

第二章 沙漠沉积特征

第一节 风力作用与沙漠沉积

一提到沙漠,人们就会联想到风沙,风是沙漠里最重要的地质营力。严格地说,盛行风是沙漠形成和发展的主要营力。

一、盛行风与热沙漠的形成

众所周知,由于地球表面接受太阳辐射量是随纬度而变化的(赤道最高,两极最低),因而就产生了经向温差,使大气层产生了压力差,形成了大气环流。若地球表面是平滑的,本身也不发生自转,则大气环流是一个简单的环流,热空气由赤道上升,然后在高空北上南下,在极地下降,又由低空返回赤道。但是,由于地球在不停地转动,至使气流产生了水平地转偏向力(科里奥利力),北上南下的气流在流动时产生了水平偏向,当它们达到一定纬度时(一般在中纬度)流向偏转了 90° 。在北半球就形成了西风,它的形成阻挡了经向气流的逾越。同时,由于热气流在运移过程中逐步得到冷却、下沉,然后在低空向南分流,向南的气流在偏转力的作用下变为东北信风(北半球)(northeast trade wind)。向北分流形成了西风(westerlies)。在极地,情况相反、冷却的气体下沉,沿低空向赤道方向流动,在偏转力作用下,转变为东北风和东风,在一定的地点和西风相遇,然后上升,分流,一部分向北,一部分返南,因而形成了三个环流圈。这就是地球大气环流的基本情况(图13)。上述由大气环流造成的信风、西南风、西风、东北风、东风都属于盛行风。

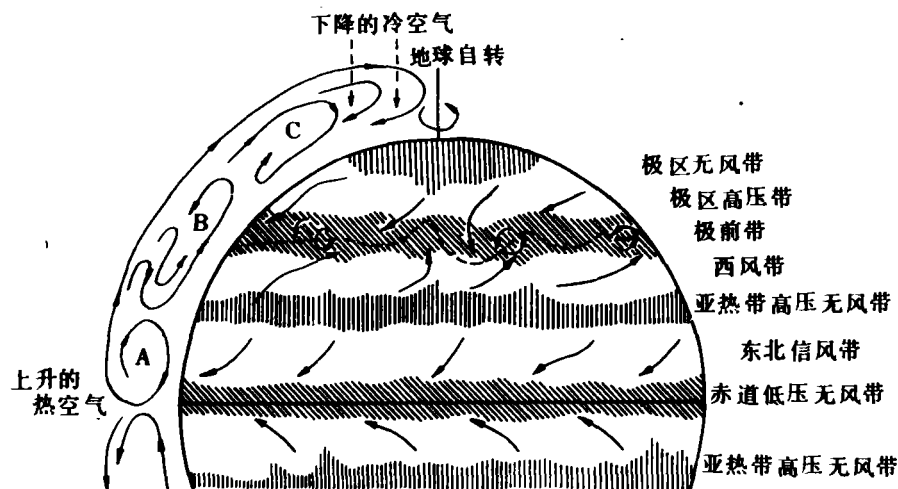


图13 北半球的风带分布图(据 Rčineck-Singh 引 Holmes, 1965)

Fig. 13 Distribution of wind zones in the Northern Hemisphere

地球上还存在着另一种盛行风,它就是季风(monsoon)。它是由于海-陆温差的季节变化造成的。在赤道或极地、海-陆温差不大,季风不明显,而在中纬度地区,海-陆温差大,季风明显。在夏季,陆地(指内陆)温度高,而海洋由于海水比热大,因而温度较低,形成了海-陆温差和压力差。陆地的气流不断上升,而海洋上空的冷空气流向陆地加以补充,形成了夏季风。在冬季,陆地气温低,海洋气温相对较高,构成了和上述的气流方向相反的冬季风。

从地球卫星的观测资料表明,沙漠形成的主要因素有三:气候,地形和水。首先,气候对热沙漠的形成起着决定性的作用。热沙漠形成需要干燥炎热的气候,降雨量少,气温高,当蒸发量长期超过降雨量时,就形成了热沙漠。地球上干热气候带的分布和大气环流分带有着密切的关系,主要是分布在副热高压带和信风带上。因为从全球降水的纬度分布来看有两个高峰地带:一个是在赤道低压带,因为这里有复合上升气流,能产生大量的对流雨;另一个是中纬度西风带,它处于冷暖气团交接的锋带上,气旋活动频繁,因而降水也多。在赤道低压带多雨带与西风多雨带之间是副热高压带和信风带,盛行下沉气流和干风,为地球上最大的干旱带。地球上多数热沙漠就是分布在上述区域中。另外季风对气候的影响也很大,可造成旱季和雨季分明的气候,这对远离海洋的内陆沙漠的形成起着一定的作用。地史上,北美石炭到侏罗纪的沙漠沉积就是在信风和季风的作用下形成的(Johansen, S. J., 1988)。

地形对沙漠形成也起着重要的作用,如盆缘的高地,对大气水起隔绝作用。当暖湿的盛行风吹向山岭时,由于地形的阻挡而沿山坡上升,在此期间空气的湿绝热率(大约 $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$)冷却,其水汽含量逐渐达到饱和,转化为雨。因而当气流越过山岭时,气流的温度变得很低,故空气在背风面下降时,以干绝热率($10^{\circ}\text{C}/\text{km}$)增暖,温度越来越高,造成焚风现象,助长了气候的干旱程度,使之有利于热沙漠的发展。据称我国西南的早白垩干旱气候是由于焚风效应造成的(赵锡文等,1988)。另外,盆地内部地形起伏对风的搬运和沉积有着控制作用。地形较高时使风加速,有利于沙的搬运,而遇到低地时由于气流的垂向膨胀而减速,结果使沙沉积下来。

水对热沙漠的形成是必不可少的。首先水能为热沙漠形成打下物质基础,这是由于大陆水可带来大量洪冲积物,海水在海退时将许多沙滩暴露于空气中,它们是沙漠形成的主要物源。水对沙漠的壮大也起着控制作用,它可不断地提供新的物源,不断地打破风蚀平衡,从而使沙漠得以不断的发展。同时水的多少对沙漠的消亡也有控制作用,大量的水分可使驻沙植物繁衍,使沙漠消亡。水体的淹没也可直接导致沙漠的灭亡。反之,超旱气候也可导致沙漠作用的减缓或停业,这是由于在长期的干旱条件下,风蚀作用的结果是产生戈壁滩或称砾石铺盖(gravel pavement),它对

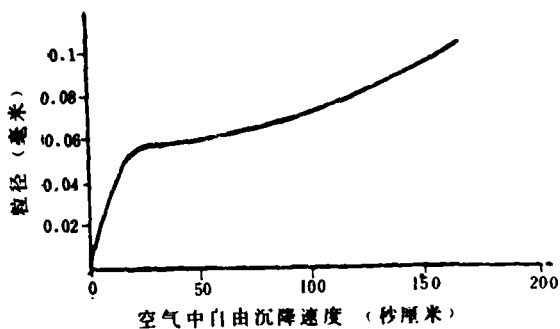


图 14 空气中颗粒径与自由沉降速度关系

(据 Reineck-Singh 引 Moldvay, 1970)

Fig. 14 Graph of grain size versus free settling velocity in the air

下伏细粒物质起着保护作用,致使供沙量减少、耗尽。除非平衡被新的冲积系统打破。另外,热沙漠的降雨频率为每年几次或每隔 10—20 年才一次,常是骤降暴雨,短时间内降下大量的雨水,由于植物稀少,径流急湍,常成洪暴,在旱谷形成洪积物,有时水可注入盆地中部洼地,发育成沙漠湖或内陆盐碱滩。笔者之一江新胜曾对新疆准葛尔盆地的沙漠体系进行过考察,上述现象是不乏见到的。理解了这一点,在风积中见到水成物质就不足为怪了。

至于本区沙漠的形成机制,已在前面述到,详细情况,将另文探讨。

二、风力的地质作用

在热沙漠中,风力作用非常强大,它既是吹蚀,搬运岩石和岩屑的介质,又是重要的沉积介质。

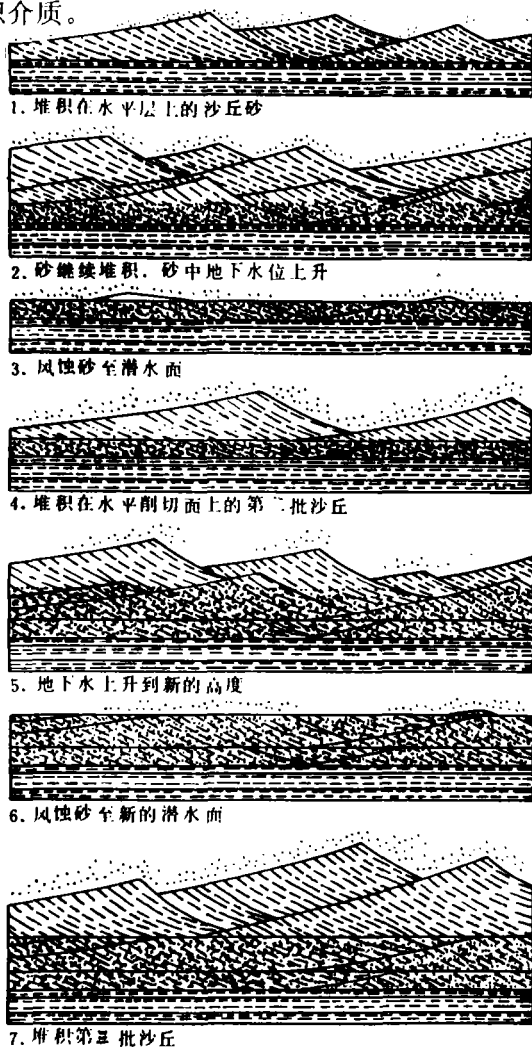


图 15 风力与潜水面共同作用形成的沙丘沉积物的水平剖切面 (据 Slikes, 1968)

Fig. 15 Horizontal truncation surfaces in the dune deposits resulted from the interaction of wind force and water table

风对沉积物的搬运与水的作用有相似之处。风积物的搬运方式也有拖运 (traction)、跃移 (saltation) 和悬运 (suspension) 三种,但在沉积物特征上比水成的更易区别。强风以滚动及跳跃方式搬运沉积砂级以上的颗粒,而粉砂及粘土粒级的碎屑物能较长时间地保持悬浮状态,并搬运很远。Moldvay (1957) 的资料指出,0.05mm 粒径为悬运与滚动以及跃移的天然分界线 (图 14)。当然,还应看风力的大小,分界线可有小的变动。在正常的情况下,砂粒级颗粒常以跳跃方式运移,2mm 的颗粒靠滚动或表面蠕动搬运,更大的颗粒则靠跳跃颗粒的撞击推动,跳跃颗粒的撞击甚至可以推动比之大 6 倍的颗粒。当风力极大时,砂粒级颗粒也可保持短期的悬运状态。因此风力作用能有效地把不同粒级的颗粒分开,从而使沉积物保持很好的分选性。风力作用的结果,可以形成三大类沉积: (1) 尘土沉积,即悬运的粉砂及粘土级颗粒在漠外很远的草原或其他地区沉积下来而成的,而沙漠环境本身的尘土沉积是极其次要的; (2) 风成砂沉积,是沙漠的主要沉积; (3) 风蚀残积,主要指被风吹蚀砂和尘土后残留的砾石级沉积物,例如戈壁。另外,沙漠内部还可

形成沙漠湖泊和内陆盐碱滩。

风力还对所搬运的颗粒有磨蚀作用,产生滚圆度高的具撞击痕(碟形坑)的颗粒,或吹蚀砾石形成风棱石等。风力对已沉积风成砂的再搬运作用也是常有的,特别是地下水不太深的地区,例如沙丘在内陆盐碱滩上移动时,潜水面上升到沙丘内,水的粘力作用使湿砂粒粘结起来,潜水面以上的干沙被吹走,形成一个相当平坦的水平面。如果新沙丘再移到此水平面上,并以同样的过程可以进行数次,这就形成了沙丘沉积物层系间的水平削切面(图15)。

第二节 现代沙漠沉积

本文所研究的重点是地史时期中的古沙漠沉积,这个沉积在形成过程中不仅包括了复杂的沉积过程,而且也包括若干剥蚀过程,成岩后又受到地壳运动的影响,现在能看到的仅是经过变形和后期剥蚀所残留下的一部分沉积物,同时能直接观测到的又只是部分露头上所显示的不完全的特征。要抓住这局部特征去分析原始的沉积环境,达到窥一斑而知全貌的目的,就必须观察现代沙漠,借助于现代沙漠的研究结论,联系古沉积的实际,辩证地探讨古沙漠的环境。

这里说的沙漠是广义的沙漠(desert),在这个涵义下的沉积物有岩漠、戈壁滩、沙丘、沙席、沙流、沙影、旱谷、沙漠湖和盐碱滩等。

一、岩漠沉积

岩漠是沙漠边缘大山的山麓或沙漠内的岛山遭受长期风蚀作用而形成的风蚀地形及其物理风化的棱角状石块,其分布高低不平,石块大小不等,可见风棱石化和沙漠漆特征(图16)。由于所处的侵蚀基准面高,岩漠堆积常处于剥蚀状态,很少留下地质记录。

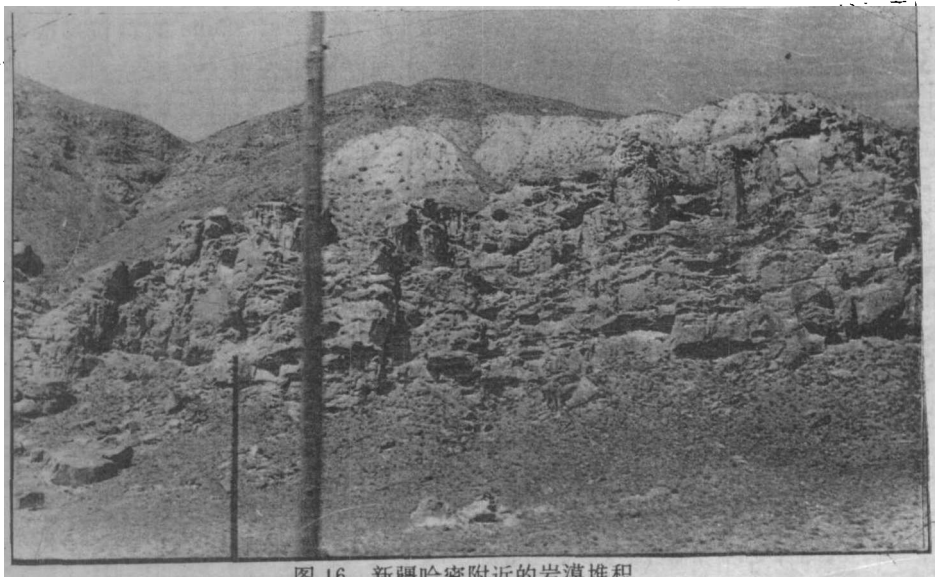


图16 新疆哈密附近的岩漠堆积

Fig. 16 Rock desert deposits in the vicinity of Hami, Xinjiang

二、戈壁滩

戈壁滩是砾漠环境的主要沉积物。它主要由砾石、卵石及粗砂组成,是风力搬运后残留下来的粗碎屑,颗粒表面常有碰痕和风磨痕,并有沙漠漆包裹,看起来光滑,摸时粗糙。戈壁表面约呈水平状,最大倾角 $5-10^{\circ}$ 。戈壁沉积的成因常与新近的古水成沉积的风蚀有关,故在分布状态和结构特征上均与岩漠有所区别。前者约呈水平,有一定的分选(图 17),而后者乃随意的机械堆积,大小极为不均匀。

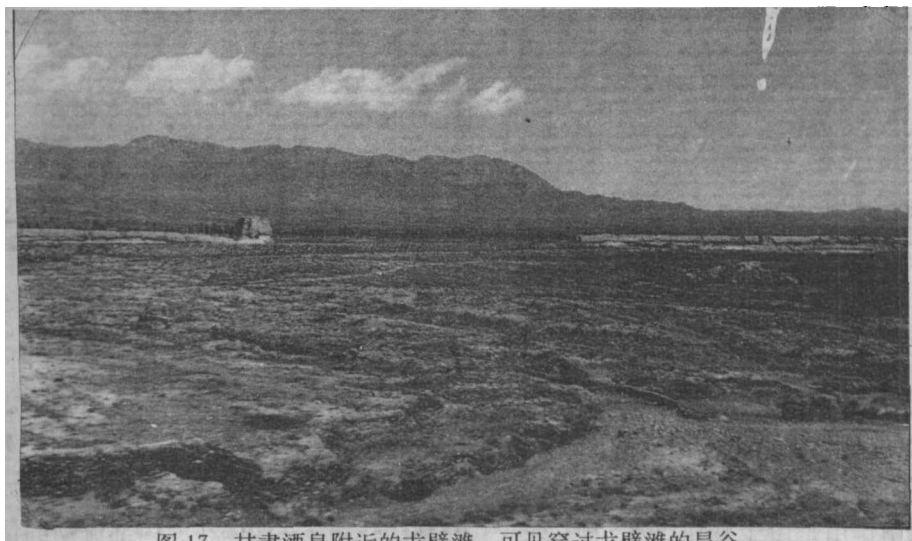


图 17 甘肃酒泉附近的戈壁滩,可见穿过戈壁滩的旱谷。

Fig. 17 The gobi near Jiuquan, Gansu, in which wadis are seen

有人认为,戈壁滩的形成将影响沙丘的发育。因为戈壁滩之下的细粒物质受戈壁保护而得以固定。笔者之一江新胜 1991 年对准葛尔盆地西北缘的玛纳斯湖进行的考察证实了这一观点。考察地点位于风城附近。由于长期的干旱,玛纳斯湖已经逐渐干涸,现仅剩下面积极小的卤水水面。而暴露于空气之中的湖底沉积物遭受了不同程度的风蚀作用。先露出水面的区域已完全戈壁滩化。而后露出水面的区域已部分戈壁滩化,新露出的正处于完全的剥蚀过程之中。通过探槽揭露表明,戈壁之下的湖相沉积保存完好,属湖相三角洲沙或其他细粒沉积物。由于出露的先后,呈现出戈壁沉积厚度由厚变薄的趋势。可以想象,如果该区域全部戈壁滩化后,准葛尔盆地中的沙丘供沙量会大大地减少。

三、沙丘沉积

沙丘是由风力吹积的小沙堆发育而成的沙山,是沙体在风力和重力作用下移动的一种床沙形态。沙丘是沙漠中给人们印象最深刻,特征最显著的风成砂沉积(图 18)。沙丘有各种不同的类型,但在构造上又有一些共同特征。

(一) 沙丘的沉积作用

沙丘主要有三大沉积作用:滑塌作用(avalanche processes),颗粒降落作用(grainfall processes)和跃移作用(saltation processes)。

滑塌作用是由流沙作用和崩塌作用(sand flow and slumps)组成的。当沙体达到最大休止角(34°)时,将沿滑落面向下滑落,一次滑落的流沙可形成正粒序,反粒序和纹层状层



图 18 甘肃敦煌月牙泉附近的现代沙丘

Fig. 18 Modern dune near the Yueya Spring in Dunhuang, Gansu

理。模拟试验和野外观察结果表明,当沙体流动时,由于剪切筛选作用,在滑落面上部,粗组分被托至表层,形成了反粒序层理。在滑落面中部,形成具有一点粒序的纹层(或无粒序)。被托至表层的粗粒组分向下滑落至流沙边缘,随后被空中沉降下来的细粒物质覆盖,在滑落面下部形成了正粒序层理。

崩塌作用是由于砂在露水、雨、雪或其它粘结作用下,沙体在无内部流动的情况下,向下运移而成,它可形成一系列准同生变形构造,这在现代或古代风成沉积中都可见到。

跃移作用是沙粒在风的驱使下作跳跃和滚动造成的。跃移作用可使沙体以高指数沙波向前运移,形成与崩塌作用完全不同的层理类型,由流沙所形成的层理一般不太显著,而由沙波运移造成的层理则相当明显。沙丘的向风坡沉积(顶积)主要是由风成沙波沉积而成的,它有两种常见的沉积类型:a. 反粒序层(1cm±); b. 不连续的或纹层状(粗粒被细粒隔开)层理,即所谓的a型和b型层理。

虽然,风成沙波通常是不产生正粒序层,但在沙丘中确实发现了正粒序沉积。反粒序沉积则非常常见,那里因为风成沙波的顶脊积和前积一般为粗粒物质,而波谷往往为较细物质(和水成沉积刚好相反),在运移过程中较高处的粗粒物质埋住低处的细粒物质,形成反粒序层理(a型)。如果沙量少于沙波搬运量,沙波运移的痕迹就会呈单个纹层记录下来,形成b型层理。并非所有风成沙波的顶脊是粗粒的,因而正粒序的出现也是必然的。

颗粒降落是由于风速在地形障碍如沙丘背风处或植物被风处的减弱沙粒从悬移或跃移中降落而成的。该类沉积层理不显,是最难鉴别的风成沉积物。一般来说,颗粒降落沉积是平坦的平行纹层或在背风坡下部极快变细的粒序层。

(二) 沙丘的构造

各类沙丘的最主要的共同特征是具有陡峭滑动面的背风坡和较平缓的迎风坡。沙丘的最高点为丘脊,滑动面的顶界为顶缘,即滑塌缘。图 19 就是一个新月形沙丘的横切面示意图。现概略地介绍一下沙丘运移和沉积的大体过程。前面已经谈到,在风中运动的沙有三种组分:跃移、滚动和悬移部分。在风的作用下,部分沙粒跃过沙丘顶脊,由于背风坡的

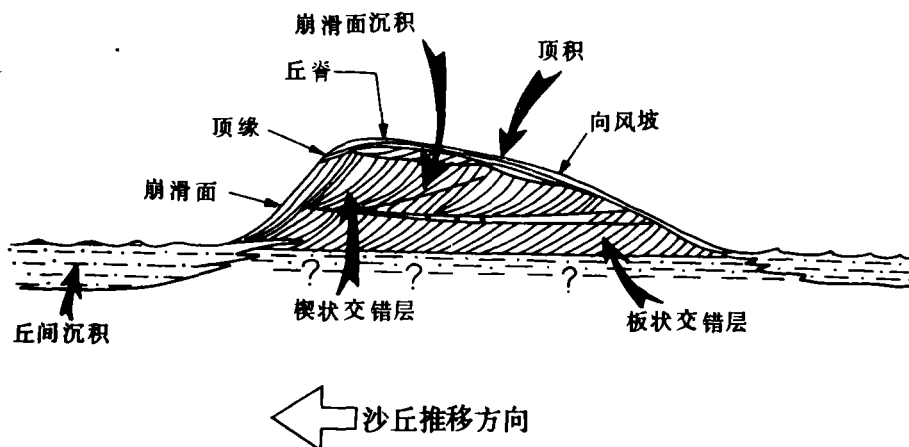


图 19 沙丘的基本构造及其与风向关系 (据 Ahlbrandt-Fryberger, 1982)

Fig. 19 General structures of a dune and its bearings on wind direction

涡流作用, 沙粒从风中降落, 形成了颗粒降落沉积 (grainfall)。另一部分沙则以沙波的形式在向风坡上不断地爬升, 当滑动面达到休止角 (34°) 时, 在滑动面顶缘处向下滑动, 形成了沙流沉积。在潮湿或冰冻的条件下, 沙体可能发生无内部运动的整体下塌 (slump), 在滑动面上部形成张性构造, 在下部则形成压性构造。上述过程反复进行, 沙丘就不断地向前移动, 形成了一系列沉积构造。下面是一些具有重要意义的构造, 简述如下。

1. 沙丘的层理

(1) **水平层理** 在沙丘的向风坡或两翼, 常可见到水平层理, 纹层相当薄 (1—3mm), 由分选好的沙组成。纹理清晰, 时有重矿物纹层交互。实际上这类层理的产状受到沉积界面的产状控制, 形成机制多样, 主要由沙波运移和部分颗粒降落形成。一般具有低角度 ($3-10^\circ$) 的倾斜。它属于沙丘的顶积, 多为反粒序。应当指出的是, 它和水成的水平层理不同, 后者是由于沉积物的垂向加积造成的, 产状水平的层理。

(2) **交错层理** 交错层理是沙丘的突出的特征。它由背风坡的滑动面滑塌纹层组成。前积层倾角很陡, 通常情况下, 上部达 $29-33^\circ$, 顺坡向下减小, 近底处多数层理与下界面相切而近于水平, 从而成为倾斜而向上凹的纹层。多数被保存下来的沙丘交错层理倾角似乎只有 $20-29^\circ$, 其最主要的原因是因为所保存下来的交错层仅是整个前积层的下部缓坡部分, 而上部陡峭部分已被剥蚀掉了的缘故。有些倾角可超过沙子正常的休止角, 如在德克萨斯的 Mustang 岛存在有高达 42° 倾角的沙丘前积层, 那是因为滨岸的盐雾使沙粒披上一层盐衣, 其粘结作用使休止角变高所致 (McBride and Hayes, 1962)。另外, 露水、霜冻等也可造成休止角偏高的现象。前积纹层的上部通常是反粒序, 而下部常为正粒序结构。同样因为上部被剥蚀而不保存的缘故, 人们常常观察到的较老的沙丘交错层多为正粒序结构。

交错层组之间的界面通常是一个平整的风蚀面, 故多数风成交错层组是板状的, 只有风向有变化时才形成楔状交错层组 (Mckee 1966)。单个纹层多为上凹的, 且向上变陡, 但上凸型交错层也可见及, 一般出现在受植被控制的沙丘内, 如抛物线沙丘和吹蚀沙丘 (Ahlbrandt and Fryberger, 1982)。槽状交错层理在现代沙丘中并不多见, 通常是由于风力变化而在吹蚀和充填过程中产生的 (Reineck and Singh, 1975)。

单个前积纹层较厚, 为 2—5cm, 不象水平纹层那样清晰。交错层组的厚度通常很大, 一

一般为1—2m, Nebraska 沙坡中的单个交错层组的最大厚度达26.2m (Ahlbrandt and Fryberger, 1982)。

(3) **其他层理** 由于沙丘具有准同生变形构造的特点, 故具有扭曲层理以及各种小型的褶皱和断裂, 出现轻度翘曲, 倒转褶皱, 引伸纹理等等。它们都与滑动面的崩塌沙伴生。

2. 沙丘的下界面

沙丘的下界面按理是老沙丘的波状面或其他沙漠沉积的不平坦的表面, 但实际上, 底界面通常是水平而光滑的。这是有的老沙丘或其他风成物在地下水潜水面上升和风蚀作用结合造成的水平切剖面(图15); 但Mckee (1966) 在怀特(White)沙丘所挖出的沙丘剖面, 水平和次水平的界面却是在没有任何地下水的情况下形成的, 这是例外的例子。

(三) 沙丘类型

由于物源、风态和沉积区大环境的差异, 沙丘可有多种多样的形态, 其内部构造也有所不同。所以人们对于沙丘的分类基于不同的要素也有差异。考虑到古沙丘的类型复原通常是非常艰难的事, 即便有良好的现代沙丘的研究结论, 也难济于事, 故本文对沙丘的类型不作过细的讨论, 仅简述人们通常提及的一些类型。

1. 新月形沙丘

因其形态酷似新月而得名。在单向风作用下两端比中部移动快而成。它仅具一个滑落面, 交错层理的前积纹层在中央部位倾角可达 34° , 两侧远比之为小。倾向范围 $<150^\circ$, 怀特沙丘群中的新月形沙丘的倾向展开角仅为 60° 。

2. 赛夫沙丘

又称纵向沙丘(或称沙垄), 是一种互相平行的长条形沙脊, 被开阔的洼地间开。沙丘长而连续, 有时曲折。由两组交叉风交替作用而成, 沙丘长轴方向与两风向交角平分线大致一致。交错层倾向与沙丘走向正交。也有人认为, 与新月形沙丘比较, 纵向沙丘是在更高速的风力下形成的。

3. 横向沙丘

是与风向垂直的、具单个滑落面的长而直的线状沙丘。交错层倾向向下风方向, 倾角较陡。有人认为横向沙丘是不稳定的, 随着时间的推移可分割为新月形沙丘。同时, 新月形沙丘也可向横向沙丘转化。一般认为沙源丰富, 较可能形成横向沙丘; 沙源较少则较易形成新月形沙丘。

4. 抛物线沙丘

是形态与新月形沙丘相反的沙丘, 迎风面凹而平缓, 背风面呈弧形凸出, 丘脊的平面投影似一条抛物线。是由于沙丘两翼植物生长, 风力受阻所致。也有人认为是由于沙源近于耗尽, 风速特快造成的。沙丘下部有大角度交错层($10-20^\circ$), 上部相反, 小于 20° , 丘顶附近有浅而不对称的槽状交错层理。这种沙丘有一个突出特点, 就是沙丘前端具有弧形上凸的前积纹层。

5. 圆形沙丘

又称穹形沙丘或盾形沙丘, 是一种靠近沙源的圆形低沙丘, 无明显滑落面, 主要由水平层理或低角度交错层理组成。一般认为是强风的产物, 也有人认为是两个相对的风造成

的。

6. 星状沙丘

也称塔形沙丘, 它具有三个或三个以上的放射状沙脊和三个或三个以上的滑落面, 是多风向的产物。

7. 反向沙丘

它受相反方向的两组风的控制 (可能是季节性的), 往返交替移动, 内部构造复杂, 其中楔形交错层组要比平板状的多。

8. 草丛沙丘

有大量沙漠植物的沙丘沉积物, 规模极小, 是由植物阻碍造成的。

四、沙席沉积

沙席是呈带状分布的薄层沙带, Bagnold (1954) 将沙席定义为宽 1—3m, 厚 1—2cm, 长达数百米的沙带。新的沙带开始于旧的沙带尾部的空隙处, 就象平铺的一床床中国式长席。沙漠中沙席占有极大的面积, 沉积非常普遍。任明达等 (1981) 称之为沙盖, 指出其内部构造主要由分选很好的风沙组成的水平层理, 夹薄薄的砾石层。Ahlbrandt and Fryberger (1982) 讨论沙席时说, 它会有典型的低-中角度 ($0-20^\circ$) 交错层理, 可以是沙丘和丘间沉积之间的过渡相。通过笔者对新疆玛纳斯湖地区的观察, 沙席是在广大平坦地区的薄层沙体, 其成因主要由风成沙波运移而成, 有些是颗粒降落成因的, 粒度上前者较粗, 层理上也是前者较明显, 分选也相当好。现代沙席沉积具有许多可供识别古代同类沉积的特征: a. 粗粒的, 高指数 (>15) 的波纹 (通常是水平的); b. 略为倾斜, 弯曲或不规则的风蚀面 (长数米); c. 由昆虫和植物根茎造成的丰富的生物扰动通道; d. 上凸纹理; e. 小型的挖填构造 (生物成因); f. 由风成沙波纹造成的 1—4cm 厚的正, 反粒序层理; g. 由颗粒降落造成的纹理不发育的沙层; h. 夹在细沙之间的不连续的 1—4cm 厚的粗沙层; i. 非风成物夹层; j. 偶尔有高角度风成沉积。

五、沙流、

沙影沉积

又称背风沙堆, 可分布在沙漠环境的任意地方, 只要是挟沙风因障碍或通道开放而减速, 即可将沙粒堆积在障碍物后或下风口形成沙流 (sand drift) (图 20)。Bagnold (1954) 则称障碍物遏制风速形成的沉积为沙影 (sand

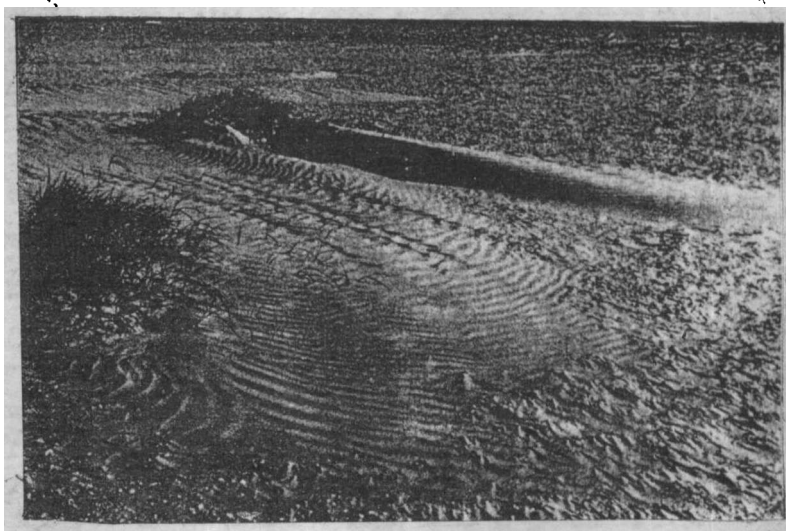


图 20 风砂在障碍物后形成沙流 (据 Gripp, 1988)

Fig. 20 Sand drift produced by eolian sand at the back of obstacles

shadow)。并且把形成于那些降雨量至少能维持间断式植物生长的地区，风沙聚集于野草之间的平缓的大尺度沙体表皮称为高茜斯 (Gozes)。



图 21 新疆哈密附近的旱谷沉积，可见旱谷扇和辫状旱谷迹。

Fig. 21 The wadi deposits near Hami, Xinjiang, in which wadi fans and braided wadis are seen

六、旱谷沉积

即为干旱区域的间隙性河道。在山地附近的沙漠，旱谷较为发育，在戈壁滩内也可见到旱谷穿过(图 17)。旱谷可以从漠外通入漠内，甚至丘间。在沙漠环境中，旱谷绝大部分时间是干涸的，此时可有少量风沙堆积。突然性的间歇性的流水注入可以带来较多的沉积物，并以暴洪形式很快沉积下来，分选性较差。河道经常变化可形成旱谷扇，旱谷扇又可被辫状河所切割(图 21)。旱谷沉积的重要特点是在底部有冲刷痕迹，在沉积层序的顶部带有泥裂的粘土或泥带，并可见雨痕。泥裂缝常被风沙充填(图 52)。旱谷的另一个特点是水成与风成沉积的相互交替(图 22)。在新疆玛纳斯河-玛纳斯湖流域，可见许多旱谷沉积。它是由于人工截流造成水系末稍干涸而成的。当玛河从山口流进石河子农垦区时，当地农场用多级水库截流灌溉，使玛河下游河水枯竭，形成了旱谷。所见旱谷呈蛇曲延伸，河道变动极大，两岸为戈壁和沙

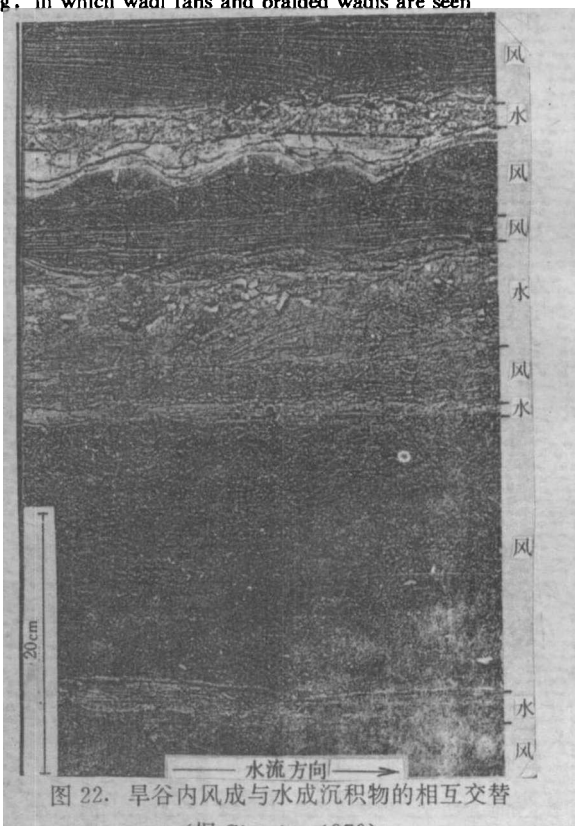


图 22. 旱谷内风成与水成沉积物的相互交替
(据 Giennie, 1970)

Fig. 22 Intercalations of eolian and aqueous deposits in a wadi

漠。探槽所揭示的情况和上述描述完全一致。

七、沙漠湖和盐碱滩沉积

在风蚀作用或构造作用下形成的沙漠内部洼地,注水后,可集聚成非常浅的湖泊,但大部分很快干涸。若有可能是半永久性的则成为沙漠湖。地下水渗出也可形成沙漠湖。有的临时沙漠湖中甚至保留着沙丘(图 23)。当沙漠湖与旱谷伴生时,洪水可将各种碎屑带进湖内,悬浮物质可以沉积下来,并有粒序层理。因此在沙漠湖沉积中,砂、粉砂、粘土可以伴生。

湖水干涸,留下潮湿的盐壳沉积,形成内陆盐碱滩,常见有石膏层。砂,粉砂,粘土,盐类(包括硫酸盐和碳酸盐)的复杂交互沉积是内陆盐碱滩的特点,而



图 23 保存着沙丘的临时沙漠湖(据 Glennie, 1970)

Fig. 23 Short-lived desert lake in which dunes are preserved



图 24 内陆盐碱滩的不规则层面(据 Glennie, 1970)

Fig. 24 Irregular bedding planes within an interior salina

且内陆盐碱滩的层理极不规则,常呈波状(图 24)。

第三节 本区沉积物性质

从前述地层概况可以看出,研究区内沉积物以红色碎屑岩为特征,所保存的化石均为陆相,并局限于薄层粉砂质泥岩中;泥岩常有干裂,砂岩可见雨痕和石膏,均说明其为大陆性炎热干旱环境的产物。尤其是宜宾地区的打儿函组和柳嘉组,以及乐山地区的大佛砂岩,为大面积的砖红色块状、巨块状细粒长石石英砂岩,其中石英含量大、成熟度高、分选性好,并附有红色铁膜包裹,偶含的砾石亦为风棱石(图 25),结构构造特征(后述)所反映的风成沙丘砂的沉积在这些组、段中占有优势地位。在宜宾三合乡拼抢岩巨型平板状

交错层砂岩之间,发现有石膏结核与盐类胶结的沙、泥质透镜体(图 54),在键为纪家乡乌龟石坡石磨菇下亦有石膏与砂岩和粉砂的杂乱混合沉积透镜体(图 55),而其上下都是砖红色块状细粒长石石英砂岩的巨型平板状交错层。这都从成分上反映了沙漠湖和内陆盐碱滩的存在。至于这套地层之下的泥裂、石膏矿化等地质特征,则说明当时该区趋向干旱,是沙漠化的前奏;而这套沉积物之上的成百上千米厚的河湖相砂、泥岩的出现,则表示沙漠环境已经结束。

第四节 本区古沙漠沉积结构特征

一、粒度分布

本区沙漠沉积物的粒度分布集中在砂粒级,砾石和粘土级极少。砂粒级中又主要是细砂,其次是中砂,粉砂甚微。它们在不同类型沉积物中又有不同的分布。需要说明的是,粒度分析成果虽已较为广泛地被用来解释沉积环境,但终有一定的局限性,只能作为恢复或重建古环境的参考。

(一) 粒度分析

我们对本区不同地点、不同部位的打儿沟组、大佛砂岩和柳嘉组的岩石以及敦煌月牙泉沙丘砂等 102 件样品作了粒度分析,结果如下。

1. 三角图(图 26、27)

绝大多数样品点集中在中-细砂组的 95—100% 的三角区内,并且大部分又集中在端点附近;在 50—90% 的中-细砂组区内的只有几个样品。这与绝大多数样品取自风成砂岩以及少数样品取自湿丘间或湿丘外沉积的情况刚好吻合。

同时,根据不同地区样品作出的两个三角图还表明本区西北部(图 26)与东南部(图 27)粒度分布有所差异,前者相对较粗,后者相对较细。西北部的乐山地区大佛砂岩 52 个样品中有 18 个样的粗砂级含量超过 10%,而东南部的宜宾地区的 50 个样品几乎全无粗砂,个别样品只有不到 1% 的粗砂,仅采自湿丘间的一个样品含有 4.65% 的粗砂。

2. 直方图(图 28)

从图 28 中可以看出:(1)川南黔北古风成砂与敦煌月牙泉现代风成沙相似,粒度分布集中,百分比值高,多位于 2—3 ϕ ,少数在 1—2 ϕ 间;(2)从总体看,自西北的大佛砂岩向东南的打儿沟组粒度由粗变细;(3)从白垩纪的打儿沟组至第三纪的柳嘉组,粒度有自下而上变细趋势;(4)无论风成还是水成沉积的偏态和众数位置均有变动(尽管所计算的风成砂以正偏为主)。

3. 累计曲线图(图 29)

从图中所附几个代表样品可以看出大部分是正偏分布的 S 形曲线,乐山大佛砂岩(样品号 4、35、37)和宜宾打儿沟组(51、77)以及柳嘉组(95、96)的

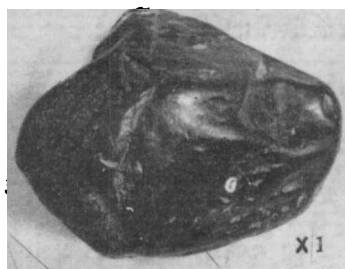


图 25 乐山关子门大佛砂岩中的风棱石
(照片)

Fig. 25 Ventifact from Dafo Sandstones in
Guanzimen, Leshan, Sichuan

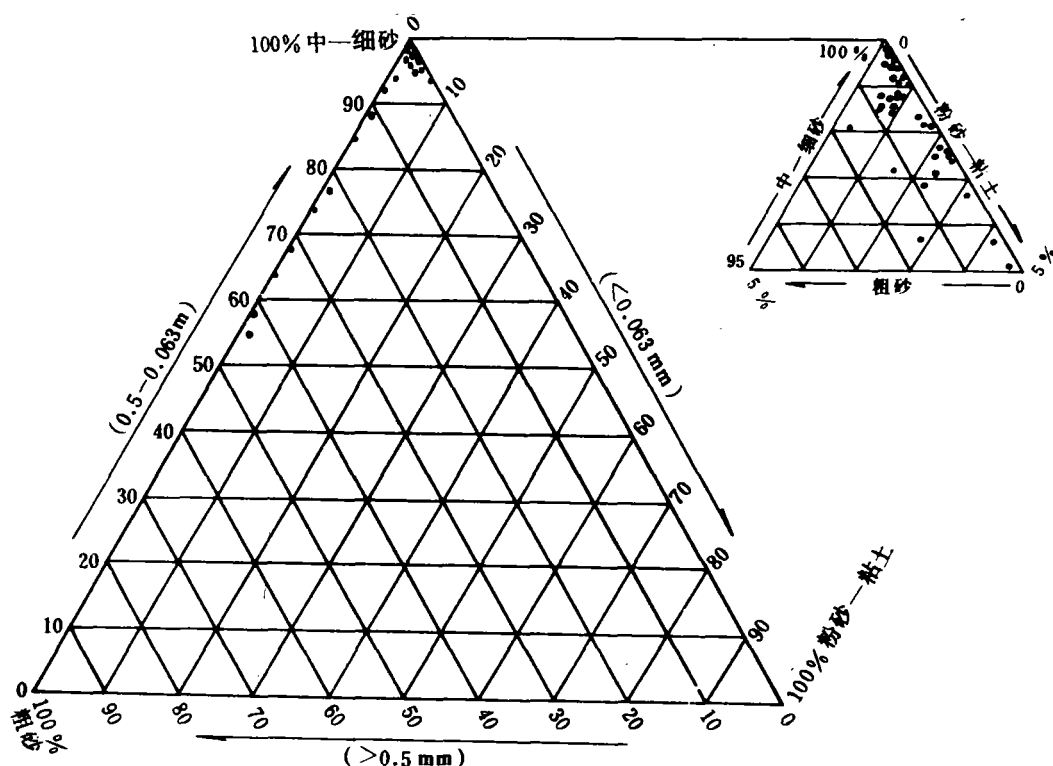


图 26 乐山地区大佛砂岩风成沉积系统粒度三角图

Fig. 26 Schematic triangular diagram showing grain size of the eolian depositional system of Dafo Sandstones in Leshan, Sichuan

粒度累计曲线与敦煌月牙泉现代风成沙丘沙的粒度累计曲线大致平行, S 形很陡, 表明粒度分布相当集中, 分选性好, 其细粒尾端长于粗粒尾端, 多为正偏态。少数曲线不规则 (宜宾打儿山组水成夹层, 样品号为 56) 为湿丘间沉积。

4. 概率累计曲线图 (图 30, 31)

本文概率累计曲线图仅能反映部分代表性样品特征。图 30 表示宜宾柳嘉组沙丘砂 (曲线 93) 与敦煌现代风成沙 (曲线①) 及美国亚利桑那州西北部 Queantow weep 风成沙丘砂 (曲线②) 比较。93 号样品的曲线为典型的风成砂曲线, 其跃移组分占绝对优势, 达 97% 以上, 中粒段陡直, 斜率达 77°, 比敦煌月牙泉现代风成沙丘沙的分选性还好; 粗截点 (CT) 位于 2 ϕ , 粗粒段限于 1—2 ϕ , 此段虽很陡直 (斜率达 60°), 但仍不能说其全为推移组分, 即便算作推移组分, 也小于 1%, 对整个曲线的分析结论无大的影响; 细截点 (FT) 位于 2.8 ϕ 。这些特征与目前多数工作者提出的鉴别沙丘砂的各项标准一致。且较风成 Queantow weep 砂岩 (S. J. Johasen, 1988) 曲线更为标准。图 31 中的其他曲线与图 30 中的 93 号相同, 均以跃移总体为主, 达 95% 以上, 高者达 98% 以上 (曲线 35.96), 其斜率高 (大于 65°), 分选性极好, 多数无 CT (曲线 4、35、50、75、95), 即缺粗尾; 少数有 CT, 其推移总体亦小于 0.2% (曲线 51、96), CT 位于 1—2 ϕ 之间, 粗尾极短; FT 均在 2—4 ϕ 之间; 并且所有曲线大于 4 ϕ 的细粒含量均低于 1%, 总体特征显示风成成因。唯图 31A 中的曲线 56 是采自湿丘丘间的样品, 其斜率小, 没有明显的 CT 和 FT, 分选性很差, 大于 4 ϕ 的细粒组分竟达 40% 以上, 显然是水成沉积。

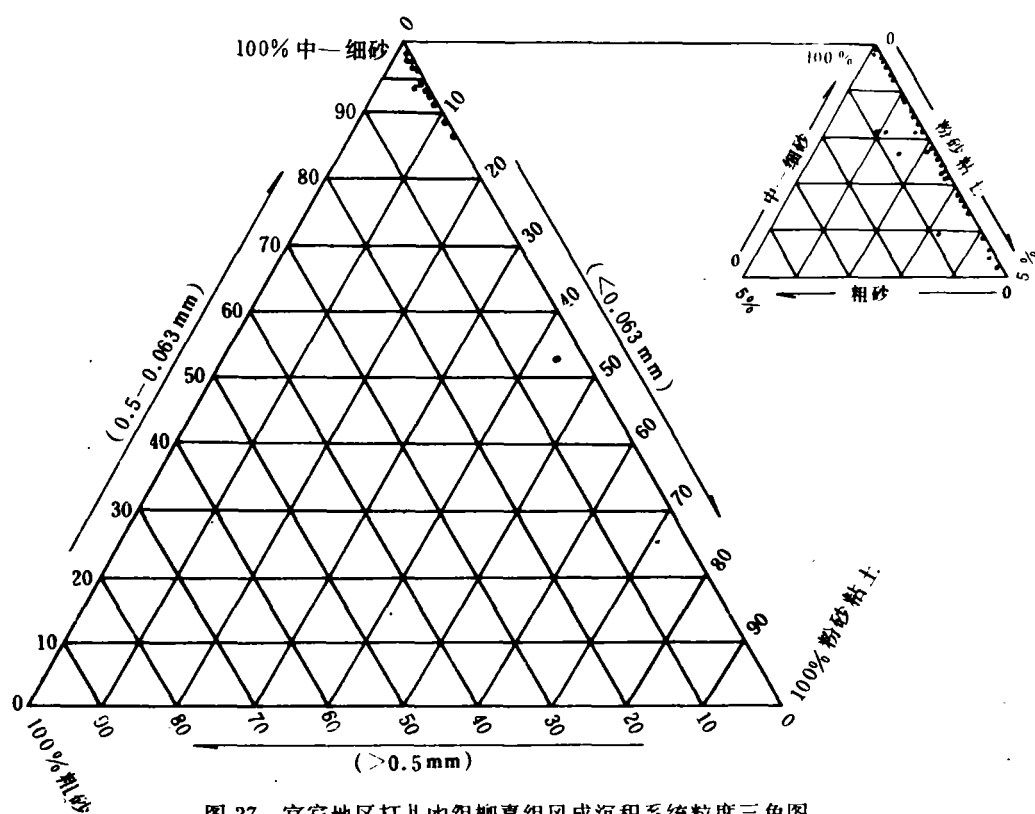


图 27 宜宾地区打儿垭组柳嘉组风成沉积系统粒度三角图

Fig. 27 Schematic triangular diagram showing grain size of the eolian depositional system in the Da'erdang and Liujia Formations in Yibin, Sichuan

(二) 粒度参数表 (表 2)

1. 分选系数 (S_o)

绝大多数样品 S_o 小于 1.25, 说明分选性极好。部分样品 (例如 93、51 等号) 分选系数 ($S_o=1.09$) 比敦煌月牙泉现代风成沙丘沙的 ($S_o=1.12$) 还低, 分选性更好, 是这些样品属于古风成沙丘产物的证据之一。

2. 偏度 (Sk_1)

绝大多数为正值, 均在 0—1 之间, 多在 0—0.5 之间 (表 2)。按一般情况, 微正偏是风成砂的特点。

3. 粒度中值 (M_d)

绝大多数样品的 M_d 在 0.15—0.35mm 之间, 并集中在 0.17—0.23mm 之间; 同时平均粒度 (M_z) 绝大多数亦在 0.17—0.21mm 之间, 这也是风成砂的特点。

4. 标准离差 (δ_1)

绝大多数小于 0.50, 按福克 (1957) 分级, 算分选性好至很好, 这与分选系数 (S_o) 基本吻合。只是二者计算公式均受粒度分析筛分级的限制, 从不同的角度计算的结果有所差异。

5. 峰态参数 (K_L)

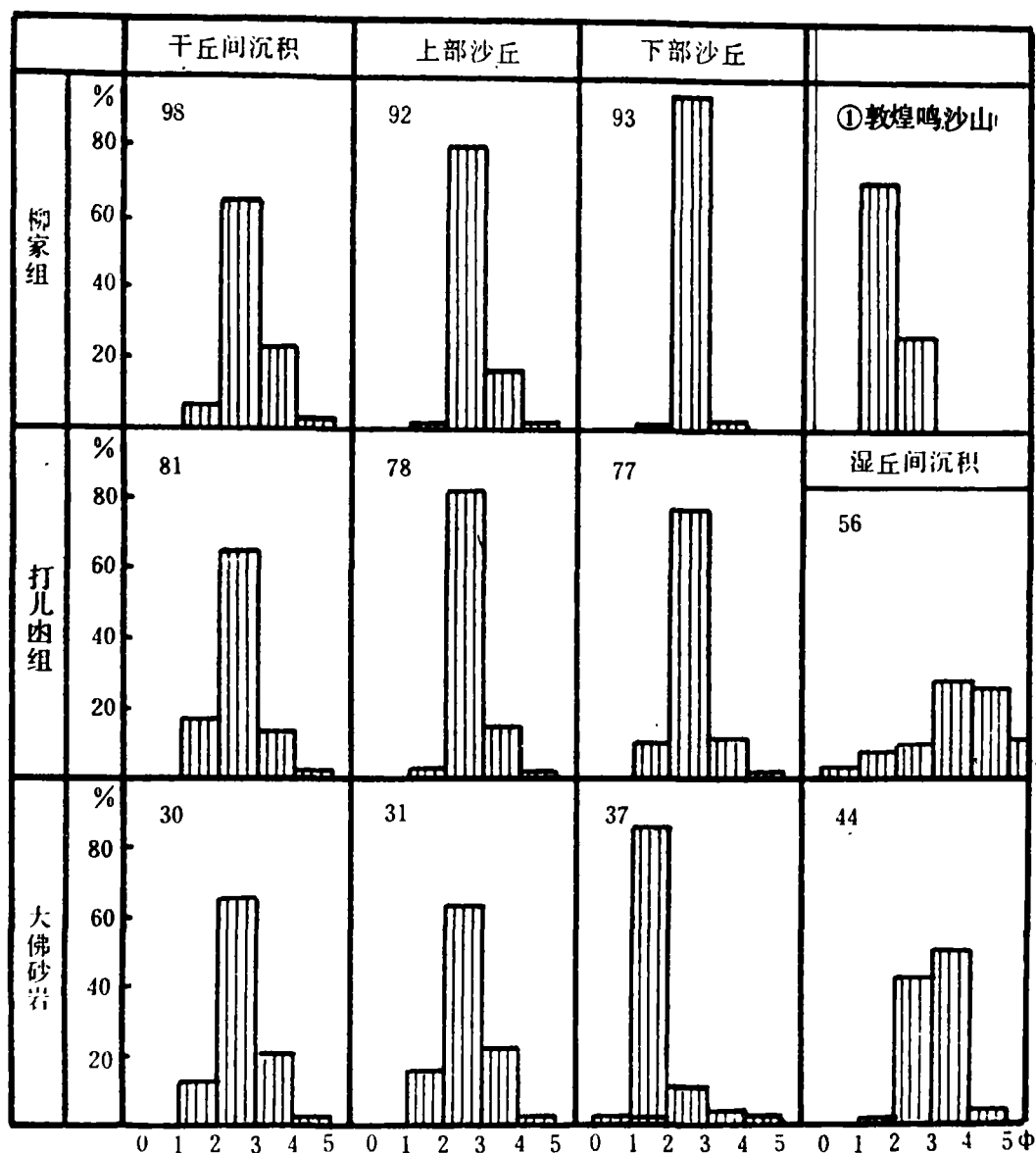


图 28 川南黔北白垩-第三纪风成沉积系统粒度直方图及其与现代沙丘沙对比

①-敦煌月牙泉现代沙丘沙; 98 等为样品编号

Fig. 28 Histogram of grain size of the Cretaceous Tertiary eolian depositional system in southern Sichuan and northern Guizhou

我国常用的峰态公式为 $K_s = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$ (Folk and Ward, 1957)。笔者认为该公式有较大的缺陷, 因为在事实上 K_s 不仅与 $(\phi_{75} - \phi_{25})$ 成反比, 也和 $(\phi_{95} - \phi_5)$ 成反比。

笔者之一李玉文 (1991) 经仔细推导, 得出新的峰态公式: $K_L = \frac{4.44}{(\phi_{95} - \phi_5) (\phi_{75} - \phi_{25})}$, 且将 K_L 值作了分级。本文的峰态数据就是根据上式计算而得的。从表 2 中可见, 沙丘沙多数为很尖窄峰态 ($>4.0-2.5$); 沙席和干丘间砂为尖窄峰态 ($>1.5-2.5$); 湿丘间为宽

平峰态。可见,沙丘沙分选最好,粒度最集中,沙席和干丘间次之,湿丘间最差,这和实际分析十分吻合。

二、颗粒形态

(一) 砾石级颗粒

砾石级颗粒在本区沉积中很少,主要产于风成系统之下的地层以及远丘外或漠外沉积物中,它们的扁平系数和磨圆系数比较复杂,有的反映其为河流产物,有的则为湖滨沉积,多赋存于含砾砂岩之中。风成砂岩中所见砾石极少,均为滞留于层间界面上分散的风棱石,小者2—5mm,大者20—35mm,呈三棱或多棱状,砾面光滑,并可见主向风面被风蚀的凹形光面,砾面有麻窝,磷形坑等风蚀痕迹(图25)。

(二) 砂粒级颗粒

砂粒级的颗粒在本区风成沉积物中普遍具有很高的磨圆度和球度,据显微镜目估,粗砂级颗粒达Ⅳ级,全为浑圆状;中砂级为Ⅲ级,为圆状颗粒,细砂级颗粒亦在Ⅲ级以上,为次圆状,其中少数颗粒达Ⅱ级,为圆状颗粒。本区风成砂不仅大粒级的滚圆度高,小粒级的也很高(图32)。

表2 部分样品的粒度参数

Table 2 Grain size parameters for some samples

地点	层位	样品编号	$\phi_0\%$	$\phi_{16}\%$	$\phi_{25}\%$	$\phi_{50}\%$	$\phi_{75}\%$	$\phi_{84}\%$	$\phi_{95}\%$	Md (mm)	Mz (mm)	δ_1	SK ₁	K _L	S ₀	环境
敦煌	沙丘	①	1.53	1.61	1.67	1.83	2.00	2.08	2.2	0.28	0.28	0.24	0.10	4.42	1.12	沙丘
乐山大佛地区	砂岩	4	0.80	1.10	1.23	1.43	1.73	1.80	2.17	0.38	0.37	0.35	0.07	2.56	1.19	沙丘
		30	1.73	2.10	2.23	2.43	2.90	3.13	3.43	0.19	0.17	0.52	0.27	1.97	1.26	沙席
		35	1.90	2.17	2.30	2.50	2.80	2.96	3.27	0.18	0.17	0.40	0.14	2.55	1.21	沙丘
		44	2.40	2.58	2.84	3.07	3.41	3.63	4.02	0.12	0.12	0.51	0.12	1.89	1.31	丘间
		50	1.58	1.86	1.97	2.10	2.53	2.64	2.89	0.23	0.21	0.39	0.30	2.45	1.21	沙丘
宜宾地区	打儿洞组	51	2.07	2.27	2.28	2.43	2.53	2.77	3.43	0.19	0.17	0.25	0.41	3.61	1.09	沙丘
		56	1.02	2.32	2.98	3.82	4.55	4.76	5.49	0.07	0.09	1.22	-0.24	0.8	1.73	湿丘间
		77	1.87	1.97	2.11	2.30	2.60	2.86	3.43	0.20	0.18	0.43	0.34	2.41	1.19	沙丘
		78	2.10	2.24	2.33	2.43	2.67	2.98	3.44	0.19	0.17	0.37	0.50	3.12	1.13	沙丘
		92	2.17	2.33	2.43	2.53	2.79	3.13	3.63	0.17	0.19	0.40	0.50	2.91	1.13	沙丘
		93	2.11	2.25	2.30	2.43	2.56	2.61	2.89	0.19	0.18	0.18	0.09	4.68	1.09	沙丘
		95	1.73	1.97	2.13	2.34	2.57	2.67	3.13	0.20	0.19	0.35	0.04	2.68	1.17	沙丘
		96	1.89	2.12	2.20	2.33	2.53	2.70	3.17	0.20	0.19	0.29	0.30	3.24	1.12	沙丘
		98	1.83	2.23	2.37	2.53	3.07	3.30	3.68	0.17	0.15	0.54	0.34	1.85	1.28	沙席

砂粒表面均有红色铁膜包裹是本区风成砂的特征之一, 即便它们被吹入湿丘间, 与湿丘间积混在一起, 也与那些水成的(暂时水)白色透明的砂粒大不相同, 易于辨别。

在放大镜和肉眼下, 无论洗不洗去铁膜, 这些砂粒都显示为无光泽的光滑颗粒, 但在显微镜下, 特别是扫描电镜下, 则可清楚地看到粒面是粗糙的, 毛玻璃化的, 并且有无数的麻点, 还可见在强风暴中颗粒之间相互撞击留下的碟形坑(图 33)。在不少颗粒表面还常有 SiO_2 的再沉积物, 形成不规则的蛋白石。

第五节 本区古沙漠沉积构造

一、层面构造

在川南黔北白垩-第三纪红层中, 由水介质原因产生的层面构造, 如冲刷痕迹, 充填构造、波痕等, 到处可见。而由风力作用造成的波状层面偶见于乐山关子门大佛砂岩——大型交错层的底面, 波长长达 40cm, 波高仅 1.8cm, 波痕指数高达 20 以上, 波峰上常有小砾石存在(小风棱石), 波谷平滑凹形(图 34)。也见于宜宾三合毛孔坝打儿沟组的低角度交错层的顶界面, 该面在剖面上呈一波线, 波长十余厘米, 波高不到 1 厘米。界面之上为水平纹层(细砂质), 界面之下的交错层, 约厚 35cm, 顶部倾角约 15° , 近底变缓与水平而光滑的底界面相切, 说明这一交错层曾遭到较大程度的风蚀, 残存不多。在水平底界面之下则为高角度的交错层(29°)纹层伏于其下。上述波形界面均为风蚀界面, 高指数波痕是风力作用的特点。

打儿沟组和大佛砂岩的大—巨型交错层组的绝大多数界面为水平削切面。乐山市岷江东岸夜景旅馆大佛砂岩中自然剖面的水平削切面十分发育(图 35), 简直就像前述现代风成沉积所列举的 Stokes 为说明水平削切面作用原理的理想化图一样(参见图 16)。这种由沙丘交错层受古潜水面保护和被风吹蚀双重作用造成的风成环境的特征界面在川南黔北白垩-第三纪风成系统中到处可见(图 3、6、7、11、35 等)。这种界面的特点是平直、光滑、上下均无泥屑、泥片, 更无冲刷槽坑; 或为交错层与交错层在此接触, 此时界面之上纹层平缓吻合, 界线之下纹层以高角度相交; 或为交错层与水平层在此接触, 此时如果界面之上为交错层则界面上下似乎平行, 如果界面之上为水平层(下为交错层)则

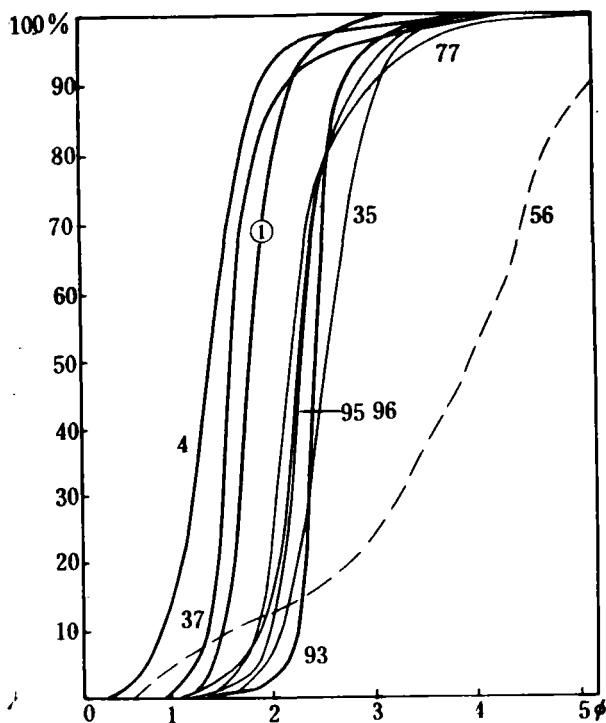


图 29 部分样品累计曲线图

(图内数字为样品号码)

Fig. 29 Plot of grain-size cumulative curves*
for some samples

界面与下伏层高角度相交。

干裂、雨痕等层面构造偶见于乐山任家坝和石龙等地的大佛砂岩所夹丘间沉积的泥质薄层或粉砂质条带的层面上(图52)。

生物作用可以在层面上留下特殊痕迹。峨眉川主乡夹关组中部砂岩层面上留下的恐龙足印,就是一个例子,它说明夹关组沉积的早中期沉积物是暴露在大气之中的(图5)。

二、层理类型

不同的学者从不同的角度出发,有各种不同的层理分类,包括形态层理类型和成因层理类型,多种多样。对于沙漠沉积来说,按理几乎所有的层理类型或多或少都能见到。因为从沙丘、丘间和丘外统一来看,风成、水成都有。但作为课题研究重点,还是风成,故着重讨论与此有关部分。

(一) 交错层理

本文的交错层理是广义的。无论是一般所谓的斜层理或单斜层理(simple cross-bedding),还是鱼刺状或人字形交错层理(herringbone cross-bedding)、板状交错层理(planar cross-bedding)、楔状交错层理(wedge-shaped cross-bedding)或槽状交错层理(trough cross-bedding)都称为交错层理。只要是一个层(bed)内部的纹层(laminae)与层面(bedding-surface)斜交,就形成了交错层理。由于发生

交错层理的层的单位级别不同,或者层所处位置不同,或者层面形状不同,或动力条件有所差异,才出现了不同状态的交错层理类型,在一定程度上也反映了不同的成因。交错层理是本研究区最常见和最重要的层理类型,特别是大型—巨型的、板状或板-楔状的,对于沙丘的识别起着重要的作用。

1. 大型板状-楔状交错层理

(1) 大型板状单斜层理 本区常见大型-巨型的单斜层夹于水平层或波状层之间,多为平板状,巨厚(1至数米或超过10m),前积层上端与上覆层底面高角度相交(22—30°),下端与下伏层顶面相切,前积纹层的微凹面向上。它反映出一次沙丘推移过程和被吹蚀的残留记载(图7、图36E层),其厚度为残厚。这种单斜层在大佛砂岩中常见其在横向上稳定延展很远,达数十至100m以上。而宜宾三合则见其展延500m以远,厚度约8m(图6)。这说明当时沙丘受着稳定的单向风力作用,沉积区地势平坦,地下水面平稳,才与风力吹蚀作用相结合切削出平直

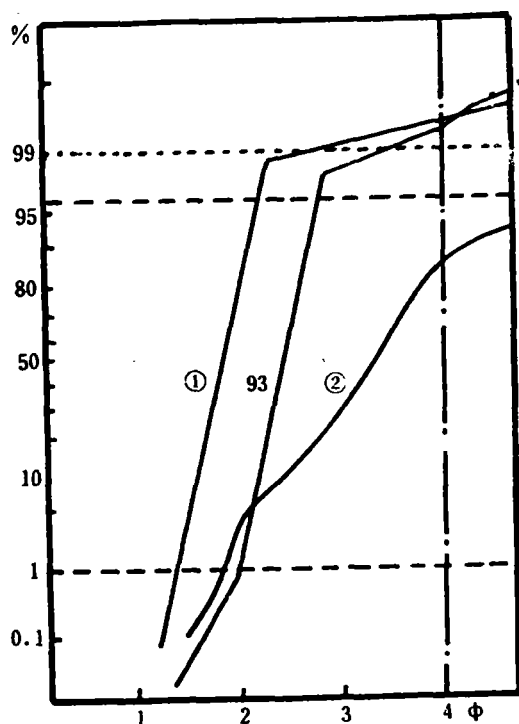


图30 本区古沙丘砂与甘肃敦煌和美国的沙丘沙概率分布累计曲线比较图。

Fig. 30 Comparison of probability cumulative curves for dunes in the study area with Dunhuang of Gansu and Arizona of U.S.A.

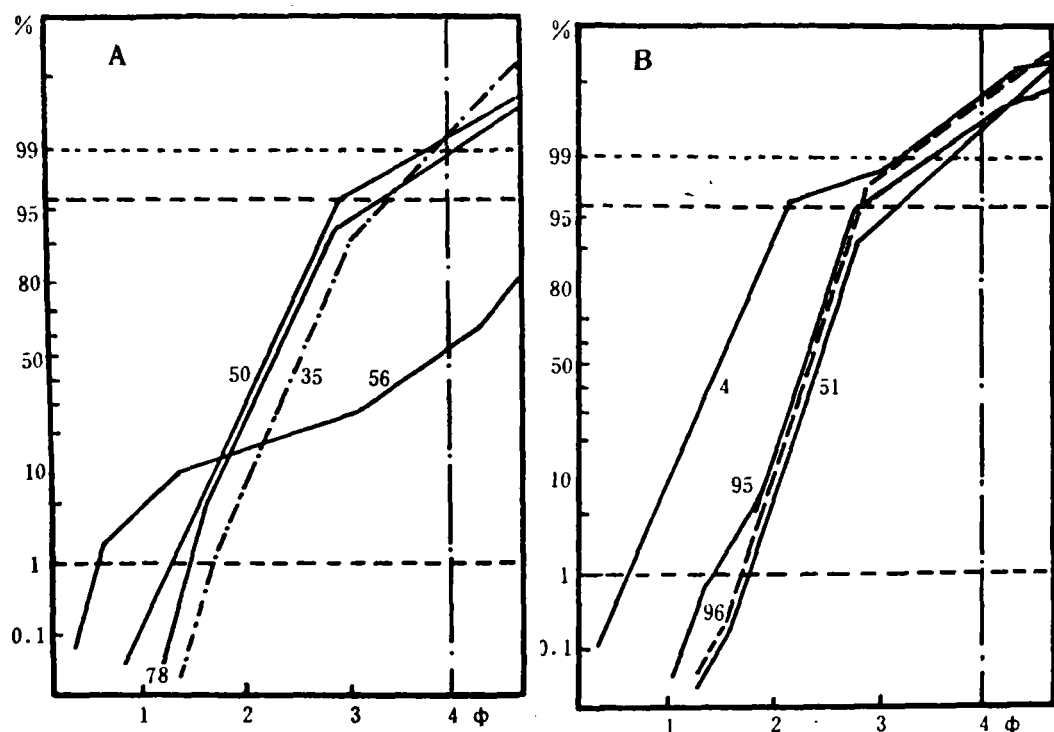


图 31 部分样品的粒度分布对数概率累积曲线图

4-乐山关子门大佛砂岩; 35-乐山大佛寺大佛砂岩; 50-乐山石龙大佛砂岩;
51、56、75-宜宾三合打儿函组; 85、96-宜宾柳嘉乡柳嘉组

Fig. 31 Plots of log-probability curves for grain size distribution of some samples

的平板状的交错层的单斜单层。

(2) **大型板状单斜层组** 由两个或两个以上的大型单斜层重叠而成大型单斜层组 (图 36 中的 B+C 层), 反映着几次风力方向相同或基本相同的情况下, 沙丘在同一地区的多次水平削切面上运移的叠覆过程。这种层组在本区屡有所见, 乐山市岷江东岸夜景旅馆大佛砂岩剖面的南段则出现有三个以上的大型单斜层的重叠 (图 35 中 C、E、G 三层的右岸)。

关于大型板状单斜层理或板状交错层组, 从上述夜景旅馆的剖面可以得到一个启示: 一个层在某些位置是板状的 (如图 35 中 C 层和 E 层的南部), 到了另一位置它又可以变成楔状的 (如图 35 中 C 层和 E 层的北部), 楔状的或板状的单层不同的位置可以重叠成单斜层组; 也可以与别的斜层构成交错层组乃至人字形交错层 (图 35)。

(3) **大型楔状交错层** 如前所述, 楔状交错层在沙丘沉积中是特殊部位的产物, 是上下间界面有交角的几何形态呈楔状的交错层。其成因是多方面的。有的是由于背风坡爬升沙波造成的; 有的是整个沙丘向一个斜坡爬升造成的; 还有的是由于崩塌方向改变造成的, 等等。频繁的楔状交错层的出现, 往往代表着风向的多变和当时潜水面极低, 水平削切面不发育, 从而让新的沙丘能在未能削切的老沙丘的斜坡上爬升 (图 37)。楔状交错层在本区宜宾柳嘉的第三系柳嘉组中比较普遍, 而白垩系的打儿函组和大佛砂岩中相对较少。

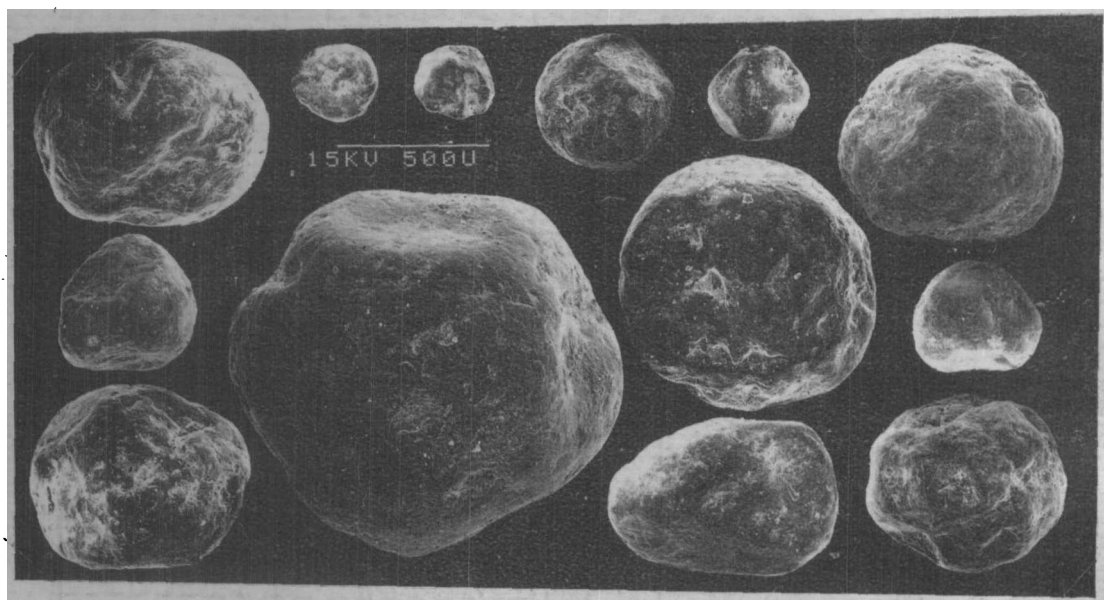


图 32. 乐山地区大佛砂岩不同粒径风成砂的磨圆度
Fig. 32 Roundness of the eolians and of different grain sizes
from Dafo Sandstones in Leshan, Sichuan

(4) **大-巨型板-楔状交错层** 对于风成砂岩来说, 大-巨型板-楔状交错层理是一个很好的术语, 一则因为大-巨型和板状是风成交错层的重要特点; 二则因为板状在不同部位可变为楔状; 三则因为无论单斜单层还是其他交错层都可以包括在板-楔状交错层理发生的层或层组之内。这个涵义下的交错层, 在本研究区的风成系统中到处可见, 或为单层, 或为层组, 或为

复合层组。

一般单层厚 2m 许, 少数小于此厚, 厚度在 8-10m 及其以上的单层亦不罕见 (图 3、6、11、12), 乐山关子门的厚达 15m。中间不含水平削切面的仅是风向变化

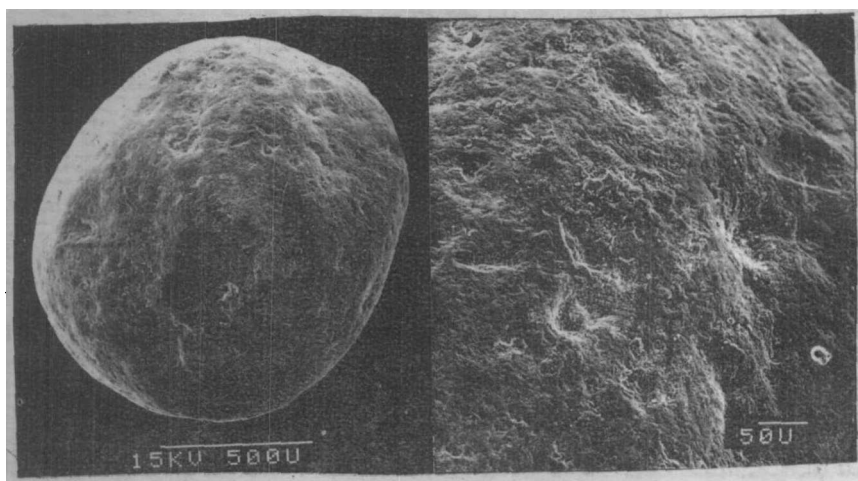


图 33. 乐山马家湾大佛砂岩风成砂粒电镜扫描照片
Fig. 33 Scanning electron micrographs of the eolian sand
from Dafo Sandstones in Majiawan, Leshan, Sichuan

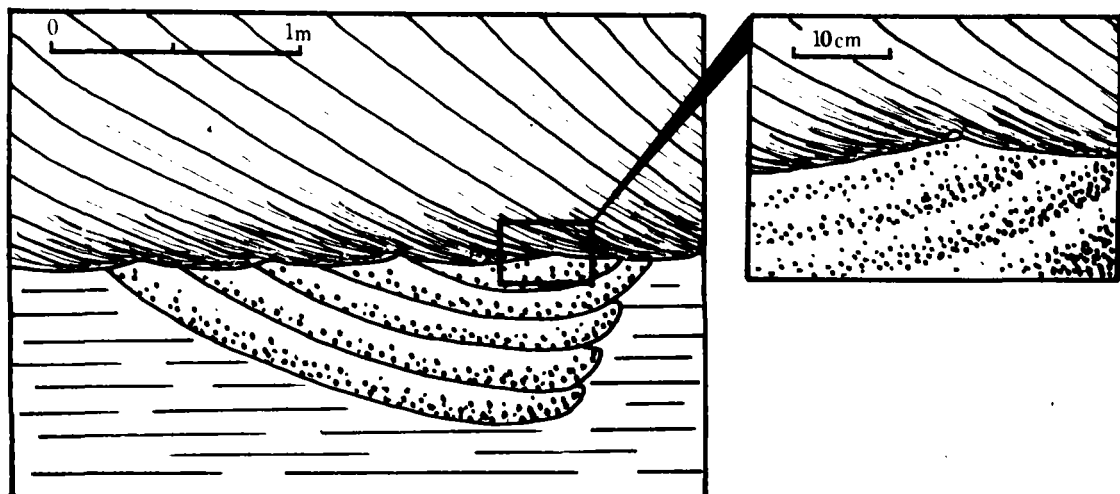


图 34. 乐山关子门大佛砂岩交错层底界面略图

Fig. 34 Sketch showing the lower bounding surfaces of the cross-beds from

Dafo Sandstones in Guanzimen, Leshan, Sichuan

或是不同时期的沙丘叠复而成的交错层组，有的厚达 35m (图 38)。

2. 大型槽状交错层理

一般情况下，槽状交错层是水成环境的产物，但非绝然，在个别情况下，风积充填风蚀槽或其他槽状地形也可形成；新沙丘在两个老沙丘交接处的凹槽处也可产生。但在观察槽状交错层理时应注意观察其全貌，以免被一些假象所迷惑。如由于观察剖面所处的三度空间位置的不同，有时可在板-楔状交错层中见到槽状交错层的假象。大型槽状交错层在本区虽属罕见，但并非全无。乐山凌云寺党校旁的大佛砂岩剖面上就可以看到，乐山石龙也见过类似的情况。它们规模巨大（数米以上），交错层内及其上下均无冲刷痕迹，无泥屑泥

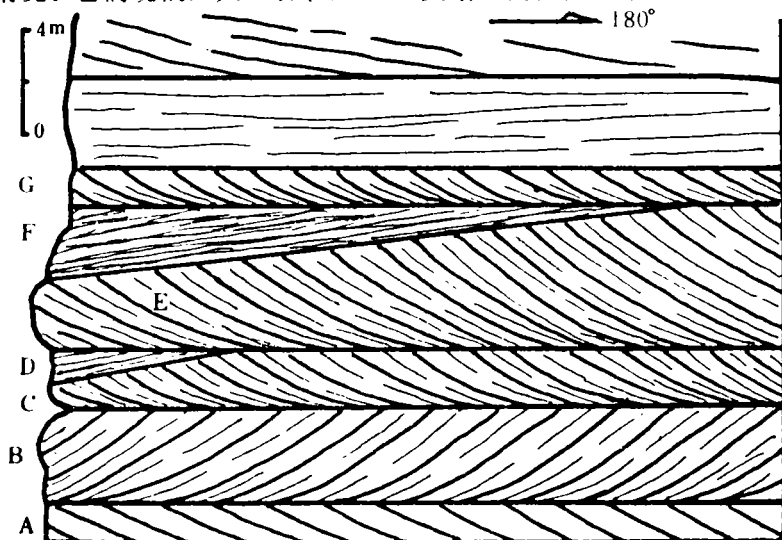


图 35. 乐山市夜景旅馆大佛砂岩中的水平削切面素描图。

Fig. 35 Sketch showing horizontal truncation surfaces in Dafo Sandstones of Yejing Hotel in Leshan, Sichuan

片,砂岩颗粒的分选性好,其石英颗粒表面呈毛玻璃化,并有铁膜色裹,易和水成槽状交错层理相区分。

(二) 水平层理

如前面现代沙漠沉积的分析,水平层理不仅存在于湿丘间和湿丘外的水成砂、泥岩,也广泛存在于沙漠环境中的沙席和其他干丘间或干丘外沉积中。本区沙漠沉积的下伏层和上覆层自然发育水平层理,但在风成系统中,甚至在沙丘沉积内也存在水平层理(图39)。这当然也不奇怪,Reineck and Singh (1975)曾指出水平纹层状砂也有风成的,他们列出了新墨西哥怀特砂岩沙丘交错层顶上总是盖以薄层水平纹层的照片,在向风坡、两翼和靠近沙丘的脊顶以及丘间地区,通常都可以见到水平层理,在沙席中也常见。本区沙丘交错层的上下或其间也经常可以见到水平层理。但有的情况下还因为剖面切割方向问题,如果转一个方位,水平层又变成交错层了,这一点是应当注意的,不能因此假象的出现就感到水平层理太普遍,进而否定沙漠沉积的存在。本区风成水平层理主要是由于颗粒降落的垂向加积作用和沙波推移作用造成的。前者纹层不太显著,粒序不太清楚,不易辨认;后者纹层显著,粒序清楚(主要是反粒序),很具特征,且具有a型和b型之分。a型和b型水平层理反映了沙在风的作用下沙波推移的痕迹。a型代表风速均匀,沙波推移之后所留下的厚度均一的纹层;而b型是由于风速不均,沙波被埋藏下来,因而纹层不连续(图40)。

三、准同生变形构造

属于风成砂岩的准同生变形构造,在打儿函组、大佛砂岩和柳嘉组中比较普遍。例如乐山石龙大佛砂岩中的大型交错层(即沙丘的前积层)的褶皱变形,使纹层产生了复杂的弯曲,酷似美国犹他州石炭二叠纪风成韦伯(Weber)砂岩的风成变型构造。乐山肉联厂后坡大佛砂岩交错层个别前积纹层的变形也显示出风成砂丘由于粘滞作用和压性崩塌造成的

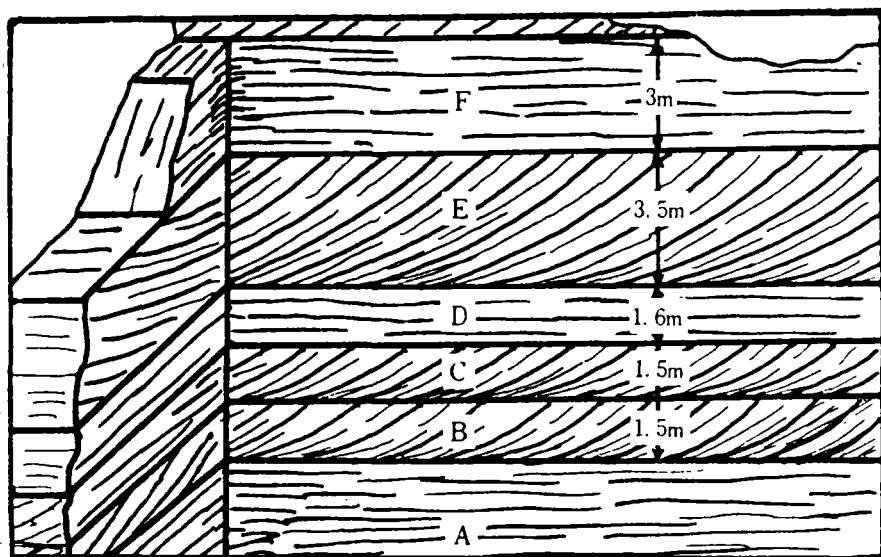


图 36. 乐山任家坝大佛砂岩大型单斜层理

Fig. 36 Sketch showing large-scale monoclinical bedding in Dafo Sandstones in Renjiaba, Leshan, Sichuan

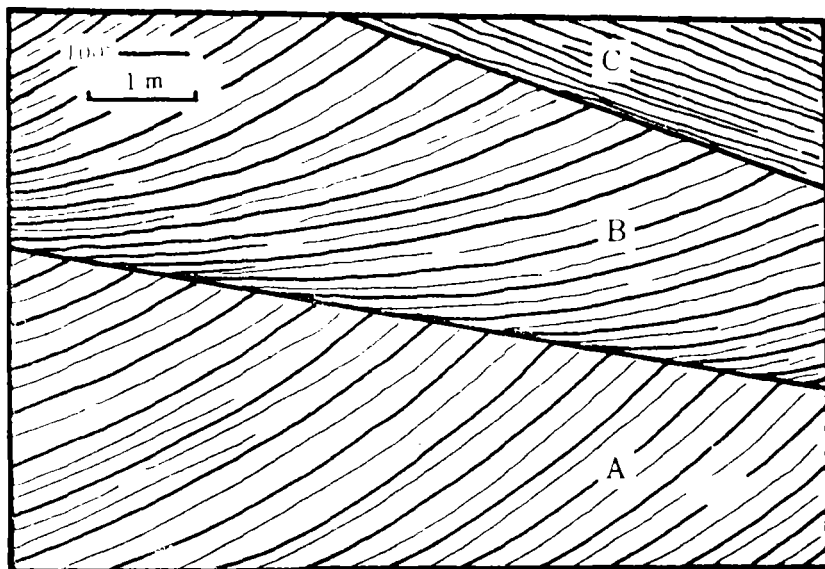


图 37. 宜宾柳嘉场柳嘉组大型楔状交错层

Fig. 37 Sketch showing large-scale wedge-shaped cross-bedding in the Liujia Formation in Yibin, Sichuan

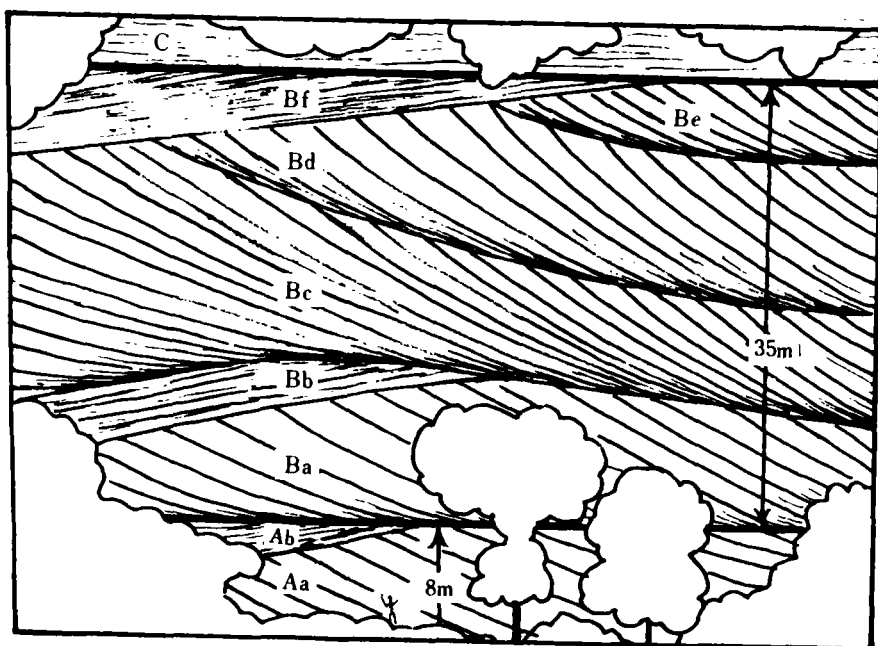


图 38. 乐山马家湾大佛砂岩巨型交错层

Fig. 38 Large-scale cross-beds of Dafo Sandstones in Majiawan, Leshan, Sichuan

特有的变形构造。上述变形构造的形成原理是：干燥松散的沙丘表面，由于露水、霜等作用，使其具有一定的粘性，因而具有一定的塑性和脆性，而下层干燥沙还是流沙，在重力作用下，沿滑落面进行差异运动或崩塌运动而形成。类型上可分为张性和压性两类。这是

当时砂体暴露于大气中的良好证据。在水介质中是不太可能形成这种构造的。乐山马家湾的大佛砂岩则见有生物扰动作用造成的准同生变形构造(图 41)。在这个构造中,已沉积的风砂在重力和粘滞作用下已经成层,掘穴动物潜入扰动后,引起内部的局部垮塌,产生圆形变形。动物通过这个圆的近中部时,其下部受压变弯,局部折断;动物通过之后,空洞之上的沙层下移产生褶曲,局部折断。此过程中动物通过此时压力和通过后的张力,都是从通过处向周围减弱,故形成了一个近乎等径的圆形变形构造。

四、构造综述

各种沉积构造在本区沉积物中不是孤立的,而是按一定规律组合在一起的。它反映了沙丘乃至沙漠的动态平衡史。在不同的地区和沙丘的不同部位,不同的沉积构造组合将沉积物构成不同的序列。现以乐山肉联厂后马家湾后山剖面为例进行综述(图 38)。该剖面有一个残厚大于 43m 的沙丘交错层组。就层组而言,是巨型平板状的,其上下界面呈水平产出,是两期地下水

面保护和风力吹蚀作用相互结合而形成的水平削切面,为一级界面,它们间隔着三个时期的风积物(图 38 中的 A、B、C)。其中,第一个时期的沉积为一次沙丘推进的产物,Aa 为背风坡高角度大型交错层(未见底,厚 8m),Ab 为迎风坡的顶积层。可以看出,当时的风向是由左向



图 39. 乐山马家湾大佛砂岩中的水平层理

Fig. 39 Horizontal bedding in Dafo sandstones in Majiawan, Leshan, Sichuan

右。在风的作用下,先形成的前积层受到风蚀改造,随同从风中降落的沙粒以沙波的形式不断地向丘顶运移,部分砂粒跃过背风面而降落在丘间或前一个沙丘上,而大部分砂则不断地堆积在丘脊上,当超过休止角时,向背风坡滑落,形成了前积层。因此,顶积是极不易被保存下来的。就全区而言,顶积沉积较为少见。其原始产状是低角度而不是水平的,内部纹层是连续或不连续的(a型或b型)“平行层理”,即前面所谓的水平层理,从图 38 中可以想象,当沙丘处于图中所示状态时,整个区域处于剥蚀状态。由于当时潜水面上升,风蚀作用仅把潜水面之上的沙丘部分搬走,而留下了现在看到的残体。由于潜水面保护作用形成的界面一般规模大,平直,基本水平,具区域性和阶段性,属于一级界面。图中B层总体上代表着A/B之间界面形成之后的又一期沙丘沉积,但其内部情况却有所不同。首先Ba和Bb构成了一个沙丘组合,Ba为前积,Bb为顶积。形成机制同A层,它是在广阔的侵蚀面上迁移的。Bc、Bd、Be、Bf则构成另一个沙丘组合,其中Bc、Bd、Be为前积,Bf为顶

积。该沙丘是建立在一个波浪起伏的侵蚀面上, 这种界面一般不很稳定, 显示出风力蚀余地貌特点, 它和一级界面不同, 规模不大, 波状, 没有潜水面的保护作用, 不具区域性, 但它却代表另一期沙丘的迁移活动, 应属二级界面。Bd、Be 和 Be 同属一个沙丘, 其中 Bd/Be 和 Be/Bd 的界面是由于前积沙流崩落方向改变或由于和盛行风垂交或斜交的风对背风坡侵蚀所造成的。它们属于沙丘内部的界面, 为三级界面。当然, 顶积和前积之间的界面也属三级界面。另外, 由于粘结和崩塌差异, 在交错层组内还可见到更小的界面。除了沉积构造外, 还可见到反映生物活动的痕迹, 以及局部沙体下滑形成的张、压变形构造。上述沙丘沉积后, 由于潜水面的再度上升, 风蚀作用使侵蚀面趋于水平, 形成了又一个一级界面 (C/B 界面)。覆于其上的是另一期风成沉积。在图示剖面上显示为水平层理, 实际上当剖面旋转 90° 后, 呈现的仍然是交错层理。那是风向偏转所造成的结果。

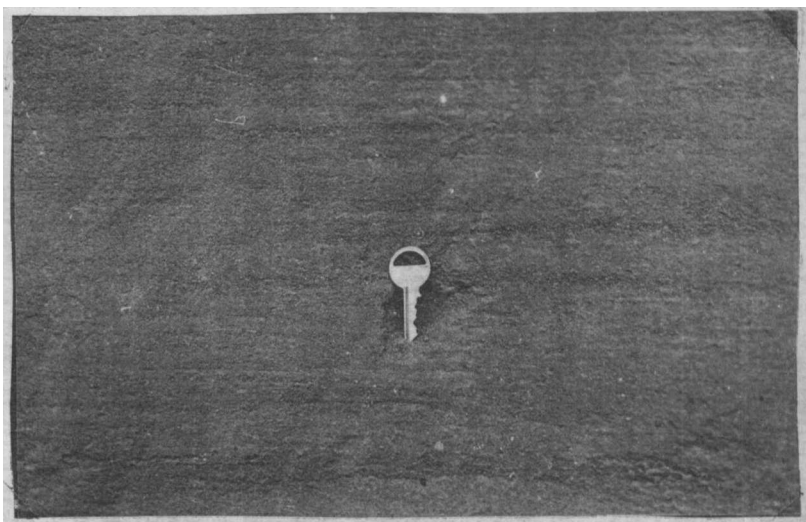


图 40. 宜宾柳嘉场柳嘉组水平层理, 显 b 型不连续的粗颗粒沉积。

Fig. 40 Horizontal bedding in the Liulia Formation in Yibin, Sichuan, showing the discontinuous b-type coarse-grained deposits

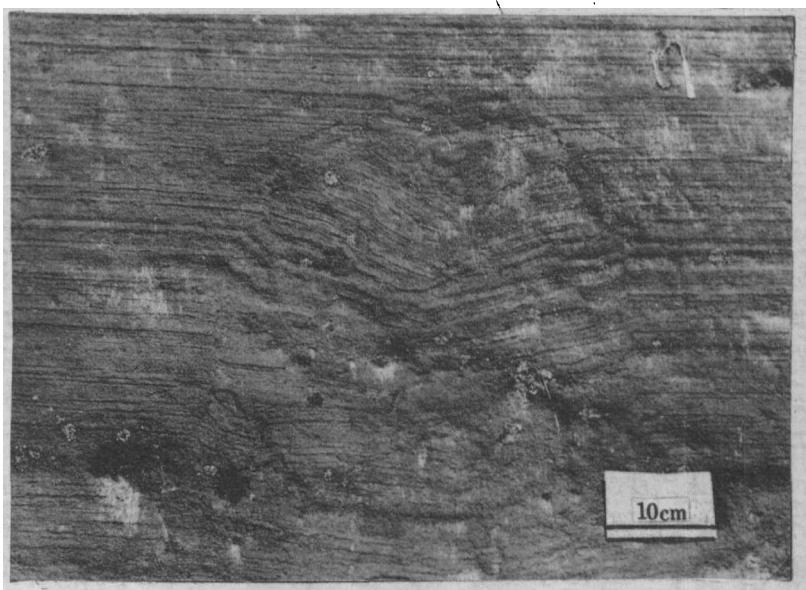


图 41. 乐山马家湾大佛砂岩准同时变形构造 (与生物扰动作用有关)

Fig. 41 Penecontemporaneous deformational structures related to bioturbation in Dafo Sandstones in Majiawan, Leshan, Sichuan

上述沙丘沉积后, 由于潜水面的再度上升, 风蚀作用使侵蚀面趋于水平, 形成了又一个一级界面 (C/B 界面)。覆于其上的是另一期风成沉积。在图示剖面上显示为水平层理, 实际上当剖面旋转 90° 后, 呈现的仍然是交错层理。那是风向偏转所造成的结果。