漣痕,面上复有黑色粗砾,可能是由河流从邻近“上戈壁系”中冲刷下来的物質。根据文献資料,阿兰諾尔大概是在 1915—1930 年期間消失的。

阿兰諾尔之东,为伊赫拉克湖,具有寬广的水面,湖底泥土略微粘滯,或属密实的黃沙,向湖心很快轉变为亚粘土,中部則轉变为粘滯的灰色淤泥沉积。它的北岸有高出湖面 20 米的阶地和激浪堤,这些說明湖盆是在很久以前形成的,而且曾不止一次地变干。湖水曾撤离湖盆,地面积成很厚的盐壳,并有高大的沙丘,然后湖水又重新充填起来。它和邻近西側的艾里克湖的两級阶地以及阿兰諾尔西岸砾石沙嘴面联系起来看,可以說第四紀初期这些湖曾是广大的統一体,后来逐漸分裂成为許多殘留較小較浅的湖泊^[9]。当时烏伦古河的三角洲一直通到夏子街附近,可能有大量的径流补給古湖,后来烏伦古河改道注入到烏伦古湖^[10]。盘踞在准噶尔盆地北部的古湖水量大減,湖面因而縮小。其他原因如由于湖泊沉积加厚以及主要水道的变迁而成为交替湖性質。湖泊变干,地下水位下降,湖岸大批沙枣、檉柳、胡楊的枯死,都不足以說明中亚第四紀以来气候日趋干旱。

准噶尔西部的艾比湖盆地,分布一片湖积平原。湖底沉积是很粘的灰色淤泥。近年来由于人們用水过多,湖底日益淤浅,中間凸出一块沙地把湖泊分隔成为二部分:西北部分缺少地表水补給,因而湖水很咸,环岸为八条石壠所围绕;湖的东部分有淡水河补給,水质較淡,湖中滿生芦苇,并为以前湖湾盐土所包围,許多瓣子状沉积分隔湖面。精河以东,属古代湖湾,厚积盐壳,盐壳之下,为紅粘土的湖相沉积,距地表約 1—2 米以下,为含淡水沙层,从这层中可以取得上升泉,但由于当地盐化,沼泽化強,风势极大,土地少有开垦价值。

H. T. 庫茲涅佐夫和 Э. М. 穆尔札耶夫認為补給艾比湖的主流奎屯河,最初保持南北自然方向,后来急遽轉折向西行。在車排子以东 11 公里向北延伸的古河道,向北有粘

重和輕松的黃土狀亞粘土所組成的古老三角洲，其北側并有略微隆起的沙洲。推論第四紀奎屯河的沉積，在這裡古艾比湖旁淀積起來。其後艾比湖水量減少，并向西移，迫使奎屯河分汊改道而西流。他們推論艾比湖與瑪納斯湖在第四紀初期可能是個統一水體^[9]，漸為天山老塢巨大洪積扇所分隔，但這還需要經過鉆探，才能確定。

南疆第三紀的湖相沉積分佈在庫車凹陷和吐爾羌凹陷之中。到了第四紀兩大凹陷都為洪積沖積層所充填。只有塔里木盆地東部地勢較低，河水匯集而成巨大的羅布泊。這個湖泊時常移動它的位置，因此出現大面積的湖相地層。細粒沙和黃土狀粘土交替成層，而黃土狀粘土的原始材料是沖積物和風成粉沙。羅布泊盆地是南疆的積鹽中心。湖成平原上，厚積鹽蓋，經風吹蝕而成坎坷起伏的地形。湖東廣泛分佈膨脹性的鹽殼並出現 5—6 米高的風蝕殘丘。洼地周圍，保存較老的湖相沉積。因其被風侵蝕成為方山形態，所以過去地質學者把這種沉積物稱之為“方山沉積系”(Mesa sediment formation)。其中沒有化石可以對比，可能是第四紀初期產物^[11]。北部孔雀河古老三角洲以及雅丹區（照片 10），都有被風侵蝕後再被湖相沉積掩復起來的現象。只有厚層鹽殼區，未受風蝕影響，風蝕面的基準不能下降，湖水面很難達到這樣高度。羅布泊的主要河流時常遷徙，湖泊隨之移動位置，平原里湖積和風積交錯進行。“方山沉積系”分佈面積很廣，這種風積亦可能是在水系變化的條件下形成的。湖泊有時被淹，有時變干，有時為風沙所積，所以不能夸大古湖泊的面積。

三、結 論

根據上述新疆第四紀陸相沉積的成因類型和分佈情況(圖 14)，可以大致恢復當時的新疆古地理情況。

新疆自上侏羅紀一直到老第三紀，氣候在大部地區是一貫干旱的。到老第三紀，地勢已被夷蝕得相當平緩，在行星風系的大氣環流形勢下，北部阿爾泰可能隸屬於 Cfa 型¹⁾氣候(植物化石和古風化殼可証明)西部天山一帶距海稍近為 Csa 氣候(伊犁)殘留古地中海區系中的種屬可以說明)離海較遠的東部為 BSh 氣候(東天山及准噶爾)，(古風化殼)，而南疆西端為 Bsh 型(海相沉積中含鹽及石膏)而東部為 BWh 型(在哈密的微古植物化石証明)。

新第三紀時期，中亞許多山脈發生強烈的構造運動，其時鄰近的古地中海已消失，歐亞大陸大氣環流的性質有所改變。新疆盆地周圍山脈的隆起，雖然沒有現在那麼高，但基本地形輪廓大致和現在相同。它們已足夠阻止一部分水氣從海洋伸入內陸，同時新疆冬季受蒙古高氣壓的影響，干寒的氣流進入到盆地裡，使其更趨向於干燥。整個第四紀時期里北部逐步轉變為半荒漠，中部轉變為溫帶荒漠，南部為暖溫帶荒漠。第四紀初期，河流進入到凹陷的盆地裡，形成相當大的湖泊。許多沉積物直接由山地運送下來，把盆地古老的地層逐漸封蓋在下面。准噶爾盆地北部的“上戈壁礫石系”就是屬於這一時期沉積物。在南疆許多地方，上新統和第四紀地層不易劃分開來。阿爾泰山的均夷面上，長期發育的紅色風化殼，由於山地隆起受到剝蝕，重新和礫石混在一起，堆積在山前高階地上，亦應屬於第四紀初期的產物。

1) Cfa = 无干季而有热夏；Csa = 夏干而热；BSh = 热草原气候；BWh = 热荒漠气候。

高山第一期冰川活动，显然是在寒冷气候开始时发生的。第四紀初期的冰川規模最大。阿尔泰山的西北部、天山的中部和南部都有复盖冰川发育在高山均夷面上，并且冰川一直可以延伸到山麓带。在北疆准噶尔盆地第四紀永久冰冻气候的下限可以到达盆地的边缘。昆仑山虽处于更干燥的条件下，但冰川下限在金格塔格北坡廓起喀拉泰一处可分布到 2,100 米。东部杜瓦河谷侧碛高度达 2,350 米，証明冰緣气候可推到前山带里。

冰期的干燥气候，对于风化作用和风成作用极为有利。在低山河谷中，夏季才有融冰的洪水带下物質形成山麓干三角洲。第四紀初期平原开始发展为沙漠。北疆草原为更干燥的半荒漠所代替。天山北坡和昆仑北坡开始堆积黄土和亚沙土。

等到第一冰期退却进入間冰期，水系比較活跃，河流带下大量冰水砾石和黃土狀物質，填塞河谷和山前凹陷地区。平原湖泊面积扩大，仅露一些山脊把它們分隔开来。平原的冲积和风积两种作用，自始即交替进行。同时山前凹陷发生新褶皱，第四紀下部地层随同疏松第三紀褶皱而掀起，象瑪納斯区的独山子、安集海背斜层以及南疆的秋尔塔克、英吉沙背斜层的頂部都有厚层黃土和砾石层的分布。在山地内部，由于构造隆起，河水深切在充滿黃土砾石的河谷里，发育为黃土砾石阶地。瑪納斯河谷紅沟煤窑最高阶地上，淤积黃土沉积最厚。山前平行纵谷的凹陷部分，黃土和冰水沉积堆积特別多。邻近山麓的黃土，由山地抬升而产生很大的傾斜度，这些都反映前期冰川作用与风成作用，以及新构造运动势力的強盛。

新疆山地第二次冰川作用的規模比第一次小。从冰碛分布的范围以及冰碛礫的高度，都可說明这次冰川具有高山谷地冰川的性質。阿尔泰这期冰川，在西北部，下限到达中山带，而在东南部，停留在高山带内。但在特別陡峻的天山北坡，象巴音沟冰川一直冲到了山麓 1,900 米处。天山南坡第二期冰川的終碛，还是完好地保持着自己的弧状壠崗羣地形，而且在許多情況下，都向山麓平原延伸，說明南坡比較平緩的地势和干燥的气候，有利于保存冰碛的形态。

第二次冰期过后，山区和盆地的沉积，又趋活跃，充填冰水沉积的河谷，又被融解的雪水切割开来。在天山哈尔雷克套和昆仑山地的間冰期綠色湖相沉积，由于山地的上升而被分割。高山到处表現冰緣气候的特征。湖相沉积剖面中，出現各种泥流、冰泥捲及冰楔形态。山麓有些前期隆起緩慢的小背斜层，曾为洪水所夷平，堆积了第二間冰期黃土砾石沉积，繼而再度隆起而为前山带的丘陵。特別引人注意的是昆仑山麓克里雅河流域，这一时期的火山噴发。在广大的平原上，冲积和风积繼續交替堆积。

上第四紀在阿尔泰只有一次冰川，而在天山和昆仑山有两次冰川，拖长了冰期的時間。这二次冰期規模都不算大，冰碛都深藏在深山河谷地段，第四个冰期有三个小冰期，在天山和昆仑都有发现。

第三間冰期形成了天山北麓的洪积平原，以及昆仑山麓第三阶地上部建造相联結的干三角洲。后者复有亚沙土，并有明显石膏和盐壳以及多角土的存在。

冰期过后，气候轉暖，河谷被受侵蝕，并形成現代干三角洲与河漫滩。天山北坡与昆仑北坡，繼續进行黃土和亚沙土的堆积。北疆的沙丘由于降水稍多，一部分为瑣瑣、紅柳等灌丛及草本所固定或半固定起来，而南疆沙漠仍在发展过程中。山区重力堆积和劣地地貌都获得进一步的发展。

整个第四紀的山地上升运动,到这时期犹未停止。北天山瑪納斯紅沟煤窑河谷下切在最后阶地以下 180 米,說明第四紀以后的上升运动犹相当剧烈。戴脫拉 (de Terra) 認為冰期以后昆仑山隆起达 1,700 米。新疆山麓断裂带如阿尔泰的富蘊、天山的牛圈子、南疆喀什的阿图什、康苏以及策勒以南昆仑山的衙門地区都有強烈地震活动(照片 11)。

山麓堆积的厚度和山地上升运动亦很有关系。山地进一步隆起,流水繼續从上面帶下許多物质,山脉上升快速,砾石沉积快速,故并非完全是气候变化問題。如单就气候来解释,那末阿尔泰的前山沉积为什么那样薄。由此看来构造运动有时可隱蔽气候的影响。

B. M. 西尼村(1949)認為塔里木盆地新第三紀和更新世表現密集的水文网,应有較湿潤的气候特征,故推断到第四紀末期气候才开始变干(1—2 万年內)^[12]。E. 諾林認為第四紀后期,塔克拉瑪干中部为巨大淡水海,四周河流环注,帶下来大量物质充填在湖里,而在冰期以后变干^[7]。实际上,气候不可能在最近時間內变得那样快。据南疆沉积层的特点,第四紀并无海相或大面积的湖相沉积。只在莎車、庫車及罗布洼地有局部湖相沉积,无証据說明大沙漠曾为海水所淹,而在冰期后的時間內变干。据山麓堆积的分选規律所表現的沉积相,及昆仑洪积平原石膏盐壳的生成,昆仑北坡亚沙土的复盖,未受雨水冲刷和破坏,都說明新疆第四紀以来气候一貫干旱,未由从湿潤而在短期內变得极为干旱的迹象。

И. П. 格拉西莫夫(1937)^[13]和 Э. М. 穆尔扎耶夫(1952)^[14]都提到过第四紀时期邻近新疆地方,有二个多水期。H. Т. 庫茲涅佐夫認為准噶尔盆地的湖泊,現在正处在多水期^[10]。这种多水期的周期性变化是存在的,但亚洲中部湖泊水量的变化,不能認為是亚洲中部气候日益变干的标志。新疆盆地历史时期由考古資料及历史記載証明都是很干旱的。聚落废弃,植物枯死,沙漠侵入綠洲等現象可以从河流改道,或由于灌溉不当引起強烈盐碱化,或由于破坏植被以及其他人类活动的影响来解释,現在所有証据还不能作出新疆“自第四紀以来,在总的趋势上,日益变干”的結論。

参 考 文 献

[1] E. Norin: Geology of Western Quruq Tagh, Eastern Tien-Shan, Stockholm, 1937.
[2] C. Wharhaftig & A. Cox: Rock glaciers in the Alaska Range, Geol. Soc. Amer. Bull. vol. 70, p. 946, 1959.
[3] Б. А. 費多罗維奇、严欽尚: 关于中国境内天山冰期次数及其性质的新資料。新疆维吾尔自治区的自然条件(論文集),科学出版社,1959 年。
[4] E. Norin: The Basin of Bagarash Köl, Geogr. Annaler Bd. XIII, 1931.
[5] H. Т. 庫茲涅佐夫、Э. М. 穆尔扎耶夫: 博斯騰湖及其将来。新疆维吾尔自治区的自然条件(論文集),科学出版社,1959 年。
[6] Q. C. 維亚洛夫: 关于准噶尔盆地第四紀地层的几点意見。地质专輯第 2 輯,第四紀地质,地质出版社,1956 年。
[7] E. Norin: Quaternary climatic changes with the Tarim Basin, Geogr. Review, v. 22 No. 4, 1932.
[8] R. V. Klelsberg: Formen Turkestanischer Hochebenen, Hyllningsskrift Tillognad Sven Heden Po Hans 70 Arsdag den 19. Febr. 1935.
[9] H. Т. 庫茲涅佐夫、Э. М. 穆尔札也夫: 准噶尔盆地湖泊的觀察。見干燥区和黄土区的地理問題,科学出版社,1958 年。
[10] 严欽尚、夏訓誠: 新疆額尔齐斯河与烏伦古河流域地貌发育。地理学报,第 28 卷第 4 期,1962。
[11] Nils, G. Hörner, Parker C, Chen: Alternating lakes, displacements in Central Asia, Hyllningsskrift Tillognad Sven Heden Po Hans 70 Arsdag den 19 Febr., 1935.
[12] В. М. Сяницын: К четвертичной Истории Таримской Впадины, Природы, 1949.
[13] И. П. Герасимов: Основные Черты Развития Современной Поверхности Турана. Труды института географии АН СССР. Вып. 25М-Л, 1937.
[14] Э. М. 穆尔札也夫(楊郁华譯): 蒙古人民共和国。生活·讀书·新知三联书店,1958 年。

附：新疆第四紀主要沉积物分层表

时代	成因	阿尔泰山和准噶尔盆地北緣山地及其山前平原	天山及其山前平原		昆仑山阿尔金山及其山前平原和嘎順戈壁
			北部天山	南部天山	
現代（全新世） Qiv	湖 积	現代高山湖岸湖相沉积 現代山前平原湖岸湖相沉积			
	冲 积	現代进入巴噶湖的烏伦古河三角洲及前期进入烏伦古湖的三角洲	伊犁河谷細土組成的“下阶地組”与河漫滩（C. C. 舒尔茨）	焉耆盆地开都河現代三角洲及塔里木河現代冲积平原	現代冲积扇及大河冲积平原
	洪 积	山地及山前小型洪积扇	山地主谷二側支谷口迭置洪积錐	山地主谷二側支流洪积錐及山前較大型的洪积錐	山地內部及山前大型洪积錐
	冰水沉积	离开現代終磧的上游河道的卵石河床			
	冰 磧	高山冰磧后退后的末期及現代側积及終磧壩			
	坡 积	破坏森林的倒石錐	陡坡倒石錐	陡坡倒石錐	被盐分胶結的倒石錐
	残 积	青河高山花岗岩区的石海		尤尔多斯高山均夷面上具有多角土的残积	
新第四紀（上更新世） QIII	湖 积		霍尔果斯河中游綠色湖相沉积（B. A. 奥勃魯契夫）	小尤尔多斯盆地被冻土掀起的灰白色亚粘土湖相沉积	布伦庫尔阶地夹有綠色湖相沉积
	冲 积	山前低阶地上淨純而疏松的沙砾层	伊犁河谷夹有泥流的第二阶地	焉耆盆地七角星古三角洲	西昆仑山前第三冲积扇及阶地
	冰 磧	青河烏齐庫勒期古冰斗冰川冰磧	霍尔果斯河上游大努冰川古冰磧	土格別尔齐冰磧，破城子冰磧，強台林苏上游第三、四冰磧（B. A. 費多罗維奇）	布伦庫尔第三阶地側冰磧及橫穿三个阶地的槽谷冰磧
中第四紀（中更新世） QII	湖 积				塔什庫尔干下班地黃色細沙及綠色粘土
	冲 积	烏伦古河第二阶地（高20—30米）包塔瑪依一帶的三角洲沉积	伊犁河谷分布小砾石并有断层凹折的第三阶地		山麓第二級冲积扇及阶地
	风 积	准噶尔界山西坡的黄土沉积	天山北坡的黄土沉积		雅丹頂部的亚沙土沉积
	冰水沉积				昆仑山北坡亚沙土沉积
	冰 磧	青河大海子期終冰磧壩		克孜尔布拉克冰磧強台林苏底冰磧（1,700米）（B. A. 費多罗維奇）	布伦庫尔第二阶地側冰磧
老第四紀（下更新世） QI	湖 积			大尤尔多斯第一期冰川边緣湖相沉积	罗布諾尔新方山沉积
	冲 积	烏伦古河高阶地紅色沙土砾石夹有鉄質胶結物及其伸展到夏子街附近的老三角洲	伊犁河谷第一阶地巨砾和沙层（C. C. 舒尔茨）	焉耆南高地古三角洲沉积	西昆仑山前最高阶地及冲积扇
	洪 积	上戈壁砾石层（B. A. 奥勃魯契夫）			
	冰水沉积		瑪納斯紅沟煤窖最高阶地黄土砾石层及独山子背斜层上黄土砾石沉积	秋尔塔格背斜上冰水沉积，喀什阿克塔克冰水沉积	英吉莎三列背斜上冰水沉积
	冰 磧	阿尔泰古复盖冰川的高原冰磧	巴音果勒谷口前的古冰磧（1,500米）	強台林苏山口古冰磧（1,500米）（B. A. 費多罗維奇）	金格塔格北坡卡什塔拉太冰斗冰川沉积（2,100米），杜瓦河谷側冰磧（E. 諾林）
	坡 积	富蘊中山带森林土复盖下有稜角的巨大堆积	烏苏爱孜特河谷泥石流	烏庫公路巴林台南阶地中泥流（1,500米）	新藏公路菩薩和白清真寺之間复盖在古残积上的老坡积
新第三紀及更新世初	湖 积			博斯騰湖南岸方山沉积系（E. 諾林）	罗布諾尔老方山沉积（N. 何勒）
	洪 积				山前台阶沉积（B. M. 西尼村）
	残积+坡积	前山2,000米高的山顶残留紅色风化壳	烏魯木齐南山山麓厚层堆积	天山博罗霍坦含氯化物的古风化壳（E. 諾林）	新藏公路菩薩和白清真寺之間古生代石灰岩上的古残积层（B. A. 費多罗維奇）嘎順戈壁古紅色风化壳

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОТЛОЖЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА НА ТЕРРИТОРИИ СИНЬЦЗЯНА И ИХ СВЯЗЬ С РАЗВИТИЕМ РЕЛЬЕФА И КЛИМАТА

Чжоу Тин-чжу

(Пекинский Педагогический Университет)

(Резюме)

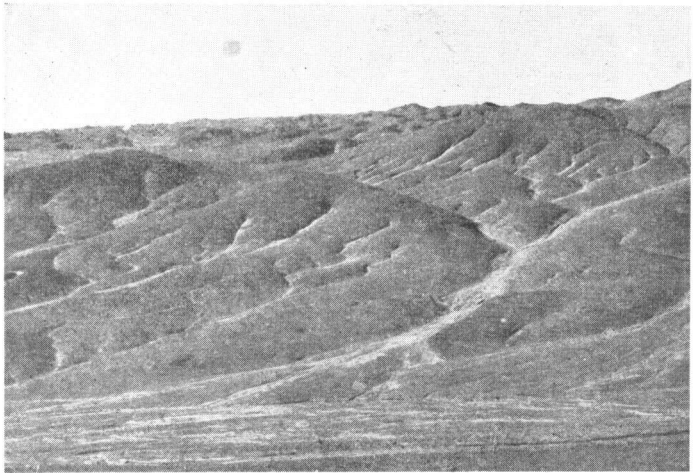
В горах и котловинах аридных районов Синьцзяна широко распространены континентальные отложения четвертичного периода, как отложения, элювиальные, делювиальные, моренные, флювиогляциальные, озерные, пролювиальные, пролювиально-аллювиальные, аллювиальные, эоловые и т. д. Все эти типы отложения характеризуются закономерной последовательностью отложения и каждый из них обладает соответствующими геоморфологическими особенностями и четко отражает зональные и аazonальные изменения климата в четвертичный период.

Ниже восстанавливается палеогеография в последнюю геологическую эпоху в соответствии с генетическими типами и распространением континентального отложения четвертичного периода на территории Синьцзяна.

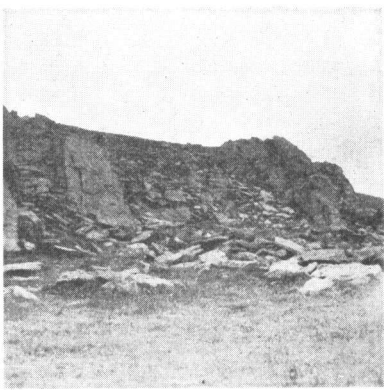
В палеоген Синьцзян обладал волнистым рельефом. Вследствие атмосферной циркуляции, созданной планетарной системой ветров, область Алтая на севере Синьцзяна, возможно, относится к климату Cfa (по ископаемым растений), Тяньшань на западе, находящийся неподалеку от Древнего Среди-зеинного моря,—к климату Csa (в область Или), Тяньшань на востоке, находящийся дальше от моря,—к климату BS, а территория вдоль залива моря на крайнем западе Кашгарии —, к климату BSh, и обширная территория на востоке, наверно, — к климату BWh.

В неоген подняли многочисленные хребты и исчезло древнее Средизеинное море на западе, что привело к изменению характера атмосферной циркуляции Евразии. Хребты препятствовали проникновению влаги с моря в бессточную впадину. Зимой под влиянием сухого и холодного потока монгольского антициклона климат равнин Синьцзяна становился более аридным.

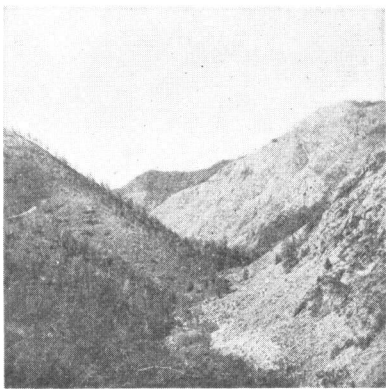
Очевидно, в четвертичный период в высоких горах Синьцзяна оледенение происходило в тот момент, когда наступил холодный климат ледникового периода. Равнины не подвергались влиянию оледенения. Вначале горное оледенение приобрело наибольший масштаб, а впоследствии постепенно становилось слабым. В межледниковую эпоху в высоких горах появился перигляциальный климат, и снежный покров на высоких горах наверно не был уничтожен полностью. В межледниковую эпоху на равнинах водная система была более развита, при этой чередовались седиментация и навевание. В областях предгорий бурно развивали новейшие тектонические движения. Многочисленные предгорья были смяты и подняли на большую высоту аллювиальные или флювиогляциальные отложения предыдущего периода. После ледникового периода новейшие тектонические движения имели очень четкое выражение на подгорьях.



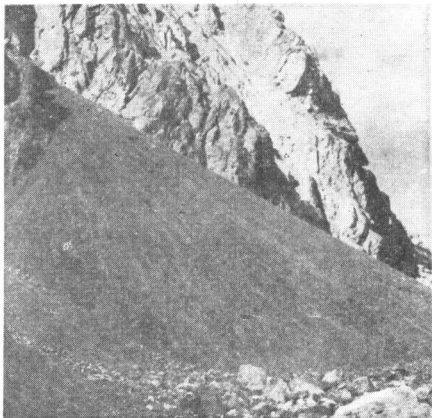
照片 1 觉罗塔克山东南部复盖风化壳的古准平原,由于上升而受到侵蚀(赵济摄)



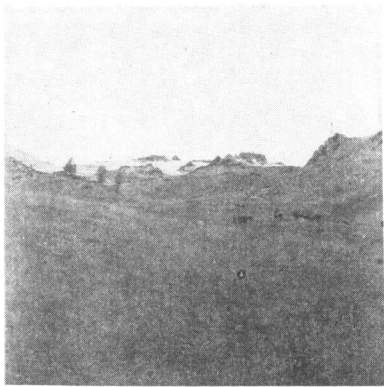
照片 2 阿尔泰山东南段青河高山带冻裂风化作用所形成的残积



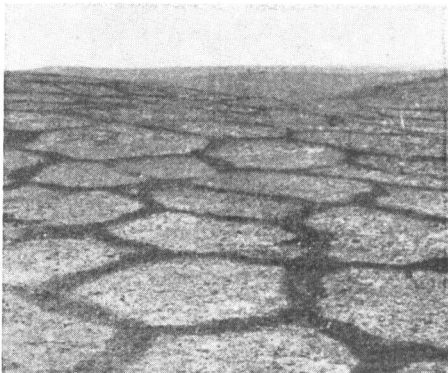
照片 3 阿尔泰山高山带下部南坡倒石锥



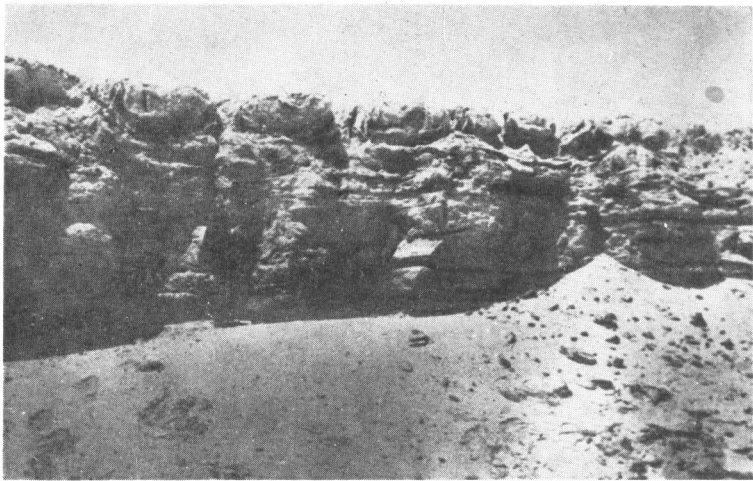
照片 4 昆仑山上的倒石锥



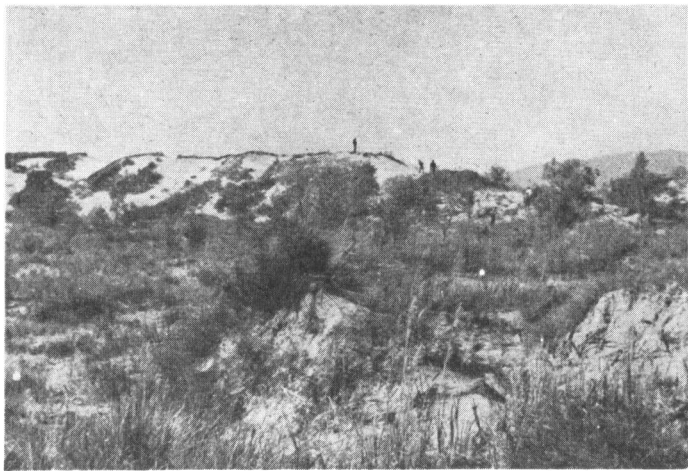
照片 5 阿尔泰山均夷面上的古冰川地貌



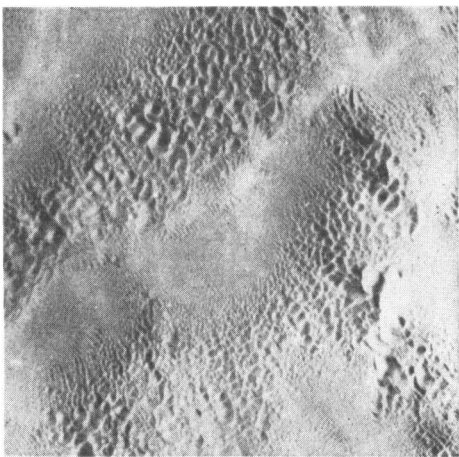
照片 6 墨玉附近昆仑山前平原上的“多角土”



照片 7 墨玉附近昆仑山前平原石膏“多角土”的剖面



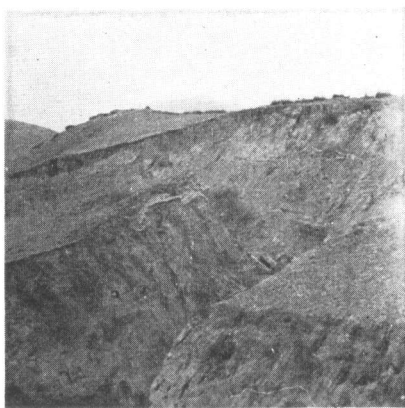
照片 8 古尔班通古特沙漠北部的固定沙丘(徐近之摄)



照片 9 塔克拉玛干沙漠中综合新月形沙丘链(航空摄影)



照片 10 罗布诺尔北部古老的湖相沉积构成的雅丹地形(赵济摄)



照片 11 昆仑山策勒衙门附近亚沙土复盖的山坡,中间为地震裂痕

Климат равнин Синьцзяна в четвертичный период в целом был сравнительно аридным. Фации седиментации, обусловленные закономерностью сортировки отложений подгорий, погребенный горизонт гипса и корки соли в предгорных пролювиальных равнинах хр. Куньлунь, а также покров супеси на северном склоне хр. Куньлунь, который не подвергался размыву и разрушению — все эти говорили об отсутствии признаков, которые доказали бы превращение климата Синьцзяна от влажного в аридный, как некоторые утверждали.

Из археологических данных видно, что климат Синьцзяна в исторический период в целом был очень сухим. Развалины старинного города, явление гибели деревьев объясняются изменением русла рек, вторичным засолением, вызванным нерациональным орошением, и другой хозяйственной деятельностью человека. Все эти свидетельства не могут привести к выводу, что климат Синьцзяна с четвертичного периода имел тенденцию к “прогрессивному усыханию”.