末次盛冰期东亚气候的模拟和诊断初探

于 革^① 陈 星^② 刘 健^① 王苏民^①

(^①中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008; ^②南京大学大气科学系, 南京 210093. Email: geyu@niglas.ac.cn)

摘要 采用“国际球古气候模拟对比计划”对 21 kaBP 的边界的共同设置, 包括地球轨道控制下太阳辐射变化、北半球第四纪冰盖、海洋表面温度(SST)和大气 CO₂ 浓度, 并尝试采用东亚地区 21 ka 海陆界面和植被状况进行古气候模拟。报道所运行的全球大气环流模型对 21 ka 的模拟结果, 与地质资料的对比表明, 该气候模拟与东亚气候空间格局基本一致。植被敏感性试验反映 21 ka 植被改变对地面温度和降水均有较大作用, 特别是青藏高原的植被变化使冬夏温度差异以及降水 and 有效降水的冬夏差异加大。

关键词 末次盛冰期 数值化模拟 中国 古气候

近年来国际上对末次盛冰期(天文年代 21 kaBP)气候模拟研究, 初步揭示了与现代有着极大反差的 21 ka 气候主要受太阳辐射异常和北半球第四纪冰盖驱动^[1,2]。下垫面变化对气候的反馈作用研究近来也有重大进展。例如, 刘东生等人^[3]用强迫气候条件驱动气候-植被模型对末次盛冰期青藏高原的模拟, 揭示了下垫面敏感的气候响应和反馈作用。德国、美国以及我国的古气候模型对 6 kaBP 进行了模拟, 借助于耦合植被模型或预置古植被界面, 对非洲、高纬地区及中国的气候模拟已经突破了以往模拟失真的局限, 证实了下垫面(植被和土壤)对气候变化的重要反馈作用^[4-6]。目前国际上陆面植被对 21 ka 气候的反馈作用处在探索之中。

我国第四纪研究揭示了 21 ka 降温幅度之大^[7]、东西部湿度反差之悬殊^[8]。从国际上发表的全球 21 ka 气候模型^[1,2]来看, 其模拟结果还难以捕捉东亚气候特征和格局, 因而难以认识气候动力机制。发展适合东亚气候系统的气候模型, 采用东亚 21 ka 下垫面边界条件, 是使模拟更现实, 进而探索东亚古气候变化动力机制的关键。鉴于此目的, 我们利用气候模型对 21 ka 进行模拟试验。本文报道这一模拟结果, 对盛冰期我国气候空间格局提出分析和初步解释。我们希望抛砖引玉, 在国内外引起探讨和共识, 并有待多学科的相互印证。

1 气候模型和边界场

本研究采用耦合了陆面过程的大气环流模式(AGCM + SSiB)。AGCM 模式是 9 层 15 波菱形截断的三维全球大气环流谱模式, 源于 McAvaney 等人^[9]和 Simmonds 等人^[10], 水平分辨率为 48(纬向, 7.5°格距)×40(经向, Gauss 网格)。SSiB 模式是简化的陆地植被模型。地球陆地表面 25%裸土、25%积雪和 50%植被具有各自不同性质的陆面与大气水、热交换物理参数和过程。中低纬的东亚地区, 由于植被的季节变化, 导致粗糙度、反射率、植物蒸散等的季节变化, 因此对气候产生很大影响。为了更细致地刻画这种影响, 引入了源自 Sellers 等人^[11]和 Xue 等人的简化了的生物圈模式(SSiB: Simplified Simple Biosphere Model)^[11]。该模型把陆地下垫面分为 4 层(1 层植被层和 3 层土壤层)。在植被层中, 又将植被类型分为 11 种(包括高大植被、低矮植被和农作物在内)。通过 SSiB 运算后输出的 3 层土壤温度与湿度、植物冠层温度与水分存储量、地面温度和地面积雪量等诊断变量, 将 SSiB 与 AGCM 相耦合。20 世纪 90 年代以来, 我国气候模拟研究人员对它进行了各方面的改进, 使模式稳定性能加强, 运算速度加快, 模拟的温度、降水、气压和风场等与观测资料更加接近^[12]。

利用耦合的 AGCM + SSiB 模型, 我们对现代和 21 ka 两个时段分别进行模拟试验. 现代模拟作为控制试验, 测试模式对现代气候的模拟能力, 并作为 21 ka 气候变化的基点. 现代气候采用的边界场包括现代太阳辐射、海温、大气 CO_2 浓度、地形高度、现代冰盖分布和植被分布. 为了捕捉气候的自然变化, 大气 CO_2 浓度采用 $280 \mu\text{L/L}$, 代表了工业革命前状况^[13].

21 ka 的边界条件采用了全球古气候模拟对比计划研究对 21 ka 的共同设置, 包括太阳辐射受地球轨道参数控制下的变化(偏心率 0.018 994, 黄赤交角 22.949° , 近日点 114.425°)^[14], $200 \mu\text{L/L}$ 大气 CO_2 浓度^[13], 根据深海钻孔恢复的 SST^[15], 北半球第四纪冰盖^[16]. 对 2 和 8 月古海温场采用正弦型内插到全年分布的试验方法, 这与 PMIP 中各家模型处理古海温场方法一致^[13]. 全球地形高度基本与现代相同, 主要考虑到过去 20 ka 的新构造活动和地表侵蚀的量级可以在气候模拟中忽略. 由于 21 ka 海面下降 130~160 m, 中国东部各海区面积平均减少了 1/3, 东亚大陆面积增加了约 $1.55 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[17]. 对 21 ka 的陆面植被, 在目前古气候模型中尚未见到研究成果发表, 但大量花粉和植物化石资料恢复的古植被提供了基本植被类型^[7,18,19]. 欧亚中纬度地带为大片的草原和荒漠植被, 并伸展到大陆西岸的欧洲平原取代了现代针阔叶混交林, 向大陆东岸的我国华北平原取代了温带落叶阔叶林. 现代分布在 50°N 以北的泰加林大面积减少, 被苔原植被所取代. 东亚地区大面积的亚热带植被向南迁移, 退缩到北回归线以南. 据此我们编辑了与气候模式精度一致的 21 ka 植被网格图. 本研究尝试把海陆面积和植被变化应用到模拟的边界条件中. 由于其他地区资料不足, 这种处理仅限于东亚地区. 尽管这样处理对全球模型有很大缺陷, 但我们重点考察东亚地区气候变化, 并有待全球资料的完善做出改进.

控制试验和 21 ka 试验各运行了 11 年, 取后 10 年的模拟值代表气候的平均状况. 输出结果包括逐月逐年在地面和 5 层大气场上的温度、降水、气压、风和位势高度等的气候参数. 为了考察地面有效降水, 我们还输出了月平均蒸发量并计算有效降水(P-E)场. 为了测试植被在气候系统模拟中的作用, 我们做了 5 年植被因子敏感性试验.

2 模拟结果分析

2.1 21 ka 气候平均特征

如图 1(a)所示全球 21 ka 纬圈平均的温度分布模式与现代基本相似, 南极附近年平均气温为 -45°C , 北极地区为 -30°C , 赤道地区最高为 25°C . 0°C 线分别在南纬 50° 和北纬 45° 附近. 北半球夏季的平均温度在 0°C 以上, 南半球夏季温度较北半球低, 南极附

图 1 气候模拟全球纬圈平均气候

(a) 21 ka 温度, (b) 21 与 0 ka 温度差, (c) 21 和 0 ka 平均降水. 其中 DJF 代表冬季 12, 1, 2 月, JJA 代表夏季 6, 7, 8 月, Annual 代表全年平均值

近仍在 -30°C 左右. 可以看出, 由于北半球两大冰盖的影响, 北半球中高纬度地区的冬夏温度变化幅度较南半球大. 全球赤道附近温度无明显的季节变化. 对比图 1(b)可以看出, 21 ka 比现在有明显的降温, 其降温幅度随纬度带有明显的变化. 在北半球冰盖所处的纬度带($45^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$)降温幅度较大, 平均年降温达 10°C . 冬季降温最为明显, 最大可达 14°C . 与此相反, 南半球因海洋面积较大, 减缓了降温幅度, 从赤道至 50°S 年平均降温约为 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$, 夏季在 30°S 温度还略有升高. 在 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{S}$ 之间因极夜和冰雪覆盖的作用, 出现较大的降温达 15°C . 南极附近的降温要较北极略小, 可见, 北美和欧洲的冰盖对北半球的降温具有直接影响.

21 和 0 ka 的纬度平均降水(图 1(c))表明 21 ka 的降水变化幅度和降水量均小于 0 ka. 21 ka 北半球的赤道辐合带均为降水相对高值区, 副热带地区降水减少, 在中纬度地区降水又增加, 至极地再次减少. 赤道地区 21 ka 最大降水为 2.5 mm/d , 极地平均不到 1 mm/d . 21 ka 有效降水(P-E)(图略)显示 21 ka(P-E)的变化幅度要较 0 ka 小. 在 $10^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 和 $0^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{S}$ 之间均为负值, 最低值可达 -1 mm/d , 而在赤道辐合带, 中高纬度地区均为正值, 但一般不超过 1 mm/d .

2.2 21 ka 东亚地区的气候特征

图 2(a)所示为 21 ka 的地面年平均气温与现代(0 ka)差值的分布. 相对现代年平均温度, 中国东部 40°N 以南地区降温在 5°C 以内, 40°N 以北及青藏高原中部降温在 $5\sim 10^{\circ}\text{C}$ 之间, 这表明距今 21 ka 前后东亚地区要较现在寒冷. 东亚地区 21 ka 的降水, 尤其在中国东南部和中印半岛等地降水大幅度减少(图 2(b)). 中国 40°N 以南、 90°E 以东地区的降水减少量在 $0.5\sim 2\text{ mm/d}$ 之间, 但该区域以西的青藏高原降水有所增加, 增加量达 $0.2\sim 0.5\text{ mm/d}$. 有效降水的分布(图略)亦显示, 中国中、东部地区的有效降水减少量在 $1\sim 2\text{ mm/d}$ 左右, 而西部的青藏高原和东北地区没有变化(0 mm/d)或有所增加 (0.5 mm/d). 上述结果显示, 在 21 ka 气候普遍干冷的情况下, 东亚地区及青藏高原的气候干湿状况与现代完全不同, 其最为显著的变化是该地区的东部为干冷, 而西部和东北地区则为湿冷气候.

图 2 模拟 21 ka 与 0 ka 气候场差值
(a) 年平均温度差($^{\circ}\text{C}$), (b) 年降水差(mm/d)

2.3 21 ka 东亚地区环流场特征

图 3(a)和(b)分别给出了 0 和 21 ka 试验 700 hPa 夏季的平均流线图. 0 ka 流场显示, 副热

图3 气候模拟夏季(6, 7, 8月)在700 hPa流线图

(a) 21 ka, (b) 0 ka

带反气旋性环流主体位于北太平洋, 其西缘大致在 130°E 附近, 青藏高原附近有一气旋性辐合中心, 因而在 $90^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之间, 来自西南的气流将水汽带入中国东部及沿海地区. 相对 0 ka 而言 21 ka 流场的变化有以下明显特征: (1) 位于北太平洋的反气旋西伸进入中国东部内陆, 西部边缘达 100°E 附近, 较现代西伸了约 20° , 使得中国东部及沿海地区为反气旋控制; (2) 由于冰盖的影响, 西风带明显加强且南压, 其南界大致在 45°N 附近, 较现代南推了约 10° ; (3) 在中印半岛上空出现了一个较强的闭合气旋性辐合中心, 它与太平洋反气旋中心外围流场的共同作用, 使得来自印度洋、孟加拉湾和南中国海的大量水汽经青藏高原东南部进入高原, 并在该地辐合形成降水. 这种特定的夏季流场造成了 21 ka 东亚地区东西部干湿状况与现代气候显著不同.

3 对比地质资料

青藏高原西部古里雅冰帽冰芯^[20]在 20~18 ka $\delta^{18}\text{O}$ 值呈极低值(最低达 -25%), 气温比现代降约 9°C . 东北三江平原这一时期出现众多的耐寒种属(*Pinus sylvestris*, *Pinus pumila*), 草本中以蒿、藜科、菊科为主, 反映了目前东北的寒温带针阔叶混交林被寒温带针叶林和苔原代替^[21]. 陕西渭南花粉组合反映出降温幅度可达 $10\sim 12^{\circ}\text{C}$ ^[22]. 北京地区钻孔揭示了以草本花粉为主, 并出现喜冷针叶种属(*Larix*, *Abies*, *Picea*)^[23]. 长江下游芜湖钻孔^[24]中花粉组合都以草灌木-疏林为主, 出现众多的 *Artemisia* 和 *Pinus*, 反映了目前长江流域的亚热带常绿阔叶林植被干寒的草原-针叶疏林代替. 云南腾冲^[25]、广东田洋^[26]的钻孔中盛冰期地层的花粉组合在阔叶树种外, 出现了许多喜冷针叶种属(*Larix*, *Pinus*, *Tsuga*), 反映了热带雨林、季雨林被常绿-落叶混交林代替. 根据喜冷种属出现在低纬地区判断, 年平均温度降低在 $7\sim 10^{\circ}\text{C}$. 我国东北多年冻土南界从现代的 45°N 向南推移到华北 $36^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ ^[7], 纬距也达 10° . 与严寒气候相伴的是, 在华北平原和渤海湾, 均发现了猛犸象化石, 反映了我国 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 的常年气温在 0°C 以下. 青藏高原多年冻土向东北发展, 面积扩大 40% ^[27]. 因此, 冰芯、花粉、多年冻土等地质资料均反映我国盛冰期时期的温度降低在 $5\sim 10^{\circ}\text{C}$ 左右. 本次模拟的温度空间分布结果与地质记录基本一致.

盛冰期时我国东部包括内蒙古东部、黄土高原、云南高原、华北平原以及长江中下游地

区的湖泊显示了低湖面、湖泊退缩或干涸。现代为微咸水介形虫组合的岱海, 盛冰期则显示了极端咸水种占优势, 反映了湖泊水体较现代浓缩、气候更加干旱。湖相层消失, 被洪积物(华北宁晋泊)、冲积物(呼伦湖)、风成黄土(太湖、青海湖)或风砂石(萨拉乌苏古湖)取而代之, 反映湖泊退缩乃至干枯、湖盆被非湖相层覆盖^[8]。风成马兰黄土巨厚堆积, 草原和荒漠植被向东扩移, 均反映了极其干燥气候^[7]。

我国西部在 21~17 kaBP 出现了比现代湖面高、面积大、水体淡的湖泊^[8]。青藏高原班戈错、错那、兹格塘错、班公错、甜水海以及阿克赛钦湖、阿其格库勒等众多湖泊均保留完好的高出现代湖泊几米至几十米阶地, 指示着比现代湖面大几倍乃至几十倍的古湖泊。新疆柴窝堡湖、罗布泊, 青海苟弄错、西藏兹格塘错等湖相沉积在盛冰期具有细纹层特征, 反映了深湖相沉积环境。西藏高原上的班戈错、扎仓茶卡、扎布耶湖, 柴达木盆地中的大柴旦盐湖、察尔汗盐湖, 以及新疆内陆的艾丁湖, 在盛冰期时期沉积了一套碳酸盐、硼酸盐黏土, 蒸发岩成分小于 50%。而与之相应的现代湖泊, 已经是干盐湖或 90% 以上的岩盐沉积, 表明盛冰期湖水相对淡化、流域来水量相对增多。在现代咸水介形虫组合的红山湖、苟弄错等青海和西藏的湖泊中, 发现了盛冰期介形虫/硅藻组合具有淡水至微咸水特征, 反映了当时湖泊水体较现代淡化、水量丰富。青藏高原山地冰川极为发育, 是现代的 7.5 倍^[27]。高原多年冻土面积增大, 向北扩大到现代为干草原/沙漠地区的柴达木盆地, 反映了地面相对湿度的增加。根据湖泊、冰川冻土、黄土、植被等资料恢复的我国东部极为干燥、西部相对较湿的盛冰期气候, 与此次降水和有效降水模拟的空间分布基本一致。

4 植被的敏感性试验

在 21 ka 强迫条件和其他边界条件不变的情况下, 以现代植被类型分布取代 21 ka 的植被分布, 进行 21 ka 敏感性模拟试验。图 4(a)和(b)是该试验结果中冬季和夏季的非敏感试验(试验 1)与敏感试验(试验 2)的地面温度差值, 其差值大小反映 21 ka 植被变化对温度的影响量。青藏高原地区因植被的改变而冬季温度降低、夏季温度升高, 温度年较差增大。青藏高原冬季降水因植被及温度条件而降低, 而夏季降水 and 有效降水则明显增加(图 4(c)和(d))。我国西北地区因荒漠植被变化不大, 温度亦无明显变化。西北地区的降水状况和有效降水无明显改变。东南部地区因植被恶化夏季降水急剧减少, 而冬季降水基本无变化。从上述敏感性试验结果可以看出, 植被类型的改变对于地面温度有较大的影响作用。在青藏高原的反馈尤为明显, 使冬夏温度差异增大, 降水和有效降水的冬夏季节差异也加大。长江流域和华北平原植被变化使温度呈降低趋势, 反映了森林植被演变成森林-草原、草原-荒漠植被后对地表反射率、土壤水分储存与蒸发等均产生显著的影响。

5 结语

本文古气候模拟提供了在 21 ka 强迫边界条件改变下的盛冰期气候特征。结果表明当时东亚气候普遍比现代寒冷, 年平均降温幅度高纬地区为 12~15℃, 中纬地区为 8~10℃, 低纬地区为 3~5℃。降水场模拟表明我国东部干燥而西部和东北相对湿润。模拟结果与湖泊、冰川冻土、黄土和花粉植被等地质记录对比表明, 温度场和降水场与东亚气候空间格局基本一致。

气压场模拟揭示了 21 ka 西风带在东亚地区明显加强且南压, 较现代南推了约 10°。太平

图 4 21 ka 植被敏感性试验对比: 21 ka 植被条件下模拟与现代植被条件下模拟差值
(a) 冬季地面温差, (b) 夏季地面温差, (c) 冬季降水差, (d) 夏季降水差

洋反气旋西伸, 使我国东部夏季受高压系统控制, 是干燥气候的主要控制因素. 南亚地区夏季出现一个较强的气旋性辐合中心, 北边受偏南的西风急流屏蔽, 东部受强大的反气旋流场的作用, 使得来自低纬海洋水汽经青藏高原东南部进入高原, 可能是我国西部冰期时降水相对增多的主要因素. 植被类型的改变对于地面温度有较大影响, 特别是青藏高原的植被变化使高原的冬夏温度差异增大, 降水 and 有效降水的冬夏季节差异也加大.

我们的模拟结果是初步的. 模式中的植被是作为气候模型中的强迫因子考虑的. 要全面反映气候变化与植被反馈的相互作用还有待于进行植被模型与气候模型的耦合试验. 同时, 高分辨率和区域模型实验、诊断和模拟与数据对比等方面的工作, 都需要我们今后改进和努力.

致谢 气候模型和诊断分别得到钱永甫教授和施雅风院士的指正. 第一和第三作者受“第三次蒙特利尔国际古气候模型相互对比计划会议”邀请并宣读此文, 得与 J. Kutzbach, S. Harrison, S. Joussaume 和 P. Valdes 等专家讨论, 并承蒙提出意见. 模拟试验中得到英国 UKMO 模型专家 C. Hewitt 和德国 PMIP 模型对比专家 S. Harrison 的赐教. 在此一并表示衷心的感谢. 本工作为中国科学院“百人计划”和国家自然科学基金(批准号: 49971075)资助项目.

参 考 文 献

1 Kutzbach J, Gallimore R, Harrison S P, et al. Climate and biome simulation for the past 21,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 1998, 17: 473~506
2 Dong B W, Valdes P, Hall N M J. The changes of monsoonal climates due to earth's orbital perturbations and ice age

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2000-45-20-2153>

- boundary conditions. *Palaeoclimates*, 1996, 1(1): 203~240
- 3 刘东生, 张新时, 熊尚发, 等. 青藏高原冰期环境与环境全球降温. 第四纪研究, 1999, (5): 365~396
 - 4 Martin C, Kubatzki C, Brovkin V, et al. Simulation of an abrupt change in Sahara vegetation in the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26: 2037~2040
 - 5 Foley J, Kutzbach J E, Coe M T, et al. Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature*, 1994, 371: 52~54
 - 6 Wang H J. Role of vegetation and soil in the Holocene megathermal climate over China. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104: 9361~9367
 - 7 安芷生, 吴锡浩, 卢滨涛, 等. 最近 2 万年中国古环境变迁的初步研究. 见: 刘东生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化(二). 北京: 科学出版社, 1990. 1~26
 - 8 于 革, 薛 滨, 王苏民, 等. 末次盛冰期中国湖泊记录及其气候意义. 科学通报, 2000, 45(3): 250~255
 - 9 McAvaney B J, Bourke W, Puri K. A global spectral model for simulation of the general circulation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1978, 35: 1557~1583
 - 10 Simmonds I. Analysis of the "spinning" of a global circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90: 5637~5660
 - 11 Liu H, Wu G X. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1997, 14: 290~308
 - 12 Liu H, Zhang X, Wu G. Cloud feedback on SST variability in Western Equatorial Pacific in GOALS/LASG Model. *Advance of Atmosphere Science*, 1998, 15(4): 412~423
 - 13 Joussaume S, Taylor K E. Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). In: *Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference (Monterey, California, USA, 15~19 May 1995)*. WCRP Report, 1995, 92: 425~430
 - 14 Berger A L. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 1988, 26: 624~657
 - 15 CLIMAP Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last Glacial Maximum. *Geological Society of America Map Chart*, 1981, MC-36: 1~30
 - 16 Peltier W R. Ice age paleotopography. *Science*, 1994, 265: 195~201
 - 17 Wang P X. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: Paleooceanographic and sedimentological features. *Marine Geology*, 1999, 156(1): 5~39
 - 18 Yu G, Chen X D, Ni J, et al. Palaeovegetation of China: A pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. *Journal of Biogeography* (in press)
 - 19 Tarasov P E, Volkova V S, Webb III T, et al. Last Glacial Maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia. *Journal of Biogeography* (in press)
 - 20 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学, D 辑, 1997, 27(5): 447~452
 - 21 王曼华. 我国东北平原晚更新世晚期植物群与古气候指标初探. 见: "东北平原第四纪自然环境形成与深化"课题组编. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社, 1990. 51~59
 - 22 孙湘君. 陕西渭南北庄村晚更新世晚期古植被的再研究. 第四纪研究, 1989, (2): 177~189
 - 23 孔昭宸, 杜乃秋, 张子斌. 北京地区距今 30 000~10 000 年的植物群发展和气候变迁. 植物学报, 1980, 22(4): 330~338
 - 24 徐 馨, 张树维, 周 曙. 芜湖-江阴地区三万年来的植被、气候与环境的初步研究. 南京大学学报(自然科学版), 1989, 23(3): 556~577
 - 25 秦 勇, 费安伟, 金奎励, 等. 云南腾冲盆地晚更新世孢粉组合及古植被、古气候和古环境演化. 海洋地质与第四纪地质, 1992, 12(1): 109~117
 - 26 陈俊仁, 黄成彦, 林茂福, 等. 广东田洋火山湖第四纪地质. 北京: 地质出版社, 1990. 9~14
 - 27 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 425~428

(2000-05-29 收稿, 2000-07-03 收修改稿)