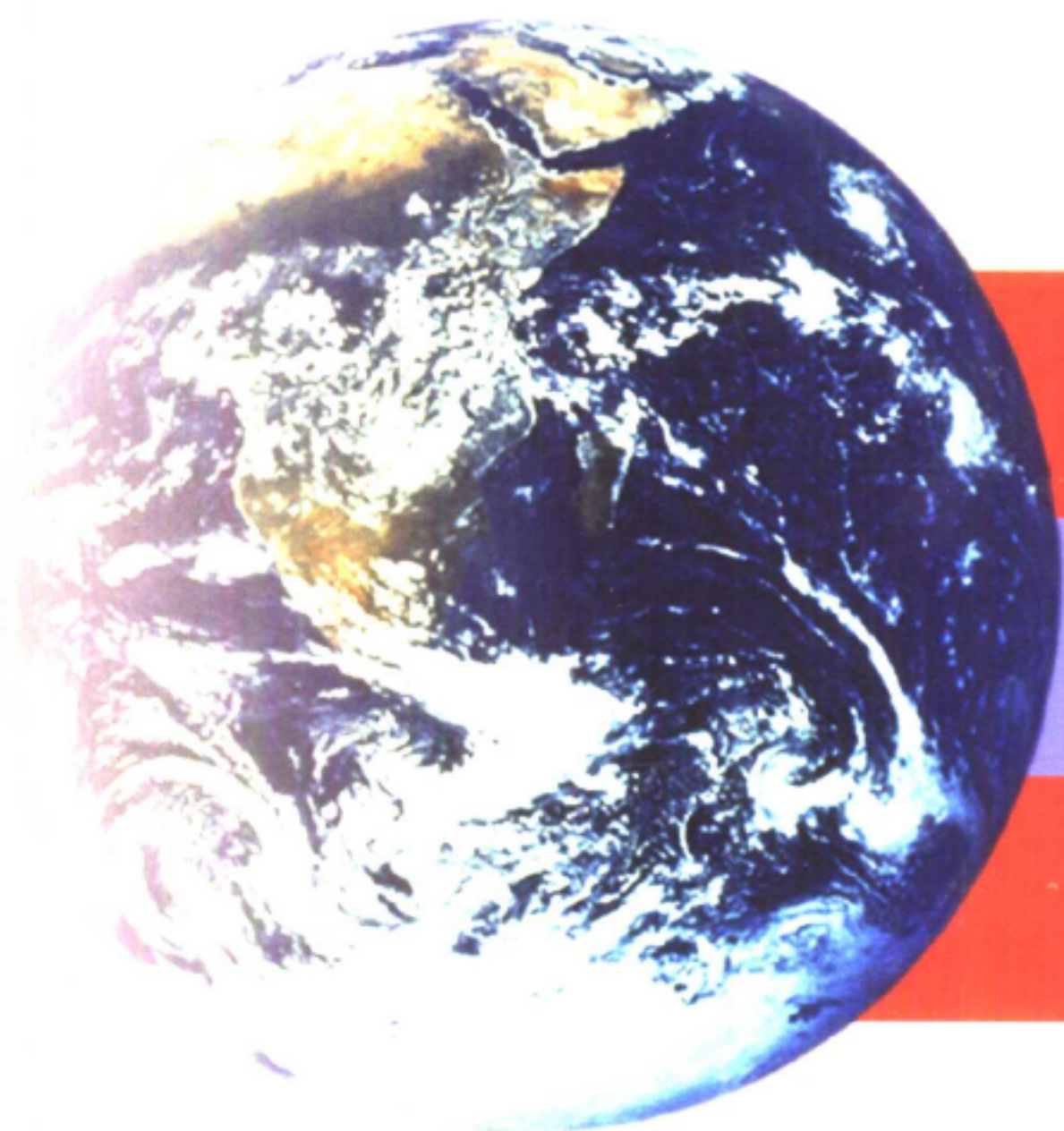


新构造 与 环境

卢演侑 高维明 主编
陈国星 陈 杰

XIN GOUZAO YU HUANJING



地震出版社

新构造与环境

卢演倬 高维明 主编
陈国星 陈 杰

地震出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

新构造与环境/卢演俦等主编. —北京: 地震出版社, 2001.9

ISBN 7-5028-1942-8

I. 新... II. 新... III. 现代构造-关系-环境 IV. X141

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2001) 第 054847 号

新构造与环境

卢演俦 高维明 主编
陈国星 陈 杰

责任编辑: 何寿欢

责任校对: 王花芝

出版发行: 地震出版社

北京民族学院南路 9 号

邮编: 100081

发行部: 68423031 68467993

传真: 68423031

门市部: 68467991

传真: 68467972

总编室: 68462709 68423029

传真: 68467972

E-mail: seis@ht.rol.cn.net

经销: 全国各地新华书店

印刷: 北京地大彩印厂

版 (印) 次: 2001 年 9 月第一版 2001 年 9 月第一次印刷

开本: 787 × 1092 1/16

字数: 743 千字

印张: 29

插页: 1

印数: 001 ~ 700

书号: ISBN 7-5028-1942-8/P·1089 (2493)

定价: 50.00 元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题, 本社负责调换)

前 言

“新构造与环境”是一个内涵丰富和外延广阔的科学命题。支撑人类生存和发展的环境是包括人类文化圈或称“智慧圈”(Noosphere)在内的地球各个圈层——岩石圈、生物圈、水圈和大气圈相互交汇的地球表层系统。该系统内的各个分量或子系统都是在多维的时空中相互作用、相互依存的。以人类社会可持续发展为目标的环境研究和环境保护必然要考虑到各圈层间的互相作用与反馈,各个圈层的成员及成员间的相互作用关系以及它对整个系统的贡献。岩石圈及其构造运动,尤其新生代岩石圈板块运动可认为是造就现今海陆分布、地表形貌、海洋环流、大气环流以及陆-海-气之间相互作用格局的最重要的动力因素,从而也是形成现今世界上不同地区的环境在承载力、演变方向、方式和速率方面存在巨大差异的重要力量之一。就我国而言,倘若把晚新生代即中新世以来的岩石圈构造运动,特别是地壳的变形与改造视为新构造运动,那么,新构造和现代构造运动与环境与环境演变的密切关系不只是表现为印度板块与欧亚板块汇聚引致喜马拉雅-喀喇昆仑巨大山系和世界屋脊青藏高原隆升及其导致或加强中亚干旱化过程,亚洲季风形成和演化过程,而且更重要更具体的还表现在与人类社会可持续发展更紧密相关的不同区域和地区的水资源(江河、湖泊及地下水)的形成、分布和变迁,各种地形地貌,地质灾害与土地开发利用之间的正负反馈关系,断层活动、地震灾害及其与各类工程建设的关系,等等。

中国第四纪研究学会新构造专业委员会和中国地震学会地震地质专业委员会共同发起于今年九月十八日召开“新构造与环境”学术交流讨论会。值此机会我们编辑出版了“新构造与环境”文集。承蒙许多专家、学者的厚爱和鼎力支持,贡献出他们的最新著作,“新构造与环境”文集才能与读者见面。本文集包括了新构造运动与气候环境变化,新构造和活动构造与地貌,新构造与地质灾害,活断层与地

震，工程地震等几方面的内容。鉴于时间和编者水平所致，文集中存在的缺点和错误，敬请读者批评指正。

“新构造与环境”文集出版之时正值丁国瑜院士从事地质学教学和科研五十周年暨七十华诞，我们谨以此文集表示热烈庆贺。丁国瑜教授是我国著名的地质学家，一直从事新构造、地震构造、活动构造、古地震、地震预报、工程地震及新构造与现代地壳运动等方面的研究。丁国瑜院士多年来一直倡导加强和深入开展新构造与环境的研究、开拓新的研究思路，从不同角度不同层面来探讨这一问题，以促进人类社会发展。在这里编者愿意借此机会将我们了解的丁先生五十年来科研工作和成果简要介绍给读者。如果读者能从丁先生五十年来把自己对科学的执着追求与国家和人民的需要紧紧地结合在一起，为科学的发展和社会的进步不断开拓进取的经历中得到一些启示，我们就十分欣慰了。

丁国瑜，地质学家，1931年9月19日生于河北高阳。1952年北京大学地质系毕业，即任教于北京地质学院，开始从事第四纪地质及构造地质的教学与研究。1955年赴前苏联莫斯科地质勘探学院深造，师从新构造学奠基学者尼·伊·尼古拉耶夫教授。1959年初完成了有关中亚细亚喀拉套山新构造的研究生论文，获得副博士学位回国。

1959~1970年在中国科学院地质研究所任副研究员，从事第四纪地质、新构造方面的研究。1966年邢台地震以后，开始重点进行活动构造、地震构造与地震预测研究。他对平原区新构造与地震活动的关系进行了探讨，撰写了“河北平原水系变迁与新构造”、“河流坡降与现代构造运动关系”等研究报告，编制了“河北平原水系与新构造图”，明确指出了河北平原区水系裂点与隐伏断裂以及地震活动的内在联系。他先后参加了邢台、蒲县、丰南、普洱、海城、龙陵、道孚等地震的现场考察，邯郸、山西、陕西等地震裂缝与地震关系的调查以及震情趋势判定的研究。1969~1970年去非洲参加了中国援建的坦桑尼亚—赞比亚铁路沿线地震烈度的考察研究工作，任地震专家组组长，为铁路抗震设计提供了沿线所需的地震烈度资料。

1971年丁国瑜受命担任国家地震局震情分析组组长、分析预报室主任，长期主持全国震情动态的分析研究和预报工作，与同事们一

道在开创、建立和发展全国地震监测网络和分析预报系统，组织和主持全国震情趋势研讨与会商，做好减轻地震灾害等方面做出了重要贡献。在此期间，他参与了对1975年2月4日辽宁海城7.3级地震的预报工作和震后的现场调查及监测工作，这次成功的预报大大地减轻了这次大震造成的人员伤亡和财产损失。另一方面他不断探索与地震预报有关的科学问题和方法，发表了《地震预报问题》、《我国地震活动与地壳现代破裂网络》、《我国大陆内部的线性断裂与地震活动的关系》等论文。

随着国家经济建设迅速发展，80年代以来丁国瑜的主要研究领域及科技成果集中在活动构造特别是活断层、古地震的研究与地震危险性评估等方面。1979年他组织召开了我国第一次活断层、古地震学术讨论会。在会上他对中国内陆活动断裂特征问题的报告和论文得到了广泛重视。会后他主编了《中国活动断裂》一书。1980~1983年他主持的对富蕴8级大地震断裂带的深入研究是我国系统研究活断层的第一个典型。他提出的全国主要活断层滑动速率图是用断层定量数据编制的我国第一张这类图件，首次给出了我国大陆内部各块体的活动图像及运动模型，多年来受到广泛引用。他是国际地质对比计划(IGCP)第206项目(全球主要活断层习性对比研究)主席。1989年他主编并出版的“中国活断层图集”，综合总结了我国多条活断层的活动习性特征，提出了对断层活动不均匀性的许多新认识与论点。

在古地震研究方面，丁国瑜于1957年就对中亚沿塔拉斯费尔干断裂带上的中生代古地震成因的构造遗迹进行过研究。1978年他在我国首先引进了运用探槽技术及微地层定年研究古地震的方法，提出了在我国开展古地震遗迹的地质学研究及用于判定大地震复发间隔的意见，并积极推进我国古地震遗迹的研究。1980年提出关于古地震标志的论文。1980~1983年在富蕴断裂带的研究中首先指出了多期古地震事件的存在。

活断层分段问题是在研究断层的破裂扩散过程、活动习性及断层面上破裂事件的强度变化及复发情况逐步深入的基础上提出的。它已成为当前地震危险性评估中的一个重要理论基础和技术途径。丁国瑜对此问题结合中国的实际情况进行了具有创造性的系统研究，发表了一系列论文并总结出版了《活断层分段——原则、方法及应用》专著。

提出了有关活断层分段类型、分段的层次结构等新概念。

丁国瑜院士所进行的上述研究工作一直是与减轻地震灾害和解决重大工程建设中有关构造活动性及地震危险性评估的需要紧密联系的，他参与了大坝、核电厂等多项重大工程场地的工程地震及活动构造研究，为这些重大工程的选址和场地地震安全性评估做出了重要贡献。获得过国家科委、水利部、能源部、国家地震局等部门的表彰。他的有关现代地壳破裂网络与地震发生地点预测和有关活断层破裂分段方面的研究结果已在地震危险性评价中得到了重视与应用。

丁国瑜院士学风正派，他为人朴厚、治学严谨的作风一向为人所称道。他先后担任过国家地震局分析预报室主任、国家地震局副局长、国家地震局学术委员会主任、中国地震学会理事长、中国地质学会副理事长、国家地震局科学顾问、国务院学位委员会学科评议组成员、国家自然科学基金委员会学科评议组成员等职。1980年当选为中国科学院学部委员（院士），1985年当选为第三世界科学院院士。丁国瑜现担任国家地震局研究员、科学技术委员会主任。

本文集在征集论文和编辑过程中得到中国地震局地震分析预报中心、中国地震局地质研究所、中国第四纪研究学会和中国地震学会地震地质专业委员会的大力支持，参加编辑工作的还有申旭辉、尹功明、田勤俭、尹金辉、邢成起、李万伦、王萍、陈宇昆、韦开波和姜泽平。地震出版社的宋炳忠和何寿欢编审给予热情指导，在此一并感谢！

目 录

新构造与气候环境变化

亚洲季风演变与晚中新世以来喜马拉雅—青藏高原的阶段性和

隆升	安芷生 JOHN E. KUTZBACH et al. (3)
构造运动与环境变迁	刘嘉麒 (11)
中国新生代构造应力场与环境变化	万天丰 (14)
构造运动与环境变化	韩家懋 (17)
构造山地与亚洲季风的成员	陈明扬 (29)
沉积和侵蚀速度对气候变化的响应	张培震 Peter Molnar (39)
华北地区地貌演化与构造气候旋回的对应关系	吴 忱 (49)
滇西新生代构造运动与环境变迁	何科昭 张绪教 秦尊丽 (56)
塔吉克斯坦南部黄土沉积及其与中国黄土的对比	丁仲礼 杨石岭 韩家懋等 (65)
灵山市铸鼎原黄帝文化圣地	周昆叔 (73)
中国黄土高原古侵蚀作用及其驱动因素	朱照宇 周厚云 (79)
山西南部河流湖泊沉积与黄土转型事件及其意义	李有利 傅建利 胡小猛等 (84)
内蒙古正蓝旗地区构造地貌格局及其对土地沙漠化的影响	乔彦松 郭正堂 (92)
8.35Ma B.P.年以来青藏高原北缘主峰隆升与沉积物粒径模型	傅开道 高军平 方小敏等 (98)
河北阳原盆地新构造运动和古泥河湾湖泊的变迁 (摘要)	闵隆瑞 (105)
柴达木盆地第四纪构造变动与古湖泊变迁 (摘要)	刘池洋 (106)

新构造与地貌

断层活动的流水地貌响应模型	杨景春 (109)
湘桂黔滇藏覆盖型岩溶演化及其新构造意义	崔之久 李德文 (116)
中国热带构造地貌发展特征	黄镇国 张伟强 陈志明 (122)
西沙群岛沙岛地貌问题	曾昭璇 (132)
北京平原之形成	袁宝印 吕金波 (136)
新构造运动和长江上游水系的演变	杨达源 吴江华 崇 靖等 (144)
渭河中游水系的阶地形成年代	雷祥义 张猛刚 (149)
河北平原水系地貌统计研究与地震危险性问题的讨论	王若柏 郭良迁 韩慕康等 (158)
黄河贯通与淮北灾变	李祥根 (168)
渤海湾牡蛎礁与新构造活动: 几个基本问题的讨论	王 宏 (171)

川滇活动构造区晚新生代以来构造变形、块体运动与

- 强震破裂 陈国星 周荣军 黄金莉等 (185)
香山—天景山地区的地貌面与新构造演化 邢成起 柴炽章 韦开波 (199)

活动构造与地震

- 地震构造模型 时振梁 (213)
渤海地区新生代构造与地震活动 邓起东 闵伟 晁洪太等 (218)
活动地块与大地震群聚区的迁移及循环 刘百麓 刘小凤 陈学刚 (234)
构造断裂相互作用和地震活动关系的讨论 傅征祥 刘桂萍 陈棋福 (245)
磨西断裂的晚第四纪活动性与大地震复发间隔 闻学泽 徐锡伟 郑荣章等 (255)
华北平原北部最新构造变动环境及其构造样式——三河—平谷地震
断层深浅构造关系分析 徐锡伟 马文涛 于贵华等 (267)
华北正断层古地震识别标志及不确定性问题的思考 冉勇康 (282)
南黄海海域第四纪活动构造与地震活动 高中和 吴少武 (293)
海原断裂带的断层走滑型不对称谷地 张珂 刘开瑜 杨景春 (298)
地震资料在活断层研究中的应用 环文林 汪素云 宋昭仪 (303)
论抗震设防地震 郝家全 陈家庚 郝玉芹 (312)
中国大陆地震震源深度特征 汪素云 张国民 张晓东 (320)
平原区隐伏活动断裂强震地表破裂参数影响因素探讨 江娃利 (326)
华北非均匀成层地壳有效剪应力场的动态模拟研究 陈宇坤 聂永安 (337)
中国大陆活动断裂与地震危险性环境分析 (摘要) 王晓青 高维明 丁香 (346)

新构造与地质灾害

- 全球火山地震活动与海岸海洋环境效应 王颖 张永战 牛战胜 (349)
西部大开发中的活断层灾害问题 汪一鹏 沈军 (356)
构造运动与中国沿岸平原地质灾害的分布 李从先 范代读 邓兵等 (359)
长白山地区火山活动与岩浆演化 樊祺诚 刘若新 隋建立等 (366)
印度古吉拉特邦 Kutch 地区 2001 年 1 月 26 日地震成因初探 曲国胜 徐志忠 李彪等 (372)
福建东南沿海新构造分区与地震灾害的探讨 丁祥焕 (382)
巨大地震危险区中—长期危险性预测方法讨论 张立人 (391)

新构造运动

- 中卫—同心断裂带构造演化阶段初步研究 田勤俭 申旭辉 韦开波等 (399)
中国西部前陆盆地生长不整合、生长地层与构造变形 陈杰 卢演倬 (407)
三门运动基本特征及其意义 范俊喜 卢演倬 陈杰等 (422)
川滇地区最新构造变形基本特征初步研究 申旭辉 汪一鹏 (430)
热释光测年技术在新构造隆升研究中的潜在应用前景 尹功明 李盛华 (440)
鄂尔多斯及其周围块体运动的古地磁研究 李万伦 卢演倬 陈杰 (445)

新构造与气候环境变化

亚洲季风演变与晚中新世以来 喜马拉雅—青藏高原的阶段性隆升*

安芷生

(中国科学院地球环境研究所 西安 710054)

JOHN E. KUTZBACH

(Center for Climatic Research, Institute for Environmental Studies,
University of Wisconsin – Madison, 1225 W. Dayton Street, Madison,
Wisconsin 53706, USA)

WARREN L. PRELL

(Geological Sciences, Box 1846, Brown University, Providence,
Rhode Island 02912 – 1846, USA)

STEPHEN C. PORTER

(Quaternary Research Center, Box 351310, University of Washington,
Seattle, Washington 98195, USA)

摘要 喜马拉雅山脉和青藏高原巨大的高度及广阔的分布,对亚洲气候有着重要影响^[1-4]。这一地区在大约5千万年前开始隆起,青藏高原的进一步隆升发生在约10~8百万年前^[4,5]或更近的时期。然而,高原隆升的气候效应仍不清楚。本文根据中国风尘堆积^[6,7]及印度洋^[8-10]和北太平洋^[11]的大洋沉积记录,确立了亚洲气候演变的3个阶段:①约9~8百万年前,亚洲内陆干旱化加剧,印度季风和东亚季风开始出现;②约3.6~2.6百万年前,东亚冬、夏季风持续增强,北太平洋风尘沉积增加^[11];③约2.6百万年前以来,印度季风和东亚夏季风变率增大并可能减弱,而东亚冬季风持续加强。基于山地—高原海拔高度理想化阶段性上升的数值—气候模型试验结果,支持了亚洲季风演变的3个阶段与喜马拉雅—青藏高原隆升的阶段性及北半球冰期密切相关的论点。

在中国及印度洋、北太平洋的深海岩芯中发现了亚洲气候的连续的沉积记录(图1)。ODP 722孔中的浮游有孔虫 *Globigerina bulloides* 和上涌放射虫,指示了阿拉伯海沿岸的上涌

* 原文发表在 *Nature*, 411 卷, 62~66 页, 汉译版经 *Nature* 出版商及合作者同意。

流, 因而反映了印度季风盛行期西南风的强度^[8,10]。尽管碳酸盐溶解 (常与高生产率有关) 在一定时期会削弱 *G. bulloides* 指标的意义 (图 2), 但是, 复合放射虫和 *G. bulloides* 记录仍表明, 在约 9~8 百万年前上涌流加强, 并在随后一段时期相对连续。ODP 758 孔的磁化率通量^[9] 反映了发源于喜马拉雅—青藏高原造山带南部的恒河及其它水系, 受海面变化调节的冲积物搬运量, 该磁化率通量在约 9 百万年前增加。中国黄土高原风成的“红粘土”沉积的底界年龄 (图 1, 2) 表明, 风尘堆积在赵家川 (35°53'N, 107°58'E) 始于约 7.6 百万年前, 在朝拉 (35°06'N, 107°12'E) 始于 8.0 百万年前, 在佳县 (38°16'N, 110°05'E) 早于 8.3 百万年前 (方小敏、强小科个人交流)。北太平洋 ODP 885、886 孔含有来自亚洲的粉尘物质, 其沉积记录表明, 在约 8~7 百万年前风尘堆积量出现峰值^[11]。9~8 百万年前巴基斯坦土壤碳酸盐的氧同位素组分变化^[12] (图 2) 显示, 约 8 百万年前巴基斯坦的植被开始从 C3 (森林) 变为 C4 (草)^[13]; 约 8.5 百万年前, 青藏高原东北缘的植被由针叶—阔叶混交林转变为草地^[14], 这些都表明, 约 8 百万年前, 季节性增强、夏季降水增加。这些分布广泛的观测资料揭示了自然环境对喜马拉雅—青藏高原约 9~8 百万年前的一次重要隆升的响应。这一响应与我们的气候—模型试验显示的气候变化有着广泛的一致性。该试验采用了喜马拉雅—青藏高原地区海拔高度变化史的高度理想化阶段, 即: 从相对较小的、海拔高度大于 1000 m 且最大海拔介于 1700 m 至 2700 m 之间 (阶段 HT-1 和 HT-2)、具有较弱的亚洲夏季风环流和相对较少的夏季风降雨的区域, 到一个更大的、海拔高度大于 1000 m 且最大海拔为 5700 m (阶段 HT-3, 我们与晚中新世时期相联系的一个阶段)、具有较强的亚洲季风环流和较多的夏季风降雨的区域 (图 3)。这些大陆尺度的季风环流的变化, 主要是由聚集在高原上或高原斜坡上的显热和潜热 (降水) 的大幅度增加引起的^[1-4]。中亚降水量减少^[2,3] (图 3)。

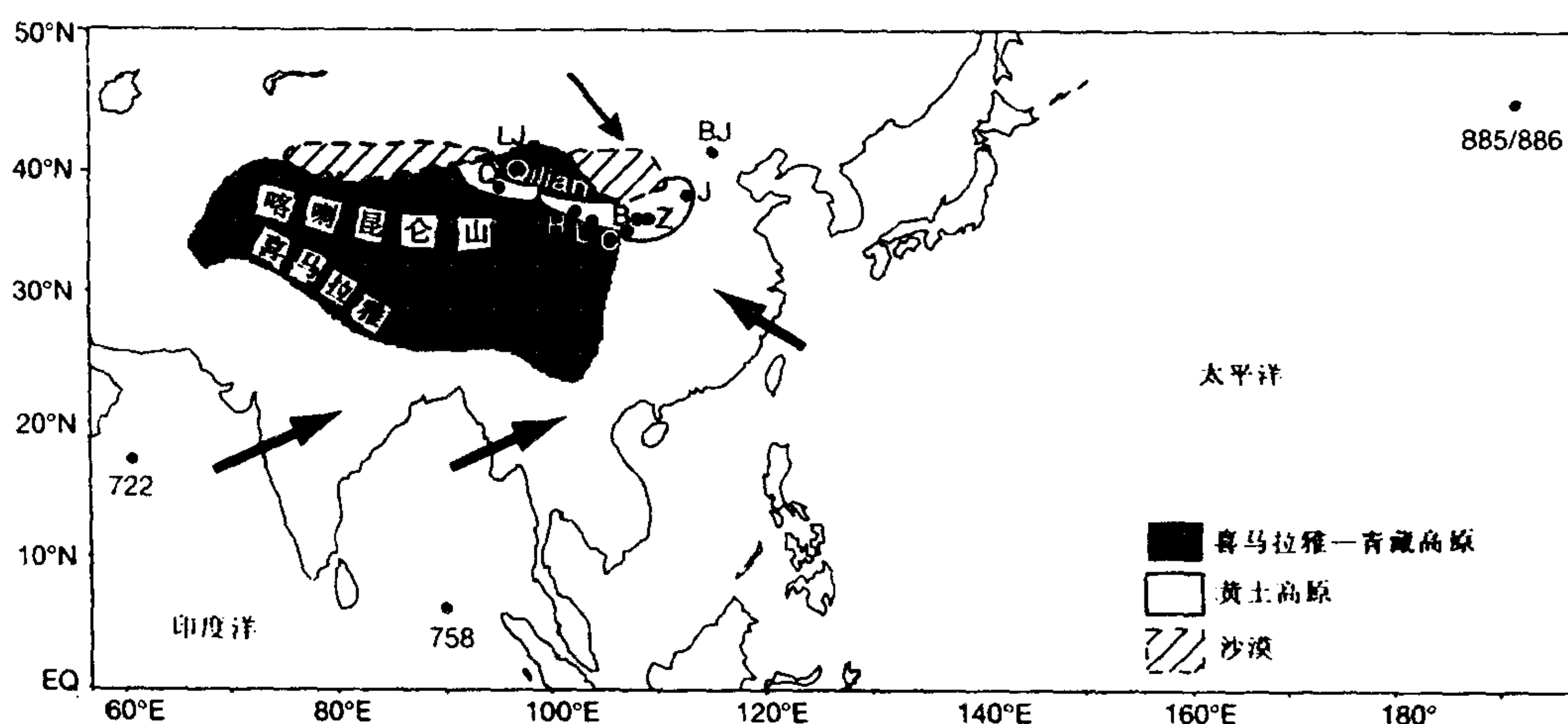


图 1 地理特征及陆相、海相记录位置图

BJ, 北京, B、Z; J. 黄土高原巴家嘴、赵家川、佳县剖面; C. 朝那; Y. 叶城; LJ. 老君庙剖面;
Q、L. 柴达木、临夏盆地; H. 海原; 粗箭头 (细箭头) 指示夏季风 (冬季风) 盛行风向

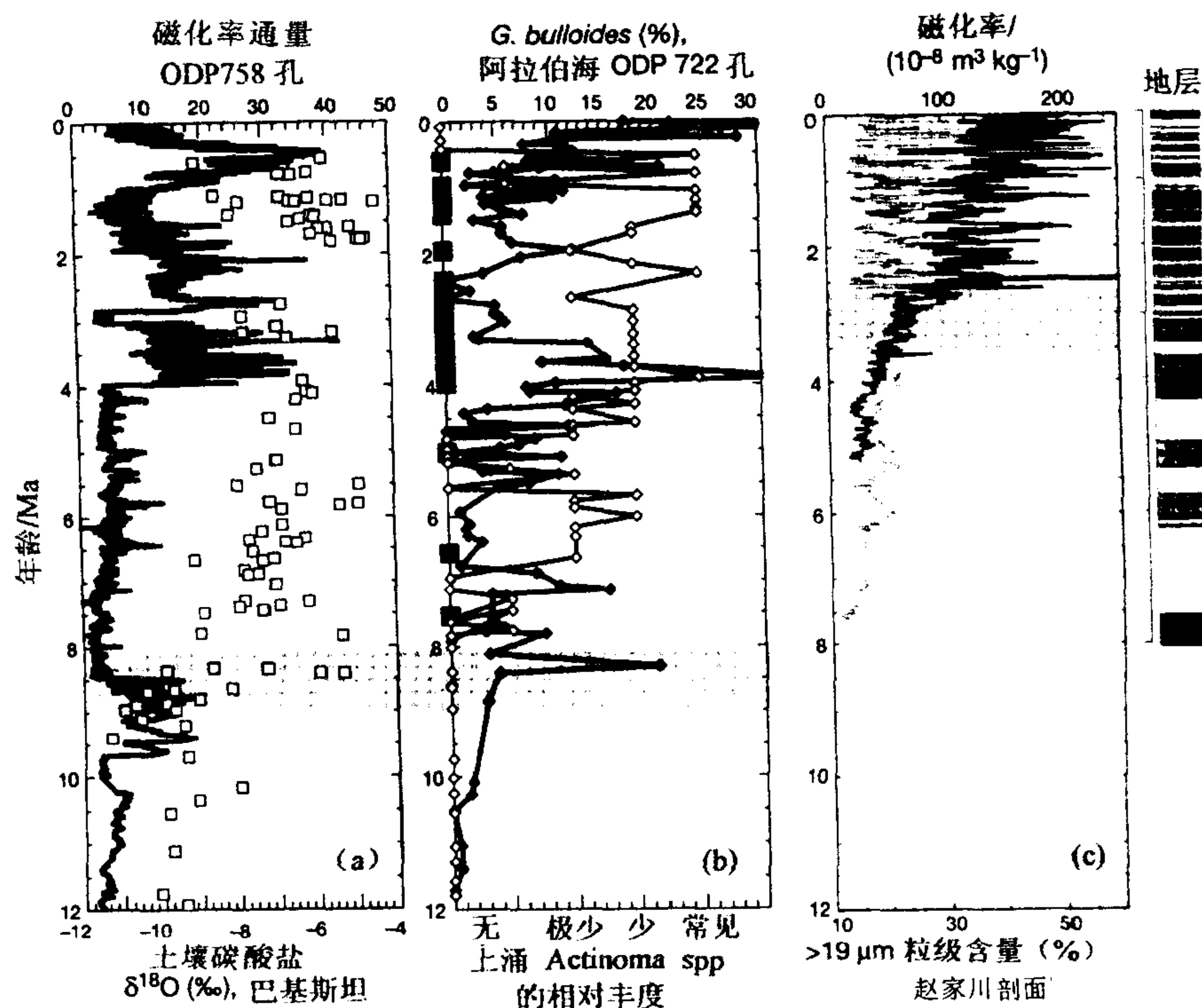


图2 中国黄土高原和亚洲南缘的陆相、海相记录

距今9~8百万年前、3.6~2.6百万年前阴影区表示文中详述的气候变化时段。A. ODP 758 孔 (图1) 的磁化率通量 (SI 单位与沉积速率之积) 反映海面变化调节的孟加拉湾陆源碎屑通量^[9]; 巴基斯坦土壤碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[12] (空方形) 反映约9~8百万年前干旱化加强或降水水源的变化; 距今8~4百万年前, 季风影响的陆相 $\delta^{18}\text{O}$ 记录保持高值但多变, 而孟加拉湾冲积物通量呈现低值; 这一差异归因于晚中新世较高的海面和较少的深海陆源碎屑输入。B. 阿拉伯海 ODP 722 孔的上涌动物丰度 (图1); 修正的浮游有孔虫 *G. bulloides* 的百分含量 (实菱形) 和放射虫 *Actinoma* spp 的相对丰度 (空菱形)^[8]; 碳酸盐保存较差的时段用实方形表示在时间轴上, 距今8~0百万年前 *G. bulloides* 的低值主要归因于较差的碳酸盐保存条件^[8]; C. 黄土高原赵家川剖面的地层及磁化率^[7] (虚线) 和 $>19\mu\text{m}$ 粒级含量 (实线) 时间序列, 年代序列基于磁性界限年龄^[7,16], 是以 $>19\mu\text{m}$ 粒级沉积模型^[15] 内插获得的, 在没有粒度数据的底部层段, 采用磁化率模型^[7] 进行了内插。简化的地层柱状图中的白色、灰色和黑色图案分别代表黄土或黄土状沉积、古土壤和基岩

中国的风尘堆积开始于约8百万年前, 已在赵家川和巴家嘴 (35°53'N, 107°27'E) 建造了长的、连续的陆相记录^[6,7], 这两个地点位于黄土高原最大的塬上 (图1), 属于对东亚冬、夏季风变化反应敏感的地区^[15]。这些序列 (图4) 由两部分构成, 上部对应于著名的洛川黄土—古土壤序列, 不早于2.6百万年^[16], 该序列已与深海沉积记录进行了对比; 下部为红粘土序列, 由浅红至红黄色粉砂质黄土与浅红至棕红色古土壤互层构成, 披覆在起伏的、形成于不同时代的地形之上。准正态的粒度分布、40%~60%的粉砂级组分、以及其它化学和物理特性都表明, 该沉积物属风成起源^[6,7,17]。黄土质粉砂总体上向东南方向变细, 与西北向冬季风一致。颜色、结构和成壤过程产生的碳酸盐结核反映的古土壤的成壤强度, 向夏季风降水增加的东南方向增强。

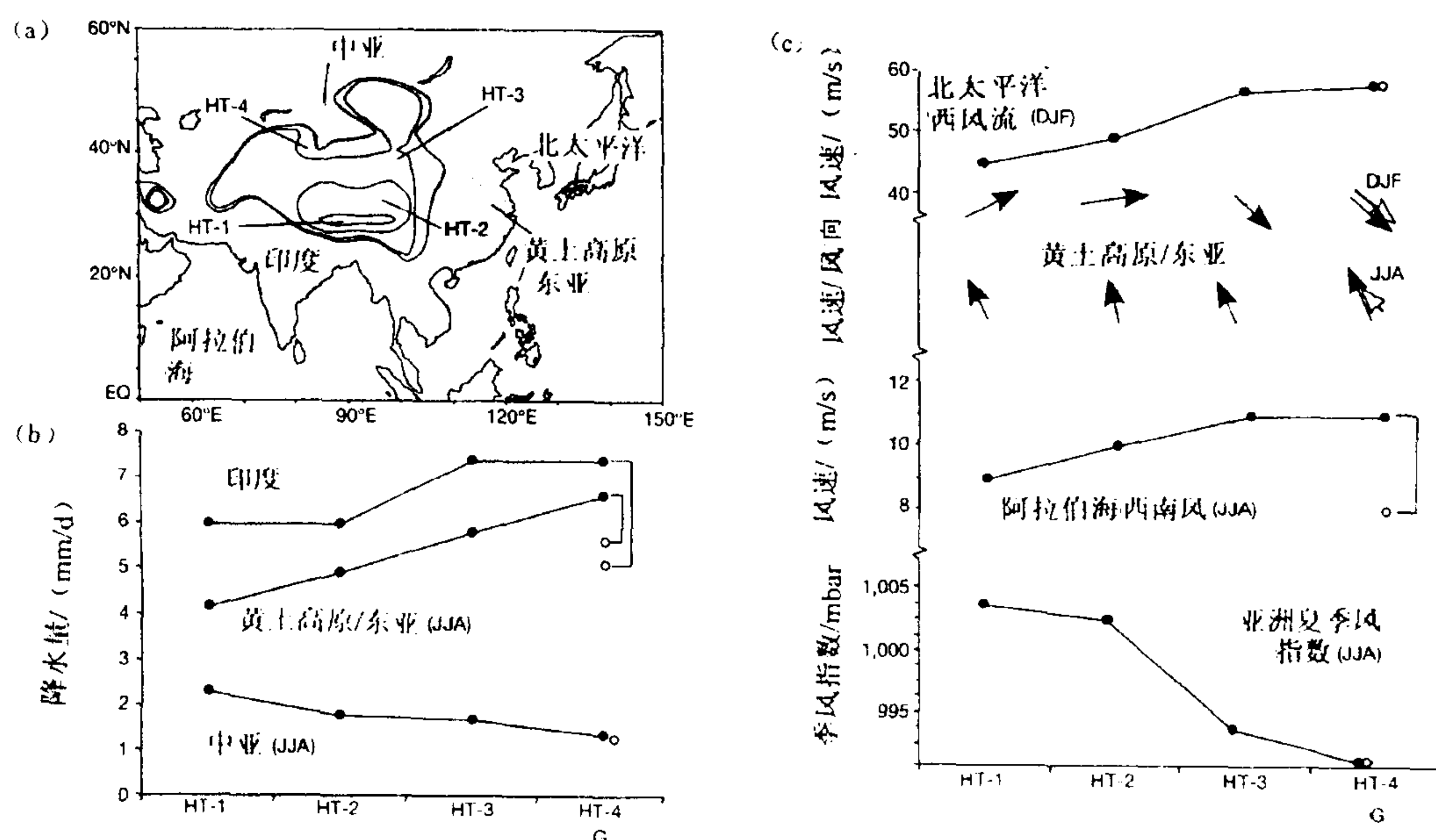


图3 喜马拉雅—青藏高原隆升的4个理想化阶段 (HT-1至HT-4) 及 NCAR 气候模型 CCM3 模拟的1个冰期最盛期时段试验的气候指数

A. 灰色区域表示气候指数模拟结果，绘出了海拔高度大于1000 m的理想化地形阶段的边界轮廓；HT-1. 隆升较小区，最大高度小于1700 m；HT-2. 南北向和东西向扩张有限的喜马拉雅、青藏高原，最大高度为2700 m；HT-3. 向北部和西部有相当扩展的喜马拉雅、青藏高原，最大高度为5700 m，HT-4. 现代状况，高原沿东缘和北缘扩展，最大高度为5700 m，气候模型使用的高度反映地形平滑后的高度，与气候模型的空间分辨率一致，远远低于观察的或估计的高度。

B. 印度、黄土高原/东亚及中亚6、7、8月降水，分为山地—高原海拔逐渐增加的4次模拟 (HT-1到HT-4) 及冰期变至HT-4时的1次模拟 (G) (降低的大气二氧化碳浓度、扩大的北半球冰盖、下降的海面温度)。模拟G时的气候值用空点表示，并用虚竖线与HT-4时的气候值相连。离线的植被模型，受温度和降水的季节旋回驱动，表明自森林向草原转变，以响应高原隆升。在南亚，稀树草原/干旷草原的面积分别为10% (HT-2)、33% (HT-4) 和50% (G)；在黄土高原，干旷草原/沙漠的面积分别为15% (HT-2)、35% (HT-4) 和35% (G)；在中亚，干旷草原/沙漠的面积分别为30% (HT-2)、70% (HT-4) 和70% (G)。

C. 4次隆升阶段和1个冰期阶段的风及大气环流指数：北太平洋西部12、1、2月的西风急流，黄土高原/东亚地区6、7、8月和12、1、2月的风向和相对风速 (箭头长度) (空心箭头代表阶段G)，阿拉伯海6、7、8月的西南风，以及6、7、8月大陆尺度的亚洲夏季风强度指数，以季风环流中心的海面气压给出

从这些黄土—古土壤序列中已经找到了许多反映冬、夏季风强度的指标。红粘土的可用来鉴定颗粒粒径的频率磁化率与磁化率之间良好的正相关关系表明，磁化率强度主要取决于成壤过程中原地形成的超细颗粒铁磁性矿物的多少^[18]。因此，下部序列的磁化率记录——具有与上部黄土/古土壤相似的铁磁性矿物和磁学性质及与上部序列相似的磁化率记录是夏季风降水的指标^[17] (图4)。磁化率序列与独立的Rb/Sr时间序列之间显著的相关关系突出表明，这两个指标都是夏季风强度的量标 (图4)。在风化过程中，Rb相对稳定，而Sr易发生运移，因此，Rb/Sr比值的增加反映了风化、成壤作用的增强和季风的增强^[19]。粗颗粒组分含量和铝元素通量 (图4) 分别是冬季风强度^[15]和源区干旱度的指标^[11]。

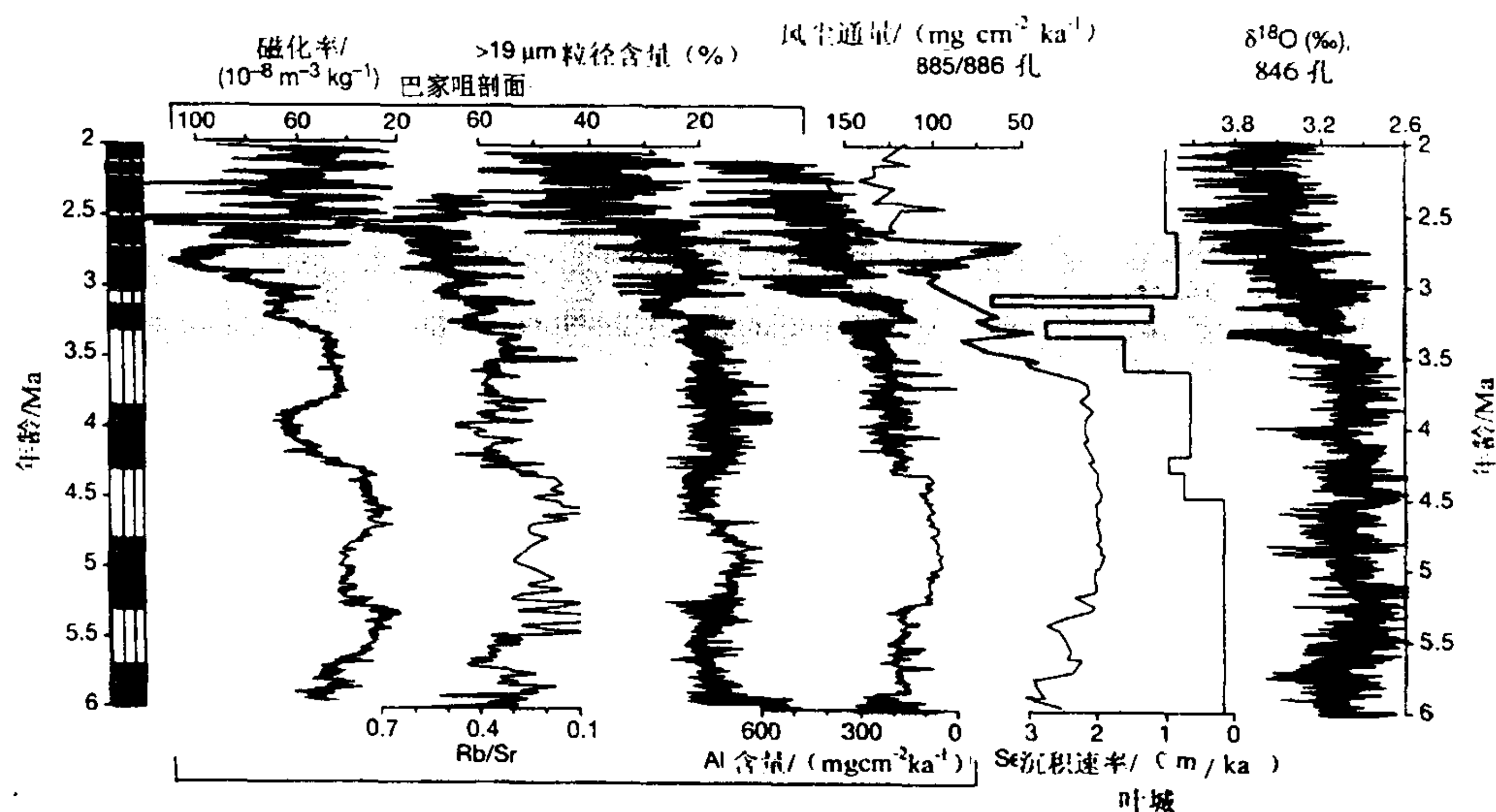


图4 距今6~2百万年前中国、太平洋陆相、海相记录

指示亚洲气候和全球冰期的变化。阴影时段距今3.6~2.6百万年前指示黄土高原的冬季风和夏季风持续加强的时期。时间序列包括：黄土高原巴家咀剖面（图1）的磁化率、Rb/Sr比、 $>19\mu\text{m}$ 颗粒含量及铝通量（铝含量与沉积速率、风尘平均比重 2.5 g/cm^3 之积），北太平洋 ODP 885、886 孔风尘通量（图1）^[11]，西昆仑北部叶城剖面沉积速率^[22]，以及赤道东太平洋 ODP 846 孔 $\delta^{18}\text{O}$ ^[20]。巴家咀剖面季风代用序列的年代标尺，是以基于磁性地层的 $>19\mu\text{m}$ 粒级沉积速率模型内插获得的，并用磁性界限年龄进行了校对。古地磁结果已在英国利物浦大学古地磁实验室通过重复分析进行了确认。采样分辨率为5~10 ka。叶城剖面碎屑序列的沉积速率是根据其原始厚度和极性界限年龄计算的。在简化的地层柱状图中，竖线和黑色区域分别代表黄土（或黄土状）沉积和古土壤

根据这些季风指标的时间序列（图4），我们将距今6~2百万年前的时期细分为3个时段。距今6~3.6百万年前，季风的变率一直较大，但与其后的时段相比，变化趋势较弱。距今3.6~2.6百万年前，黄土高原的夏季风和冬季风同时并且持续增强（如磁化率、Rb/Sr、粗颗粒含量及铝通量指标所示），北太平洋风尘通量持续增加。夏季风和冬季风同时增强难以解释，因为，这一时段大陆冰盖的快速扩张，如深海氧同位素记录^[20]（图4）所示，意味着气候向冰期转型。根据冰期条件下的气候-模型模拟结果，我们推测夏季风减弱，而冬季风加强^[21]。因此，我们将黄土高原的夏季风和冬季风的同时加强归因于急剧的高原隆升或扩展（见后）。约3.6百万年前，西昆仑山广泛发育砾岩，并且其沉积速率增大^[22]（图4）；约3.6~2.6百万年前，临夏盆地发育砾岩^[23]；上新世以来，东昆仑山北部盆地的最大沉积速率向东北方向偏移^[24]；柴达木盆地发育良好的早于3.4百万年的磨拉石建造^[24]；约3.6百万年前，祁连山北麓老君庙发育粗粒砾岩（方小敏个人交流）；上新世时期，青藏高原东缘海原地区构造活动^[25]（图1），这些都表明约3.6百万年前高原北部和东部边缘加速隆升。孟加拉湾的磁化率记录显示，约3.9百万年前陆源碎屑堆积量快速增加（图2a）。另外，高原形成模型也表明高原向北部和东部扩展^[26,27]。

我们的气候-模型模拟结果表明，高原沿其北部和东部边缘的持续隆升和扩张（从阶段HT-3到HT-4，图3），同时加强了黄土高原/东亚的夏季风和冬季风，延长了中亚干旱化

的趋势,但不会引起整个亚洲夏季风环流或印度季风降水的变化。总之,模拟结果表明,我们在阶段 HT-2 到 HT-3 的模型中设入的相对广阔的高海拔区,可能反映了不晚于距今8.0百万年前的海拔高度的变化,这足以有效地改变热力驱动的环流,形成强劲的大陆尺度的夏季风和冬季风,并使中亚干旱化(图3)。从阶段 HT-3 到阶段 HT-4,高原北缘和东缘持续上升的影响更为局部,主要局限在中亚和黄土高原/东亚地区。

距今2.6百万年前北半球冰期的开始,影响了亚洲季风的演变,并可能受其影响。2.6百万年前以来,东亚夏季风,如磁化率指标所示,更为多变且有时较弱(图2,4),轨道驱动与印度季风加强之间的相位关系发生了变化^[28]。粗颗粒含量和铝通量指标所反映的东亚冬季风,保持强劲甚至增强,像北太平洋粉尘通量(图2,4)一样,揭示了持续或加剧的中亚干旱化。这些变化与冰期条件下的气候-模型模拟结果一致^[21]:减弱的夏季风、持续的中亚干旱化及强劲的穿越东亚的西北冬季风和高空西风(阶段G,图3)。与中亚干旱化和冬季风加强相关的大气粉尘荷载的增加,可能使全球气候变凉^[11],从而有助于冰期的发展或加强。

我们忽略了诸如其它地区的隆升^[29]、洋流通道的改变^[30]、风化加强或碳埋藏引起的大气二氧化碳浓度的减少^[29]、以及海陆格局的变化^[31]等可能影响晚中新世-上新世气候的因素。尽管如此,考虑了青藏高原隆升和横向扩展的气候-模型模拟结果,解释了黄土高原的陆相记录和印度洋的海相记录,并且支持和发展了有关亚洲气候阶段性演变的性质及可能机制的早期结论^[11,17]。

致谢 本文模型模拟使用的气候模型和计算机系统由科罗拉多博尔德美国国家大气研究中心提供。该工作得到中国科学院、中国科学技术部、国家自然科学基金委员会、以及威斯康星大学和布朗大学获得的美国国家科学基金的支持。在此,一并感谢。

参 考 文 献

- [1] Kutzbach, J. E., Prell, W. L., 1993, Ruddiman W F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *J. Geol.*, 101: 177 ~ 190.
- [2] Kutzbach, J. E., Ruddiman, W. F., Prell W. L., 1997, In: *Tectonic Uplift and Climate Change* (ed. Ruddiman W F). New York: Plenum. 149 ~ 170.
- [3] Broccoli, A. J., Manabe S., 1992, The effects of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climates. *J. Clim.*, 5: 1181 ~ 1201.
- [4] Molnar, P., England, P., Martiod J., 1993, Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon development. *Rev. Geophys*, 34: 357 ~ 396.
- [5] Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd W. S. F., et al., 1992, Raising Tibet. *Science*, 255: 1663 ~ 1670.
- [6] Sun, D. H., Liu, T. S., Chen. M. Y., et al., 1997, Magnetostratigraphy and paleoclimate of Red Clay sequences from the Chinese Loess Plateau. *Sci. China D*, 40: 337 ~ 343.
- [7] Sun, D. H., An, Z. S., Shaw. J., et al., 1998, Magnetostratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Tertiary aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau. *Geophys J. Int.*, 134: 207 ~ 212.
- [8] Prell, W. L., Murray, D. W., Clemens, S. C., et al., 1992, In: *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean* (eds Duncan R A, et al.) *Geophysical Monograph Series 70*, Washington DC: American Geophysical Union. 447 ~ 469.