由国家自然科学基金资助（批准号：49572113；40372064）

中国白垩纪沙漠及气候

江新胜　潘忠习　著

地质出版社
·北　京·

需要全本请访问 www.ertongbook.com

内 容 提 要

本书以塔里木盆地、鄂尔多斯盆地、四川盆地、思茅盆地、江汉盆地、常桃盆地和苏北盆地为重点研究对象，采用沉积学与大气科学相结合的方法，以大气环流和气候带的关系为纽带，从沙漠的可知性出发，研究了中国白垩纪沙漠的沉积体系、时空分布及其控制因素，探讨了当时大气环流性质和气候特征，重点讨论了白垩纪大气环流样式、大气环流强度和气候的非均一性，为研究温室效应下气候变化提供了直接的地质证据。同时，还对沙漠体系划分进行了讨论，对重要的沉积类型进行了研究，在一定程度上拓宽了中国沉积学研究的范畴。本书对中国现代沙漠的研究具有一定的借鉴作用。

本书可供沉积地质及沙漠方面的研究、教学人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

中国白垩纪沙漠及气候/江新胜等著. —北京：地质出版社，2005.12
ISBN 7-116-04660-7

Ⅰ.中… Ⅱ.江… Ⅲ.①白垩纪—沙漠—研究—中国②白垩纪—古气候—研究—中国 Ⅳ.P534.53

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2005）第 125336 号

责任编辑：徐建峨 白 铁
责任校对：王素荣
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083
电 话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324579（编辑室）
网 址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传 真：（010）82310759
印 刷：北京印刷学院实习工厂
开 本：787mm×1092mm 1/16
印 张：7.75 图版：11
字 数：200 千字
印 数：1—700 册
版 次：2005 年 12 月北京第一版·第一次印刷
定 价：40.00 元
ISBN 7-116-04660-7/P·2620
审 图 号：GS（2005）1133 号

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社出版处负责调换）

绪　　论

沙漠是人类的敌人（破坏性），也是人类的朋友（含矿性），又是历史的见证（可考性）。因此开展沙漠研究，既可以找到防治沙害的途径，又可以指导矿产的勘探（主要是油、气、水和盐类矿产），还可以从中找到许多关于地球演化历史的信息，其意义是不言而喻的。本书从沙漠的可考性出发，以中国白垩纪沙漠为研究对象，探讨其形成、发展及其古气候状态，进而讨论白垩纪全球变化的热点问题。

白垩纪是地史中距今最近的温室效应活动期，是了解温室效应气候状态的最佳时代。有迹象表明，新的活动期正在向我们逼近，了解未来温室效应活动期的气候变化迫在眉睫。气候变化的实质是大气环流的变化，气候带变迁的根本即大气环流带的漂变。因此，了解当时的大气环流性质成了关键。目前，关于大气环流的性质主要有两种观点（Barron and Washington，1982a；Crowley and North，1991）：一种是根据海相沉积物、生物群、地球化学等推测出来的传统观点；另一种是根据海陆分布、地质记录和大气物理等所模拟的观点。两种观点在许多方面大相径庭：①传统观点认为温室效应会导致大气环流的“呆滞”（sluggish），强度因此而减弱，而模拟结果则表明不仅不会产生“呆滞”，而且还会有所增强；②传统观点认为温室效应将使大气环流带北移，而模拟结果则表明大气环流带（以副热高压带为主要标志）向南移动（北半球），特提斯洋北岸正好处于西风带位置；③传统观点认为特提斯海洋流方向应是由东向西，模拟结果却是由西向东；④传统观点认为在温室效应状态下，气候是温暖均一的，而模拟结果认为气候是不均一的。另外，由于青藏高原对东亚季风环流样式的控制作用显而易见，因此人们推断青藏高原隆起前应为行星环流，但仅停留在模拟或推理阶段，尚未得到环流的直接证据。产生上述分歧的症结是未找到大陆内部的环流流向和强度的记录，而沙漠的存在本身即可证明当时大气环流强度并未减弱，所保存的风向信息恰可推断洋流流向，沙漠带和风带迁移与否就能说明大气环流带的迁移与否，沙漠的旋回性和水循环的周期性正好可以判别气候的非均一性，古风带的恢复正好能够重建青藏高原隆起前的大气环流样式。然而，白垩纪是个全面海侵的时代，陆地面积减少了20%（Crowley and North，1991）。陆相沉积尚且稀少，沙漠沉积就更加难得了。所幸中国存有大量白垩纪沙漠沉积（江新胜等，1992；齐骅等，1993；陈荣林等，1982），对该期沙漠开展研究将有助于解决上述问题。

20世纪80年代以前，由于我国白垩纪沙漠沉积常和水成沉积交互出现，曾被定为河流、湖泊沉积。80年代初，人们开始认识到中国白垩纪沙漠的存在。最初的研究主要集中在寻找白垩纪沙漠存在的证据，而且主要限于沙丘沉积的识别上（江新胜等，1992；齐骅等，1993；陈荣林等，1982；张川波等，1983），并未将其作为一个体系来研究。但是这些基础性的工作为后来的较高层次的研究打下了良好的基础。其后的研究不仅将白垩纪沙漠作为一个沉积体系来研究，加深对沙漠沉积类型、发育和发展的系统认识，而且还将白垩纪沙漠放到全球系统去研究（江新胜等，1996，1999a；Jiang Xinsheng et al.，

1997；李思田等，1996；齐骅等，1996；董光荣等，1995；潘忠习等，1999；李孝泽等，1999)。结果表明，中国白垩纪沙漠位于北半球中低纬度区，呈东西向带状分布，为白垩纪北半球中低纬度热带、亚热带沙漠带的重要组成部分。同时，开始运用沙漠的风向标志对古风带与大气环流样式进行恢复，并与青藏高原隆升作用相联系，得出了青藏高原隆起前在东亚地区为行星风系控制，北为西风环流，南为东北信风环流的初步结论，并讨论了季风存在的可能性及大气环流强度，初步认为当时存在季风环流，在温室效应状态下大气环流不会产生“呆滞”(江新胜等，1999a，2000a，b；Jiang Xinsheng et al.，2000)。

研究发现，早在中侏罗世，辽宁即已出现过沙漠沉积（张川波等，1983)，然后依次为鄂尔多斯盆地（K_1）（齐骅等，1993)、四川盆地（K_1^2）（江新胜等，1992)、江汉盆地（K_2^1）(江新胜等，1992)、苏南盆地（K_2^2）（陈荣林等，1982）等，反映出沙漠带由北向南、由西及东变迁的规律（江新胜等，1996)。现代沙漠是和干旱带紧密相关的，沙漠带的变迁必然反映干旱带的迁移，白垩纪沙漠也是如此。气候变化的表现就是气候带的漂变。漂变周期有长短之分，代表气候变化的快慢，短周期的漂变即为灾变性气候变化。漂变又有绝对与相对之别，前者代表陆地静止状态下气候带的移动，后者代表大陆漂移(南北向）而气候带静止状态下相对的运动。因此，沙漠带的变迁是可以反映干旱气候带的漂变的。

综上所述，白垩纪沙漠研究具有极高的科学价值。然而这一研究才初见端倪，有些尚欠系统，有些有待总结、充实和完善。笔者长期以来一直进行着白垩纪沙漠方面的研究，试图通过进一步研究和总结，使前述研究向前进一步。

本次研究的目标有两个：基础性目标——沙漠的时空分布；推论性目标——沙漠分布规律、干旱带漂变和白垩纪气候的非均一性。

沙漠的时空分布不仅是本次研究的基础，而且还是一切沙漠研究的基础。只有搞清了时空分布，才能总结出沙漠的分布变迁规律，大气环流性质和古气候变化等高层次研究才能得以实现。沙漠的时空分布是客观的，只要认真识别是可以达到目的的。

空间分布的研究内容有以下几个方面：①确定沙漠的存在，首先要和非沙漠的风成环境（如滨岸沙丘、河谷沙丘等）区别开来，再根据沙漠沉积物的特点和水成沉积区别开来，并研究两者之间的关系，最后确定沙漠沉积物类型（如岩漠，砾漠，沙漠等）及其相互之间的关系；②沙漠的地理分布，即现今在全国白垩纪地层中的分布状况，以前人地层资料为线索，分主次进行野外观察，判明分布情况；③沙漠的古地理分布，即白垩纪沙漠所处的古纬度、古风带、古气候带的位置，主要通过古地磁、盛行风性质、孢粉分析和沉积物研究来判别。

时间分布的研究内容有以下几个方面：①各个盆地沙漠的期次和起止时间；②沙漠各亚相的变化时间；③相对和绝对年龄的确定；④沙漠间的时间对比；⑤国际对比。

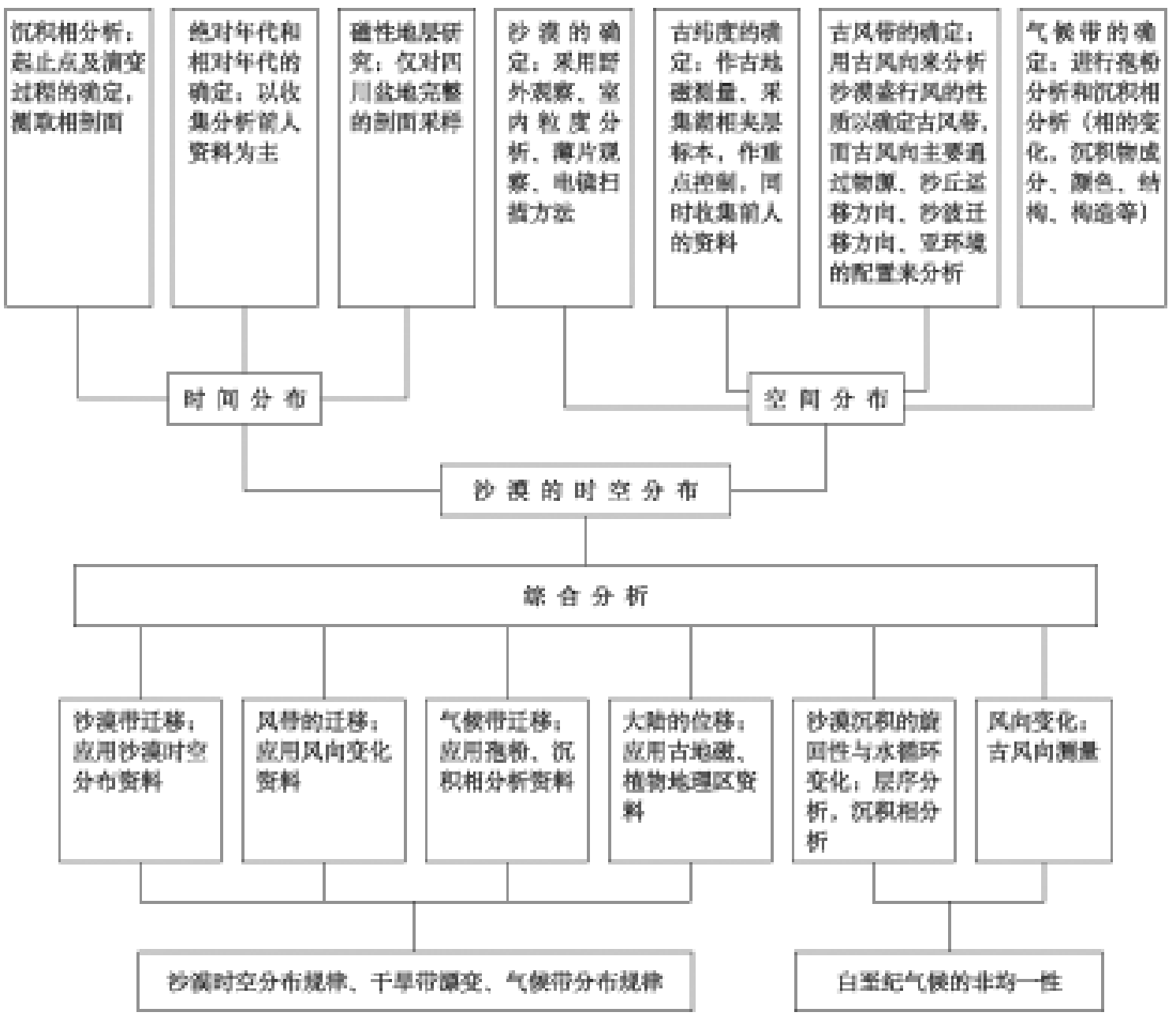
实现上述目标拟解决的关键问题是沙漠沉积的年代确定，只有准确地确定年代，其他研究才有意义。本次研究主要采取生物地层学、同位素年代学和磁性地层学三种手段。生物地层学和同位素年代学主要借鉴前人资料，磁性地层学仅在四川盆地进行。

沙漠的分布规律和干旱带漂变是建立在沙漠时空分布基础上的，笔者将采用和现代类比的方法来研究。具体的内容包括：①沙漠带迁移与否——主要根据沙漠发生、消亡的时间和地点变化来判断；②风带迁移与否——根据风向矢量变化规律、盛行风性质的变化来

判断；③干旱带迁移与否——根据孢粉分析和沉积相的横向变化来判别；④大陆位移与否——利用古地磁、古植物区系来判断。本书拟解决的关键问题是时空分布规律，至于漂变的成因，限于许多客观问题，仅据前人的各种观点作一般分析；本书还根据沙漠沉积的旋回性、水循环的变化、风向变化等，论述白垩纪气候的非均一性。

本书采取野外实测和综合前人资料并举、基础研究和理论探讨相结合的方针，以四川、鄂尔多斯、江汉、苏北和塔里木盆地为主攻区域，以我国东南地区作为重点查找区域，而其他区域均作一般的普查；在研究层位上，以白垩纪地层为主，兼顾邻近时代的地层。

为了简便起见，将研究方法、路线和方案归纳成如下流程图：



本书以国家自然科学基金项目“中国白垩纪沙漠的变迁与干旱带漂变”和“青藏高原隆起前东亚白垩纪大气环流样式研究”（批准号：49572113；40372064）为依托，反映了笔者多年来对中国白垩纪沙漠研究的总结。

在此，要特别感谢刘宝碧院士和潘桂棠研究员，感谢颜仰基、陈智梁、李玉文、王剑、李兴振、曾允孚、王成善、刘家铎、陈洪德、田景春、郑荣才、黄思静、李勇、李祥辉和施泽进等人的支持和帮助，还要感谢徐金沙、吴剑、孙燕鸣和田嘉林在电镜扫描、文章排版、制图过程中提供的帮助。

需要全本请访问 www.ertongbook.com

目　　录

绪　论
第一章　沙漠的形成、沉积环境与动力体系 …… (1)
　第一节　盛行风与热沙漠的形成 …… (1)
　第二节　风力地质作用 …… (2)
　第三节　沙漠的沉积环境体系 …… (4)
　第四节　沙漠环境的动力体系 …… (11)
第二章　中国白垩纪沙漠沉积特征 …… (13)
　第一节　古地理背景 …… (13)
　第二节　沙丘沉积特征 …… (14)
　第三节　丘间沉积特征 …… (25)
　第四节　旱谷沉积特征 …… (27)
　第五节　戈壁沉积特征 …… (28)
第三章　中国白垩纪沙漠的时空分布 …… (35)
　第一节　广义沙漠与狭义沙漠 …… (35)
　第二节　中国白垩纪沙漠的时空分布 …… (35)
第四章　风向记录与古风带恢复 …… (44)
　第一节　地表风带及其在地表的烙印 …… (44)
　第二节　风向记录的类型、可靠性和研究方法 …… (47)
　第三节　典型盆地风向变化趋势及其风带恢复 …… (50)
第五章　白垩纪大气环流格局 …… (57)
　第一节　青藏高原隆起前大气环流格局的地质记录 …… (57)
　第二节　古东亚季风存在的可能性 …… (60)
　第三节　白垩纪东亚大气环流格局 …… (62)
第六章　白垩纪大气环流强度 …… (63)
　第一节　沙丘沙粒度和风速的关系 …… (63)
　第二节　地表风速和大气环流强度的关系 …… (64)
　第三节　白垩纪大气环流强度的估计 …… (65)
第七章　白垩纪气候的非均一性 …… (67)
　第一节　“ 均一论 ”的提出 …… (67)
　第二节　气候模拟对“ 均一论 ”的挑战 …… (68)
　第三节　“ 非均一论 ”的证据 …… (70)
　第四节　沙漠沉积旋回性与气候的非均一性 …… (72)
　第五节　沙漠湖沉积旋回性与白垩纪气候的非均一性 …… (79)

第六节　风向变化与白垩纪气候的非均一性 …… (82)
第七节　结论 …… (82)
第八章　沙漠带的变迁与干旱带的漂变 …… (85)
第一节　沙漠带的变迁 …… (85)
第二节　干旱带的漂变 …… (86)
第九章　中国白垩纪气候带的划分 …… (89)
第一节　气候带划分基础 …… (89)
第二节　气候带划分现状 …… (91)
第三节　气候带划分的大气环流证据 …… (94)
第四节　气候意义 …… (95)
第五节　存在问题 …… (95)
结束语 …… (97)
参考文献 …… (101)
图版说明及图版 …… (106)

第一章　沙漠的形成、沉积环境与动力体系

第一节　盛行风与热沙漠的形成

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。

众所周知，由于地球表面接受太阳辐射量是随纬度变化的（赤道最高，两极最低），因而就产生了纬向温差，使大气环流形成一个简单的环流，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 °。在中纬度形成了西风，它的形成阻挡了纬向气流的逾越。同时，由于热气流在运移过程中逐步冷却、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 3 个环流圈（图 1-1）。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。

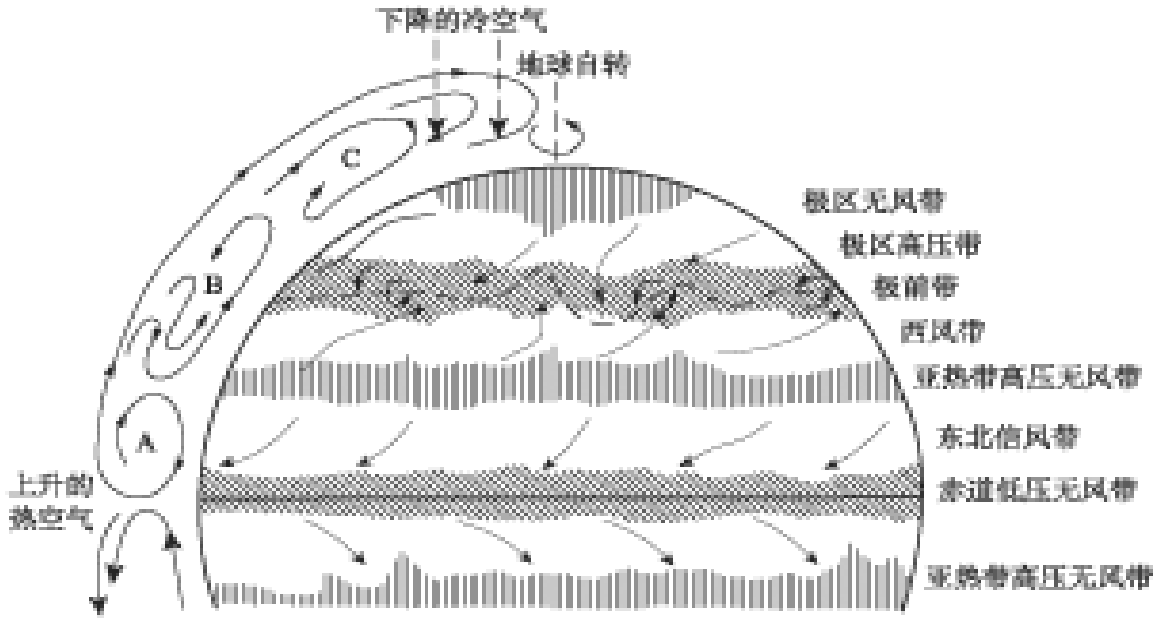


图 1-1　北半球的风带分布图

（据 Reineck and Singh, 1975）

地球上还存在着另一种盛行风——季风（monsoon），它是由海-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，陆地温度低，海洋温度相对较高，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是气候、地形和水。

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。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，因为这里有辐合上升气流，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这些区域中。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，北美石炭纪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，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着隔绝的作用。当温暖潮湿的盛行风吹向山岭时，由于地形的阻挡而沿山坡上升，在此期间空气以湿绝热率（大约5℃/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。而空气在背风坡下降时，以干绝热率（10℃/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，使之有利于沙漠的发展。另外，盆地内部地形起伏对沙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，而海水在海退时也可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地发展。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，导致沙漠消亡。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止。这是由于在长期的干旱条件下，风蚀作用的结果可产生戈壁滩（或称砾石铺盖）（gravel pavement），它对下伏细粒物质起保护作用，致使供沙量减少、耗尽，除非平衡被新的冲积系统打破，才能有新的物源出现。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，径流湍急，常形成洪暴，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。笔者曾对新疆准噶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。

第二节　风力地质作用

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

风对沉积物的搬运与水的作用有相似之处，也有拖运（traction）、跃移（saltation）和悬运（suspension）三种，但沉积物特征比水成沉积物更易区别，强风以滚动或跳跃方式搬运、沉积沙级以上的颗粒，而粉沙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）把 0.05 mm 粒径作为悬运与滚动以及跃移的天然分界线（图 1-2）。当然，还应看风力的大小，分界线可有小的变动。在正常的情

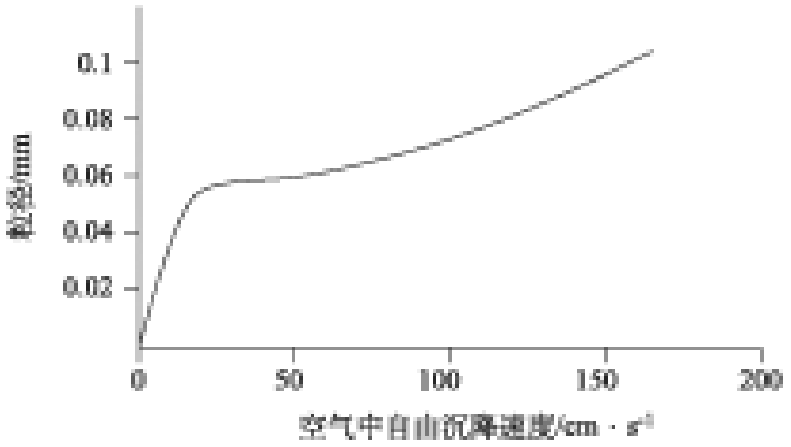


图 1-2　空气中颗粒径与自由沉降速度关系

（据 Reineck and Singh，1975，转引自 Moldvay，1957）

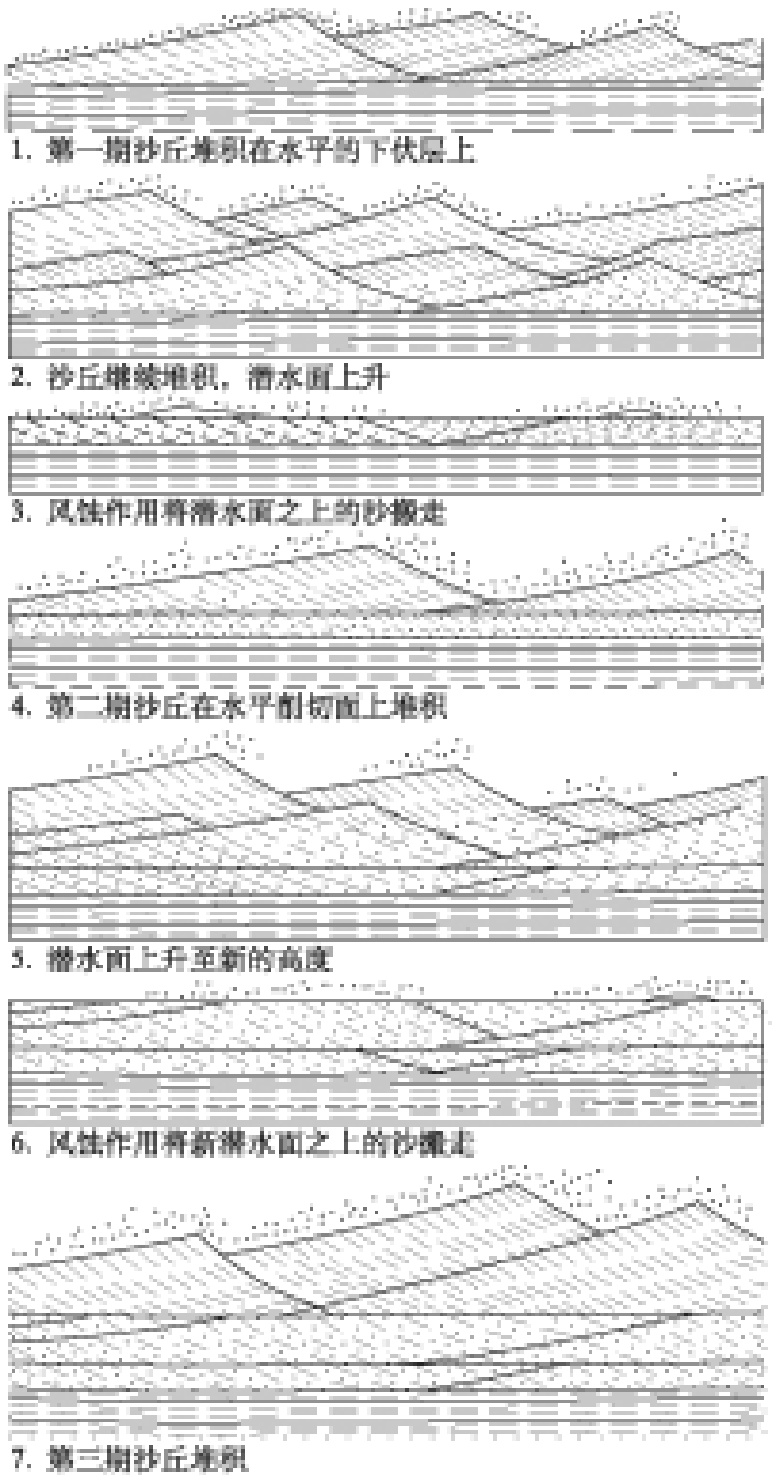


图 1-3　风力与潜水面共同作用形成的沙丘沉积物的水平削切面

（据 Stokes，1968）

况下，沙粒级颗粒常以跳跃方式运移，2 mm 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，沙粒级颗粒也可保持短暂的悬运状态。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，即悬运的粉沙及粘土级颗粒在沙漠外很远的草原或其他地区沉积下来而成，而沙漠环境本身的尘土沉积是极其次要的；②风成沙沉积，是沙漠的主要沉积；③风蚀残积，主要指被风吹走沙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，产生滚圆度极高的具撞击痕（碟形坑）的颗粒，或吹蚀砾石形成风棱石等。风力对已沉积风成沙的再搬运作用也是常有的，特别是潜水面不太深的地区，例如沙丘在内陆盐碱滩移动时，潜水面上升到沙丘内，水的粘力作用使湿沙粒粘结起来，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 1-3）。

第三节　沙漠的沉积环境体系

一、概述

尽管极地冰缘可以见到沙漠，但多数沙漠发育于地球的中、低纬度地区。由于所处位置为热带、亚热带，故称热沙漠（hot desert）。热沙漠可以分布于广大内陆，也可分布于近海平原。

从构造的活动程度看，沙漠有盾台型沙漠（shield and platform deserts）和盆山型沙漠（basin-range deserts）两种主要类型（Cooke et al.，1993）。盾台型沙漠具有较高的构造稳定性，具有广袤、平坦的平原，例如美洲、非洲、沙特阿拉伯半岛大部、中亚、印度和澳大利亚等地的沙漠均为此类。这些地区基岩大面积裸露，沉积物（岩）近水平产出。内部具有许多深切谷和风蚀残丘。盆山型沙漠位于构造活动区，主要表现为盆地和山地相间并常具有封闭的水系，例如美国西南部、智利、秘鲁滨海区、伊朗、阿富汗、巴基斯坦和亚洲其他地方的部分沙漠均属此类。盾台型和盆山型沙漠的划分一般用山地与平原的面积比来实现，其比例在盆山型中可达 1，而在盾台型中可趋于无穷小，即可以没有山地。

通过古纬度和沉积相分析，中国白垩纪沙漠应属于盆山型内陆热沙漠。目前发现的所有白垩纪沙漠盆地的西部断陷幅度大，扇体发育，东部断陷幅度小，发育湖泊，其间是沙漠中的旱谷、戈壁、沙丘等活跃地区。

广义的沙漠包括了陆地上的所有沉积体系，一般可分为山区剥蚀风化区、山前洪冲积区、平原冲积区和盆内湖泊区（图 1-4）。其亚环境分类以及沉积物种类繁多，有必要进行讨论。

关于沙漠环境体系及其沉积物的论述很多，其中重要的带总结性的有 Mckee（1966，1979），Mckee and Tibbitts（1964），Glennie（1970），Mckee at al.（1971），Rigby and Hamblin（1972），Bigarella（1972），Reineck and Singh（1975），Ahlbrandt and Fryberger

需要全本请访问 www.ertongbook.com

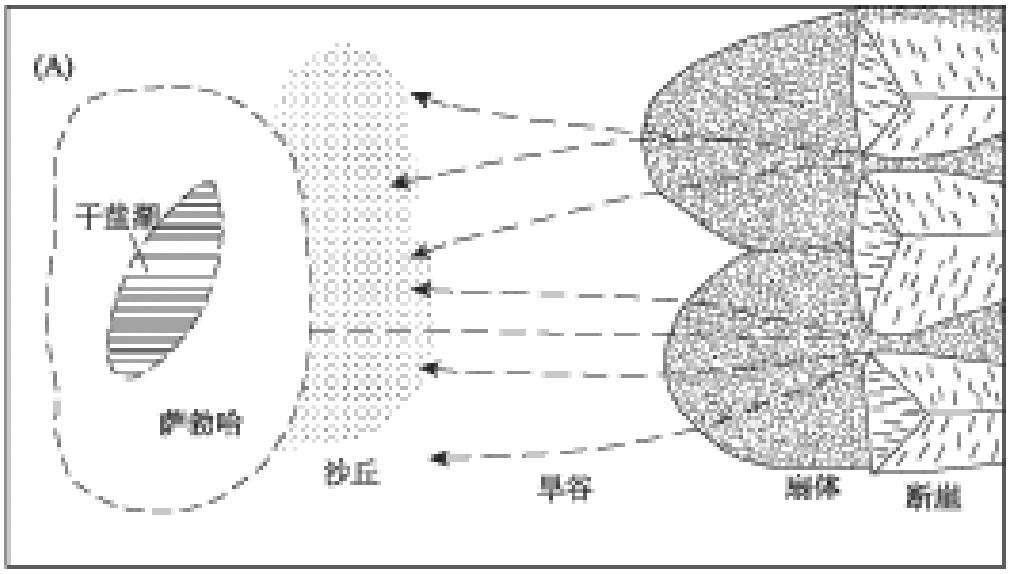


图 1-4　沙漠沉积体系平面（A）和剖面（B）示意图

（据弗雷德曼等，1987）

（1982），Johansen（1988）等。他们对沙漠沉积物类型的划分意见日趋集中，具有代表性的是 Reineck and Singh（1975）的划分，已被我国有关教材采纳（刘宝㙓，1980；任明达等，1981；刘宝㙓等，1985）。但关于沙漠亚环境之间的关系，以及沙漠环境与非沙漠环境中的风成沉积之间的关系，均不明确或不系统。Reineck and Singh（1975）把尘土或黄土沉积放在沙漠环境中是不恰当的，而应归于漠外风成环境。因为尘土或黄土不仅物源不全来自沙漠环境内，而且沉积位置也在沙漠环境外，尽管它的形成与沙漠事件有密切联系，但非沙漠沙丘也存在漠外风成环境之中，例如海滨或湖滨的零星沙丘，它们并不构成沙漠。Ahlbrandt and Fryberger（1982）在讨论风成沉积时强调沙漠中的整体风成系统是很好的意见，但仍不够全面。笔者通过对现代沙漠的观察认为，沙漠环境中除沙丘群外，还拥有大片平缓的风成地带。而前述所指的丘外（extradune）是指那些非风成的，但在时间和物源上和丘原有联系的环境，并未将上述平坦的风成地带包括在内。所谓的丘外（extradune）将给人以是指丘原之外的平坦风成环境的错觉。为了澄清上述混乱和揭示亚环境之间的关系，以及明确环境与沉积物的差别，笔者提出了一个沙漠及其有关风成环境的系统分类，同时列出不同亚环境中的沉积类型（表 1-1）。

风成环境包括沙漠（即广义的沙漠）和漠外（extra-desert）风成环境。在沙漠环境中可分岩漠、砾漠和沙漠（砂质沙漠或狭义的沙漠，sand desert）3 种亚环境，分别以风蚀残丘、砾石和风成沙为主要特征，互相有少量的交叉。在沙漠（狭义）亚环境中，则以

表 1-1　沙漠和有关风成环境分类及其沉积物类型表

沉积环境					沉积物
风成环境	沙漠风城环境	岩漠环境			哈马达（Hamada）
					沙影
		砾漠环境			戈壁滩
					沙流、沙影
					旱谷
					沙漠湖和盐碱滩
		沙漠环境	沙丘环境		新月形沙丘
					纵向沙丘
					横向沙丘
					抛物线沙丘
					穹形沙丘
					星状沙丘
					反向沙丘
					草丛沙丘
			丘间环境	干丘间环境	沙流、沙影
					高茜斯（Gozes）
					沙席
				湿丘间环境	旱谷
					沙漠湖和盐碱滩
			丘外环境	干丘外环境	沙席
					沙流、沙影
					高茜斯（Gozes）
				湿丘外环境	旱谷
					沙漠湖和盐碱滩
	漠外风成环境	尘土沉积环境			黄土或尘土
		非漠沙丘环境			海滨沙丘
					湖滨沙丘
					河岸沙丘

丘为重点，依据与沙丘的空间位置和沉积物的差异为划分依据，可再分出沙丘、丘间和丘外 3 种小环境。丘间和丘外都是非沙丘的平缓地带，因而它们的沉积物类型相近，但干丘间以沙席为主（小型的薄沙条带），而干丘外以沙流为主；湿丘间的旱谷、沙漠湖和盐碱滩没有湿丘外那么发育。本书的丘外（outdune）是指沙漠环境内及沙丘群之外的广平缓地带，它不同于 Ahlbrandt 和 Fryberger（1982）所述的含糊的丘外（extradune），后者指的是非风成环境，实际上相当于本书的漠外（extra-desert）。笔者认为一个环境中可以有

多种小的沉积类型，同一沉积类型可以插入不同的环境。例如旱谷可出现于沙漠环境还可出现于砾漠环境。重要的是每一种环境要有一种主要的代表性的沉积类型。

虽然现代沙漠环境中主要沉积物有岩漠沉积、砾漠沉积、旱谷沉积、沙丘和丘间沉积、沙漠湖和内陆盐沼沉积 7 种，但在古代沙漠中有些沉积物是不易保存和识别的。为了便于将今论古，现先将上述各环境沉积物作一概略介绍，其详细特征将在随后的各节加以介绍。

二、岩漠沉积

岩漠是沙漠边缘山前的山麓或沙漠内的风蚀残丘，是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。由于所处的侵蚀基准面低，岩漠堆积常处于剥蚀状态，很少留下地质记录。

三、砾漠沉积

戈壁滩是砾漠环境的主要沉积物，主要由砾石、卵石及粗沙组成，是风力搬运后残留下来的粗碎屑。颗粒表面常有碰撞痕和风磨痕，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°。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，而后者为随意的机械堆积，大小极为不均匀。

研究表明，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 1991 年对准噶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，准噶尔盆地中的沙丘供沙量会大大地减少。

四、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、特征最显著的风成沙沉积。沙丘有各种不同的类型，但在构造上又有一些共同特征。由于沙丘沉积是研究古沙漠的最重要部分，也是分析古风向的基础，在此较为详细地介绍一下。

1. 沙丘的沉积作用

沙丘主要有滑塌作用（avalanche processes）、颗粒降落作用（grain fall processes）和跃移作用（saltation processes）三大沉积作用。

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，形成具有略带粒序的纹层

(或无粒序)；被托至表层的粗粒组分向下滑落至滑落面下部，随后被空中沉降的细粒物质覆盖，形成了正粒序层理。

崩塌作用是由于沙在露水、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，形成与滑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。沙丘的迎风坡沉积（顶积）主要是由这种风成沙波沉积而成的，它有两种常见的沉积类型：反粒序纹层（厚 1 cm 左右）和不连续的或纹层状（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，反粒序沉积则更为常见。这是因为风成沙波的顶脊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背风处的减弱沙粒从悬移或越移状态中降落而成的。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。

2．沙丘的构造

各类沙丘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 1-5 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 3 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，由于背风坡的涡流作用，沙粒从风中降落，形成了颗粒降落沉积（grain fall)；另一部分沙则以沙波的形式在迎风坡上不断地爬升，当滑动面达到休止角（34 °）时，在滑动面顶缘处向下滑动，形成了流沙沉积。在潮湿或冰冻的条件下，沙体可能发生无内部运动的整体滑塌(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。下面简述一下某些具有重要意义的构造。

(1) 沙丘的层理

1) 平行层理：沙丘的迎风坡或两翼，常可见到平行层理，纹层相当薄（1～3 mm)，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°）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特征，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°，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°，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，而上部陡坡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，如在美国得克萨斯的 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

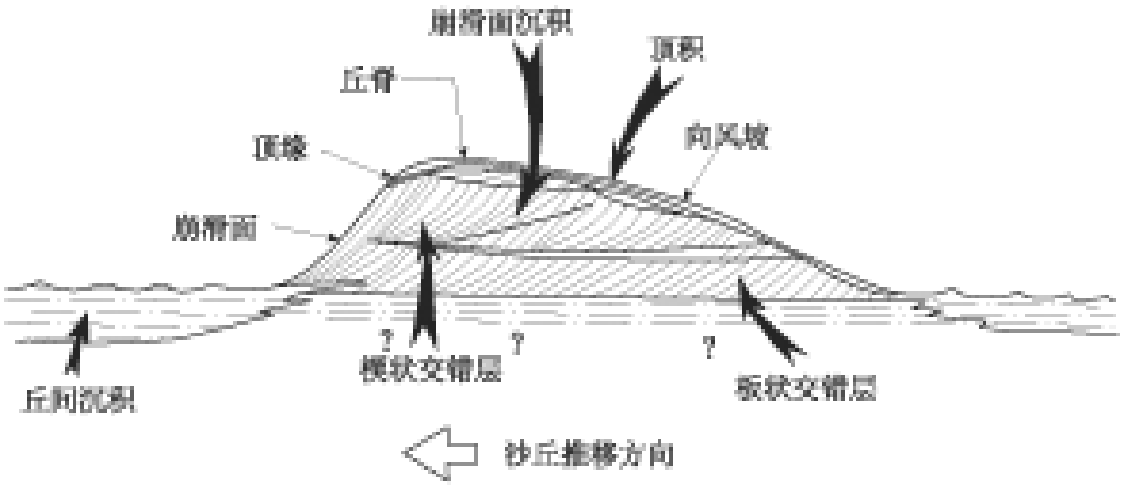


图 1-5　沙丘基本构造及其与风向关系

(据 Ahlbrandt and Fryberger, 1982)

披上一层盐衣，其粘结作用使休止角变高所至（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 ～5 cm，不像水平纹层那样清晰。交错层组的厚度通常很大，一般为 1 ～2 m，Nebraska 沙丘中的单个交错层组的最大厚度达 26.2 m。

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、引张纹理等等，它们都与滑动面的崩塌沙伴生。

(2) 沙丘的下界面

沙丘的下界面应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。这是因为有的老沙丘或其他风成物在地下潜水面上升和风蚀作用结合造成的水平削切面（图 1-3）；但 Mckee（1966）在 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参与的情况下形成的，这是例外。

3. 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，故本书对沙丘的类型不作细的讨论，仅简述人们通常提及的一些类型。

1）新月形沙丘：它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，倾向范围小于 150°，如 White 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体一致。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：它是与风向垂直的、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：它是与新月形沙丘形态相反的沙丘，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，因而得名。它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，风速极快造成的。沙丘下部有大角度交错层（10°～20°），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，也有人认为是两股相向的风造成的。

6）星形沙丘：也称塔形沙丘，具 3 个或 3 个以上的放射状沙脊和 3 个或 3 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：具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。

五、丘间沉积

丘间为沙丘与沙丘之间的平坦地带，可分为风蚀型与沉积型两类。风蚀型主要为风蚀波状面和滞留粗碎屑沉积，相当于戈壁。沉积型丘间又可分为干丘间、湿丘间和蒸发丘间三大类。

干丘间的主要沉积为沙席。沙席是呈带状分布的薄层沙带，Bagnold（1954）将沙席定义为宽 1～3 m、厚 1～2 cm，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，就像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 和 Fryberger（1982）在讨论沙席时说，它具有典型的低—中角度（0°～20°）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，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：①粗粒的，高指数（>15）的波纹（通常是水平的）；②上凸纹理；③小型的挖填构造（生物成因）；④由风成沙波纹造成的 1～4 cm 厚的正、反粒序层理；⑤由颗粒降落造成的纹理不发育的沙层；⑥夹在细沙之间的不连续的 1～4 cm厚的粗纹层；⑦非风成物夹层；⑧偶尔有高角度风成沉积。

湿丘间沉积比较复杂多样，可见水平层理、波痕、变形构造、生物扰动、化学沉积

需要全本请访问 www.ertongbook.com