

鄂尔多斯盆地中生代晚期以来大地热流的变化 及其对生态环境格局和演变的影响

匡耀求, 黄宁生, 胡振宇, 吴志峰, 刘 宇

中国科学院 广州地球化学研究所 南海海洋研究所 边缘海地质重点实验室, 广州 510640

摘 要: 鄂尔多斯盆地的西北部、东北部和南部三个区域现今大地热流平均值分别为 56.3、67.3 和 65.3 mW/m², 对应的生态环境格局也有明显的差异。研究表明, 大地热流每增加 4~5 mW/m² 可使年均地表温度升高约 1℃, 使最低月均地表温度升高 2℃ 以上。鄂尔多斯盆地东北部的平均大地热流比西北部高出 11 mW/m², 东北部年均地表温度可能比西北部高出 2~3℃, 其最低月均地表温度可能比西北部高出 4~6℃。西北部的大地热流平均值已经低于维持地表生态系统延续所需大地热流的临界值(57 mW/m²), 其自然生态系统整体上已经处于脆弱境地; 东北部和南部的大地热流均大于 57 mW/m², 自然生态系统均尚较稳健。东北部的沙漠化可能是风沙侵入的结果, 其生态应该是可以恢复的。整个西北部作为一个整体看, 72 万年前大地热流就已衰减到临界值以下, 区域生态系统渐趋脆弱, 开始整体上向荒漠化演变。

关 键 词: 大地热流; 生态环境; 地表温度; 鄂尔多斯盆地; 荒漠化

中图分类号: P314.2 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2004)04-0318-08

鄂尔多斯盆地是中生代沉积盆地, 新生代以来出现了明显的分异, 导致目前盆地内不同区域的生态环境格局的显著差异。近年来, 大地热流及其脉动对生态环境格局和生态演变的影响受到关注^[1~3]。本文试图探讨鄂尔多斯盆地大地热流的分布及其新生代以来的变化对盆地内生态环境格局和生态演变的影响。

1 对地表温度和年均气温的影响

影响生态环境的一个重要因素是地表温度, 而地表温度的高低则取决于地表接受热量的多少; 这种热量的来源主要有两部分: 地下主要是指大地热流(有时表现为火山爆发、地震放热、温泉放热等), 在可以观测的时间尺度内通常是稳定的, 不随昼夜和季节变化; 地外是指太阳辐射, 而太阳辐射的强度有明显的季节变化和强烈的昼夜反差。地表吸收太阳能有一定的规律: 夏季吸热, 冬季放热; 白天吸热, 夜晚放热。夏季白天吸收的热量可以持续放热到次日日出甚或还有剩余。因此, 夏季地表总体上处于

吸热状态; 而在太阳辐射最弱的冬季, 白天吸收的热量在午夜之前就已释放殆尽, 此后维持地表温度的热源主要来自地下的热流(通常是大地热流)。因此, 冬季的午夜至凌晨时分是太阳能对地表温度影响最少、是地球本身热特性表现得最充分的时候: 这时地表温度主要反映了来自地下热流的强度, 它是地下热流源源不断向地表传导的结果。因此, 一个地区地表温度的上限通常是由其接受的太阳辐射的强度所决定, 地表温度的下限则很可能是由来自地下的热流(主要是大地热流)的强度所决定。因而一个地区的最高气温通常与其所处的纬度和高程密切相关, 而最低气温则与纬度和高程没有严格的对应关系。

大陆度是地理学和气候学研究中的一个重要参数, 被用作衡量大陆或海洋影响气候程度的指标, 可以根据所处纬度(φ)和气温的年较差(A)来计算。焦金斯基(W. Gorczynski)提出的公式(适用于欧亚地区, 北美除外^[4])如下:

$$K = 1.7A / \sin(\varphi) - 20.4,$$

收稿日期: 2004-01-04 收到, 04-26 改回

基金项目: 广东省社会发展科技攻关项目(2002C32203 和 2003C32604)和中国科学院广州地球化学研究所创新项目(GIGCX-04-01)资助

作者简介: 匡耀求(1963—), 男, 研究员, 主要从事地球化学和区域可持续发展研究. E-mail: yaoqiu@igc.ac.cn.

当 $K > 50\%$ 时为大陆性气候, $K < 50\%$ 时为海洋性气候。根据这一公式计算, 会发现很多靠近海洋的地区(如天津、大连、青岛、仁川、上海和杭州) 被判定为大陆性气候, 而一些远离海洋的地区(如拉萨、昆明与新疆的伊犁) 却被判定为海洋性气候。导致大陆度判据失灵的主要原因可能就是地下热流(大地热流) 的影响: 因为在大地热流较高的内陆地区, 地表温度的下限大大提高, 使气温的年较差大为缩小, 因而呈现出海洋性气候的特征; 而一些大地热流较低的沿海地区, 地表温度下限的降低, 使气温的年较差扩大, 结果呈现出明显的大陆性气候特征。

尽管一个地区接受的太阳辐射受到季节和昼夜的影响随时间变化很大, 但是太阳辐射总量的年际变化不大。因此, 一个地区一年接受的太阳辐射热流总量基本上是一个常数, 如果地下热流也是稳态的, 则地下热流的年总量也是一个常数。因此一个地区的地表在一年中接受的总热量是一个常数, 也就是说, 只要来自地下的热流不发生变化, 一个地区的年平均地表温度是不变的。显然, 年均地表温度与该区大地热流强度及地表吸收的太阳辐射量有关, 而地表吸收的太阳辐射量又与纬度及地面高程有关。此外, 地表水体对区域地表温度有一个调节作用, 水体由于热容量大, 白天会吸收较多的太阳能, 在夜间缓慢释放, 从而调节附近地面的温度。这是海洋性气候的气温较差小, 而大陆性气候的气温较差大的原因。因此, 来自地下的热流(大地热流)、纬度地带、地面高程及区域内水体面积占比等因素的综合作用决定了一个地区的年均地表温度。对于一个具体地区来说, 由于纬度地带、地面高程及水体面积占比等因素是不变的, 因此年均地表温度的变化主要与来自地下的热流(大地热流) 有关。

大地热流是指单位时间内由地球内部通过单位地球表面散失的热量, 而对大地热流的测量却是根据热传导的原理以测量地段(钻孔的某一深度范围) 地温梯度和岩石热导率两个实测量的乘积得出的, 这个测量结果实际上是地球内部热源在测量地段以传导方式垂直向地表方向上传的热量。

由于大地热流是地温梯度和热导率的乘积, 根据地温曲线及地温梯度与大地热流的关系, 可以推导出大地热流与年均地表温度的关系。目前测量大地热流的钻孔深度一般为 0.5~4 km, 从大量的地温梯度曲线中可以看到, 在 500~1000 m 深度以下地温梯度几乎没有变化, 这里为地温梯度恒定带; 地

温梯度的变化主要出现在地温梯度恒定带至常温层之间的地壳表层, 常温层的温度实际上相当于年均地表温度。地温梯度恒定带实际上是一个热量调节库, 当其温度升高时, 热流往地表上传速度加快, 温度降低时, 往地表上传热流的速度减缓, 使温度保持恒定。我们考察地温梯度恒定带以上的地壳表层地温梯度的变化与地表温度的关系。假定大地热流为 H , 地表年平均温度(即常温层的温度) 为 T_1 , 地下深处地温梯度恒定带顶部的地温为 T_0 , 则

$$H = -\rho(T_1 - T_0)/D \quad (1)$$

ρ 为地层岩石的热导率($\text{W/m}\cdot\text{K}$), T_0 为地表下面某一深处地温梯度恒定带顶部的温度, D 为地温梯度恒定带顶部离地表常温层的深度(km)。当大地热流增加 ΔH 时, 年平均地表温度升高 1K(或 1°C), 即有:

$$H + \Delta H = -\rho(T_1 + 1 - T_0)/D \quad (2)$$

由(1)式- (2)式得:

$$\Delta H = -\rho D.$$

显然, 大地热流的变化(ΔH) 对地表年平均温度(常温层温度) 的影响与岩石的热导率成正比, 与地温梯度恒定带顶部离地表常温层的深度成反比。岩石的热导率通常为 2~3 $\text{W/m}\cdot\text{K}$, 地温梯度恒定带顶部离地表常温层的深度为 0.5~1 km。因此, 可以估计, 大地热流每增加 2~6 mW/m^2 可使年均地表温度升高 1K 或 1°C 。

对比世界各地的大地热流与年均地表温度的关系, 发现大地热流约每增加 4~5 mW/m^2 可使年均地表温度升高 1°C 。如加拿大魁北克市的年均温度为 4°C , 而相近纬度带美国西雅图市的年均温度高达 11.1°C 。扣除纬度、高程和洋流因素影响外, 相对于魁北克市, 大地热流对西雅图市年均温度增加的贡献超过 10°C , 相当于大地热流每增加 5 mW/m^2 可使年均地表温度升高 1°C (表 1)。从表 1 可以看出, 最高月均气温可能与纬度有关, 随纬度升高而降低, 魁北克的纬度比西雅图稍低, 其最高月均气温比西雅图高 0.5°C , 但是最低月均气温和年平均气温却没有随纬度升高而降低, 魁北克最低月均气温却比西雅图低了 16.9°C , 考虑到纬度和高程的因素, 可以估计, 大地热流每增加 5 mW/m^2 可使最低月均气温升高 2°C 左右。很多人以为 5 mW/m^2 的热流增量是微不足道的, 其实这个热流增量 1 年累积的热量增量是 $158 \times 10^3 \text{ J/m}^2$, 这些热量如果集中释放可以使 1 kg 水升温 37.5°C 。

表 1 北美大陆魁北克市与西雅图市的大地热流与年均气温

Table 1 Terrestrial heat flow and annual mean temperature of Quebec and Seattle in North America Continent

城 市	纬 度	高 程 /m	大地热流 / $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$	年 均 温度/ $^{\circ}\text{C}$	最高月均 气温/ $^{\circ}\text{C}$	最低月均 气温/ $^{\circ}\text{C}$	气温年 较差/ $^{\circ}\text{C}$
魁北克	46° 48' N	74	45	4	19. 1	- 12. 4	31. 5
西雅图	47° 27' N	137	95	11. 1	18. 6	4. 5	14. 1

注: 气温资料为 1960~ 1990 年统计平均值。引自中国气象科学数据共享服务网世界城市气候背景值。大地热流值据 *The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission*(见 <http://www.heatflow.und.edu/data.html>) 数据取附近测点数据的平均值

通常认为魁北克的气温低于西雅图的气温是由于洋流的影响, 与拉布拉多寒流的活动有关, 但拉布拉多寒流影响再大也不会使气温降至冰点以下(洋流不同于气流, 冰点以下水体会冻结而停止流动), 而魁北克有 5 个月的平均气温在冰点以下; 此外, 魁北克的大陆度指数达 53. 1%, 根本不具备海洋性气候的特征, 显然, 魁北克的气温变化受洋流的影响是非常有限的。如果洋流的影响很大的话, 那么在太平洋的东岸也有沿北美洲西岸流动的加利福尼亚寒流, 为什么处于这股寒流影响带的西雅图的气温却没有受到明显的影响呢? 显然, 洋流的影响无论如何也解释不了魁北克与西雅图的气温差异。

显然大地热流的高低决定了地下常温层的温度, 而地下常温层的温度与年均地表温度的一致性表明, 大地热流的高低实际上也决定了一个地区的年均地表温度。

2 鄂尔多斯盆地的生态环境概况

鄂尔多斯盆地位于东经 106. 5°~ 110°、北纬 35. 5°~ 40°, 河套以南, 渭河平原以北, 吕梁山以西, 贺兰山以东; 西、北、东三面为黄河环绕, 地跨内蒙古、陕西、宁夏、甘肃四省区, 亦被称作鄂尔多斯台地。大约 1 万年前, 形成了海拔 1400~ 1700 m 的鄂尔多斯台地, 又称鄂尔多斯高原。该盆地以其独特的地理位置和地质构造属性、频繁的风沙活动、悠久的人文历史、丰富的地下矿藏而驰名中外, 进行过大量的地质地理研究^[36]。盆地沉积盖层为中生代广盆式河湖相淡水沉积建造(包括三叠系、侏罗系和白垩系), 为水平岩层, 特别是白垩系地层分布广、厚度大, 水平与垂向变化均很大; 侏罗系则以下侏罗统延安组煤系地层较为发育。新生界地层分布广, 厚度和岩相变化大, 表明盆地的演化发展在新生代以来出现了明显的空间分异, 导致目前地表生态环境的明显地域差异。大致以东经 108° 30' 经线和北纬 37° 纬线为界可分为西北部、东北部和南部三部分。

西北部包括有内蒙古自治区的杭锦旗、鄂托克旗、鄂托克前旗、乌审旗及宁夏回族自治区的盐池

县、灵武市和陕西省的定边县, 总面积约 $8\times 10^4\text{ km}^2$, 为坡状高原区, 是高原的主体, 通常称之为鄂尔多斯台地, 平均海拔高度为 1400~ 1700 m。桌子山像一道天然屏障巍然矗立于西部, 最高处海拔 2149 m。区内生态环境比较恶劣, 气候较为干旱, 降雨稀少, 年均降水量为 200 mm 左右, 属典型的半荒漠草原, 库布其沙漠(57% 的面积位于杭锦旗境内, 是库布其沙漠的原生沙地所在, 在第四系表土层之下也是沙漠, 而位于达拉特旗和准格尔旗的库布其沙漠东段可能是风沙东移侵入所致) 和毛乌素沙地(原生沙地位于内蒙古鄂托克旗、鄂托克前旗、乌审旗和陕西定边县, 东面内蒙古依金霍洛旗和陕西榆林地区的沙地基本上是该区风沙东移侵入的产物) 的大部分位于该区域。

东北部包括内蒙古自治区鄂尔多斯市的达拉特旗、准格尔旗、东胜区、依金霍洛旗和陕西榆林地区除定边县以外的其他县市(包括俯谷县、神木县、榆林市、靖边县、横山县、佳县、米脂县、子洲县、绥德县、吴堡县和清涧县), 总面积约 $6\times 10^4\text{ km}^2$ 。主要为丘陵沟壑和黄土丘陵地貌, 海拔 1000~ 1500 m, 地表侵蚀强烈, 冲沟发育, 水土流失严重, 局部地区基岩裸露, 是典型的水蚀沟壑丘陵区。北段有库布其沙漠从达拉特旗和准格尔旗中部横贯东西, 是库布其沙漠杭锦旗部分东移的侵入型沙漠, 是西部风沙东移的通道, 是风沙输往京津地区的主要通道之一, 也是大量泥沙流入黄河的渠道之一。南段的西部靠近毛乌素沙地为风沙草滩地貌。历史上曾是“沃野千里, 仓稼殷富, 水草丰美, 群羊塞道”的农牧交错区。但在近代随着人类活动的加强, 区域生态系统的承载力超越极限, 草地“三化”(土地沙化、盐碱化和草原退化) 及水土流失加剧, 生态环境日益恶化, 20 世纪 50 年代前的一百多年里, 流沙南侵 50 多 km, 榆林城曾三次南迁, 形成了“沙进人退”的被动局面。

南部包括甘肃省庆阳地区和陕西省延安市, 西接六盘山, 东临黄河, 南接八百里秦川, 是黄土高原的主体, 平均海拔 800~ 1200 m, 总面积约 $6.4\times$

10⁴km²。地形以丘陵沟壑为主,山、川、塬相间。黄土高原是华夏文明的发祥地之一。该区域生态环境良好,森林茂密,水草丰盛,农、林、牧、渔皆宜,西有“陇东粮仓”和周祖森林公园,东有“陕北粮仓”和延安国家森林公园。1973年在甘肃合水县定祥乡穆旗村发掘出完整的黄河古象化石,同时出土的还有鸵鸟、三趾马、羚羊等化石^[7],说明在距今约2.50Ma前第四纪更新世早期该区曾是大量动物的栖身之地,当为沙漠边缘与热带稀树草原环境,具有热带草原气候特征。西安半坡遗址中发现了距今约6000a的獐、竹鼠和貉等动物遗骸,表明当时气候温暖湿润多沼泽。距今5000~3000a,黄河流域的年均温较今约高2℃,冬季温度则高3~5℃,相当今长江流域^[8],属亚热带气候。自春秋末期(距今约2500a前)以来,黄河流域的气候逐渐变冷,野象便向人口较少、气候较温暖的南方迁移。

3 鄂尔多斯盆地的大地热流

目前已获得鄂尔多斯盆地30个测点的大地热流数据(表2)。它们有明显的空间变化规律:南部地区(北纬37°以南)的9个测点全部大于60mW/m²,平均65.3mW/m²。北部(北纬37°以北)的21个测点中,东北部(东经108°30′以东)的10个测点全部大于60mW/m²,平均为67.3mW/m²;而西北部(东经107°30′以西)的11个测点有10个小于60mW/m²,只有1个位于盆地西部边缘东经106°36′54″、北纬38°14′41″的测点大于60mW/m²,可能属于河套断陷影响带,其余10个测点平均为56.3mW/m²。北部东经107°30′~108°30′之间目前为数据空白。这就是说,盆地东北部和南部的大地热流比西北部平均高出9~11mW/m²,东北部铁路沿线一带是盆地内大地热流最高的地带。显然,大地热流在盆地内部的这种分布格局与不同区域生态环境的优劣是基本对应的:西北部大地热流最低,生态环境最劣,荒漠化最为严重;东北部和南部大地热流较高,生态环境相对较好。

大地热流决定了一个地区地表温度的下限,是区域生态系统发育与演变过程中一个重要的物种限制因子^[2,3]。由于生物物种的多样性决定了生态系统的稳定性,大地热流也是决定区域生态系统稳健性的一个重要指标。我们的初步研究表明,维持地表生态系统延续所需大地热流的临界值是57mW/m²,大地热流小于此值的地区自然生态系统脆弱,反之,自然生态系统稳健^[10]。鄂尔多斯盆地西北部大地热流平均值为56.3mW/m²(表2),其自然生态

系统整体上处于脆弱状况(当然不排除局部出现大地热流大于57mW/m²的绿洲);东北部和南部的大地热流均大于57mW/m²,自然生态系统均较为稳健。据此推测,东北部的沙漠化可能是风沙侵入的结果,只要拦住风沙,其生态应该是可以恢复的。

表2 鄂尔多斯盆地大地热流测量数据^[9]

Table 2 The terrestrial heat flow data of Ordos Basin ^[9]					
区 域	顺 序 号	测点位置		大地热流 / mW·m ⁻²	
		东 经	北 纬	实测值	平均值
西北部 (鄂尔多斯高原)	1	106°36′54″	38°14′41″	64.0	56.3
	2	106°40′26″	37°24′41″	54.9	
	3	106°48′07″	38°28′31″	57.5	
	4	106°48′12″	38°29′00″	55.0	
	5	106°50′18″	37°39′34″	54.6	
	6	106°55′26″	37°22′33″	59.4	
	7	106°58′31″	38°38′05″	55.9	
	8	107°09′33″	37°58′43″	56.1	
	9	107°14′14″	38°04′02″	55.9	
	10	107°29′59″	37°04′28″	58.2	
	11	107°29′59″	37°16′10″	56.0	
东北部 (铁路沿线)	12	108°30′07″	39°53′11″	67.8	67.3
	13	108°53′11″	37°59′47″	65.6	
	14	109°01′51″	37°15′06″	65.4	
	15	109°30′15″	39°44′02″	62.3	
	16	109°39′49″	37°33′11″	68.1	
	17	109°53′11″	38°00′51″	68.4	
	18	110°09′21″	37°44′54″	68.0	
	19	110°10′55″	38°14′28″	68.4	
	20	110°21′31″	37°39′34″	68.9	
	21	110°40′11″	37°05′06″	69.8	
南部 (黄土高原)	22	107°32′49″	36°03′50″	63.4	65.3
	23	110°33′02″	36°04′54″	69.2	
	24	107°56′05″	36°12′20″	62.4	
	25	109°24′25″	36°27′14″	65.1	
	26	108°01′04″	36°28′56″	62.3	
	27	109°12′13″	36°48′31″	65.5	
	28	109°09′33″	36°54′53″	66.5	
	29	110°00′00″	36°57′01″	67.3	
	30	109°23′50″	37°03′24″	66.2	

4 对生态环境格局和演变的影响

根据表2的数据,鄂尔多斯盆地东北部的平均大地热流比西北部高出11mW/m²,其年均地表温度可能比西北部高出2~3℃,最低月均气温则可能高出4~5℃。目前不完整的气温监测资料表明,西北部的年均气温为5.7~7.4℃,而东北部同一纬度的地区可达6.3~9.6℃。南部地区的大地热流比西北部高9mW/m²,但比东北部低2mW/m²,年均气温

为8~ 10℃,当然,南部地区的气温较高除了与大地热流较高有关外,纬度稍低也是一个原因。

虽然地表温度与地面气温总是处于动态平衡过程,在空气对流不太强烈的地区,年均地表温度与年均地面气温相差不大,但鄂尔多斯盆地北部是西部冷空气东侵的通道,库布其沙漠的东侵就是这种气流作用的结果。这种情况下,盆地西部的冷空气必然影响到东部的气候,使最低月均气温也随之下降。

表3 1961~ 1990年鄂托克与榆林气象站气温统计

Table 3 The air temperature statistics from the meteorological observatories in Etuoke Qi and Yulin City from 1961 to 1990

测站	鄂托克旗				榆林市		榆林市与鄂托克旗		
纬度	39° 6' N				38° 14' N		两测站的差异		
高程	1380.3 m				1057.5 m				
月	月平均 气温/℃	月极端 高温/℃	月极端 低温/℃	月平均 气温/℃	月极端 高温/℃	月极端 低温/℃	月平均 气温/℃	月极端 高温/℃	月极端 低温/℃
1	- 10.8	12.9	- 31.5	- 9.7	10.4	- 30	1.1	- 2.5	1.5
2	- 7.3	16.2	- 28.7	- 5.7	17.1	- 28.5	1.6	0.9	0.2
3	0.2	23.7	- 23.1	2.1	24.7	- 19.3	1.9	1	3.8
4	8.5	29.5	- 13	10.3	31.1	- 10.5	1.8	1.6	2.5
5	15.6	34.2	- 3.9	16.9	36.2	- 2.8	1.3	2	1.1
6	20.1	36.5	1	21.1	37.6	4.7	1.0	1.1	3.7
7	22.1	36.7	8.3	23.1	36.7	10.4	1.0	0	2.1
8	20.1	35.9	5.4	21.4	36.3	5.4	1.3	0.4	0.0
9	14.2	30.6	- 5.7	15.4	31.5	- 3.2	1.2	0.9	2.5
10	7.3	27.5	- 13.1	8.7	28.5	- 10.4	1.4	1	2.7
11	- 1.8	20.6	- 26.3	- 0.1	22.4	- 21.1	1.7	1.8	5.2
12	- 9	12.9	- 31.4	- 8	13.2	- 29.7	1.0	0.3	1.7
年 均	6.6	26.4	- 13.5	8.0	27.1	- 11.3	1.4	0.7	2.3

注:气象数据引自中国气象科学数据共享服务网公众气象资料标准气温值

从表3可看出榆林站1961~ 1990年的年均气温为8℃,而鄂托克测站只有6.6℃,相差1.4℃。当然,榆林站有纬度和高度偏低的因素,从前面的分析可知,纬度和高度等地带性因素主要影响月最高气温,榆林市的月最高气温的年平均值只比鄂托克旗高出0.7℃(即纬度与高程地带因素对榆林市与鄂托克旗年均气温的贡献相差约0.7℃),而月最低气温的年均值却比鄂托克旗高了2.3℃。由此推算大地热流的差异对两地年均气温的贡献相差约为0.7℃,对年均月最低气温的贡献相差达1.6℃,据此推算榆林市的大地热流可能比鄂托克旗测站高约3 mW/m²。从表1可见,西北部大地热流的最高值可达59.4 mW/m²,而东北部的最低值为62.3 mW/m²,两者的差距与根据气温特征推算的榆林市与鄂托克旗大地热流的差异是吻合的。

在研究全球大地热流的分布时,通常假定来自地下的热流是稳态的,只有地温曲线具有稳态传导型特征的热流测量数据才被认为是高质量的,而非

但是由于东部的大地热流明显高于西部,使东部的最低月均气温高于西部2~ 5℃。由于气象监测资料有限,我们只获得鄂托克与榆林两个气象站1961~ 1990年气温统计数据(表3)。鄂托克旗地处盆地西北部生态环境相对较好地区,严格说来还不能代表西北部;榆林市是东北部靠近毛乌素沙地的地方,暂且将两个测站作为盆地西北部和东北部的代表来对比其年均气温和月最高气温与月最低气温。

稳态的热流数据通常归入质量较差或局部异常类别而被剔除。由于假定大地热流是稳态的,因此,在考虑影响生态系统演变因素时也往往把来自地下的热流排除在外。我们认为一个地区来自地下的热流总体上是脉动的,只是这种脉动的幅度和周期在不同的地区和地壳演化阶段有显著的差异。地壳性质比较稳定的地区,地下热流通量较小,且脉动幅度较小,脉动周期很长,通常以 $n \times 10^6$ a为尺度,在人类可以观察到的时段内很难看出其变化,因而可以认为其地下热流是稳态的;而地壳性质比较活跃的地区,地下热流通量较大,脉动幅度也较大,变化周期可以短至($n \sim 10$ n) a尺度,这些地区的地下热流随时间和空间的变化均很大^[3]。

任战利等^[11]曾利用磷灰石裂变径迹法研究了鄂尔多斯盆地中生代晚期以来的热演化史,计算出西北部天深1井中生代晚期古大地热流高达95~ 118 mW/m²,比现今大地热流(56 mW/m²)高39 mW/m²以上;而东南部麒参1井中生代晚期古

大地热流为 81 mW/m^2 , 只比现今大地热流 (68 mW/m^2) 高 13 mW/m^2 。说明中生代晚期鄂尔多斯盆地的大地热流是相当高的; 但此后大地热流呈现明显的下降趋势, 这可能是鄂尔多斯盆地的生态环境出现明显退化的重要原因。西北部的下降幅度远远大于东南部, 可能是盆地内不同地区生态环境退化程度的原因差异。榆林市到鄂尔多斯市东胜区的铁路沿线是目前盆地内大地热流最高的区域, 可能也是鄂尔多斯盆地东部(榆林地区和鄂尔多斯市东胜区)沙漠的治理能够取得较好效果的重要原因之一。

假定从中生代晚期以来, 鄂尔多斯盆地大地热

流的下降是一个渐变的过程, 大地热流随时间的推移线性下降, 那么就可以计算出鄂尔多斯盆地的大地热流是在何时下降到临界值以下, 又从何日开始区域生态系统向荒漠化方向演化。

白垩纪的年代界限为 $140 \sim 64 \text{ Ma}$, 在中生代晚期, 鄂尔多斯盆地保持了较高的大地热流, 中生代的历史结束于 64 Ma , 新生代的开始标志着盆地演化进入一个新的发展阶段: 大地热流开始缓慢下降。以 64 Ma 前作为鄂尔多斯盆地大地热流开始缓慢下降的起始时间, 计算出其不同地区大地热流的衰减速率和大地热流衰减到低于临界值的时间(表4)。

表4 鄂尔多斯盆地的大地热流及其衰减演变规律

Table 4 The terrestrial heat flow of Ordos Basin and its attenuation pattern

地区或位置	大地热流/ $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$		大地热流 衰减速率 $/\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	衰减到低于临界值 的时间(距今) /10 ka
	现 今	中生代末 (64 Ma 前)		
西北天深1井	56	95	6.09×10^{-7}	164.1
	56	118	9.69×10^{-7}	103.2
东南部麒参1井	68	81	2.03×10^{-7}	-5415.4
西北部	56.3	118	9.64×10^{-7}	72.6
西北部相对低热流区	54.6	118	9.91×10^{-7}	242.3
西北部相对高热流区	59.4	118	9.16×10^{-7}	-262.1
东北部	65.3	100	5.42×10^{-7}	-1530.8
东北部相对低热流区	62.3	100	5.89×10^{-7}	-899.7
东北部相对高热流区	69.8	100	4.72×10^{-7}	-2712.6
南部	67.3	81	2.14×10^{-7}	-4811.7
南部相对低热流区	62.4	81	2.91×10^{-7}	-1858.1
南部相对高热流区	69.2	81	1.84×10^{-7}	-6616.9

注: 表中距今时间正值表示过去时间, 负值表示未来时间

从表4可看出, 盆地的大地热流整体上在衰减, 这可能导致整个盆地的生态系统出现整体退化, 只是这种衰减的速度和退化的程度在不同的地区有明显差异。西北部的大地热流衰减速度较快, 东北部的衰减速度次之, 而南部的衰减速度较慢。在西北部, 自 2.42 Ma 以前有些地方的大地热流就已衰减到临界值以下, 可能从那时候起有局部地区的生态系统变得比较脆弱, 生态系统退化(目前在鄂尔多斯盆地附近发现的具有热带草原气候特征的动物化石群均是 2.50 Ma 以前的); 整个西北部作为一个整体看, 在 0.72 Ma 以前大地热流就已衰减到临界值以下, 区域生态系统脆弱, 开始整体向荒漠化演变。但由于生态系统本身的自我维持功能, 在未经大规模扰动或破坏时, 原来已有草被覆盖的地区, 通过植被的光合作用可以储存一部分太阳能维持生态系统的运行, 还能勉强维持草原生态系统。大约在 1600 a 前, 自立夏国的赫连勃勃在这“强弩之末”的时刻在

此设立都城(统万城), 使已经十分脆弱的生态系统遭到严重破坏, 结果引发水土流失, 风沙不断加剧。大约在 1100 a 前, 统万城即被风沙吞灭。当然, 局部也有一些大地热流相对较高的地区, 按现在的衰减速度计, 也要到 2.62 Ma 以后才会衰减到临界值以下, 盆地西北部只有到那时才会完全演变成为难以逆转的荒漠。东北部和南部的大地热流还没有低于临界值, 区域生态系统还较为稳健。东北部要到 9.0 Ma 以后才会出现生态系统比较脆弱的情况, 整体上要到 15.30 Ma 以后才会向荒漠化演变。因此可以认为, 东北部目前出现的荒漠化是由于西北部沙漠的东侵所致, 只要拦住风沙, 其生态是可以逆转恢复的。南部要到 18.58 Ma 以后才会出现生态系统比较脆弱的情况, 整体上到 48.11 Ma 以后才会向荒漠化演变。当然这是在没有考虑人类活动干扰情况下的自然演变过程, 人类活动的干扰无疑会在一定程度上加快或减缓这种演变的进程。

库布其沙漠的东段历史上曾是一方水草丰美、牛羊成群的乐土。现在的沙漠化是由于西部沙漠东侵的结果,其本身的演化还没有进入荒漠化阶段;因此,鄂尔多斯盆地东北部的荒漠化是可以逆转的。库布其沙漠的东段达拉特旗乌兰乡恩格贝的沙漠治理和开发示范区已取得明显成效。1997年,内蒙古亿利资源集团投资7500万元,打通了由鄂尔多斯市东胜区穿越库布其沙漠到恩格贝的“穿沙公路”,并在飞播和人工种植牧草及药材 $100 \times 10^3 \text{ hm}^2$, 已形成一条长65 km、宽4 km的绿色长廊,将库布其沙漠拦腰斩断,成为人类治沙史上的奇迹。

但是,在西部穿越库布其沙漠的另一条公路——杭锦旗到乌拉特前旗的“穿沙公路”却没有这么幸运。为了保护穿沙公路,从1997年秋季开始,杭锦旗先后开展了4次万人植树种草大会战,营造人工林 $1.85 \times 10^3 \text{ hm}^2$, 人工种草 $1.73 \times 10^3 \text{ hm}^2$, 造林 $10 \times 10^3 \text{ hm}^2$, 试图把穿沙公路变成了一条绿色的通道,但是其绿化难度比东部那条穿沙公路大得多。

5 主要结论和建议

鄂尔多斯盆地可以划分为西北部、东北部和南部三个区域,其大地热流平均值与生态环境格局也有明显的差异:西北部生态环境恶劣,荒漠化严重,库布其沙漠和毛乌素沙地的原生沙地均在该区域;东北部生态环境较好,但是受到西北部沙漠东侵的威胁;南部生态环境较好,是中华农耕文化的发源地。大地热流每增加 $4 \sim 5 \text{ mW/m}^2$ 可使年均地表温度升高约 1°C , 使最低月均气温升高 2°C 以上。鄂尔多斯盆地东北部的平均大地热流比西北部高出 11 mW/m^2 , 东北部年均地表温度可能比西北部高出 $2 \sim 3^\circ\text{C}$, 其最低月均地表温度可能比西北部高出 $4 \sim 6^\circ\text{C}$ 。西北部的大地热流平均值已经低于维持地表生态系统延续所需大地热流的临界值 (57 mW/m^2), 其自然生态系统整体上已经处于脆弱的境地;东北部和南部的大地热流均大于 57 mW/m^2 , 自然生态系统均还较为稳健。东北部的沙漠化可能是风沙侵入的结果,其生态应该是可以恢复的。整个西北部作为一个整体,在 0.72 Ma 以前大地热流就已衰减到临界值以下,区域生态系统已经变得脆弱,开始整体上向荒漠化方向演变了。

由于盆地西北部生态系统已经整体上变得较为脆弱,其生态系统的承载能力已非常有限,而东北

部与西北部沙漠的性质完全不同,东北部沙漠治理的成功经验很难推广到西北部;而西北部的生态恶化会进一步加剧沙漠东侵的步伐,加大东北部荒漠化治理的难度。建议对西北部实施生态保护,严格控制杭锦旗、鄂托克旗、鄂托克前期、乌审旗和盐池县、定边县的人口密度,实施生态移民,以减少人口压力,减缓荒漠化威胁。

鄂尔多斯盆地东北部的地表生态环境并没有进入自身的荒漠化发展阶段,目前出现的沙漠是西北部沙漠东侵的结果,只要控制西北部的风沙来源或拦住风沙,东北部的生态系统可以逆转恢复,建议在控制西北部生态恶化的同时,加大东北部的生态环境治理和恢复力度。这对控制风沙东移和减少泥沙流入黄河、防治华北地区沙尘暴具有重大现实意义。

参考文献(Reference):

- [1] 匡耀求, 黄宁生, 朱照宇, 王江海, 胡振铎. 大地热流——影响西部环境与生态演变的重要自然因素[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2002, 21(1): 30–34.
Kuang Yaoqiu, Huang Ningsheng, Zhu Zhaoyu, Wang Jianghai, Hu Zhenduo. Terrestrial heat flow—An important natural factor influencing the evolution of the ecological system and the environment in the western China[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2002, 21(1): 30–34. (in Chinese with English abstract)
- [2] 匡耀求, 黄宁生, 朱照宇, 胡振宇. 试论大地热流对地表环境与生态演变的影响[J]. 中国地质, 2002, 29(1): 86–95.
Kuang Yaoqiu, Huang Ningsheng, Zhu Zhaoyu, Hu Zhenyu. Preliminary discussion on the influence of the terrestrial heat flow on the evolution of the ground ecosystem and environment[J]. Geology in China, 2002, 29(1): 86–95. (in Chinese with English abstract)
- [3] 匡耀求, 黄宁生, 吴志峰, 胡振宇, 孙波, 刘承帅. 大地热流对中国西部环境与生态演变的影响及其研究意义[J]. 地球科学进展, 2003, 18(1): 22–29.
Kuang Yaoqiu, Huang Ningsheng, Wu Zhifeng, Hu Zhenyu, Sun Bo, Liu Chengshuai. Effects of terrestrial heat flow on the environment and ecologic evolution of western China and its significance[J]. Advance in Earth Sciences, 2003, 18(1): 22–29. (in Chinese with English abstract)
- [4] Conrad V. Usual formulas of continentality and their limits of validity[J]. Transactions of the American Geophysical Union, 1946, 27: 663–664.
- [5] 李博, 史培军, 李天杰, 陈钦岱, 杨美华. 内蒙古鄂尔多斯高原自然资源与环境研究[M]. 北京: 科学出版社, 1990. 225.
Li Bo, Shi Peijun, Li Tianjie, Chen Qinlun, Yang Meihua. Study on natural resource and environment in Ordos Plateau of Inner Mongolia [M]. Beijing: Science Press, 1990. 225. (in Chinese)

- [6] 孙少华, 刘顺生, 汪集旻. 鄂尔多斯盆地热流场特征[J]. 大地构造与成矿学, 1996, 20(1): 29–37.
Sun Shaohua, Liu Shunsheng, Wang Jiyang. The heat flow field in Ordos Basin, NW China [J]. Geotectonica et Metallogenia, 1996, 20(1): 29–37. (in Chinese with English abstract)
- [7] 新华网甘肃频道. 黄河古象载沧桑[Z]. [http://www.gs.xinhuanet.com/dfpd/2004-02/23/content_1666806.htm]
Xinhua News Agency Gansu Channel. The Environmental Change recorded by the ancient elephant lived along Yellow River Valley[Z]. In: [http://www.gs.xinhuanet.com/dfpd/2004-02/23/content_1666806.htm] (in Chinese)
- [8] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究[J]. 考古学报, 1972, 42(1): 15–38.
Zhu Kezhen. Preliminary study on the climate change in China since 5000 years ago[J]. Acta Archaeologica Sinica, 1972, 42(1): 15–38. (in Chinese)
- [9] 胡圣标, 何丽娟, 汪集旻. 中国大陆地区大地热流数据汇编[J]. 第三版, 地球物理学报, 2001, 44(5): 611–626.
Hu Shengbiao, He Lijuan, Wang Jiyang. Compilation of the heat flow data in the China continental area (3rd edition) [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2001, 44(5): 611–626. (in Chinese with English abstract)
- [10] 匡耀求, 黄宁生, 朱照宇. 试论来自地下的热流对地表生态系统的能量贡献[A]. 第八届全国第四纪学术大会论文集[C]. 四川都江堰, 2002. 20–24.
Kuang Yaoqiu, Huang Ningsheng, Zhu Zhaoyu. On the energy contribution of the heat flow from the earth's interior to the ground ecological system [A]. Contributions to the 8th National Quaternary Congress [C]. Dujiangyan, Sichuan, 2002. 20–24. (in Chinese)
- [11] 任战利. 利用磷灰石裂变径迹法研究鄂尔多斯盆地地热史[J]. 地球物理学报, 1995, 38(3): 339–349.
Ren Zhanli. Thermal history of Ordos Basin assessed by apatite fission track analysis [J]. Chinese Journal of Geophysics, 1995, 38(3): 339–349. (in Chinese with English abstract)

Change of Terrestrial Heat Flow in Ordos Basin since Late Mesozoic and its Effects on the Pattern and Evolution of the Ecologic Environment

KUANG Yao-qiu, HUANG Ning-sheng, HU Zhen-yu, WU Zhi-feng, LIU Yu

Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry & South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

Abstract: The Ordos Basin can be divided into three parts as Northwestern part, Northeastern part and Southern part, and their average terrestrial heat flow are estimated to be 56.3, 67.3 and 65.3 mW/m², respectively, which respond to distinctive ecologic environment patterns. The annual mean ground temperature will raise about 1 °C and the minimum mean month ground temperature will raise more than 2 °C as the terrestrial heat flow in the region increase 4–5 mW/m². The average terrestrial heat flow in the Northeastern part of Ordos Basin is 11 mW/m² higher than that in the Northwestern part. Accordingly, the ground temperature in Northeastern part should be 2–3 °C higher than that in the Northwestern part, and the minimum mean month ground temperature should be 4–6 °C higher than that in the Northwestern part. The average terrestrial heat flow in the Northwestern part has become lower than the critical value for maintaining sustainable development of the ecologic system (57 mW/m²), and its natural ecologic system is in a weak condition as a whole; while the average terrestrial heat flow in the Northeastern part and Southern part are greater than 57 mW/m², their natural ecologic system are still robust. The desertification now in the Northeastern part may result from aggression of wind and sand, where the ecologic system could be restored to some extent. The ecologic system in the Northwestern part as a whole had become weak and begun to develop toward desertification as the terrestrial heat flow was declining to lower than the critical value 720 thousand years ago.

Key words: terrestrial heat flow; ecologic environment; ground temperature; Ordos Basin; desertification