

黄淮海平原面临沙漠化的潜在威胁

The Potential Danger of Desertification in the Huang Huai Hai Plains

刘平贵 李雪菊

(中国地质科学院水文地质工程地质研究所 河北正定 050803)

黄淮海平原指黄河、淮河和海滦河下游平原区,包括京、津、冀、鲁、豫、苏、皖5省市的部分地区,面积约35万 km^2 。近年来,由于地质和气候环境的演变,加之经济快速发展带来的负面影响,使平原的生态环境发生很大变化,各种地质灾害和潜在的地质灾害对该区工农业生产构成严重威胁,如在平原悄然蔓延的土地沙漠化。

探讨黄淮海平原在未来的发展中,沙漠化将成为影响该区的地质灾害问题,似乎还不被多数人接受,但自然环境的演变不以人的意志为转移。本文试图从沙漠化形成的地质气候环境,地质历史时期黄淮海平原曾经有过的沙漠化及其演变,未来黄淮海平原地质、气候和水环境的演变趋势及对该区沙漠化发展的影响等方面,对该区沙漠化的发展进行预测。

一、黄淮海平原沙漠化的地质环境

黄淮海平原地处我国地形上三大阶梯的最低一级,东临太平洋拗陷,西峙青藏高原及其以东的黄土高原,构造上属华北地台的次级构造——华北陆缘盆地。在燕山运动和喜马拉雅运动作用下,该区周边山体如燕山、太行山、鲁西山地和秦岭等隆升,盆地沉降,将原来呈分割、孤立的小盆地变为一个北到三江平原、南到江淮平原的北北东向展布的统一大盆地。

1. 新构造运动 第四纪以来,黄淮海平原周边山地大幅隆升,加大了山区地形的起伏,松动了谷坡的岩石地层,加强了岩石的物理风化作用,降低了山区河网侵蚀基准面,增强了流水的动能和它的冲刷能力,使山区沟谷下切、侧蚀和溯源侵蚀加强,为大面积土壤侵蚀创造了强大的动力条件。特别是西部黄土高原,巨厚的黄土及其下伏红土形成的软弱夹层,抗水蚀能力极差。由于地壳抬升和水动力条件的改变,产生大面积土壤侵蚀,每年将黄土高原约16亿 t 泥沙输入黄河,使下游河道以8~21 cm/a 的速度抬升,形成闻名的地上悬河,并使河口以0.15 km/a 的速度向海域延伸。盆地周边其它山区土壤侵蚀也很严重,如永定河上游中度侵蚀程度以上的面积达1.76万 km^2 。平原基底不断沉降,将大量泥沙沉积在平原上,形成厚大的第四纪冲洪积、湖积相地层,将原来的拗陷淤积成今日的大平原。受构造运动影响,平原上第四纪地层的沉积环境、地

层类型、岩性特征和沉积厚度均呈现明显的规律性。

地壳的差异升降运动,塑造了黄淮海平原千姿百态的微地貌形态,在山区和山前地带形成洪积扇、裙和山前倾斜平原,中部形成冲积、冲湖积平原,东部形成滨海湖积、海积平原。受平原不断沉降的影响,山前冲洪积扇扇顶不断前移,形成新老扇体迭加。受基底次级构造展布方向的控制,平原上的河流、古河道及许多淀洼的分布方向和部位表现了明显的新构造运动成因的特点。第四纪以来,黄淮海平原主要为陆相湖泊、沼泽和河道带地貌景观,沉积了厚大的冲、洪积和湖积相地层。由于平原地形平坦,坡降极小,泥沙中的粗颗粒大都沉积在山口或山前地带,中部和东部平原区地层岩性以细粉砂和亚砂土为主,细粉粒级含量极高,如各组段的平均粒经($m\phi$)为2.06~6.46,最细段出现在全新世(Q_4)地层,且颗粒级配均匀,平均分选系数(ϕ)在1.3~2.5左右,也以全新世地层分选最好(1.3~1.6左右)^[1]。这种松散沙层粒度小、重量轻、极易风力搬运,在适宜的气候条件下极易沙化。

2. 气候环境 强烈的新构造运动使青藏高原大幅度隆升,不仅促成了东西方向上的三大阶梯地形,也改变了我国大陆原有的气候环境,使以蒙古高压为中心的大陆季风气候逐渐形成,加之青藏高原隆起形成高大褶皱山系及大兴安岭、阴山、贺兰山、祁连山、阿尔泰山、天山和昆仑山等一系列高山的屏障作用,使季风气候对我国北方的自然环境产生重要的影响和控制。随着青藏高原隆升的不断加速,季风气候的作用也在逐渐加强。在这种气候环境影响下,我国北方地区第四纪以来出现了大面积沙漠化土地。

黄淮海平原位于我国东部副热带季风气候区,受东南季风和海洋暖气的影响,降水量较西北内陆和蒙古高原相对偏大(500~1000 mm),这是全新世以来暂未沦为不毛荒漠的主要原因之一。但该区降水量受夏季风和海洋暖气团进退的控制,雨季到7月中旬才由长江沿岸推进到整个黄淮海平原,8月下旬便又很快撤回华南沿海地区,因而该区只有一个雨量高峰,历时仅约40余天,而华中和华南有两个雨量高峰,历时分别约为90天和130天,东北地区虽然纬度更高,但4~9月气旋活动频繁,春秋两季雨量多于黄淮海平原,夏季也不如黄淮海平原雨量集中。因此黄淮海平原成为我国东部地区雨季最

短、降水量最集中(夏季降水量占全年的70%以上)、年降水量分配最不均匀的地区,这种降水特点使平原接纳雨水极度困难,造成该区水资源的先天性不足。随着气候干旱和用水量的增加,水资源匮乏和水环境恶化在所难免。

3. 水资源环境 黄淮海平原可供利用的天然水资源总量约为712亿 m^3 ,其中海滦河平原191亿 m^3 ,黄河下游平原18亿 m^3 ,淮河平原503亿 m^3 。从数量上看,该区的水资源量不算小,但在时空和需水状况分布上极不平衡,现有的水资源不能充分发挥作用,致使该区供需矛盾十分突出。

地下水在空间分布上呈现从山前到滨海、从南部到北部由多变少的递变规律,而地下水的开采量却从山前到滨海、从南部到北部呈现由少变多的递变规律。用水量大、缺水严重的北部海滦河平原占黄淮海平原总面积的44.8%,地下水天然资源拥有量仅占全区总量的34.2%;用水量较小地表水和地下水都相对丰富的南部淮河平原,其面积占平原区总面积的47.0%,拥有的地下水天然资源量却占全区总量的61.7%。目前海滦河平原的地下水开采量已达可开采程度的89%,除大量开采浅层地下水外,还开采了大量难以恢复和再生的深层承压水。^[2]

地表水在时间分布上季节变化较大,洪水季节大部分地表径流排泄流失。这个季节用水量最少,特别是农业灌溉用水几乎降到最低限度;而枯水季节大部分地表水被山区和上游拦截,进入平原可供工农业用水和补给地下水的量极度减少。黄淮海流域共有水库7100座左右,总库容525.4亿 m^3 ^[2]。这些水库大量拦截地表径流。随着山区水利工程兴建和上游用水量不断增加,这种趋势将会越来越严重,致使河流下游每年断流时间长达100~200天。黄河下游近年来断流现象更为严重,如1997年黄河全年累计断流226天,全年330天无水入海。地下水随地表水呈季节性变化,枯水季节地下水的补给量大幅度减少。这时正是平原用水高峰,尤其是农业灌溉用水,约占总用水量的79%,占全年用水量的70%以上。这种用水量的季节性增加和供水量的季节性减少,使供需矛盾更加尖锐化。

目前黄淮海平原需水量约1186亿 m^3 ,实际可供利用的天然水资源仅712亿 m^3 ,需水量远大于供水量,今后需水量还会逐年递增,如以北京为例,据估算1960年至1990年,用水量平均每年以1800万 m^3 的速度递增,因此黄淮海平原的缺水率今后仍会继续加大^[2]。平原中部和北部地下水严重超采,如河北省部分每年超采40亿 m^3 ,形成大面积降落漏斗,目前该地区的地下水降落漏斗面积达1万 km^2 以上,漏斗中心最大水位埋深达76m(见图1)。由于环保措施不力,水源污染严重,如河北省每年大约排放污水约30亿 m^3 (1993年统计),使常年断流的河道大量纳污而无法稀释自净,增加了水资源重复利用的难度。黄淮海平原水环境的恶化,为该区沙漠化的扩展创造了极为有利的条件。

二、地质历史时期黄淮海平原的沙漠化及其演化

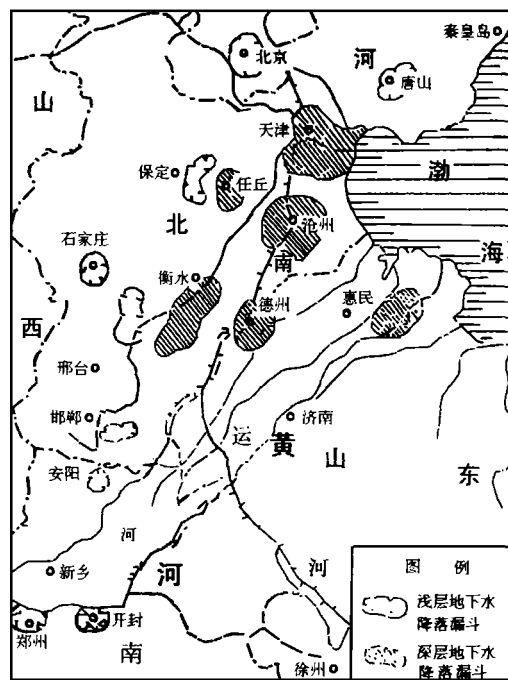


图1 黄淮海平原地下水降落漏斗分布示意图

黄淮海平原与西北沙漠化区域的地质环境存在很多相似或相同之处,如程度强烈的新构造运动、差异显著的正负地形、巨厚的冲湖积相地层、十分匮乏的天然水资源等。正是在这种特殊的地质环境中,加之大陆季风的作用,才使得西北干旱、半干旱地区第四纪以来形成大面积沙漠化土地。调查表明,在全球性气候变化比较显著的地质历史时期,与西北产生沙漠化的同时,黄淮海平原也曾形成大面积沙漠化、黄土状土,成为地质历史时期的荒漠化景观。

1. 黄淮海平原古沙漠化的形成 晚更新世末期,降低了的气温使蒙古高压进一步增强,给我国北方地区带来干冷气流,强大的风力(最大风速可达34m/s)强烈地吹蚀黄淮海平原及陆架,季风成为控制该区环境演化的主要动力。至20~18kaBP的末次盛冰期,全球气温平均下降了8~13℃,大陆冰川发育,海面降低,陆架大面积裸露。据McIntyre等模拟,18kaBP海水平均温度约比现在明显低2℃,海水不具备形成台风的水温(29℃以上)条件,平原和陆架地区失去大量降水机会,促使该区向干旱环境转化^[3]。由于降水量的骤减和降水形式的改变,永久冻土层南移和侵蚀基准面降低,使河流大多缩短流程以致断流。在这种背景条件下,与我国西北地区处于同一纬度和环境的黄淮海平原,同样也形成了黄土和沙漠化分布区。

黄土、黄土状主要分布在山前倾斜平原后缘及冲、洪积扇的顶点,如河北的迁安、燕山山区的山间盆地,太行山、鲁西山地的山前冲洪积扇、裙及渤海海域中的一些岛屿。并在滦河、下辽河沿岸该套地层中乃至渤海海底均发现有披毛犀和猛犸象动物群化石,说明当时该区处于干冷的气候环境中,其孢粉组合反映为荒漠草原—森林草原—荒漠草原的植被景观。黄土地层的岩性也反映了这段时间的

干冷气候特征,如山东掖县新庄村和北长山珍珠门黄土层中发育有钙质结核, ^{14}C 测年分别为 $23.7 \pm 1.4\text{kaBP}$ 和 $19.38 \pm 0.32\text{kaBP}$ ^[4]。

中部平原中的湖泊开始萎缩并逐渐消失。从钻孔资料反映,在 23kaBP 左右平原普遍沉积了厚约 10 米的厚砂层,该砂层下部为一厚层粘土、亚粘土,顶部与砂层界面处粘土颜色棕红,含有厚度不一的钙质结核层,钙核层发育有粘化层和淀积岩,并具铁锰质锈染, ^{14}C 测年为 $23.5 \pm 1\text{kaBP}$ 。从岩性特征分析,当时气候由湿热转为干冷,沉积环境由深水变为浅水,并快速干枯,接着经历了沉积间断和风化剥蚀,然后再断续接受沉积,形成韵律分明的砂层,砂体比例达 90% 以上,为典型的古河道带沉积。这种古河道带不仅在平原上广布,在黄渤海陆架也有大量分布。由于干冷,降水量减少,河水流量少、变率大,且多为暴涨暴落的洪水性质。这种气候环境加强了山区岩石地层的物理风化、增多物源碎屑、增大河流泥沙含量;又由于海平面降低、海岸线前移、河流侵蚀基准面下降,河床坡度加大,河流改道频繁,该砂层便是在这种侵蚀强烈、堆积旺盛的地质环境中形成的。砂层在平原北部比较稳定,埋深约 30m 左右,在区域上由南到北可以对比并可与黄土高原的黄土层和蒙古高原沙漠中的湖相地层对比,说明当时黄淮海平原的气候环境与我国北方及全球气候环境变化一致。

滨海和黄渤海陆架区,由于历次海进海退形成海陆交替、相互重迭的有序沉积,在末次盛冰期强劲的古季风作用下,破坏了原地层海陆相间分布的沉积格局,使早期的沉积层序不复存在,形成大面积沙漠化环境特有的混杂堆积。这种堆积没有层理、层次,显示风暴沉积特征,在辽东湾浅地层剖面仪测量记录中,这种特征尤为明显^[3]。另外,在河北迁安、昌黎等地均发现有埋藏古沙丘群,它们是末次盛冰期黄渤海陆架大面积裸露时在古季风作用下形成的,其沙丘规模较现代沙漠要大得多,北京密云以南的沙丘大致也应是这一时期形成的。这种埋藏沙丘在黄渤海陆架也可见到,说明当时黄淮海平原和黄渤海陆架都同时在经历着沙漠化过程。

2. 黄淮海平原古沙漠的演化 全新世以来,我国北方气温普遍转暖, $12 \sim 7.5\text{kaBP}$, 黄淮海平原降水较前明显增多,小型湖泊和淀洼广布,三大淀洼——宁晋泊、白洋淀和黄庄洼基本形成,河流广布,冲积和洪泛冲积相地层十分发育,其间夹有湖沼相薄层,岩性以灰、灰黑色亚砂土、亚粘土夹砂层为主,淤泥层和泥炭层普遍。滨海地区的泥炭层中含有大量海相生物(有孔虫、介形虫等),反映该地区曾发生过海侵,在河北黄骅和山东东营测得泥炭层 ^{14}C 年龄为 10kaBP 左右,孢粉组合反映这一时期为松属—栎属占优势的针阔叶混交的森林草原景观,沙漠化逐渐消失。

7.5~5kaBP, 当时气候环境与当今水蕨生长的气候环境相似,平均气温比现在高 $2 \sim 3^\circ\text{C}$, 这一时期中的淀洼发展到最大规模。在粉细沙地层中,普遍含有一层或数层黑色淤泥,其中夹有 0.5~4m 深灰色泥炭,如河北藁城呼沱河一级阶地牛轭湖中分布的泥炭层,埋深 2~6m,厚 3~4m, ^{14}C 测年为 $6.64 \pm 0.105\text{kaBP}$ ^[5]。滨海平原及大陆架处于浅海、

滨岸和河口环境,沼泽相沉积普遍发育,牡蛎礁大面积分布,牡蛎礁 ^{14}C 测年为 7~1kaBP,孢粉组合特征反映这一时期为阔叶林的森林草原景观。黄淮海平原这一时期地质环境的变化表明该区气候湿润、雨量充沛、河湖水体发育,河流、湖泊、沼泽的地质作用显著加强,而沙漠化环境正是在这种逆过程中得以遏制,并最终从平原上消失。

末次盛冰期,黄淮海平原在特定的地质和气候环境作用下形成大面积沙漠化,之后又在地质和气候环境的演化中逐渐消失。当时在人类对自然环境的影响基本还不起主导作用的情况下,该区沙漠化的发生、形成、扩展和消失的演化过程基本上是在自然因素作用下,按其自身规律运行的结果。西北内陆和蒙古高原的沙漠区,同样经历了与黄淮海平原大体相似的地质和气候环境的演化,由于地处内陆腹地,远离海区,大洋暖气团很难深入,即便气候湿润、雨量充沛,降水量也远较黄淮海平原要少得多。水是影响沙漠进退消长的关键因素,降水量很少是决定这一时期西北内陆和蒙古高原的沙漠化只是程度稍有减轻(沙带下发育有黑垆土和埋藏古土壤),但并未最终消失的根本原因。

三、黄淮海平原的沙漠化

地质历史时期黄淮海平原沙漠化演化的重要意义不仅表明该区存在发生沙漠化的环境和条件,以及地质历史时期曾经有过沙漠化发生发展和消失的先例,更重要的是它为我们预示了现在和未来。随着气候环境冷热交替的周期性波动,平原上沙漠化演化的正过程和逆过程将周而复始地一直进行下去,该区现代沙漠化的又一次发展便是最好的佐证。

1. 黄淮海平原沙漠化的悄然蔓延 5kaBP 以来,我国北方气候环境与冰后期相比,发生了急剧的变化,气候趋向干冷。特别是 500a 以来,全球气候环境以干旱为主,我国北方近 500a 以来曾发生过 1636 年、1720 年和 1875 年 3 次大旱,其中最严重、持续时间最长的为 1636 年的大旱,其中心部位恰为黄淮海平原。在这种气候环境的影响下,黄淮海平原的地质和水环境发生了巨大的变化。

首先,平原上的湖泊、沼泽和河流产生逆向发展,地质作用日趋减弱。降水量减少,地表径流亦相应减少,平原上的古湖泊、淀洼都相继萎缩消失。宁晋泊于清道光年间(1839 年)消失,黄庄洼于 50 年代消失,白洋淀虽还存有小面积水体,但已变成季节性湖泊。同时,平原上盐渍化土地大面积扩展。这一时期平原上的古河道极为发育,尤以黄河古河道最发育。自公元前 602 年以来,黄河决口泛滥达 1500 多次,每次决口改道都要遗弃大量黄河故道。加之其它河流如海滦河及其支流频繁变迁遗留的大量故道,在平原上纵横交错、上下迭置、密如珠网。古河道带上的沉积物多由级配均匀的细粉砂组成,岩土中有机质含量低、成壤作用差,是现代沙漠化发生、发展和蔓延的有利地貌部位。目前黄淮海平原上的沙漠化土地大都分布在古河道带上,尤以黄河古河道带上分布面积最大、程度最严重,如

郑州以南、开封以东和新乡东北黄河冲积扇上。

其次, 海岸线向海域大幅度推进, 促使滨海地区环境恶化。随海平面波动性下降及河流的淤积, 海水退却, 在环渤海湾留下道 4 贝壳堤, 贝壳堤是海岸线推进的重要标志。据记载, 黄河自 1855 年经山东利津入海以来, 海岸线向海域推进的平均速率约为 0.15km/a , 滦河三角洲自 1915~1965 年向海域推进的平均速率为 0.2km/a 。海岸线的大幅变动, 使该区芦苇湿地和沼泽不断干枯, 形成大面积盐渍土。土壤中盐分高度积累, 一方面表明气候干旱, 地下水蒸发量大于降水量; 另一方面表明地下水环境发生了重大变化。另外, 由于河口地区水位下降, 牡蛎群全部死亡, 其上已覆盖有 $2.5\sim 4\text{m}$ 的亚砂土、亚粘土。随着海岸线不断向海域推进, 在近岸和三角洲地带形成大面积沙丘和沙堤。

再者, 水资源量的大幅度减少促使水环境急剧恶化。气候干冷、降水量减少是水资源减少的主要原因。据统计黄淮海平原河北省部分 1956~1979 年每年平均自产水资源量约 167亿 m^3 , 而 1980~1991 年降至 94亿 m^3 , 减少 43.7% ; 50 年代平均入境水量 99.8亿 m^3 , 60 年代减为 70.8亿 m^3 , 70 年代减为 52.0亿 m^3 , 80 年代仅为 26.2亿 m^3 , 30 年平均减少 73.3% [6]。水资源严重匮乏, 用水量逐年增加, 被迫严重超采地下水资源, 并屡屡被迫动用应急和后备水源, 引起地下水位持续性下降, 形成大面积漏斗, 造成难以逆转的严重后果。干旱缺水是产生沙漠化最重要的原因之一, 黄淮海平原水资源严重缺乏为该土地沙漠化的发生和蔓延奠定了基础。

2. 黄淮海平原沙漠化的现状 自 5kaBP 黄淮海平原出现沙漠化后, 3kaBP 以来有了进一步的发展, 特别是近百年来由于人为因素的迭加, 使该区沙漠化加速发展。据估算, 黄淮海平原约有现代沙漠化土地面积 2.67万 km^2 [7], 约占平原总面积的 7.6% 。经过近 50 年的改造约有 50% 开垦为耕地,

约有 20% 变为果林, 但仍有 30% 以上的为活化沙地, 并不断有新沙漠化土地出现(见图 2)。

黄淮海平原的沙漠化土地主要分布在以下地貌部位: (1) 沿山前冲洪积扇上的古河道和扇前洼地, 呈带状或片状分布, 如河北藁城、晋县一带的呼沱河冲洪积扇前缘的洼地; (2) 沿冲湖积平原上的古河道, 现行河床的河漫滩及其决口扇呈带状分布, 多见于鲁西、冀中及豫东的黄河故道和黄泛区, 另外在海滦河下游及其支流也有分布; (3) 在河口三角洲, 如黄河、滦河、海河的入海口三角洲呈片状分布; (4) 在滨海地区的泻湖、滨岸及沿海近岸地带呈环海带状分布。从形态上可分为: 沙丘, 分流动沙丘、半固定和固定沙丘, 包括新月型沙丘、垅岗状沙丘和链状沙丘等; 沙垅, 包括沙坝、沙堤等; 沙地, 包括沙岗地、波状沙地和风蚀洼地等。沙丘和沙垅多分布在活动或半固定沙区, 沙地多分布在半固定或固定沙区, 其岩性具典型的“二元结构”, 一般下伏均有较坚实的沙质粘土。按沙化程度可分为: 强沙漠化土地, 指集中连片分布的活动沙区; 弱沙漠化土地, 指植被覆盖率超过 $20\sim 40\%$ 或固定半固定的沙区; 潜在沙漠化土地, 指具备发展沙漠化地质(地貌和岩性)条件和物质基础, 在今后气候环境的演化下有可能发展为沙漠化地区。目前黄淮海平原广泛分布的古河道带属于这类地区, 其生态环境十分脆弱, 潜在的威胁最大, 应是今后集中防治的重点。

黄淮海平原上的沙漠化以豫东黄河冲积扇和滦河下游冲积平原最为显著。黄河冲积扇西起孟津, 东至商丘, 北到内黄, 南抵螺河。在地质历史时期, 黄河流出三门峡后, 便以孟津为顶点一直在这一范围内呈扇形南北摆动。在扇体上留下了很多古河道高地、洼地、古河漫滩及古背河洼地等地貌形态。这些地貌部位均是沙漠化集中发育和分布的地带, 且多以流动沙丘集中连片分布, 如开封至中牟, 开封至扶沟、商丘一带, 郑州以北延津经滑县、汲县至濮阳、内黄一带。沙丘高一般 $3\sim 8\text{m}$, 高者达 10m 以上。这些地带沙漠化面积大、程度重、流动性强, 每到冬春季节, 沙借风势, 风助沙威, 使整个豫东平原上黄沙滚滚、遮天蔽日, 形成豫东及周边地区特有的沙暴灾害, 对工农业生产及交通危害极大。滦河中下游的沙漠化土地主要分布在干河床及河漫滩, 如在昌黎与乐亭交界处的少寺林渡口以东至滦河口, 大规模的沙丘、沙链、沙堤高低起伏, 集中连片分布, 丘高一般 $4\sim 5\text{m}$, 高者可达 10m 以上。

通过对京、津、唐地区沙漠化土地的研究表明, 该区沙漠化土地面积 80 年代中期较 60 年代中期增加了 $1.9\sim 2.5$ 倍, 平均年增长率约 9% 左右 [4]。我国西北内陆和蒙古高原 11 个典型沙漠化地区 70 年代中期到 80 年代中期面积变化对比表明, 除内蒙古察哈尔草原和乌盟后山平均年增长率分别为 9.2% 和 8.3% 外, 其余 9 个地区平均年增长率都小于 8% , 多数在 5% 以下 [7]。可见, 黄淮海平原沙漠化的扩展速度已达到惊人的程度。平原为大面积细粉沙沉积区, 由于地表植被覆盖率极低和反复耕作, 加之地下水位大幅度下降、岩性干化、孔隙度加大、渗透性能增强、保墒能力降低, 极易沙化。据调查近年来都先后不同程度地出现沙漠化现象, 随着气候干冷和干旱的加剧, 这种趋势仍将继续发展。

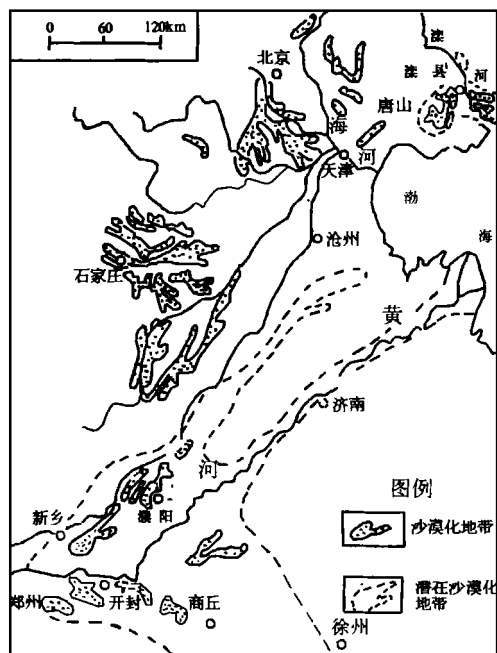


图 2 黄淮海平原沙漠化现状及趋势分布示意图

四、地质环境的演化趋势及沙漠化发展的预测

新构造运动、气候环境和人类活动是目前地质环境演化的主要动力。近年来的研究成果都表明,第四纪以来的构造变动呈加速发展的趋势。张宗祜等曾通过 DEM 模型模拟、计算和空间统计表明,我国北方现代地壳平均升降速度约为 0.66mm/a ,与 15MaBP 相比,青藏高原大约上升了 $800\sim 1\,000\text{m}$,黄土高原上升了 $100\sim 150\text{m}$ ^[8]。黄淮海平原的新构造运动第四纪以来也十分活跃,地层沉积速率明显加快^[9],如拗陷区最大沉积速率可达 $0.35\sim 0.67\text{mm/a}$,而该区早第三纪沉积速率为 0.11mm/a ,晚第三纪为 0.144mm/a ,表明新构造运动强烈,平原基底沉降速度加快,从近代平原上频繁发生强烈地震也能说明这点。通过对西藏、青海、内蒙古高原、黄土高原和黄淮海平原等地典型沉积剖面的系统研究,从取得多种气候变化信息看,我国北方大约自 5kaBP 起气候总的变化趋向干冷或湿冷与干冷的频繁波动^[8],预计至 2020 年我国气候仍有变冷的趋势^[10]。黄淮海平原人地关系的突出矛盾是水资源严重匮乏,到 2000 年海滦河平原天然水资源平均缺水率达 70.2%,黄河下游平原和淮河平原缺水率分别达 14.6% 和 37.8%^[2]。以近 500a 以来我国北方气候发展趋势对黄淮海平原今后 50a 水环境变化进行预测,通过计算模拟出不同水平年地下水的演化趋势,认为该区今后 50a 地下水缺水程度仍将继续发展^[8]。

新构造运动加速发展,对地貌的重塑起到更大的促进作用,黄淮海平原周边山体将继承以前的隆升态势加速抬升,山区的河网侵蚀基准面将继续降低,山区沟谷下切、侧蚀和溯源侵蚀将加速发展,土壤侵蚀强度和输送泥沙的背景值不会有太大的改观。气候变冷将首先影响降水量的减少,进而使河川径流量锐减,增大其年内及年际变率。河水断流现象将更加严重,且多以暴涨、暴落的突发性洪水出现。加之山区物理风化作用强烈,侵蚀和堆积速度加快、河流变迁频繁,不断在山前产生新的冲洪积扇,在平原上产生大量古河道,使地貌形态发生

强烈变化。气候变冷,必然使黄淮海平原的季风加强、风力增大,对地面及土壤的吹蚀和搬运作用加强。由于干旱加剧,用水量,特别是农业灌溉用水量将大幅度增加,平原区地下水位仍将持续下降,造成面积更大、降落更深的漏斗。综上述,在当前及今后相当长时间内,黄淮海平原的地质环境将继承性地承接第四纪以来的演化趋势,遵循其固有的轨道,按其自身的运行规律向前发展,这种演化规律将在很大程度上影响和促进黄淮海平原上土地沙漠化的进一步扩展和蔓延,增加沙漠化潜在威胁。

黄淮海平原土地沙漠化扩展与蔓延的形势十分严峻,然而人们对它的发生、发展和存在潜在威胁的认识却远远落后于西北内陆和内蒙古高原沙漠区,这是防治该区沙漠化扩展、蔓延的最大障碍,本文提出黄淮海平原面临沙漠化的潜在威胁的观点,目的首先就在于此。必须尽快营造一种使沙漠化逆向发展的生态环境,最大限度地限制目前的扩展速度,达到逐步防治的目的。

参考文献

- [1] 陈望和,倪明云等. 河北第四纪地质. 地质出版社, 1987
- [2] 刘昌明,魏忠义等. 华北平原农业水文及水资源. 科学出版社, 1989
- [3] 赵松龄,于洪军. 晚更新世末期黄、渤海陆架沙漠化环境的形成. 第四纪研究, 1996(1)
- [4] 陈明,陈建国,王建芬. 环渤海沿岸沼泽化、盐渍化和沙漠化的演化及其与全球变化的关系. 第四纪研究, 1991(2)
- [5] 吴忱等. 华北平原古河道研究. 中国科学技术出版社, 1991
- [6] 董晓燕,姚晨光,郭凤斌. 河北省水资源的现状与危机浅析. 河北水利科技, 1999(4)
- [7] 王涛,吴薇,王熙章. 沙质荒漠化的遥感监测与评估——以中国北方沙质荒漠化区内的实践为例. 第四纪研究, 1998(2)
- [8] 张宗社等. 中国北方晚更新世以来地质环境演化与未来生存环境变化趋势预测. 地质出版社, 1999
- [9] 邵时雄,安仲元,韩书华. 河北平原新构造运动主要特征的分析. 海洋地质与第四纪地质, 1984(4)
- [10] 任振球. 从全球变化看当前我国的气候和环境问题. 第四纪研究, 1991(2)

(责任编辑 王宏章)

(上接第 55 页)

领导的科研小组研制了一种大约 1 毫米的光纤探头,它可以测出一种组织的拉曼光谱,然后和光谱数据库中其它各种组织包括癌细胞组织的拉曼光谱进行对照,就能知道所测组织是否癌变。

为了试验这种技术, Puppels 的科研小组把一种致癌物加到老鼠的腮上,接触致癌物的老鼠细胞在几星期内就变成患癌的细胞,第一阶段为轻度癌变异常阶段,第二阶段为高度癌变异常阶段。他们将老鼠腮的拉曼光谱和腮活组织检查结果进行对比后,发现用拉曼光谱检查的结果和活组织检查的结果是一样的。而且每次都能正确诊断出癌变的发展程度。如,在 9 例试样中用拉曼光谱检查出 7 例是轻度癌变异常阶段;在另 19 例试样检查中,用拉曼光谱检查出 17 例是健康组织,也和活组织检查结

果一样。美国田纳西州纳什维尔范德比尔特大学的 Anita Mahadevan-Jansen 和她的科研小组用她们自己研制的拉曼光谱仪探针也获得了良好的结果。

因此,这种拉曼光谱探针终有一天可能会指导手术,甚至代替外科手术中的活组织检查,并开辟直接治疗癌症的可能性。比如,安装有拉曼探针的外科手术刀一面进行手术,一面就能同时检查出手术处的组织是否还残留有癌细胞。而过去进行的乳腺癌手术中,由于无法直接知道是否将癌细胞全部去除干净,往往会残留肉眼看不见的癌变组织,后来不得不进行第二次手术。

下一步的目标是研制出在 1 秒钟内就能得出是否有癌细胞组织的“拉曼光谱探针”。

(刘先曙)