

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

环境演变研究

 **BOOK**
网络图书 学校专集

环境演变研究

环境演变研究的一般原理与依据

一、发展过程与一般原理

地理学是时空耦合的科学，不仅研究地域的空间差异，同时也研究环境随时间演变的过程，即环境演变。

我国古代学者很早就对环境的变迁有所认识。东晋葛洪（公元 284—364 年）在《神仙传》中写道，麻姑曾见“东海三为桑田”。虽是神话，却是最早见诸文字记载的朴素的海陆变迁思想。以后，唐代颜真卿（公元 709—784 年）、宋代沈括（1031—1095 年）等都曾以山顶、山崖中所见的螺蚌壳为证据，阐述了海陆变迁的观念。

科学的环境演变研究的发展，是与地质学和自然地理学的发展过程一致的。

17 世纪，西方一些科学家根据岩层中的化石，对古地理环境之不同于今日，开始作了一些推测，并试图对环境演变的原因作出解释。18 世纪后期，苏格兰地质学家赫顿（J. Hutton, 1726—1797）在他晚年的名著《Theory of Earth》中提出了均变论的思想；其后，英国地质学家莱伊尔（C. Lyell, 1797—1875）在 1838 年出版的经典著作《地质学原理》（Principles of Geology）中，发展了这一思想，并提出了均变论学说，成为后来研究古地理环境的指导原则。莱伊尔在重建欧洲第三纪古地理环境方面也作出了杰出的贡献，并探索自然环境演变的原因，声称根据海陆分布和洋流的变化，他“可以作出树蕨能生长在极地而云杉能生长在赤道的拼合”。

19 世纪初期，冰期学说得到承认之后，人们对第四纪环境演变有了比较深刻的认识。由于力图恢复冰期环境及探索冰期-间冰期轮回的规律和原因，环境演变研究得到了比较全面的发展。德国科学家彭克（A. Penk）与勃鲁克纳（E. Brückner）对阿尔卑斯山冰川沉积的研究和对第四纪冰期的划分（1909），南斯拉夫数学家米兰科维奇（M. Milankovitch）对冰期-间冰期变化的天文成因的解释（1920）等，特别对古气候学的兴起起了巨大促进作用。在此时期，奥地利科学家魏格纳（A. L. Wegener）从地球物理学、地质学、生物学、古气候学、大地测量学等多方面汇集了大量古地理变迁材料，提出大陆漂移学说（1922），这对以后的环境演变研究具有深远影响。

环境演变研究取得长足进展是在 20 世纪 40 年代以后，导致进展的原因在于需要与可能两方面得到了结合：一是多方面与环境有关的社会问题的出现，使人们急于了解过去的环境演变规律，希望能藉以预见未来环境演化的趋势，从而拟订对策；二是技术方面的进步为研究工作的开展提供了手段，使研究者能取得比较准确的依据。古地磁测量，利用放射性同位素测定绝对年龄，深海岩芯和两极冰盖采样的氧同位素分析，航天技术的发展使能对月岩作直接分析以及通过对火星、金星等的探测作比较行星地质学的研究等，都对研究环境演变起了重大促进作用。60 年代后期，英、美、法等国科学家提出的海底扩张、板块构造理论，使大陆漂移学说在沉寂 30 年后，以全新的面貌再现，比较完整地解释了全球岩石圈的发展规律。探索冰期成因的米兰科维奇理论，也在深海沉积分析、巴巴多斯岛（Barbados Island）珊瑚礁年龄测定等多项新发现的事实面前反复接受了考验，只是离答案的获得还存在着距离。以更新世和全新世古环境演变为中心的区域环境演变研究，则正在

得到各国地学界的普遍重视，因为研究成果对了解未来环境会有更直接的意义。

进入 80 年代以来，需要与可能进一步结合。一方面，人口的增长、技术的进步，使得人类能够在全球范围内改造环境，并且可以在一个人的一生中看到环境的变化，环境问题已从局地的、地区性的问题发展为全球性的问题，而为世界各国的科学家和政府首脑所重视。另一方面，生态学、大气科学、地球物理学等学科领域有了长足的进步，积累了丰富的背景材料；计算机、卫星、化学分析测试等分析监测手段进一步完善；系统科学的方法正在各个领域得到广泛的应用。以人类生存环境为核心的全球变化研究已成为众多学科领域共同关心的问题。全球变化研究的目的是了解调节地球独特生命环境的相互作用的物理、化学和生物过程，了解这个系统中正在出现的变化，解释和了解人类活动对它们的影响方式。

自然地理学的各个分支和地质学的各个分支，如地貌学、气候学、地层学、沉积学、古生物学、古生态学等，都与环境演变研究有密切关系。大陆漂移与地壳升降运动对环境的演变具有极其重要的意义。讨论长时间尺度的环境演变，特别是讨论地表早期的情况时，大气圈和水圈的形成和演化，生物的起源和进化，以及在演化过程中自然地理各圈带之间的相互作用，都是十分重要的问题，这就涉及地球的全部演变进化史，甚至涉及地球的起源而与天文学发生联系。

地质学科的基本理论——将今论古，也是研究环境演变的基本理论依据。按照这一理论，假定现代所存在的自然地理过程，在过去的时期里都同样存在、同样地在进行，因而可以利用现代的自然地理过程和自然地理原理——例如地带性和非地带性原理，推论和复原过去的自然环境，即“现在是了解过去的钥匙”。

但是事实上，随着地球表面各圈带的进化，自然地理过程是不可能不起变化的。例如，当生物圈还处在原始阶段的时候，当大气圈的组分还不同于今日，特别是氧和二氧化碳的含量大异于今日的时候，生物过程、风化过程和土壤形成过程等绝不可能完全相同于现代，因而将今论古在环境复原方面的运用既是必须的，又有一定限制。对于物理的、机械的过程，适用的时间范围大一些，对于化学的、特别是生物的过程，适用的时间范围不能过于扩展。事实上，自然地理范畴的环境演变研究，至今主要针对着新生代时期，也即现代自然地理过程大体上都适应的时期。

环境演变的研究需要考虑时间尺度问题，即一幅环境复原图所表现的自然地理现象所覆盖的时期长度的问题。各个自然地理要素发展与演变的时间尺度有很大差别：大陆漂移、海底扩张引起的海陆分布变化，造山运动引起的地形起伏变化，在时间尺度小于 10^5 年级的古地理图上一般是难以显现出来的；但大陆冰盖的伸展与退缩，海岸线的进与退，在 10^3 年级的时间尺度上就会有明显表现；而水系、植被等要素，甚至在 10^2 年级时间尺度上就能有所变化。即使是同一个自然地理要素，本身也存在着多种时间尺度的变化，例如，气候要素就可以区分出从 10 年至 10^9 年多种时间尺度的变化。因而，复原不同的自然地理现象，必须根据要求选择恰当的时间间距，所选择的时间间距必须小于该特定现象的变化率，成果才会有意义。例如，在洲一级的空间尺度上重建更新世时期的古环境，覆盖的时间应在不超过 10^4 年的时间尺度上，因为已经知道，至少在近 70 万年来，冰期与间冰期以 10 万年左右

的时间作准周期变化，一幅覆盖时间超过 10^5 年的更新世古环境图使冰期与间冰期、甚至前一冰期与后一冰期的各种现象相互重叠不能辨认而失去意义；而当重建全新世间冰期期间的环境变化时，对间尺度更应选取在不超过 10^3 年的等级上。

二、环境演变研究的依据

重建过去的环境是环境演变研究的最重要的内容之一，其实质是以有关过去环境的“记录”为依据对过去的环境进行复原。作为环境演变研究的依据一般需要具备以下几个基本条件：第一，具有可识别性，即它是一种物理的、化学的、生物的、文字的或图象的等可识别的信号；第二，具有可标定性，即它的环境意义可以根据现代地理过程进行标定；第三，具有可保存性，即在它生成后能一直保存到现在，并且其属性未受到后期的影响与改变；第四，具有一定的分辨率，它在一定的时间与空间尺度上能反映出环境变化。

根据来源的不同，环境演变证据可分为观测资料、作为人类物质文化过程的产物的考古与历史文献资料，以及作为自然过程产物的古环境感应体；后两者又称为代用资料。下面对环境演变研究中所主要采用的几类依据加以说明。

1. 岩石、地层学的依据

岩石、地层学方面的资料是复原古环境的主要依据之一。

各种类型岩石的生成与分布，都有各自的地理环境意义。岩浆活动强烈的地区通常都是地壳遭受应力的部分，分析地质历史上某一时期的变质岩和岩浆岩的分布，从地壳动力作用方面为恢复该时期的古环境奠定了基础，有助于识别古造山带、火山岛弧及地震带等。古山脉带的判断在重建古环境方面的意义是十分明显的：山地上升区和盆地下降区，前者遭受剥蚀，后者接受沉积，承受了完全不同的自然过程；高大的山脉经常又是重要的地理分界线。大陆漂移、海底扩张理论的建立，使岩浆岩与变质岩的生成和分布所包含的信息，在恢复古海陆分布与变迁方面具有重要的意义。

根据沉积岩的颜色、矿物成分、粒度、磨圆度和分选程度，结合其中所含有的化石，可以复原当时的沉积环境。

首先是区别海洋环境和大陆环境。判断海洋环境最可靠的标志是沉积物中只存在海生生物化石而不存在淡水生物与半咸水生物化石。根据沉积物和化石的性质，可进一步区别海洋环境中的超深海带、深海带、半深海带和浅海带，以及当时海水的温度、含盐度、清澈度、氧的含量等环境条件。深水、冷水不利于碳酸钙的沉淀，因而厚层石灰岩的形成意味着浅海暖水环境；石灰岩中的鲕状构造也是浅海环境的标志，因为是在浅水带缓和的波浪作用下的产物。

沿大陆斜坡快速流动的浊流所造成的分选极差的浊积岩的存在，是大陆坡半深海带的标志；而缺少碳酸钙沉积物则表示水深已在碳酸盐补偿带以下，一般已超过 3000 米的深度。深洋盆地中的沉积物以放射虫等硅质浮游生物遗体组成的软泥、大洋水体中的浮悬物质沉淀而成的红色或褐色软泥为标志；在深海带和超深海带中，由于阳光难以透射，生物化石极少见，超深海

的海沟区内的沉积物只是少量来自深海沟边缘岛弧的浊积岩。

由于潮汐作用，海面高度经常发生变化，因而在海洋环境与大陆环境之间存在一个复杂的过渡地带，宽度从数米到数公里不等，包括浅滩、潟湖、河湾等多种自然地理环境，都可以从不同的沉积物质和沉积构造特征加以识别。

陆上沉积物分别形成于河流、湖泊、沼泽、风沙及冰川等，根据沉积类型可以分别恢复各种陆上自然环境。

在陆相沉积物中，冰碛物及相应的冰蚀痕迹、第四纪黄土堆积、红层、古沙丘与蒸发岩等，对恢复古地理环境具有特殊的重要意义。

冰川是寒冷气候环境的产物，现代冰川约覆盖着全球陆地面积的 10%，除少数高山冰川外，主要是高纬度地区的大陆冰川。通过对冰碛物、冰川纹泥、羊背石、冰擦痕等的研究，可以恢复古冰川的分布范围及其消长过程。更新世气候最寒冷时期，冰川的覆盖面积约为现代冰川面积的三倍；最温暖时期，覆盖面积略小于现代。就整个地质时期而论，出现冰川覆盖只是极为短暂的“插曲”。更新世时期冰川的出现及多次扩展与退缩，标志着中、高纬度地区冰期气候的降临及冰期—间冰期的多次交替，以及古地理环境的反复递变。

第四纪黄土在欧洲、北美主要分布在冰川外缘，黄土沉积表明当地在该时期属于寒冷苔原性质的“冰缘”环境。中国的黄土主要分布在干旱荒漠区的外缘，表明黄土沉积时期当地属于干寒草原环境。随着冰期、间冰期的交替，黄土的沉积率有明显变化。间冰期气候转暖，黄土沉积率低，在有利的生物—气候条件下，黄土表层发育了土壤层，欧洲、美洲、亚洲的黄土沉积剖面中都夹有多层古土壤，这是冰期气候多次为较温暖的间冰期气候所中断的明证。黄土沉积及其中所含有的生物化石以及反复出现的古土壤层，是追溯、重建陆上中纬度地区环境演变过程的重要信息来源。

红层是沉积物中不稳定元素与易溶矿物大多淋失而高价氧化铁、氧化铝得以残存的产物，形成于化学风化强烈的暖热气候下，它是暖热而又有明显干湿季节差别的环境条件的标志。

广泛的古沙丘以及短暂片状洪流搬运所形成的洪积扇群，通常反映了沉积时期的环境属于干旱环境。根据沙丘的排列格局和交错层的倾向，甚至可以推断当时的盛行风向。

蒸发岩由石盐、石膏、钾盐等组成。大型的蒸发岩沉积主要形成于大型封闭盆地内，大多属于浅水环境，而且当地的蒸发量必须大于降雨量和河流淡水注入量，因而也是干旱气候环境的标志。沉积剖面中多层蒸发岩的出现则是意味着干、湿环境的多次交替。

在复原古大陆纬度位置的基础上，判别各沉积类型，根据它们的环境意义和分布规律，有可能重建该时期全球的古自然地理带、古气候带（图 1）。

2. 生物、生态学的依据

重建古地理环境，更重要的资料来自生物化石。每种类型的自然地理环境中都生活着特别适应此类环境的动物和植物，根据与该化石种有亲密关系的现代种对环境条件的要求，可以推断当时的古环境。

化石造礁珊瑚的存在不仅表明属于浅海环境，而且一般可认为是热带环

境，因为现代造礁珊瑚的生存范围主要是在南、北纬 30° 之间，要求最低月平均温度不低于 21℃，只有个别种例外。现代棕榈在北半球的分布范围以北纬 35—36° 为最远的北界，基本上属于热带、亚热带植物；第三纪时期它在北半球的分布范围要广阔得多，表明当时热带、亚热带所跨纬度比现在宽广。在不列颠群岛，现代矮桦（Betulanana）生存环境的最高温度不超过 22℃，八瓣仙女木不超过 23℃，它们在第四纪冰期时于中欧平原的出现，表明当时该地曾经是寒冷无树苔原环境。

对种类繁多的水生软体动物进行统计分析，除了可以推断古温度，还能鉴定当时它所在的水体是淡水还是盐水、是静水还是流水环境。

生物的某些生态特征往往也具有环境意义，可以作为重建环境的依据。例如，树叶有滴水尖是热带雨林的标志；披毛犀的长毛意味着气候寒冷。一般说来，同一种属的哺乳动物个体，有向两极寒冷环境而增大的趋势；第三纪以来，哺乳动物个体的逐渐增大，至少部分地也可以从气候在逐渐变冷得到解释。与此相反，冷血动物的个体有向赤道湿热环境而增大的趋势，最大的甲虫、蚱蜢、多足类动物等，都出现在热带和亚热带。

动植物的繁茂程度都与地理条件适宜与否密切相关，所以，厚层的煤层沉积，一般都标志着有利植被生长的温暖润湿环境。动植物的种属都有向湿热气候而多样化的趋势，老第三纪时地中海地区的珊瑚达 62 属而现代大西洋仅 26 属，种属的减少是环境变化的结果。

如果生物体内的细胞结构得以在化石中保存下来，就有可能进一步得到古环境的有关细节。例如，根据木本植物株干中的年轮现象可以推断当时的温度季节变化和降水季节变化；年轮现象不明显，可能表明生长地当时是全年高温多雨的环境；特殊的年轮现象有可能标志着异常气候的出现，等等。

在古地理环境重建中运用生物信息的一个最根本的限制是不能机械地按现代种属的环境要求来解释过去的生物地理现象，因为生物在进化，生物有逐渐改变自己对环境适应程度的能力。对猛犸象分布环境的错误解释是一个典型的例子；由于最初把它认为是与现代象一样的喜暖动物，西伯利亚的“猛犸象时期”曾被误认为是一个温暖时期。石炭纪成煤植物缺乏年轮，曾被认为是气候缺乏年内季节变化因而属于热带环境的证据，这一论断之所以不能无保留地接受，就是由于没有考虑到植物本身的进化因素。因此，特别是在重建距今久远的古地理环境时，选择进化慢的生物为标志，得到的结论可靠性较大。

一般说来，根据动物群或植物群来推断古气候、古环境，要比以个别种为依据更为可靠。地球上，北起苔原、温带草原和森林，以至热带荒漠和赤道雨林，都具有各自特有的动物群和植物群。

60 年代末期以来，研究昆虫以恢复短时间尺度环境变化的工作得到很大重视。例如，在第四纪最后冰期期间，也曾出现过短暂的温和时期，植物群落的演替对短暂的、百年级以下的环境变化事件往往来不及反映，但敏感的昆虫却能以它们的出现和消失，将此类变化如实地记录下来，而且许多鞘翅目、双翅目昆虫的形态与组合自第四纪后半期以来都很少变化，适宜于按照它们对现代环境的要求来作出推断。

利用微体古生物所提供的信息以恢复古地理环境的工作近年来得到极大的发展，而且随着鉴定、分析手段与方法的进步，展示着广阔的前景。

沉积物中植物孢子花粉组合的分析，对于重建古植被群从而恢复古气候、古地理环境所取得的成就，至今仍是其他方面的工作所不能比拟的。得到世界承认、通用于全球的最后冰期以来气候变迁期的划分，就是以不列颠群岛及中欧、北欧孢粉分析为基础而建立的（图 2）。欧洲冰期、间冰期自然地带的变化图式也是建立在孢粉分析的基础上的（图 3）。与枝、叶、花果等植物残体相比较，植物的孢子、花粉具有容易保存下来的优点，因为数量大，外壁为高强度纤维素组成，耐酸、碱，耐高温甚至可达 300℃，耐高压虽长期埋存在地下仍可不被破坏。但不同植物，每个植株所产孢粉的数量差异极大，所产孢粉传播可及的范围差别也很大，如机械地对待统计数字，容易造成错误的判断。由于不易遭受破坏，孢粉的再沉积也往往造成混淆现象，为恢复植被群落带来困难。当然，最大的困难还在于如何将古孢粉组合与现代植物群挂钩，从而能根据现代植物群的环境要求恢复古环境，时代愈远，困难愈大。

水生微体古生物的主要研究对象是有孔虫、介形类等。根据它们对盐度的适应情况，可以鉴定所生存的环境是海洋、盐湖或是淡水河湖；根据它们对温度的适应情况，可以鉴定所生存的环境是冷水或是温水，从而推断气候。底栖有孔虫随着水深的变化而具有不同的种属组合，因而又能藉以鉴定当时的水深。以沉积物中微体化石群的组合特征与现代海洋环境中的微体生物群相对比，可以有效地分辨深海、浅海、海湾、潟湖、河口等不同类型的古环境。根据微体化石群鉴定沿海地区海、陆相层的交替规律，对第四纪以来海侵、海退过程的研究取得了很大成就，肯定了全球性海侵、海退与间冰期—冰期的暖、冷气候交替的相对应。第四纪深海沉积物中冷水性、暖水性微体化石群分布范围的南北推移和交替过程的研究，对于恢复全球第四纪古气候提供了重要依据，它们的扩展、收缩规律，与极地大陆冰盖的伸缩以及全球自然地带的南北推移，都是息息相关的（图 4）。

生物地理除了反映有机体按照各自对环境的适应沿着生态界线分布以外，还反映了高山、大海、荒漠等生物难以穿越的自然障碍的存在：障碍两侧的动植物群存在巨大的差异。根据青藏高原与以南地区生物群发生分异的时间和过程，根据秦岭南北生物地理差异出现的时间和过程，推论喜马拉雅山脉、秦岭隆起的时间和上升速率，对于重建我国第三纪以来古环境演变过程，是非常有意义的工作。

在证实大陆漂移理论和各大陆之间“陆桥”的存在和断绝的过程方面，生物地理、特别是脊椎动物的分布特征，起了重要作用。澳大利亚动物区系的特殊性，表明它与其他大陆分离较早，形成独立封闭的进化环境。第三纪早期沟通南、北美洲的巴拿马地峡在第三纪中期一度沉降中断，因为在随后的 4000 万年里，南美洲的陆上哺乳动物孤立发展，出现了若干平行于世界其他地区的类型；至第三纪末期，陆桥重又建立，因为动物化石类表明两洲的动物群又相互迁入对方。更新世时期，北美西北与亚洲东北部曾以通过现代白令海峡的陆桥数度相连的事实，也是通过脊椎动物的迁移，包括早期人类的迁入北美而揭露出来的。

树木年轮分析在近一二十年中发展极为迅速，目前在除了南极洲以外的各个大洲上均开展了树木年轮的研究工作。树木年轮的宽度可用来代表树木

生长量，它明显地受到环境因素的制约，每年年轮宽度的变化即可定量地反映对树木生长限制作用最大的因素的变化信息。如在高纬度或高寒山区森林的边缘，树木年轮的变化主要反映温度的变化；在干旱、半干旱地区或干湿季节变化明显的地区，年轮宽度的变化主要反映降水的变化。其时间分辨可达到年甚至季度。一般的树龄为几十年或数百年，利用交叉定年技术，可以把取自古建筑、古棺木、家具、埋藏古木等的考古年轮资料与现代年轮资料衔接起来，从而延长环境演变序列，在有些地区，年轮序列已延长到数千年。

3. 地球化学的依据

沉积物与化石的化学性质有可能记录了古气温、降水量、水体的盐度等环境要素，因而地球化学与化学地理资料也是古环境重建的信息来源。为高价氧化铁所染色的红色砂、页岩，具有指示高温、低纬的古地理意义；经受强烈化学风化和淋溶作用，以残积物性质留存下来的铁矾土，是热带多雨气候的标志。

许多痕量元素有明显的古环境含义。例如，含镓较多的页岩属于淡水环境沉积物；铷、硼的相对含量较高，则属于海水沉积环境，因为后者是随着水体中含盐量的增加而增加的。

海洋介壳类外壳中镁与锶的含量随水温而变化，因而可以根据海底富含无脊椎动物介壳的钙质沉积物中镁与锶含量的测定，以推断古水温。含量较高，属于低纬暖水环境；含量低，属于高纬冷水环境。但这种差异所反映的，也可能只是浅水或深水环境的不同，深水环境水温低于浅水环境。

粘土矿物的性质标志着不同自然地带的风化特征，也具有古环境意义。例如，伊利石的含量在赤道地带最低，随纬度升高而增高；高岭土相反，在赤道强烈化学淋溶地区含量最高。南美亚马孙河口不同时期沉积物的分析表明，全新世时期的沉积物中高岭土含量较高；最后冰期时期的沉积物中高岭土含量较少，且含有相当比重的未分解的方解石，从而为全球性自然地带的推移提供了证据：当地现代的赤道雨林环境，在一两万年以前应是属于热带稀树草原环境。北非西海岸海底沉积物中粘土矿物的变化以及沙漠来源的石类颗粒含量的变化，提供了相同的结论：一两万年以来，自然地带出现过明显的移动。

生物体与沉积物对周围的环境，最初是有可能处在一定的化学平衡之下的，但由于对沉积地点后来的环境变化有很大的敏感性，有可能使原来的化学性质发生改变。因而，某些地球化学与化学地理资料，在与其他证据共同使用、相互印证时是有价值的，单独使用时需要慎重对待。

4. 地球物理学的依据

古地磁学和同位素分析成果在近年来对推进环境演变的研究方面作出了重大贡献。

火成岩和沉积岩中都含有细粒的磁性矿物，这些磁性矿物在岩浆冷却的过程中或沉积物的沉积过程中，都受当时地球磁场的作用。成岩以后，这些

古磁场特征,包括磁极方向及对纬度高低起指示意义的磁倾角大小,便都“冻结”在岩石中得到保存。对不同年代的岩石作古地磁测定,可以确定当时磁极的位置以及恢复采样地点的古纬度(图5)。对各大陆许多不同年代的岩石样品作古地磁测定后发现,地球发展过程中,磁极的位置在不断变化,而且根据某一大陆上的岩石古磁性所测得的磁极的移动路径,与另一大陆上测得的移动路径存在不一致现象。由于只存在一对磁极,结论只能是:各大陆的相对位置、空间排列,随着时间的推移而在变化。这是近年来大陆漂移理论得以复活的重要依据,而大洋底部岩石的古地磁测定成果则是海底扩张、板块构造理论得以奠定的得力支柱。对于重建自然地带、理解环境演变的过程与原因,古地磁测定的重要意义也是不言自明的,现在位于热带纬度的印度次大陆,石炭二叠纪时期存在过大陆冰川,原因是当时它与现代的非洲、南美洲和澳大利亚等都处在南半球接近南极圈的位置上(图1)。近年来,磁化率的变化也被用来推测气候变化,磁化率高反映暖湿环境,反之,为冷干环境。

在分析稳定同位素以恢复古气候的工作中,至今以氧同位素的利用最为广泛,效果也最好。存在着三种氧同位素: ^{16}O 、 ^{17}O 、 ^{18}O 。其中 ^{17}O 含量极小,可忽略不计。在 H_2^{18}O 与 H_2^{16}O 之间存在着蒸汽压的不同,因而通过蒸发与凝聚过程将引起同位素分馏,使存在于不同环境中的水,其 ^{18}O 与 ^{16}O 含量比($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)出现微小差异。蒸发过程中,轻的水分子易蒸发,从而使 ^{16}O 在水汽中得到富集;凝聚过程中,重的水分子易于凝结,将使剩余水汽中的 ^{16}O 比重进一步增大;因而陆上水体中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的值均小于标准平均大洋水(SMOW)中的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 值。离海洋蒸发源愈远,经历多次蒸发—凝聚作用,水体中此值愈小。以标准平均大洋水中的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 值为准,差值可以 ^{18}O 表示

$$^{18}\text{O} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{样品}) - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{SMOW})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{SMOW})} \times 10^3\text{‰}$$

蒸发、凝聚作用均受温度影响,所以 ^{18}O 值与温度之间可以建立关系。南、北极地的冰盖是由各个不同时期的降雪积累、压实而形成的,取得不同时期的冰层中的 ^{18}O 值,即可恢复各时期冰原的古气温。对格陵兰西部世纪营(Camp century)最近一百年的冰层作逐年氧同位素分析,推算得百年来的气温变化,与邻近气象站的实测记录相符。据最近一千年来冰层中 ^{18}O 值推算的气温变化,与根据欧洲历史文献等推算的结论一致。最近13000年来的冰层 ^{18}O 含量变化表明,约在距今10000年前, ^{18}O 值急剧增高,标志着冰期的结束;冰后期的“暖期”, ^{18}O 值高于现代;距今4000年左右以来,伴随着短期振动, ^{18}O 值稍呈减低的趋势,与全球气温的缓慢转冷相符(图6)。取自南极冰盖的冰芯分析,也得到同样良好的结果。

对深海沉积物中构成有孔虫残骸的 CaCO_3 作氧同位素测量,为恢复第四纪以来古海水温度变化提供了可靠的证据。有孔虫介壳中的 CO_3^{2-} 离子与大洋水中的 CO_3^{2-} 离子之间处在一定的平衡状态,而 CO_3^{2-} 离子在与周围海水中的氧同位素进行交换的过程中, ^{18}O 进入到 CO_3^{2-} 中的比重受温度的影响:水温增高,碳酸盐溶解量降低,浓集效应降低;水温降低,浓集效应增高。因而,

测得不同时期沉积层中有孔虫残骸的 ^{18}O 值,即可以计算出有孔虫生存时期的海水温度。实际上,有孔虫残骸中 ^{18}O 的变化除了反映水温,还包含了大陆冰盖伸缩的影响:冰期来临,大陆冰盖扩展,低 ^{18}O 含量的淡水大量滞留在冰盖中不再回归大洋,大洋水中的 ^{18}O 含量显著增高,此时期有孔虫介壳中的 ^{18}O 含量必将增大,此一影响甚至可以比海水温度的直接影响更为显著。两类效应恰好是同向的,二者的叠加,使各大洋深海有孔虫沉积物的 ^{18}O 变化曲线对第四纪以来全球性的冷暖变化能有比较确切的反映。在最近 70 万年来,已有过八次明显的冷暖交替。

极地冰盖和洋底有孔虫残骸的 ^{18}O 的测定,为恢复第四纪古温度提供了至今最为完整的全球性定量数据。

同位素分析方法的应用对象不限于冰盖与海底沉积物,对洞穴沉积物、树木不同年轮层等的分析,也都取得了良好的成果;所采用的同位素也不限于氧, ^1H 与 ^2H , ^{12}C 与 ^{13}C 等,也都得到了应用。

5. 考古学的依据

考古学所获得的材料,是恢复全新世六七千年以来环境演变的重要依据。

人类的生活,尤其是在早期,与环境之间的依存关系十分密切。聚落位置、生产方式、建筑结构与形式以至工具、手工艺品等,都有可能反映当时当地的环境特征。对比不同地点同时期文化层的特征,可以揭示当时环境的地区差异;对同一地点不同文化层遗物的考察,可以发现当地环境演变的过程。

竺可桢先生在他的著名论文《中国近五千年来气候变迁的初步研究》中引用西安半坡遗址(公元前 5600—6080 年)及安阳殷墟遗址(公元前 1400—1100 年)所发现的亚热带动物遗迹,作为当时黄河流域气候比现今温暖潮湿的证据。

美国中部平原,密西西比河与密苏里河之间的米尔(Mill)河流域,印第安人曾在这里种植玉米、猎取野牛与鹿达数百年之久。但到 1400 年左右,Mill 河文化突然消失。考古事实表明:1100 年以后的文化层中,动物头骨数迅速减少。其中,鹿头骨与牛头骨的比例也有明显变化,1100 年以前以鹿为主,以后转为以牛为主。陶器碎片在此时期并未减少,甚至反而增多。1300 年以后,陶器碎片也迅速减少,至 1400 年完全消失。合理的解释是:当地环境发生变化。促使发生变化的因子是气候趋向于干旱。由于变干,喜食湿草的鹿首先减少,进一步干旱化,产草量减少,草质恶劣,牛也开始减少。狩猎对象减少,居民不得不增大种植业的比重,取水用的陶罐因而增多。干旱继续增强,终于不得不举族东迁,文化层因而终止。这是利用考古资料推测环境演变的生动实例。这一结论与孢粉分析的结果相互印证(图 7)。

1973 年,在浙江省余姚县城西发现河姆渡文化遗址。最下部第四层文化层出土的橡子、木材,经 ^{14}C 测定的年代为距今 7000 年;大量出土栽培稻和亚种稻谷, ^{14}C 测定的年代为距今 6800 年。江南河姆渡文化发展的时代早于中原黄河流域的半坡文化(距今 5600—6080 年),但到青铜器时期江南文化却远远落后于中原文化,原因何在值得探讨。有可能的解释是受到环境演变

的影响。环境演变研究当前面临的重大的问题之一是： CO_2 增加及其温室效应如果出现，对我国南北不同地区的环境究竟会产生怎样的影响。解开考古时期南北文化发展史上的迷惑，也许有助于理解未来将发生的事件及作出对策。

6. 文献记载的依据

历史文献中有大量关于环境演变的直接记载，如山崩、河竭、湖泊萎缩、沙漠扩展、聚落迁移、旱涝灾害等等，都是考证环境演变过程的依据。历史文献中更有大量涉及当时当地环境条件的内容，包括海陆分布、河湖情况、城镇位置、生产方式、气候、植被、物产等等。对比不同时期文献中关于该方面的记载，可以作出环境演变过程的推断。

竺可桢先生曾根据文献记载中物候现象的差异、植物分布的差异、河流湖泊封冻时间的差异、雪线高低的差异等，推断我国公元前 1100 年至公元 1900 年之间的气候变化，在此期间从温暖转寒冷以及 17 世纪小冰期等，均得到清晰反映。

我国文化悠久，历史文献之丰富在世界上首屈一指。从二十五史，数量近 13000 部之多的地方志，《太平御览》（宋）、《永乐大典》（明）、《古今图书集成》（清）等大型类书以及浩繁的诗文集中，都有可能探寻追溯环境演变过程。近年来，对我国东部海岸平原的推进，黄河河道的变迁，长江口的变化与崇明岛的发展形成，众多湖泽的萎缩消亡以及西部许多地区植被变化，沙漠的推进，聚落的废弃等过程，都有所阐明，文献资料对这些研究提供了很大的帮助。利用旱涝记录以及河湖溶冰、封冻日期与亚热植物种植变化等现象恢复历史时期不同阶段气候冷暖、干湿变化，所得到的成果更是众多。

国外利用文献记载推测环境演变的成果也很多。以英国葡萄种植与酿酒业的兴衰记载来推测西欧气候变化，是常被引用的例证。1100—1310 年间，英国南部葡萄种植十分成功，酿酒业发达。但仅仅二百余年便衰落以至完全消失。15 世纪以后葡萄酒酿造业不复存在。其原因即是冬季气候转向严寒，阻碍了葡萄的生长。

7. 仪器监测记录的依据

利用仪器观测的记录作为阐明环境演变的依据，自能得到最直接的、定量的结果。缺点在于记录所覆盖的时间都还很短。

气象记录一般只有一二百年的历史。1424 年明成祖朱棣曾下令地方官，每年报告雨量，藉以估计各地农业收成丰歉，应有量雨器，但不久即废。在北京建立台站以温度计观测气温迟至 1867 年才开始。英格兰中部的温度记录是世界上最长的气温记录之一，起自 1659 年，但这一记录实际上是由北起爱丁堡（Edinburgh）南至普利茅斯（Plymouth）许多不同地点的记录连续而成的，1815 年以后才在牛津（Oxford）地区稳定下来。荷兰 DeBilt 冬季气温记录起自 1634 年，但实际上正式观测记录从 1897 年才开始，以前的记录都是根据当地运河结冰日数推算而来的。世界各地长短不同的气象记录，经过

整理，都是研究近数百年气候演变的基本依据。

由于对农业生产的重大意义，尼罗河的水位测量可能从公元前 3100 年埃及第一代法老时已经开始，至今已有长达五千年的历史。开罗附近，除若干年份有缺失外，自公元 622 年至今保存有逐年高低水位的记录。高、低水位均呈逐年增高的趋势，这是河床淤高的结果。根据水位升高的情况推算，尼罗河开罗附近河床每世纪淤高约 10 厘米。

这一水位记录并已用于推算降水变化。由于上游支流青尼罗河源自全年降水分布比较均匀的赤道非洲，白尼罗河来自东埃塞俄比亚高地、冬夏降水量变化很大的季风雨区，低水位曲线的升降应能反映赤道雨区多年降水的丰歉变化，高水位曲线应能反映季风雨区降水丰歉的变化。按这一原则进行分析，赤道雨区的降水量近千余年来是基本稳定的；东非高地的降水则有明显旱涝变化，其中 1100—1150 年、1400—1450 年以及 19 世纪中叶，都是突出的降水高峰时期（图 8）。

其他如海洋观测、地震观测等记录，时期更短，但都是研究短时间尺度环境演变的重要依据。

自从人造卫星上天、遥感技术得到广泛应用以来，所积累的卫星影像资料已成为分析环境演变过程极为有效的依据。许多国家的卫星都正在监视地球，直接观测地表的变化，并测量诸如太阳常数、平流层性质、地面反照率、海面温度、陆上生物体、全球云量覆盖状况等等物理参数，以便从全球的角度来理解环境演变的机制，为模拟演变过程提供依据，使环境演变的研究步入了一个新纪元。

三、年代测定

研究环境演变，必须对根据各种不同依据所重建的每一幕古环境都定出它在发展过程中的时间位置，才能建立演变过程的顺序，从而了解全过程。

年代测定包括两个方面。

一类是相对年龄的测定，即将根据不同依据所重建的一系列事件相互比较，定出先后，排列成顺序，并按照某个标准事件的出现时间，来估计前后各事件的大致时间范围。

另一类是绝对年龄的测定。即对确定某一事件所凭籍的依据测定年代，从而这一事件出现的年代也就得到了确定。

前一类方法只是确定相对位置，后一类则是直接定出年代。

一种代用资料在重建古环境方面的价值，不仅与此项资料对环境感应的灵敏度与记录的真切性有关，而且也与是否易于对之作出年代测定有关。极地冰芯应用时间范围的扩展受到限制，困难之一就在于对深层冰的测年技术。

环境演变研究在本世纪中期以来得到迅速发展，取得许多重大突破，一方面与所凭籍的代用资料的种类不断扩大、资料内涵的发掘不断得到加深有关；另一方面也是多种有效的绝对年代学测定方法的出现的结果。

现代常用的年代测定方法，包括物理的、化学的、生物的、地质的等多方面手段。

利用放射性元素的衰变规律以测定绝对年龄，在地质学和古地理学中应用都很普遍。半衰期长达 1.3×10^9 年的放射性钾 (^{40}K)，适用于测定年龄超过 5 万年的样品，以火山来源的富钾物质为测试对象，这一方法称为钾氩法，因为 ^{40}K 衰变为惰性气体氩 (^{40}Ar)。半衰期仅为 5730 年的放射性碳 (^{14}C)，适用于测定年龄小于 5 万年的样品。碳是一切生物体的基本组成元素，生物生存期间，体内的 ^{14}C 含量是与周围大气中的 ^{14}C 量平衡的，从死亡之日起，不再与大气或水分中的 ^{14}C 进行交换，即不再获得新的补充，体内原有的 ^{14}C 原子便按衰变规律减少，因而，只要测定遗体中 ^{14}C 的衰减情况，就可以确定该生物已死亡多久。 ^{14}C 年代测定的适用范围极其广泛，因为一切动植物遗体，包括骨骼、毛发、贝壳、纤维、谷物、木块、木炭以至泥炭，都可以作为测试样品，因而这一方法近年来在对研究最后冰期以来环境演变方面、考古环境研究方面都作出了很大贡献。

近年来发展了以直接计数样品中 ^{14}C 原子数目为工作原理的加速器质谱计 ^{14}C 测年法，即 AMS 法，使得有可能将 ^{14}C 的测年极限提高到 7 万年或更早，并且所用样品量极少，几毫克纯碳即可，而常规 ^{14}C 方法需耗散几克纯碳。

地质学上采用的放射性元素测定年龄方法还有：铀 (U) — 铅 (Pb)、钍 (Th) — 镤 (Pa)、铷 (Rb) — 锶 (Sr)、U 系法等。

古磁场的研究表明，在地球的发展过程中，磁极有过多次“逆转”。例如，近 69 万年以来形成的岩石中，岩石磁轴的北极基本上都是指向现代磁北极方向的；但在 69 万年以前至 243 万年之间的时期，情况正相反，基本上都是指向磁南极方向的，等等。前者称为正极性时期，后者称为逆极性时期。在正极性时期内，存在若干短时期出现逆极性；在逆极性时期内，也有若干短时期出现正极性；此等短时期称为该“时期”内的“事件”或“亚期”。利用钾—氩法，标定每一次磁场逆转的绝对年代，可编制成地球的地磁年代表。测绘待测定年龄的沉积物层的磁性逆转图象，将它与地磁年代表相对比，便可以确定待测沉积物层属于哪一个年代。这一方法称为古地磁年代测定法。古地磁方法对测定海洋积物的年龄，及基本上连续沉积的陆上沉积物如黄土层的年龄，成效很好，近年来在研究第四纪环境演变的工作中得到广泛利用。

属于物理类的绝对年代测定法，如裂变径迹法、热发光法等，也较常采用。

活体内的氨基酸均呈左旋光性质，死亡后，左旋光向右旋光转化，称为外消旋作用。因而，根据氨基酸的外消旋转化率，可以推算出样品死亡的年代，称为氨基酸年代测定法。

计算树木年轮数以确定绝对年龄的方法，称为年轮年代法。它与计算水层、纹泥层等以确定绝对年代的方法在本质上有相似之处，即都是利用气候季节变化留下的以一年为周期的痕迹。年轮年代法特别适用于百十年以至数千年的年代计算，目前利用树木年轮推算的最长年代已超出 8000 年。

地衣的孢子降落到岩石面上萌发后，有些种的生长速度是有规律可循的。因而，在冰川、雪线前缘，根据岩石面上所生长的最大的地衣的直径，可以推算岩石开始出露于地表的年代，从而了解冰川、雪线后退的过程。

传统的根据沉积率或侵蚀率以推断年代的地貌-沉积年代法，虽所得结论比较粗略，常需用其他方法进一步验证，但在某些缺少采用其他测年条件的

场合，仍不失是作出初步判断的手段。地质学上最常用的根据标准化石以确定地层时代的方法，具有简便易得的优点，只是在用于确定短尺度环境演变事件的时代方面，会受到一定限制。

利用史前人类在其发展过程各个阶段所遗留下来的生产、生活用品的性质、形状、纹饰特征、精致程度等，来判断这些遗物所在的文化层的年代，称为考古断代法。这些遗物都应是随着社会生产力的发展而日益趋向于精美、细致的。一万年以前旧石器时代的石器都是粗劣的打制石器，及至出现把石器表面磨光、磨出刃部，就已经是距今不及一万年的新石器时代的工具了。陶器也是判断文化层时代的重要依据。我国黄河流域以彩绘陶器为主要特征的仰韶文化，属于新石器时代早期；以黑陶及磨光石器为代表的龙山文化，则属于新石器时代的晚期。我国年代最早的青铜器出现在公元前 1900 至公元前 1600 年的文化遗址中；而出现铁器，则标志着时代已进入春秋晚期公元前 500 年左右。

有许多古代遗物如甲骨、竹简、青铜器、货币等，常刻有文字，甚至纪年，更是判断所在文化层年代的良好依据。

对历史文献所记载的事件，一般说来，确定年代已不是大困难，但当然也有仍是十分困难的事例。有时并须将时间精确判断到季、月甚至日，那就需要根据古今中外历法的变更作出换算，或是进一步作出其他方面的考证了。

关于开展地理环境演变与预测的研究

—

人类赖以生存的地理环境以各种不同的时间尺度在不断演变。地理环境的任何变化都会对各种生命有机体从而也对人类发生或是有利的或是不利的多方面影响。较小的短时间尺度的变化，所产生的影响可以只是局地性的或区域性的，但也往往足以成为灾难。较大的、长时间尺度的变化影响范围广大，后果深远，甚至可以迫使人类不得不作出全球性的经济与社会调整。

在自然演变的同时，人类还通过自己的活动使地理环境发生变化。随着人口的迅速增长和人类社会经济的发展、人对地理环境的影响在日益增强，由此引起的地理环境的变化，其速度和程度都有可能比自然演变更为强烈，后果更为严重。

因此，为了争取做到比较合理地利用自然，比较有效地改造自然，不仅需要认识地理环境的现状，而且必须对地理环境的发展作历史的认识，研究地理环境自然演变的规律和在人类影响下的变化规律，从而了解它的演变前景。

我国地理环境复杂，即处在最容易引起气候变化的中纬度位置上，又受变化多端的季风环流的直接控制，大部分地区新构造运动非常强烈，再加上人口数量大、人类活动历史悠久，地理环境变化所已经或可能造成的问题及环境演变前景的预测，都是四化建设战略部署所不可忽视的必要依据。

已有的研究成果表明：在 14—17 世纪小冰期时，我国气温低于现代 2 左右，生长期比现代短半个月以至 25 天；6—10 世纪隋唐温暖时期，气温高于现代 1—2 ，生长期长于现代 10—15 天。研究出现此一数量级温度变化的可能性及其对植物生长、农作物布局以及耕作制度等方面的影响，对于保证今后农业生产的稳步发展具有现实意义。

已有的研究成果表明：冰后气候最适宜时期，我国边缘海平面高出现代海面 2—4 米，海水大面积侵入东部平原地区。验潮站的记录表明：我国沿海的现代海平面都正在持续上升，上升率平均达到 2.5 毫米 / 年；最大甚至超过 10 毫米 / 年。今后趋势与强度的研究，出现气候最适宜期情况的可能性的探讨，以及导致海面升降变化机制的研究等，对沿海城市规划、土地利用、港口建设等都有重要意义。

我国半干旱地区广泛存在着土地的现代沙漠化现象。原来的草原遭到沙丘侵入，历史上著名的城镇荒弃，成为废墟等等。据估计仅近 50 年来形成的沙漠化土地面积就达到 5 万平方公里。土地沙漠化的原因有多大程度应归于自然的趋势，又有多大程度是属于人为的影响，只有通过对其演变过程作出历史的分析才能得到正确的结论，这方面的研究对规划、确定今后内蒙古、西北大面积土地开发利用的方向有重要指导价值。

青藏高原的强烈隆起导致高原本身的自然环境从亚热带森林迅速演变为现今的高寒荒漠-草甸，并通过对大气环流的影响使高原广大地区的环境发生变化。隆起过程仍在进行，高原湖泊的退缩、湖水的盐化等现象，莫不与此有关。研究这些变化过程，对高原水草资源及盐湖资源的开发利用有重要参

考价值。研究高原隆起对大气环流的影响更将有助于探讨我国东部季风区和西北干旱区环境演变过程的历史与趋向。

此外，如黄土高原自然环境演变过程的分析，对有效地治理黄土区水土流失以至黄河的综合治理都是必不可少的依据；各地区森林破坏所引起的环境演变，大型水利设施建立后周围及下游环境的变化情况的研究和总结，都是进一步保护、利用和改造我国自然环境所不可缺少的基本参考资料。而全面恢复晚更新世最后冰期以来我国自然演变各阶段的本来面貌，将为预测我国地理环境的演变提供最基本的依据和背景。

二

自然环境的形成与演变就是地理学的重要研究课题之一，近年来，三方面的原因促使这一课题在国际范围内得到进一步的重视与突破性的发展。

原因之一是 60 年代后期、70 年代初期以来世界气候异常所导致的农业减产和灾难，以及至今还在不断出现、时见于报道的多种自然异常，使人们认识到环境变化似乎在加剧。而变化对经济的发展甚至人类社会的存在都是息息相关的。必须掌握它的发展规律，对前景作出预测，才能取得主动、立于不败之地。美国 Stephen H. Schneider 在《The Genesis Strategy》一书中将现代人类社会比拟为在雾海中航行的 Titanic 号邮船，而环境演变的危机有如迎面而来的冰山，如果不尽快采取措施，对临近的危机的了解继续处在若明若暗之中，后果不堪设想。

第二方面的原因是随着近年来人口的急剧增加，资源消耗量的急剧增长，污染及其它对自然环境破坏作用的增强，人们开始认识到，人类本身有意无意的行为已经有使地理环境趋向恶性发展以至于达到不可收拾的危机境地的可能。西方环境学家将地球比拟为一艘围绕固定轨道运行的宇宙飞船，如何回顾过去，探索未来，从而预见环境发展的趋向，保持这个封闭系统内的生态平衡不被人类自己破坏，已成为关系到全人类生存的头等重要大事。

第三方面的原因是科学技术的发展使人类已有可能进行这方面的研究和探索。例如，遥感技术和人造卫星的结合，使人类具有了能作全球性监测的手段；深海勘探和极地冰盖钻探技术的发展，对研究全球性的气候和洋面变化提供了意想不到的新资料；显微技术的进步使人类有可能从微观世界的研究中解决以前不能解决的难题；年代学特别是放射性同位素与古地磁测年技术的进步对确定环境演变中重大事件的确切出现时期提供了强有力的武器；大容量快速计算机的使用，使大量资料的综合处理以及环境变化的模拟试验等有了可能等等。

国际上对地理环境演变的研究，首先集中在第四纪最后冰期以来，即更新世末期和全新世时期。研究这一时期的环境演变具有较大的现实意义：现代环境正在进行着的自然过程是上述时期一系列演化过程的继承和发展；许多现代环境的特征只有历史地认识才能得到全面的理解；而上述时期内曾经出现的事件，在今后不太远的时期内也有较大的重现可能性。

对晚更新世以来地理环境演变所做的研究工作，焦点集中在气候变化方面。各国学者的专著和论文集不胜枚举，有些国家如美国、澳大利亚等制定了国家研究计划，并出现了许多国际性协作机构和研究项目。研究气候变化，只要涉及范围超出具有气象记录的一二百年以外的期间，实际上都是在取得

环境变化的证据和结论的基础上，再作气候演变的推论。环境科学、考古学和第四纪地质学等学科近年来也都把研究不同的时间尺度的环境变化作为本学科的一部分课题。专门讨论第四纪以来环境变化的专著不在少数，其中如英国 A. Goudie 的《Environmental Change》已有中文译本。恢复古环境的主要依据有冰川地貌、冰缘地貌、古土壤、孢粉分析、古水文、树木年轮分析、黄土沉积、深海沉积、极地冰盖、海洋微体古生物、古人类以及有关环境变化的历史文献的研究等，近年来都有长足的进展。1982 年在莫斯科举行的第十一届国际第四纪会议上，以上各方面的学科几乎都有新的成果出现。

以上各方面的研究工作，在美国都分散在各大大学中。美国许多大学的具有特色的专门研究所或实验室，不仅享有全国声誉，并且具有国际地位。例如哥伦比亚大学 Lamont-Doherty 地质实验室（深海沉积），加利福尼亚大学 Scripps 海洋研究所（化石浮游生物），亚利桑那大学树木年轮研究实验室，俄亥俄大学极地研究所，科罗拉多大学高山与极地研究所等。澳大利亚有些大学对于南半球环境演变所取得的研究成果也受到国际上的称道。

在人类活动对于环境变化的影响方面，一项得到国际普遍重视的研究项目是化石燃料耗用量急剧增加导致的大气中的 CO_2 含量增长所可能产生的后果。研究工作的一个方面是根据以各种手段分析极地冰芯、树木年轮等所取得的数据，并估计人类今后对化石燃料的需要量，从而估算 CO_2 增长的前景；另一方面的研究工作则是推测 CO_2 温室效应有可能对全球地理环境带来的变化。一般都是在对温度变化自然趋势的基础上，叠加人为影响，推算两者的综合效应。这一问题至今尚无一致公认的结论，但初步研究表明人为影响带来的变化大大超过自然趋势的变化。

在国内，地理环境变化方面的工作主要由地理工作者和第四纪地质工作者在进行。一部分气象工作者参与了对最近几百年来气候变化的研究。近十余年来，特别是在以下各方面已取得不少成就：

孢粉分析，复原植被从而推论气候变化；微体古生物分析，复原海水进退过程、气候变化；古冰缘地貌研究，推论最后冰期时的环境及以后的变化；黄土及古土壤研究，推测气候、植被变化；泥炭分布及形成的研究，推测古海面升降及气候条件；古海岸线、湖岸线的研究，推测水文、气候变化；大量历史文献的分析与考古工作的结合，以复原古环境、讨论气候变化等。

从地域方面来看，以京津为中心的华北平原、以上海为中心的长江三角洲及其附近平原、东北平原南部等地区，研究工作比较集中，成果较多。随着青藏、西北干旱区多方面考察工作的开展，高原环境演变方面的研究也都有不少成绩。近年来浅海石油勘探的开展，为东部边缘海环境变化的研究提供了良好的机会与大量的资料。

大多研究成果还只是探讨自然演变过程，但也有部分研究工作试图将研究结论作为农业生产、土地利用、自然保护以及其它方面的参考。

三

进一步开展我国环境演变与预测的研究应包括以下两方面内容：

（1）更新世最后冰期以来各主要阶段全国古地理环境的复原，主要是 10^4 — 10^3 年时间尺度变化的研究。包括以下课题：

古温度与古降水变化过程的研究；
植被带推移变化的研究；
生物群迁移变化的研究；
古土壤与古风化壳的研究；
内陆湖泊水文变化的研究；
冰川、冰缘地貌研究及我国冰缘环境演变过程的研究；
气候带变迁与环流形式变化的研究；
最后冰期以来自然地理带的推移和演变的研究；
人类活动历史的考古研究；
古地理综合制图研究。

以上各项研究至少要恢复以下三个时期的古自然环境：最后冰期最盛期（距今 22000—18000 年）、现代间冰期开始期（距今 10000 年）、冰后气候最适宜期（距今 7000—5000 年），以作为研究我国晚更新世以来地理环境演变的基本依据。

（2）100 年以后，如最近小冰期（距今 200—500 年）气候以及主要是人类活动引起的短时间尺度环境变化的研究。这是预测 21 世纪我国环境发展趋势的主要依据。研究重点应是：严重水土流失地区，森林、草原大面积开发地区，已建立大型水利设施地区，国家重点开发的京津唐、长江三角洲、辽宁、山西、内蒙古、海南岛等地区。

此外，对我国环境变迁方面为国际所注目的重大问题，应加强研究，如青藏高原的隆起及高原本身环境的演变过程，青藏高原的隆起对东部季风区自然环境变化的影响，青藏高原的隆起对西北干旱区自然环境变化的影响，中国第四纪冰川发育问题等。

积极参加涉及世界性环境演变的国际研究项目，如极冰研究、深海沉积物研究、人类活动对大气成分的改变及其对环境的影响等。

为完成以上工作，必须着手解决以下各方面问题：

（1）资料的收集和分析。现有的资料分布很不平衡，时间上和地区上的空白都很多，必须广泛收集和补充。已有资料的对比、综合，由于多方面的原因，特别是确切年代的预测问题，也存在困难，需要解决。

（2）必须建立手段比较全面的分析测试中心和各种实验室，包括模拟实验室。

（3）开展监测和实验站工作，以了解正在进行中的环境演变过程。这是薄弱环节，至今工作不多。开展这方面的工作可利用已经开展起来的遥感手段，并与环境科学的应用项目相结合，以取得观测资料和研究成果。也应开展国际合作，利用国外卫星像片资料取得现代环境演变方面的信息。

以半农半牧地带为重点开展我国环境演变规律的研究

需要开展对我国环境演变规律的研究。

地理学研究地域的空间差异，同时也研究环境随时间演变的过程。

环境演变使一个地区的生产条件和资源，包括水、热量、土地肥力、植被状况等等，都发生变化。短时间尺度的变化对经济发展、人类生活的影响是局部的或区域性的，但已足以成为灾难；长时间尺度的变化后果深远，甚至必须作出全球战略性的经济与社会调整，以适应变化。这就是 60 年代以来，“环境演变”成为世界各国科学界、特别是地理学界热门研究课题的重要原因之一。

非洲萨赫勒（Sahel）地带——东起埃塞俄比亚，西至塞内加尔广大地区发生长期灾荒后，更是引起各国科学家对该地区环境演变规律研究的重视，联合国也迫切希望早日对当地环境演变的规律有所认识，以便拟订对策。

二三十年来，国际上研究环境演变的手段和所取得的成果，都有了极大的进展。

我国地理环境复杂，中纬度是最容易感受气候变化的地带，而季风本身的不稳定性又助长了这一变化的复杂性。我国山地面积广大，大部分地区新构造运动强烈，山区的侵蚀和平原的堆积过程都极为旺盛。我国人口数量大，人类活动历史悠久，自然演变的规律之上又叠加了深刻的人为作用。因此，研究我国环境演变规律是为当前国土整治和规划 21 世纪国民经济发展提供必要依据的、刻不容缓的课题。

自从更新世中期现代季风格局形成以后，我国便出现了一条从自然地带性质来说，其演变规律有可与非洲 Sahel 地区相比拟之处的地带，这就是北起大兴安岭西麓呼伦贝尔，向西南延伸，经内蒙古东南、冀北、晋北直至鄂尔多斯、陕北的、从半干旱区向干旱区过渡的广阔地带，这就是所谓的农牧交错带，不但有农有牧，而且时而农时而牧；这就是我国生产最不稳定的地带，丰、歉更替，也是旱、风、冻、雪灾害频繁的地带。

但在历史上，这里有过兴旺发达的时期。这一地带的东部曾经出现过元代上都这样的政治经济中心，这一地带的西部曾经出现过赫连勃勃统万城那样的政治经济中心。这一地带曾是我国境内内陆湖泊极其发育的地带，但现在湖泊萎缩了，残迹比比皆是；因湖水干涸或湖泊缩小而暴露于地表的湖河沉积层在强力风蚀作用下成了导致形成沙荒地的沙源；环境退化，使牧草的密度和高度都减小，“风吹草低见牛羊”的景象也不复存在。是自然演变规律加上人为影响造成环境的退化，但是各占多大比重，演变遵循着怎样的规律，这都需要探讨。只有这样才能拟具合理开发、稳定生产的计划和途径。

更新世以来，我国环境变化以西北干旱区、青藏高原区、华北-内蒙古区最为剧烈（上述农牧交错带正位于华北与内蒙古的交界区上，向西已涉及西北区）。此外，东部沿海平原地带由于河流、海洋的作用，除了气候变化所导致的演变外，河口、三角洲的地形变化特别剧烈，直接影响到海岸带和港口的开发。因此，这四个地区都应列为研究我国环境演变规律的重点地区。上述地区各具特殊的地理特征，对它们环境演变规律的阐明，不仅对各地区有生产实践上的意义，而且在地理学的发展上占有重要地位。青藏高原隆起的过程和对本身及周围环境的影响，西北、华北是否趋向于干旱化等，都是世界瞩目的重大问题。

高校由于分布面广，人材集中，在开展我国环境演变方面具有很大优势。近十余年来，特别是以甘、新、青、蒙、宁夏、华北、东部平原和长江三角洲等地的环境演变研究，当地各校地理系都开展了许多工作，成果是不少的。通过近年来的建设，几个教委所属重点高校的基本设备也大体可以承担常规的分析测试工作。只要对各校的队伍适当加以组织，对地方院校的力量进一步发动，在经费允许情况下建立中心实验室，作一些重点配备，就是一支强大力量。

环境演变的研究应区分为不同的时间尺度来进行，而以最近几千年来的变化为主。遥感监测和实验观测站的工作可以阐明数年以至十几年来的演变。气候记录、树木年轮和历史记载以及考古材料的分析，可以推测百年以至千年级的演变。孢粉分析、封闭湖盆的地貌与沉积物研究以及古土壤、古沙丘的研究，可以了解数千年以至万年以来的演变规律。掌握了千年左右的演变规律，就有可能对未来百、十年的前景作出展望和预报，成为经济发展规划的依据。例如，由于许多方面的研究成果都表明未来世界气候有转暖趋势，直接的影响是两极冰盖融量增大，导致海面上升，有些国家已限制在一定海拔高度以下的地区作重点建设投资。已有的研究成果表明，1000年前我国气温曾高于现代约 2°C 左右，生长期长于现代10—15天；但就在二百年前，气温又曾低于现代 2°C 左右，生长期比现今短半个月以至25天。所有这些情况在我国再现的可能性、出现后将引起的各地环境承载能力的变化及对策，都只有通过研究环境演变规律来得到认识和解决。

研究我国环境演变的工作目前普遍处在收集、分析资料的阶段，监测和实验站工作有待于开展。在分析资料、取得参数、解决边界条件的基础上建立模式，进行模拟工作，这也有待于开展。

中国环境演变研究的进展

60年代晚期以来,全球各地一系列气候异常事件所造成的严重后果,引起人们对环境演变问题的关注。其中,特别是非洲萨赫勒(Sahel)地带的旱化,导致广大范围的饥荒和大量人畜死亡,尤为引起国际上的注目。对此,至少有两个问题急于回答:一是萨赫勒的这种旱化,究竟只是短期的波动,还是长期的趋势;二是导致旱化究竟完全是自然因素的作用,还是掺杂着人为因素。只有对这两个问题得到确切的答案,方能拟订出摆脱困境的正确方案。于是引起对区域环境演变历史全面研究的重视和开展。其后,CO₂增暖问题、极冰融化和海平面上升问题以及氟里昂的使用导致臭氧层破坏等问题的出现,更使环境演变问题从区域的研究进展到全球的研究,导致了国际全球演变(Global change)研究计划的开展。

近二三十年来,环境演变的研究工作取得了丰硕的成果,而取得这些成就的保证条件则是科学技术的进步。采样技术的进步使极地冰芯和大洋深海沉积等都得以成为取得环境演变信息的来源;分析测试技术的进步扩大了从各种生物和地学代用资料中取得的信息量及其精确度;数学方法和计算机技术使信息处理、数学模拟得到前所未有的提高;各种年代测定技术的发展保证了环境演变事件能形成确切的时间序列等等。在这样的全球背景下,70年代末以来,我国科技工作者在微体古生物研究、古土壤与古风化壳研究、树木年轮研究、冰缘现象研究、环境考古研究、文献记载研究以及古地磁学和特别适用于晚冰期以来年代测定的¹⁴C年代学方法的研究等许多方面都取得长足进展,使对我国新生代以来自然环境演变的研究取得了多方面的突破,对这一时期的演变过程有了一个轮廓性的认识,并已开始参与全球演变研究计划。近年来我国环境演变研究最重要的进展可以归纳为以下几个方面。

一、新生代以来全球环境演变与中国自然环境演变之间关系的认识

早在30年代,李四光先生发表著名的《冰期之庐山》,其后在安徽黄山、九华山,浙江天目山等地发现条痕、漂砾与冰流擦痕,提出:“中国大陆在第四纪时期,虽非如西欧、北美曾为大陆冰盖掩覆,但山区地带冰川运行亦颇广泛”[1]的重大论断。我国东部低山地区是否曾发育冰川,疑歧颇多,李先生这一论断更重要的意义是在于将我国第四纪环境发展的过程与世界背景联系起来。50、60年代以来对中国西部高山冰川的广泛考察以及近年来对中国东部“冰川遗迹”,特别是对庐山遗迹从宏观的地貌—沉积研究深入到微观的物理、化学性质的分析都已证明了:第四纪期间我国冷期-暖期交替出现的总格局与全球规律是一致的[2]。冰缘现象的研究、许多地区孢粉序列的研究、哺乳动物群的研究[3]、海平面升降的研究等也都证实了这一结论。尤其是陕甘黄土研究所取得的重大成就,更进一步证实了中更新世以来我国环境演变格局与全球变化规律完全相应[4]。Kukla曾将根据捷克Brno黄土层所划分的中欧气候旋回与Emiliani根据深海沉积氧同位素分析所得到的全球气候旋回进行对比,取得良好关系。我国陕西洛川剖面中,73万年以来属于布容正极性期的古土壤共发育9层,每层古土壤恰好相应于深海沉

积氧同位素曲线上的一个“终端”(Termination)[5],即每当气候转暖时,我国的黄土沉积发生中断,黄土面上出现成土过程;全球气候再度转向寒冷时期,黄土沉积重又开始,发育的土壤剖面受掩覆而成为“古土壤”。这种对应关系表明,中国环境发展的节奏与全球过程一致。

从20年代开始,竺可桢先生便不断发表研究我国历史时期气候变化的论著,至70年代初,发表著名论文《中国近五千年来气候变迁的初步研究》。他把根据从考古到文献以至仪器观测资料所得到的中国气候变迁过程与世界其他区域比较,结论是:“以我国五千年来气温升降与挪威的雪线高低相比,大体是一致的,但有先后参差之别”;以1700年来气温变化与格陵兰冰芯 ^{18}O 同位素变化相比较,“相距二万余公里而古代气候变动如出一辙,足以说明这种变动是全球性的”[6]。气候变化与新构造运动是引起我国第四纪时期环境演变的两大因子,竺可桢先生的研究成果无异于进一步将我国千年尺度甚至百年尺度的环境演变也纳入了全球变化的格局。竺可桢先生的工作依据大部分来自文献记载,但后来研究其他多种代用资料所得的结果也都证实了他的论断的正确,即:中国全新世时期气候变化的总格局与全球一致,即使在强烈隆起、环境演变异乎寻常的青藏高原也不例外。[7]

二、对青藏高原隆起过程及季风形成的探讨

在全球演变格局的背景上,中国新生代环境演变过程中最突出的区域性事件是青藏高原的迅速隆起。高原的隆起不仅使本身的自然面貌发生急骤变化,而且对周围地区现代环境的形成发生广泛影响。因而,对高原隆起过程的研究,成为中外学者共同瞩目的重大课题。近年来地貌和沉积物等多方面的研究成果对此作出比较明确的解答。喜马拉雅山地区最高层位的海相沉积属于始新世中期,因而大高原至始新世末期才全部脱离海洋环境。高原上海拔5200—5500米及4500—5000米两级夷平面的存在,以及雅鲁藏布江河谷剖面上多处裂点的存在,都说明了高原阶段性抬升的性质[8]。而高原南、北山麓沉积物从上第三系以砂泥质碎屑岩为主,至早更新统转变为以巨厚砾石为主,则是表明进入第四纪,高原的抬升出现了一个加速过程。生物、地学等多方面证据表明,高原的自然环境直到第三纪末期仍保持着亚热带性质。进入第四纪以后,在全球性降温和区域海拔高度急剧增大的共同影响下,才发生深刻变化[9]。

60年代,真锅淑郎等人所作的数值模拟表明,对于无山模式,即青藏高原不存在时,现今东亚大陆上,冬季的西伯利亚高压和南亚夏季的印度低压都不出现,即不存在现代季风;增入高原影响后,出现与现代季风环流特征相接近的高低压分布形势[10]。近年来的研究工作证明确实存在着这样一个转变过程,现代季风是青藏高原上升到某个高度之后的产物。

根据沉积物性质判断,早在第三纪晚期,中国东部已存在冬季干冷、夏季暖温的季节变化。这是印度板块与亚洲板块相联结,欧亚大陆形成后,由于海陆热力对比所产生的“古季风”现象的反映。但当时三趾马动物群和红土层从东到西广泛分布在中国境内,向北直达辽宁和内蒙古南部,表明亚热带占有极为广阔的范围,古冬季风强度不大,影响的空间地区有限。青藏高原的上第三纪沉积,岩相上有很大不同。南部是含煤层建造的暗色岩系,北部却是含石膏层的红色碎屑建造,南北之间分布的是含油页岩的杂色碎屑建

造 [11]。这种地带现象表明“古夏季风”力量也不强，当时虽然还没有出现地形上的障碍，“古夏季风”仍未能打破行星风系中副热带高压对近地面层的控制。对柴达木盆地内众多盐湖的沉积分析表明，盆地内晚第三纪以来出现过两个成盐期 [12]，第一成盐期从上新世延续到早更这新世初期，成盐高峰在上新世晚期，也是副热带高压控制下的干旱气候的反映。只是在青藏高原急剧隆起、超出一定高度后，通过大高原对大气环流的热力和动力作用，蒙古、西伯利亚一带冬季不容易受到暖平流影响，冷空气因而得以聚集成为强大的冷高压；位于高原以南的印度次大陆受地形屏障，受冷空气影响较小，热低压得以维持兴盛；印度季风与东亚的现代季风才得以建立，而且季风的强度和影响范围不断随大高原的继续升高而加大。

现代季风环流的建立，极大地破坏了行星风系对东亚近地层的控制。如果将柴达木各盐湖第一成盐期的中断看成是这一破坏的反映，现代季风环流的建立已接近是中更新世时期。随着大高原高度的增大，夏季湿润气流进入高原北部所受的阻碍愈来愈严重，于是高原的干旱程度又转而加深，从而出现柴达木盆地的第二成盐期。第二成盐期开始于晚更新世或全新世之初，它与第一成盐期一样都是干旱气候的产物，但两期干旱气候的成因截然不同。现代季风环流的建立与演化，控制着我国境内热量、水份条件的空间分布与季节变化，从而决定了我国境内现代自然地理环境的形成和区域分异，是我国现代自然环境形成与演化的关键性事件，因而对这一事件以及古季风的研究探讨都正日益引起重视。

三、变化序列的建立及特征环境的复原

分别根据各种不同来源的资料，或是归纳综合多种来源的资料，近年来建立了我国境内多种气候变化序列或环境演变序列。序列所跨的时间，最长的包括整个新生代，最短的只及于最近百余年至数十年。覆盖的范围从全国、东半部、某个大流域（例如黄河流域）、某个大自然区以至某个省市、省市的某一部分（例如河北平原）等等不一。

古环境的复原表明，第三纪是我国现代自然环境格局形成关键时期。古植物研究表明，早在晚古生代，我国境内已存在南北之间的地域分异。直至老第三纪，我国自然地带的分布格局基本上受纬度地带性规律制约，副热带高压笼罩下的干旱带略呈西北-东南走向，从新疆向东横贯全国。黄河下游平原与长江中下游都在它的范围内。进入新第三纪，我国自然地带的分布出现了一次总体格局上的大调整 [13]。巨大的变化表现在我国东部地区内亚热带干旱带的消失，而西部地区则增强了干旱化的程度。这是季风环流逐渐形成的结果。经过这次调整，出现了我国自然地带配置的现代格局，而且随着季风环流的增强，自然地带的经向分异愈益鲜明。第三纪时期，我国气候普遍较现代温暖。老第三纪抚顺植物群中，以现代中亚热带的水杉属化石最为丰富，并含有许多典型的亚热带植物，自然地带分布的纬度位置比现代高 10° 纬度。其后，经历着全球性的新生代衰退（Cenozoic ecline），纬度位置逐渐降低。

更新世时期，我国自然环境随着全球性冷-暖期的交替而发生变化，自然地带在水平方向和垂直方向上都多次发生推移 [14]。陕北黄土-古土壤系列提供的信息表明，240 万年来置华北至少存在着 11 个干冷气候期和温湿气

候期的旋回，干冷期发生黄土粉尘的堆积，温湿期生物过程旺盛，发育土壤 [4]。距今约 50 万年时期所发育的三层古土壤复合层，反映了一个气候“最适宜期”，恰好与北京周口店洞穴沉积中含北京猿人化石的层位相应 [15]。

根据多种代用资料 (Prox Data) ，对中国境内晚更新世最后冰期的气候和环境进行了重建 [16]。高纬度地区降温幅度较大，东北和天山以北当时的年平均温度比现今降低 10 以上，华北地区降低 10 左右；回归线以南的华南低纬地区降温不超过 5 ；西南地区和青藏高原由于有地形屏障，降温幅度小于东部同纬度地区。总体来说，中国的冰期是干旱时期，降水减少。但区域差异是存在的，孢粉分析对植被的重建认为，即使是在寒冷时期内，也存在着干寒和湿冷的变化。沉积物性质和孢粉分析都表明，干寒最盛时期秦岭以北为大面积干寒草原环境；但在东北地区，冷杉、云杉、桦木等乔木花粉出现的数量比华北为多，比华北稍为湿润；黄土高原以西，除局部山地外均为干寒荒漠。青藏高原为高山荒漠环境。长江流域属于针叶与落叶阔叶林分布的范围。但在华南低纬地区及西南山地受复杂地形庇护的地区，亚热带、热带动植物并未受寒冷气候的摧毁，它们在适宜的环境中保存下来，随着冰后期气候转暖，重又向北推进，回到了秦岭以南的广大地域。

冰川和冰缘遗迹的研究都证明，中国境内历次冰期都没有出现过太冰盖，即使是在青藏高原上，也没有形成过统一的大冰盖 [17]。这是季风环流形势下，冬季虽低温却干旱，夏，季虽多雨却高温，都不利于冰雪积累之故。最后冰期结束后，与全球趋势相应，中国境内气温回升，降水增多，至距今五六千年的仰韶文化时期达到最高峰，称为仰韶暖期；其后，温度在波动过程中降低，至公元 1500—1850 年期间达到最低点，成为世界性的“小冰期”；19 世纪末以来，气温又略有升高 [6]。与冰期—间冰期的变化相比较，全新世期间气温波动幅度不算大，年平均气温一般只比现代增减 1—2 或 3 左右，但对自然环境及人类活动、特别是进入农业社会以后的农业生产，影响都很明显；山地冰川的进退、海平面的升降、自然植物和农作物的移动等许多方面都有反映 [18]。仰韶温暖期，犀牛与野象曾活动在黄河下游平原上，亚热带的竹类广泛分布于黄河中下游；明清冷期，江南运河冬季封冻，寒潮强烈，华南、华中的热带、亚热带作物的生长受严重影响。复原这些冷、暖时期的环境、研究它们的嬗变过程与规律，不仅有助于加深理解诸如我国文化的起源、各地经济政治的兴衰等许多可能与环境条件影响有关的历史问题，而且更重要的，他们是预测未来环境演变的主要参照依据。

我国历史文献和考古资料之丰富几乎可以说是全球独步，从中探索环境演变的信息，潜力极大，并已经获得很大收获。许多气温序列、降水序列的建立都是源自这些方面的资料，利用地方志等历史文献中关于水旱灾害的记载，划分灾害等级，以恢复各地降水变化的工作做得尤为普遍，发表了许多材料，并编制出版了《中国近五百年旱涝分布图集》 [19]。在建立气候序列方面，近年来树木年轮学也作出了很好的成绩。

由于 CO₂ 增暖说的盛行，近年来气候变化的研究特别注意了历史上温暖时期我国各地气温与降水量的配合状况 [20]，这些研究工作对于预测我国未来环境以至社会活动，具有了建更进一步的实际意义。

四、中国西部和华北旱化趋势的探讨

我国各地新生代以来的气温变化大体保持与全球一致的趋势，规律比较清楚。湿润程度的变化比较复杂。地形稍有起伏，环流形式稍有变动，以至气温与降水对应关系的改变从而影响蒸发强度，都会对地区性的湿润程度带来影响，因而全球未必具有一致的规律与趋势。气候干湿程度的变化对我国环境演变的影响不亚于、甚至有过于冷暖变化所带来的影响，因而历来受到重视。特别是我国西部及华北的干旱、半干旱地区，环境及历史上的文化、经济发展，对水分条件的变化尤为敏感，从二三十年代以来，中外学者对这些地区是否存在旱化趋势极为关注，曾发表过各种不同的见解。近年来，环境演变的研究提供了许多证据，表明自中更新世以来，旱化趋势是存在的 [21]。

最有说服力的证据来自古湖泊水文方面。青藏高原现今仍是我国的湖泊集中地区，湖泊数以千计，但属于外流、淡水性质的湖泊为数已极少。湖岸阶地、滨湖砂砾堤的遗迹表明，中或晚更新世期间，高原上曾有一个湖泊全盛时期，当时许多湖泊是淡水湖，具有外流通道，湖水面一般高出现今湖面 10 米、甚至超过 100 米 [22]。包括青海湖、纳木错、色林错以至塔里木盆地中的罗布泊在内的许多大小悬殊、相距遥远的湖泊，湖盆周围表征湖泊退缩的古湖岸线，均以 8—9 道为最为明显。这一现象的普遍性，从总体上排除了湖泊退缩是受非气候因素影响的可能性 [23]。

内蒙古高原边缘的半干旱地区内，从东北向西南，自大兴安岭西麓至鄂尔多斯，是另一条湖泊萎缩带，残存的许多湖泊，周围都存在多层湖岸遗迹。其中岱海的最高湖水面高出现代湖面约 30 米 [24]，达来诺尔约高出 69 米 [25]。值得重视的是从这些高湖岸遗迹中取得的 [14] C 年龄数据，与青藏高原上相应高湖岸取得的数据极为接近。

甘、新境内许多湖泊的周围，也都存在高湖岸的遗迹。

对陕、甘、宁等省区的历史记载所作分析表明，自公元前 2 世纪以来，干旱年份出现的几率在不断加大：公元 9 世纪及以前，干旱年份出现的几率不超过 17%，10 世纪及 14 世纪增大到 27%，15 至 17 世纪上升到 43%，18 世纪再上升为 46%，19 世纪 30 年代以来已超过 51% [26]。对我国东部，北纬 40° 以南地区，根据资料划分干、湿期，得到的趋势与上述西部地区相同。若以公元 1000 年为界分前后大致相近的两个时段，在此以前的 1000 年内，干旱期的年代共长 350 年，湿润期的年代为 650 年；在此以后的 900 年内，干旱期的年代长达 580 年，湿润期缩短到 320 年；特别是公元 1500 年以后的四百多年，黄河流域干旱程度的增大更为急剧 [27]。北京近 500 年旱涝资料的分析表明，500 年间曾有 6 次干、湿波动，平均波动期为 80 余年，如以汛期平均降水量为标准来划分多雨期与少雨期，可以看到，多雨期一次比一次缩短，少雨期一次比一次增长。近 251 年的 3 次波动中，多雨期从 56 年缩短到 24 年以至 16 年；少雨期从 42 年增长到 45 年以至 54 年 [28]。

地球上的气候演变以冷—暖、干—湿的阶段交替为特征，当湖面从高级湖岸向次一级湖岸退缩时，总的退缩过程中，湖面可以不只一次地反复回升，因而长时间尺度的趋势往往可以受短时间尺度的阶段性变化的掩盖。此外，甘新、青藏、内蒙古的高湖面期究竟相当于冰期还是间冰期，抑或是另有其他变化规律以及各地规律之是否全都一致，由于年代数据不够充足，还难以有结论，但这些地区的水分条件在全球 CO₂ 增暖的前景下趋势将会如何，已是急待求得答案的大课题。

五、海平面升降变化的研究

50年代以前,我国在海平面升降方面的研究基本是空白,零星的研究主要着重在海岸地貌。关于海岸线升降,最流行的是李希霍芬(Ferdinand von Richthofen)提出的观点:杭州湾以北属于上升海岸,杭州湾以南属于下沉海岸。50、60年代,海岸调查研究工作增多,对李希霍芬的观点提出许多质疑,同时开始引入第四纪海平面变化的观点,使之与海岸地貌的研究结合起来[29]。70年代以来,沿海平原和大陆架的勘探工作所取得的大量资料,包含着许多海平面变化的信息。对地貌、沉积物、生物——特别是孢粉和有孔虫等多方面的资料作出详细分析并取得比较可靠的年代测定后,我国边缘海第四纪期间的海平面升降过程便有了大致的轮廓。

晚更新世以前的海侵都是根据海相层确定的。位于北京平原地面以下428.6米的第四纪沉积物底部,曾发现海相有孔虫化石,古地磁测定年代约为距今2260000年,即为著名的“北京海侵”,使人感到惊奇的是大致同一时期的海相有孔虫,竟发现于太行山以西、桑干河流域及汾渭地堑若干盆地的沉积层中[30]。按目前的地形起伏难以作出解释,可能这些包海侵的痕迹——如果确实是海侵——反而可以作为阐明当地新构造运动和地形变化的依据。“北京海侵”以后,分别在距今1600000年左右,距今1000000—700000年,距今700000年前后,各有规模不等的海侵发生,都在地层中留下了记录。

晚更新世以来的海平面波动遗迹保持比较清晰,虽因新构造运动的影响,各不同海域甚至同一海域不同部位的同时期沉积物,埋深可以有差别,海相层的层数也不尽一致,但在整个中国边缘海海域,三次主要海侵和其间的两次海退这一总的规律是一致的。

在距今110000年左右开始的海侵约在距今70000年左右达到最大范围,海面高出现代约5—7米。接着开始海退。海退历时约25000年,在距今40000年左右达到最低水平,低于现代海面70米以上。达到最低水面后,从距今40000年开始海面回升,距今25000年左右海退达到最大范围,海面高度略近于现代水平。随即发生海退,至距今15000年左右达到最低水面,低于现代海面150米以上。这是现今已知的最低古海岸线,在我国东海,海岸线已退到大陆架的边缘;在南海,海岸线退到台湾东岸,海南岛以南,两大岛屿当时均和大陆相连。南海只有中央部分残存为一个封闭的海盆,亚洲大陆的哺乳动物向南得以通过马来半岛进入巽他群岛,向东得以通过台湾、菲律宾群岛进入苏拉威西群岛。距今16000—17000年左右,海面再次回升,至距今6000年左右达到最高水平,高出现代海面3—5米。在我国东部平原,这一海侵遗留的海相或海岸过渡相地层,在辽东达到盘山地区,在渤海西岸达到宝坻、文安、沧县、广饶一线,在苏北达到里下河地区,在长江三角洲达到太湖和杭嘉湖地区。距今5000年左右开始回降,逐渐达到现代海岸线的位置[31]。

上述各次主要的海侵和海退,在进或退的过程中,都有多次短时间的停顿甚或反复。这些短时间、小幅度的升降变化,也都留下了可资考证的证据,但地区性差别较大。

根据海生动物群的习性所复原的黄海和东海晚更新世水温变化曲线,与大陆上所得到的气温变化曲线,升降过程是一致的。化石组合表明,随着海

侵的扩大,生物群由喜冷群转变为喜暖群,海退时期,喜暖生物群又为喜冷群所取代。海侵旋回与气候旋回形成温暖时期—高海面、寒冷时期—低海面的对应关系 [32]。事实上,我国晚更新世以来主要的几次海面升降都属于世界性海面升降,是世界性气候冷暖变化的反映。三次海侵分别相应于前玉木间冰期,玉木间冰期及全新世暖期,两次海退对应应于玉木 与玉木 冷期。海平面升降是环境演变的重大事件,大幅度的变化对现代人类社会将带来灾难性的严重影响。近年来,随着世界性气候增暖,开始出现全球海面回升的征兆,我国沿海许多地区都有海面上升的记录。许多国家和国际组织已在对 CO₂ 增暖可能导致的海面变化前景作进一步的研究。

六、区域环境演变与人类活动影响的研究

区域环境演变的研究,近年来成果丰富繁多,覆盖地域遍及全国。工作最集中的是青藏高原、包括内蒙古东南部在内的华北地区以及东部平原。这些地区正是我国环境变化最急剧、鲜明的地区,同时又是保存有大量信息可资环境演变研究之用的地区。除了新构造运动和季风气候的不稳定性之外,悠久而又高强度的人为影响是引起我国环境变化的另一个重要因子。近年来的区域环境演变研究工作,已涉及许多人与环境变化之间的关系。在藏北若干现代无人区发现的细石器遗迹表明,是全新世中期暖湿气候的衰退,迫使人类不得不放弃恶化了的环境 [7] ;甘、新、宁、蒙干旱区内许多历史时期的城镇的消失,则是受环境旱化的影响,但旱化又往往是自然趋势与人类破坏环境生态平衡两者相结合的结果 [33]。

人类活动所引起的我国大范围环境变化,首先表现在对自然植被的破坏。按自然条件,我国东部属于湿润的森林生长区,但数千年人类活动的结果,现在平原上基本上无森林存在,原始森林只在极少数偏僻山区稍有残留,环境大大改观。半干旱草原区,由于过度放牧,优良牧草减少、变矮,历史上所歌唱的“风吹草低见牛羊”的景观不复存在;盲目开荒更是引起沙漠化 [34]。黄土高原是我国农业的发祥地,现在却是全国旱涝灾害最频繁、最严重的地区,强烈的水土流失究竟在多大程度上是自然环境的本质,多大程度是人为的影响,至今未能有结论。随着水土流失,存在于历史上的许多“塬面”,现今已演变成支离破碎的黄土丘陵。东部平原原先大面积是湖泊、沼泽纷纭交错、交通不便、生产落后的地区,主要是经过人类活动,改造了环境,取得了良好的效果。但已有许多实例表明,盲目围垦湖沼、海滩,正在走向反面,导致环境恶化。

随着经济发展、人口急剧增长,自然环境受人力干预的程度正日益加深、增强,研究我国环境演变的历史与趋向,借鉴已出现的人为活动与环境变化的关系,以警戒未来,防止环境演变向不利的方面发展,是当前急迫的任务。

参考文献

- [1] 李四光,冰期之庐山,地质研究所专刊,1947年。
- [2] 李吉均等,庐山第四纪环境演变和地貌发育问题,中国科学, B 辑, 8 期, 734—743 页, 1983 年。
- [3] 龙玉柱等,中国北方更新世哺乳动物群与深海沉积物的对比,古脊椎动物与古人类, 1 期, 77—

86 页, 1981 年。

[4] 刘东生等, 黄土与环境, 科学出版社, 1985 年。积物的对比, 古脊椎动物与古人类, 1 期, 77—86 页, 1981 年。

[5] 卢演侑等, 约 70 万年以来黄土高原自然环境变化系列探讨, 科学通报, 5 期, 1979 年。期, 77—86 页, 1981 年。

[6] 竺可桢, 中国近五千年来气候变迁的初步研究, 中国科学, B 辑, 2 期, 226—256 页, 1973 年。
*86 页, 1981 年。

[7] 李炳元等, 试论西藏全新世古地理的演变, 地理研究, 4 期, 1982 年。

[8] 中国科学院青藏高原综合考察队, 西藏地貌, 科学出版社, 1983 年。

[9] 李吉均等, 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨, 中国科学, 6 期, 608—616 页, 1979 年。

[10] 真锅淑郎等, 山脉在南亚季风环流中的作用, 国外气象学资料, 第二辑, 1979 年。

[11] 陈志明, 从青藏高原隆起探讨西藏湖泊生态环境的变迁, 海洋与湖沼, 5 期, 402—411 页, 1981 年。

[12] 陈克造等, 柴达木盆地察尔汗盐湖沉积特征及气候变化的初步研究, 中国科学, B 辑, 1985 年。

[13] 周廷儒, 中国自然地理·新生代古地理, 科学出版社, 1984 年。究, 中国科学, B 辑, 1985 年。

[14] 黄培华等, 中国东部第四纪自然环境演化及庐山“冰碛层”堆积时期的自然环境, 地理学报, 4 期, 1988 年。

[15] 李炎贤等, 北京猿人生活时期自然环境及其变迁的探讨, 古脊椎动物与古人类, 4 期, 1981 年。

[16] 张兰生, 我国晚更新世最后冰期气候复原, 北京师范大学学报, 1 期, 1980 年。

[17] 施雅风等, 青藏高原的隆起和它对冰期之中国的影响, 冰川冻土, 1 期, 1979 年。

[18] 龚高法等, 历史地理, 第五辑, 1987 年。

[19] 国家气象局气象科学研究所主编, 中国近五百年旱涝分布图集, 地图出版社, 1981 年。

[20] 郑斯中, 我国历史时期冷暖年代的干旱型, 地理研究, 4 期, 1983 年。

[21] 张兰生, 我国西部和华北中更新世以来湿润状况的变化, 气候学研究, 98—103 页, 1989 年。

[22] 中国科学院青藏高原综合考察队, 西藏河流与湖泊, 科学出版社, 1984 年。

[23] 陈志明, 青藏高原湖泊退缩及其气候意义, 海洋与湖沼, 3 期, 1986 年。

[24] 刘清泗等, 岱海湖盆全新世环境演变及其开发利用, 干旱区资源与环境, 3 期, 1989 年。

[25] 耿侃等, 内蒙古达来诺尔地区全新世湖群地貌特征及其演化, 北京师范大学学报(自然科学版), 4 期, 1988 年。

[26] 耿宽宏, 中国沙区气候, 科学出版社, 1986 年。

[27] 郑斯中等, 我国东南地区近两千年气候湿润状况的变化, 气候变迁和超长期预报文集, 科学出版社, 1977 年。

[28] 北京气象台, 北京近五百年旱涝分析, 气候变迁和超长期预报文集, 科学出版社, 1977 年。

[29] 任美镔, 第四纪海面变化及其在海岸地貌上的反映, 海洋与湖沼, 3 期, 1965 年。

[30] 刘纯泽, 关于中国第四纪海面变化及其特点研究的进展, 海洋学报, 4 期, 1983 年。

[31] 赵希涛等, 中国东部 20000 年来的海平面变化, 海洋学报, 2 期, 1979 年。

[32] 王靖泰等, 中国东部晚更新世以来海面升降与气候变化的关系, 地理学报, 4 期, 1980 年。

[33] 侯仁之, 乌兰布和沙漠的考古发现和地理环境的变迁, 考古, 2 期, 1973 年。

[34] 侯学煜, 中国自然地理条件和人为活动对植被的影响, 西北植物学报, 1 期, 1985 年。

中国自然地理环境的形成、演变与地域分异

一、前新生代古环境的发展过程

1. 中国大陆的形成和古海洋自然环境的发展(早古生代及以前的发展过程)

对月岩和陨石的最新研究表明,地球的年龄应为46亿年左右。但原始硅铝质大陆地壳以“陆核”的形态出现,却是距今38亿年前的事。格陵兰(Greenland)西南的戈特霍布峡湾(Godthab)地区的变质岩系,年龄超过37亿年;南非的片麻岩,年龄在于35.8亿年,都是地球上最古老的“陆核”的组成部分。现代的大陆都是在以后长期演化过程中围绕着太古代早期形成的“陆核”而“成长”起来的。

我国境内最老的“陆核”分布在北起阴山、南至大别山之间的范围内,构造地质学上所谓的“华北陆台”(图1)。根据所出露的太古界岩石,可以分成北、中、南三大构造带:北带自内蒙古河套西北的狼山经阴山、燕山、冀东至辽东和吉林南部,大致作东西走向;南带自豫西山地经大别山至安徽境内的淮南山地,大致作北西西走向;南北两带之间出露太古界的地点包括吕梁、五台、太行、中条、鲁中等山地,相互之间的关系不很明确。目前已知华北陆台上最老的地层是冀东的迁西群,同位素测定为34—36亿年;其次是辽东的鞍山群,约为32亿年。此外大部分的年龄都在25、26亿年至28、29亿年之间,与世界上其他陆核相比,年龄相对较小,已经属于太古代的晚期。著名的鲁西泰山群、豫西太华群,年龄都只略老于26亿年。

以上太古界露头或可归纳为三大陆核,即以鄂尔多斯为中心的鄂尔多斯陆核,横跨冀北-辽东的冀辽陆核,分布在黄河—淮河之间的河淮陆核。

太古代陆核形成之后,经历长时期的陆壳形成、发展,至8亿年前的元古代末期,中国境内已发育成三大陆区:

北方:华北—塔里木大陆区,包括柴达木地块和西宁—兰州地块在内。早元古代的末期已形成稳定的基底,至晚元古代全部固结形成巨大的陆台。

南方:扬子大陆区。早元古代可能还只是一些相互分离的地块,中元古代起围绕一些较大的地块发育了边缘海和岛弧带,使地块不断扩大。至元古代末以现在的四川盆地为核心相对固结,形成面积小于北方大陆的扬子地台。

西南:西藏大陆区,是南方冈瓦纳大陆的北部边缘部分,发展过程大体与扬子地台相同。

三大陆区之间都为洋壳海域所分隔。华北—塔里木大陆之北,是从天山北麓经内蒙古北部至西喇木伦河、长春、东宁附近的艾比湖-居延海和索伦-西喇木伦地壳对接消减带,分隔了北方大陆与西伯利亚-蒙古大陆。北方大陆与西藏大陆之间的对接消减带大致沿阿里地区的班公湖向东,经改则、东巧,然后南折,沿怒江、澜沧江分布(图2)。

华北陆台上新发育的沉积岩中,包括巨厚的碎屑岩,它们的存在表明当

时已存在风化作用和与现代相似的侵蚀、搬运和堆积过程。这一过程的存在又表明已存在向大气供应水汽的海洋，向大陆输送水汽的气圈，已存在水的循环，但厚层含条带状矿的石英岩的存在，表明当时的海水中溶有大量低价铁，表明当时的水体和大气中都缺少自由氧，都属于还原性质，与现代大气、水体的性质有很大不同。因为大气中若含有一定分量的自由氧相似于今日，所形成的高价铁将是不可溶的，不可能以溶解状态由水流搬运入海洋。至元古代初期，硅铁组合的沉积十分发育，在距今 20—24 亿年间形成全球地质史上的“成铁时期”，表明大洋水体中的含氧量在增大，低价铁向高价铁转化，开始了从还原环境向氧化环境过渡的质变。

元古代中期，距今 17 亿年左右，陆上沉积物中出现了红色岩系，浅水海盆中沉积了鲕状、肾状赤铁矿，表明大洋已不再是还原性质，大气中也已经存在自由氧，都已完成了转变过程。距今 16—18 亿年的时期因而有“红层纪”之称。

华北陆台上著名的鞍山式铁矿就是由条带状磁铁石英岩组成，主要分布于辽宁南部的鞍山、本溪，河北东部的迁安、滦县等地区太古代—元古代地层中，储量丰富，为鞍钢、首钢等钢铁基地提供了矿石资源。分布于河北北部宣化龙关一带的著名宣龙式赤铁矿，则是属于中元古代红层纪时期的产物。

从太古代到早古生代，陆地虽已形成，地表不存在生物，无所谓应包含生物圈在内的自然地理环境。但海洋中的生命却已经历了从少量简单的细菌通过繁盛的菌藻类时代发展到多种具介壳的无脊椎动物大量出现的时代。太古界含铁建造的形成，有些学者认为是当时已存在铁细菌的活动的结果。见于澳大利亚西部地块中的世界上最老的叠层石年龄是 35 亿年，叠层石的存在表明当时已出现了蓝藻。继“成铁时期”之后，叠层石在数量和类型上都大大增加，出现了地层学上的“叠层石时代”，意味着蓝藻的极大繁盛，直至距今 10 亿年前蓝藻才趋于衰落。蓝藻的出现也就是地球上植物光合作用的开始。正是蓝藻，以它本身的生命过程，历数亿年之久，通过光合过程释放游离氧，逐渐改造了环境，使原先的还原性大气和还原性水体逐步转化为氧化环境，而环境的这一重大改变又直接影响着生命的进一步发展，为生物加快进化速度提供了外在条件，发现于澳大利亚南部属于元古代末期 Edicara 地层中的类似今日水母、海鳃、蠕虫等的动物群的出现，只有在水体中氧含量已足以供较大生物维持生命时才有可能，它们是至今已知的最古老的无脊椎动物，年龄为距今 6.5—7 亿年。与世界各地相应，在我国中元古代的岩石中已发现多种藻类的遗迹；在元古代末期震旦纪的地层中，如宜昌的灯影组、黑龙江的麻山群等都发现了属于 Edicara 动物群的化石和印痕化石。

元古代末期，全球各大陆普遍发育一至三层杂砾岩，年代分别为距今 8.75 亿年，7.4—7.0 亿年和 6.1 亿年，均已被认为是冰成沉积，表明当时气候变化剧烈，出现了冰期，其中尤以 7 亿年左右冰碛层分布最为普遍。我国境内三期冰碛岩都有发现，其中最早的冰期命名为贝义西期，它们冰碛分布范围较小，限于塔里木古陆的北侧和扬子古陆的南缘。7 亿年前后的冰期称为南沱期，是三次冰川活动中最主要的一期，在扬子古陆上发育了大陆冰盖，陆上冰碛岩分布在古陆东南边缘的川东、黔北一带，是冰川消融后遗留物，代表了冰盖分布的范围；冰川—冰海相沉积广泛分布于古陆的北部、东部和南部边缘，外侧海盆中并有浮冰—冰海沉积物分布。塔里木古陆此时也有大

面积冰川覆盖，冰碛岩和冰川—冰海相沉积物广泛分布在库鲁克塔克地区、柯坪地区和伊宁盆地等处。6 亿年前后的冰期称为罗圈期，冰碛物沿华北古陆南缘、柴达木古陆北缘及塔里木古陆北缘断续分布，厚度一般都不大，且往往迅速减薄尖灭，表现出山岳冰川沉积的性质（图 3）。

我国扬子地台元古代冰碛层的上、下沉积层中，都有红层甚至石膏层的发育，表明当时存在气候的干、湿和冷暖变化，但中国境内是否能明确划分气候带尚难以作出结论。古地磁资料表明，各大陆上的多数冰碛都发育在当时的低纬地区，仅少数冰碛岩的古纬度可达到 45° ，难以用古大陆拼合在极区作为冰碛成因的解释，冰川的出现有可能不仅是气候带现象，而是意味着全球性的普遍降温。

距今 6 亿年前，多种具钙质介壳的无脊椎动物在较短时间内突发式地在全球海洋中大量出现，是地质史上进入古生代的标志。这一突发现象至今仍是地质学上的重大奥秘之一。但生物的进化肯定是与环境演变紧密相关联的。进入古生代，元古生代末期形成的大面积冰盖消融使海水面积扩大，为发展着的生物群提供了新的生活环境，海水面积的扩大也减少了海生动物之间的生存竞争，从而有可能促进海洋生物的进化与扩展。钙质介壳的出现则是生存环境中的物理、化学变化造成的结果，元古代末的冰期使海洋水温降低，水体的碳酸钙的溶解度因而升高，冰期终了，海水升温的结果形成过饱和的碳酸钙浓度，为介壳的形成提供了所需要的物质条件。

进入寒武纪海洋面积即已逐渐扩大，华北陆台、扬子陆台大面积为浅海淹没，至奥陶纪中期海侵达到极盛，是我国地史上最大的海侵时期，原来的陆地大部成为陆表海，仅余若干岛群散落相望（图 4），此时浅海中的无脊椎动物已出现底栖、浮游、游泳等各种生态分异，其中三叶虫和笔石成为浅海沉积岩最主要的化石。繁盛的介壳类在滨海地带可形成介壳滩，珊瑚等的出现也形成了生物礁或生物滩。

早古生代加里东运动对我国陆台发展最重大的影响是在扬子地台以东和以南出现加里东褶皱带，使华南绝大部分地区在此阶段的后期都结束了海槽阶段，伴随着志留纪末期大规模的海退。我国境内海陆分布变化的总趋势是陆地面积逐渐扩大。部分海生动物由于占领了新出现的大面积滨海和河口生态领域，逐渐发展到能适应半淡水环境；滨海低地的沼泽环境中也开始有原始裸蕨植物生长，为生物的登陆、陆上自然地理环境的形成作了准备。

2. 中国陆上古自然环境的发展（晚古生代的发展过程）

晚古生代期间，全球性的环境演变格局如下。

陆块有重大移动，南方的冈瓦纳（Gondwana）大陆继续保持为一个整体；北方的各个地台，在经过加里东运动阶段后结合成 Larasia 大陆；南、北两大陆在晚古代期间缓慢地汇合，终于在二叠纪造成地质史上最大的单一超级古大陆（Pangaea）。

主要板块在此时期的碰撞使地台边缘变形、褶皱，地台内部形成大型拗陷盆地，进入所谓的海西运动阶段。

泥盆纪晚期后，发生广泛的浅海海侵，至二叠纪出现海退。

气候发生急剧的变化。从早古生代的温暖气候转向寒冷，南方大陆上出现了广泛的大陆冰盖。二叠纪时期，随着陆地面积的扩大，干旱气候的范围扩大，广泛出现红层、盐、石膏等的沉积。

从自然地理的角度来看，此时期最大的发展是生物登陆，从而使大陆表面的面貌彻底改观。

陆上的自然条件变化远较水体中为复杂、严峻。登上陆地的动植物，在环境逼迫下，都急剧地加快了进化的速度以求得生存，生物的机体水平空前提高，种类、数量大大增加，在距今约 4 亿年至距今约 2.3 亿年，即不足 2 亿年的时期内，便完成了占领陆地的过程，并在此过程中改变了陆地的面貌，在地球上形成了以陆生植物与脊椎动物占优势的陆上自然地理环境。泥盆纪时期，森林可能还只见于海滨低湿地区；至石炭、二叠纪，森林已大规模延伸至大陆内部，并出现明显的植物地理区。繁茂的森林结合着有利的古地形构造条件，使此时期成为世界性的重要成煤期。森林所提供的多样化的生态环境，也使昆虫类得到发展，已知此时期的昆虫达 1300 种以上。

世界性格局构成了我国大陆古环境形成、演变的背景。

从大地构造的角度，我国古生代晚期的古地理格局可以分为六大部分(图 5)。

准噶尔-兴安区，包括天山以北的古准噶尔盆地、内蒙-兴安岭海槽以及阿尔泰古陆、松辽古陆和额尔古纳古陆。

塔里木-华北区，这是中国北部大陆的主体部分。

昆仑-巴颜喀拉-三江区，包括昆仑、金沙等海槽及其间的若干比较稳定的浅海。

扬子及华南区，主体部分是扬子地台上的浅海，周围分布着康滇、淮南、浙闽、云开等古陆，浅海中又出露着列岛形式的江南古陆。

滨太平洋区，以台湾海槽为主体，西缘涉及福州—汕头一带。

西藏-滇西区，是南方冈瓦纳大陆北缘的一部分，包括冈底斯-喜马拉雅海区及以北的羌塘地块。

至此时期之末，海西运动的结果，天山-兴安岭海槽褶皱隆起，形成一系列内陆盆地，华北-塔里木古陆与蒙古-西伯利亚古陆对接并合，我国境内从秦岭—大别山以北，向西包括柴达木、塔里木、准噶尔及以北地区在内，联结成统一的大陆。

与世界背景相应，总体说来，晚古生代初期我国境内普遍经历着一个海侵过程，海侵始于华南，逐渐及于华北；至晚期，自北而南发生海退，华北首先转变为陆地环境，但华南始终有相当大的面积仍处在海水进退的影响之下。海水的进退影响陆上生物的分布。根据沉积判断，当时的滨海沼泽低地是植被茂密生长地带，成为后来的成煤带，因而随着海岸带的推移，我国石炭—二叠纪成煤带的地区分布也呈现时间上的差异。

早石炭纪时期，江南、华南地区从滇东、两广、湖南、赣南以至浙西普遍发育海陆交互沉积及含煤层，表明当时长期处在滨海地带，多次出现沼泽地森林植被环境。至石炭纪晚期，海侵范围扩大，时间也更为持久，扬子古陆及以南以东的整个华南地区沉积物由原有的泥灰岩、灰岩、细碎屑岩及含煤层转化为均一的灰岩和灰岩—白云岩，表明当时几乎是汪洋一片，属于温暖湿润的海洋环境。

华北地区在晚古生代之初是一片久经侵蚀、地势起伏不大的准平原面，风化壳内的铁铝物质在后来的海侵中得到富集，形成著名的山西式铁矿和质地优良的铝土矿。石炭纪晚期的海侵从东北部开始，经太子河流域向西南逐渐深入，形成华北浅海，就是本溪期海侵，沉积海陆交互的碎屑岩夹灰岩和煤系，称为本溪组。沉积厚度向西南逐渐减薄，海相灰岩夹层也减少，本溪一带，本溪组厚达 200—300 米，含海相灰岩 4—6 层，并含可采煤层；至唐山、开平一带厚度减至 110—170 米，含海相灰岩 2—3 层；再向西南至太原一带，厚度不及百米，夹灰岩 1—2 层，薄煤一层；南至河北峰峰、武安、内丘、临城一带，厚仅 5—50 米；至河南、安徽的大部分地区以及西部的鄂尔多斯，本溪组缺失。沉积岩相的变化表明当时海陆分布、海水进退与陆上生物的情况。

石炭纪晚期，随着全国海侵范围的扩大，华北地区海水所及的面积也较前一时期更为广泛，就是太原期海侵，一些未接受本溪组沉积的地区此时也发育了海陆交互沉积。太原期海侵与本溪期相反，海相灰岩的夹层数与沉积厚度自东南向西北减少、变薄。淮南地区与山西沁水盆地一带，沉积厚度最大，灰岩夹层多至 6—12 层，含丰富的海相动物化石；北部太子河流域、北京西山、山西大同等地基本上是陆相沉积区；典型的含煤系海陆交互沉积发育在上述南、北两带之间。

藏北湖区，申札—日土—改则以北一带，近年来发现了冈瓦纳相的冰海沉积和冷水动物群，藏东南察隅、八宿、来姑等地也有同样的发现，表明石炭纪时期这一带是南方冈瓦纳大陆的一部分，受到南方大陆冰期气候的影响。

进入二叠纪，我国北方发生海退，华北大部分地区以及整个准噶尔和塔里木都成为陆地；但我国南部和西部除康滇、江南古陆等分散分布的岛状陆地外，都属于海洋环境。在南方称为栖霞期海侵。

塔里木—华北的广大陆地，以贺兰—六盘为界，东西之间有一定差异。西部的陆相碎屑沉积一般不含煤，某些地区并见火山喷发碎屑物，反映了构造上的不十分稳定。贺兰—六盘以东，地势大体从北向南降低，北缘从大青山至太子河流域一带的高地，粗砂岩和砾岩中含煤性佳，未见海相夹层，但在大同、京西等拗陷盆地中都出现可采的厚煤层，表明植被生长旺盛；中部自太原至鲁西地区，以泥沙质沉积为主，常夹海相层，含煤性佳，是华北时期的富集聚煤带；东南边缘的豫西、淮南、淮北、苏北一带，为典型的近海盆地，发育泥沙质含煤沉积。海相夹层向南而增多。含煤性次于中部，但随着进一步的海退，这一带发展成为华北的晚期富集聚煤带。

海西运动使我国古地理面貌在二叠纪晚期发生巨大变化。在北方，内蒙古—兴安海槽消失伴随大规模火山活动；淮阳山地及以北，柴达木、塔里木及以北地区连接成为统一的陆地。许多内陆盆地中发育紫红色、杂色碎屑沉积，河北、陕西等地的地层中出现石膏，塔里木南缘和田、皮山一带出现石膏和薄盐层，表示气候转向干暖。

在南方，扬子地台普遍上升，西部的康滇古陆、东侧的浙闽古陆都有所扩大。浙闽、康滇两古陆之间，属于海陆相交沉积的地区，形成我国华南晚二叠纪的两个聚煤富集带，东部位于赣湘一带，西部如黔西六盘水的大型煤田。

石炭纪时期我国陆生植物以石松、节蕨、真蕨、种子蕨和科达类为主，

组成沼泽森林。乔木型石松植物因为已具有形成层，所以能发展为多年生乔木，高大树干可达 20—30 米，与真蕨、种子蕨等都是重要造煤植物。二叠纪早期，森林植物的性质大体近似于石炭纪，但到二叠纪晚期，已经逐渐发展到以裸子植物占主导地位，松柏类和苏铁类大量繁荣。

晚古生代时期，植物分布的地域分异已经很明显，我国境内的植物属于三大植物群，各以明显的自然界线相隔离。

北部，西起新疆准噶尔盆地，东经甘肃西部、内蒙古西北缘，直至东北北部，属于安加拉植物群，石炭纪时期以草本的真蕨和种子蕨为主，木本植物可以匙叶 (*Neogerathopsis*) 等为代表，有显著年轮，代表北半球温带植物类型。

安加拉植物群分布区的南界是天山—兴安岭大地槽。地槽带以南，从我国华北直至整个东南亚，是一个反映热带、亚热带气候环境的植物区，以繁荣着高大的石松、节蕨和科达类为特征，乔木树干无年轮现象。

西藏南部及南亚地区的植物群属于以舌羊齿 (*Glossopteris*) 为代表的南方大陆冈瓦纳植物区，为灌木—草本植物群，代表南方大陆温凉气候下的单调植物组合。

二叠纪早期的植被面貌与石炭纪相似。二叠纪晚期，经过海西造山运动，天山—兴安海槽消失，华北—塔里木古陆与蒙古—西伯利亚古陆对接拼合，因而在甘肃南部和东北兴安岭等处都可见安加拉植物群与南方亚热带植物相互渗透混生的现象。二叠纪时期，热带、亚热带植物群内部发生分异，已经分化为两大植物区，在欧洲、北美称为欧美植物区，在我国及东南亚的称为华夏植物区，两大植物区的面貌有显著差别，繁盛于华夏植物区的大羽羊齿 (*Gigantopteris*) 植物群完全不见于欧美植物区。华夏植物区内部也分化成南、北两部分，以昆仑—秦岭地槽为天然分界线，组分上有一定不同(图 6)。二叠纪晚期，松柏类、苏铁类十分繁盛，华夏区的南部以出现松柏类的鳞杉 (*Uumannia*) 为特征。冈瓦纳植物区大体保持原来面貌没有多大变化，典型的舌羊齿植物群见于珠穆朗玛峰北及拉萨等地

3. 从古自然地理环境向现代自然地理环境的过渡(中生代的发展过程)

中生代历时约 1.6 亿年(距今 2.25 亿年至 0.65 亿年之间)，相对于古生代来说是个较短的时期：不及古生代的一半，略短于晚古生代。但在此期间，自然地理环境发生了巨大变化，不论是无机界还是生物界，在中生代之末都已截然不同于中生代之初的面貌，出现了现代自然地理环境的雏型。

晚古生代期间逐渐拼成的联合古陆，在中生代之始，三叠纪时期发展到最大程度，从三叠纪晚期开始，随即趋向解体。伴随着大陆的分裂，是现代洋盆的形成。以中央海岭为扩张中心，北大西洋的扩展大致开始于 2 亿年以前，南大西洋和印度洋的扩展大致开始于 1.5 亿年以前，与此同时，太平洋洋盆受挤压缩小。至中生代末期，形成了现代海陆分布的格局。根据洋底熔岩的年龄、大陆变形的时间，可以重建中生代时期大洋生成和大陆裂解的全过程。

太平洋洋盆受到挤压，太平洋板块向周围大陆俯冲，使太平洋周围构造

带广泛变形，发生强烈的火山喷发。现代许多巨大山系与地形格局由此形成。与岩浆活动相联系的环太平洋金属成矿带，也都是这一时期的产物。

构造活动方面的另一重大事件是地球上最大的特提斯地槽带在此时期的加强发展。深厚的灰质沉积物的发育，为新生代时期地槽的回返、喜马拉雅-阿尔卑斯巨大山系的形成准备了条件。

整个中生代期间，全球气候都比较温暖，这与联合古陆形成后加强了洋流的经向环流有关。陆地广衰程度的加大也使干旱气候带的范围扩大。红层的广泛分布和石膏、盐类沉积的普遍性，标志着温暖气候和干旱气候带在中生代所占有的重要地位。联合古陆解体后，干旱气候的范围与程度虽稍有减轻，表现为在侏罗、白垩纪煤层的发育范围更为广泛；但温暖气候一直保持到中生代之末才有开始衰落的趋势。

中生代时期，生物界发生了真正的革命性变化。三叠纪的植物界与白垩纪末期的植物界已很少有相似之处。种子蕨、石松、木贼等石炭纪森林中最普遍的植物在进入中生代后已逐渐衰落，裸子植物取代了他们的地位使中生代成为裸子植物的时代。三叠纪和侏罗纪时期，陆上最普遍的植物是真蕨、松柏类的各种针叶树、苏铁类以及银杏。苏铁类在侏罗纪时遍布于各个大陆，是当时世界性植物；银杏现代虽已仅见一个种，中生代时却非常繁荣，北美、欧洲、中美、非洲南部及澳大利亚均见生长；针叶树也在中生代早期达到繁荣的顶点。至白垩纪中期，植物王国中出现了相当突然的变化，被子植物以树木、灌木、草本等广泛多种的型式适应气候条件的变化，迅速繁荣，至白垩纪末已分布遍及于各个大陆，成为植物王国的主宰。

与有花植物的繁荣联系在一起的是昆虫的繁荣。哺乳类和鸟类均已出现，但均不繁盛，称霸于陆上的动物是爬行类。但在统治地球1亿年之后，活跃于陆上、海洋及能滑翔于空中的各种恐龙、翼龙、海龙、鱼龙等突然绝灭，爬行类中只有龟、蛇、鱉、蜥蜴四个目的少数种得以遗存下来。绝灭不只发生在爬行类中，中生代时期取代了古生代的三叶虫、笔石等的地位的海洋无脊椎动物如菊石类、箭石类也都绝灭；植物界中的本内苏铁遭遇同样的命运。绝灭并非都在同一时期发生，但却是中生代时期结束的标志。绝灭的原因虽不清楚，归根到底是环境某一方面的条件发生了变化，绝灭的种属对某些种变化不能适应，不得不从地面上消失，而它们的消亡却为现代生物界的兴起创造了条件。

我国环境在中生代时期的演变只是全球环境演变的一个缩影。

中生代包括两个构造阶段，在我国分别称为印支阶段和燕山阶段。我国自然环境在这两个阶段都有很重要的发展。

印支阶段包括整个三叠纪时期。三叠纪之初，我国境内基本上还保持前一阶段的面貌：虽时有海进海退，总的说来长期保持南海北陆的局面。印支期在构造格局演变上最重要的特征是扬子地台与华北地台拼合，秦岭海槽消失，我国东部形成了统一的大陆，并结束了长期存在的南海北陆古地理局面，从而迅速地向现代面貌演化。起源于北方的淡水双壳类珠蚌(Linio)、陕西蚌(Shaanxi concha)动物群在晚三叠世已经迁入扬子地台，是扬子地台与华北地台之间当时已有陆地相连的明证。此外，西伯利亚—蒙古大陆和华北—塔里木大陆虽在晚古生代海西期已经对接并合，大量印支期花岗岩的存在和地层沉积上的不整合现象表明，两古陆之间的挤压、碰撞过程一直延续到三叠纪，索伦-西拉木伦对接带的南侧因而出现东西方向的山系，成为三叠纪时

期气候和陆生生物区系的自然分界线，使东北地区所见的化石群不同于华北，而更接近于西伯利亚通古斯盆地。

印支构造阶段，秦岭-淮南山地以北的北方大陆大体呈北高南低的丘陵-低地组合。华北古陆上出现巨大的华北盆地，范围包括现在的鄂尔多斯—陕北、山西及黄河—海河平原；西北地区在准噶尔、南疆库车一带及河西走廊地区也都存在性质相近的内陆盆地。印支阶段后期，西北各盆地大体不变而略有扩大；华北盆地却由于古陆东部升高而急剧缩小，范围也只限于山西西部及鄂尔多斯与陕北；而且在侏罗、白垩纪都继续保持着向西缩小的过程。

南方大陆经历着海水撤退、陆地面积逐渐扩大的过程，至印支阶段后期不再存在统一的海盆，浙、闽、赣南一带的东南丘陵与西部湘黔桂高地之间只残存着从赣北经湘东南以至粤东的狭长海湾；湘黔桂高地以西的川滇盆地曾与西部的特提斯海相通，但在经历三叠纪晚期印支运动以后，松潘—甘孜海槽褶起，昆仑—巴颜喀拉山地形成，古亚洲大陆向南增生扩大，川滇盆地也逐渐与西南藏滇境内的海槽相隔绝。

至印支末期，除湘西、藏南海槽外，我国东部的台湾海槽继续存在，东北新出现了滨太平洋带的那丹哈达海槽。珠穆朗玛峰北坡土隆地区晚三叠系砂岩的古地磁测定为南纬 24° ，表明该地区此时仍位于南半球，但已经漂到亚热带的范围内（图 7）。

燕山阶段由三个造山运动期组成，其中晚侏罗纪至早白垩纪的第二期运动是主要造山时期，活动最强烈，影响也最广泛。整个燕山阶段我国构造的发展，主要是印支阶段形成的古欧亚大陆在南部受古地中海和印度板块的俯冲、挤压，在东部受古太平洋板块的俯冲、挤压而发生活动的历史。由于太平洋洋壳与东西大陆的相互作用增强，我国境内构造地貌上长期以南北分异为主的格局发生改变，出现了东西分异的新格局，为现代地貌轮廓的形成奠定了构造基础。

第二期燕山运动以后，康滇古陆—龙门山—贺兰山与大兴安岭—太行山—雪峰山这两条构造地貌界线都已十分鲜明。前一界线以西，山脉构造仍以近东西向为主；以东，盆地、山脉都转变成是北东走向。后一界线东、西两侧的差异表现为：以东属于发生强烈构造变动和岩浆活动的环太平洋活动带的范围，以西则属于以发育开阔拗陷盆地为主的稳定地区。

在印度板块北移、太平洋壳俯冲、大陆因而不断上升的影响下，我国西部在印支阶段形成的大型盆地如准噶尔、走廊、鄂尔多斯、川滇盆地等都逐渐填满，规模不断缩小，至燕山阶段之末，鄂尔多斯与川滇已基本转变为高地。此时，西部的一系列主要山系如古天山、古昆仑山、古祁连山、古阴山、古秦岭等均已形成，成为各大盆地之间的分水岭。除了雅鲁藏布江以南继续保持为海槽，新疆西南喀喇昆仑海槽晚白垩世海侵向东达到阿克赛钦湖一带，同一海侵在昆仑山北侧向东达到莎车—和田一带以外，整个西部均已与欧亚古陆拼合在一起，成为一个整体。定日附近白垩纪灰岩的古地磁测定，古纬度为南纬 21° ，表明该处仍是南方大陆的一部分，在继续向北漂移。

中国东部燕山阶段的主要特征是古大兴安岭、古太行山、古雪峰等山系的升起，在其东侧则形成一系列断陷盆地，松辽、华北、江汉等一系列含丰富油气资源的北北东走向大中型盆地都是在中期燕山运动后开始形成。与此同时，作为环太平洋火山活动带的一部分，发生强烈岩浆活动。岩浆活动分

属两个高峰期，第一活动高峰期在侏罗纪，相当于早期燕山运动，以深成侵入活动为主，局部发育火山岩，分布范围主要是东北那丹哈达岭、大兴安岭中部和冀北辽西燕山地区；第二活动高峰期相当于第二期燕山运动，从侏罗纪晚期延续至白垩纪时期，火山活动和侵入活动都很活跃，分布范围极为广泛，整个大兴安岭及冀北—辽西地区、阴山山地、山东东部、大别山地以及东南沿海的浙闽地区和赣东、粤东都受强烈影响。环太平洋带中生代强烈岩浆活动不仅对我国东部一系列以铜、铁、铅、锌、钼、钨、锡等为代表的多种内生矿床的形成提供了有利条件，形成著名的金属成矿带，侵入体与火山岩对各地现代地貌的形成也都有重要影响。

燕山阶段结束后，那丹哈达海槽闭合，中国东部只有台湾继续保持海槽。由于全球性普遍温暖，高、低纬之间温差不如现代剧烈，而且我国当时所处的纬度位置低于现代，白垩纪晚期古赤道有可能位于海南岛北部，整个中生代期间我国境内气温都比较高，南北之间差异比较小，就气温而论，地带的分异不很强烈，南方始终属于热带、亚热带范围，北方相应地属于亚热带、暖温带范围。古昆仑—古秦岭—古大别山这一地形界线往往成为南北两大气候-植物带的分界线。

沉积岩和古植物研究表明，在中生代期间，我国境内因干、温变化所引起的环境演变和自然地带分异，远比温度变化和差异所起的作用为大。进入三叠纪时期，原先属于成煤环境的南方地区转为干旱炎热气候，东起江苏南部至藏北，广大范围内普遍出现石膏、盐的沉积；华北内陆湖盆及西北准噶尔湖盆、古天山—古祁连山间盆地都发育红色系，只有东北境内的湖泊、沼泽中发育杂色含煤碎屑沉积，属于半湿润环境。至三叠纪晚期气候又普遍转向湿润，南方大陆的近海盆地中发育安源组含煤沉积，华北、西北也普遍出现煤层沉积，在鄂尔多斯南部就是延长群沉积。随着气候的干湿循环，在三叠纪时期，植被和自然景观也发生了一次大反复。晚三叠世时期，古昆仑—秦岭—大别山以南的植物群种类丰富，以苏铁类占优势，其次为多种以双扇蕨科为主的蕨类植物，反映了潮湿、炎热的热带、亚热带环境。石松类、有节类、银杏类和松柏类植物也都略有分布。北方植物群中，苏铁植物仅有少数代表，没有繁盛的双扇蕨科植物出现，银杏类都较丰富，反映出虽仍属于湿润亚热带，但湿热程度都略逊于南方地区。

湿润时期普遍延续到侏罗纪早期，当时，全国都是重要的成煤期，在辽西，早期燕山运动喷发后相对宁静阶段湖沼环境中发育的含煤层沉积就是北票群；在北京西山，与之相应的是门头沟组，在晋北是大同组，都含重要煤层，形成大型煤田。侏罗纪中期，干旱气候再次出现，全国除东北地区外，普遍干旱炎热，这一状况在中生代期间都保持不变，只是干旱带的北界略有南北推移。侏罗纪晚期东北地区成煤沼泽广布；白垩纪早期东北的阜新群是重要含煤沉积，含煤盆地还出现于内蒙古和华北；但到晚白垩纪，干旱气候带重又向北扩大，红层广泛分布于除东北和西藏以外的广大地区，干旱程度也有所加强，石膏沉积的分布范围西起塔里木盆地西缘，东至闽浙沿海；从滇西、滇中到鄂、赣、浙东并出现大量含盐沉积，是干旱程度最大的地带。

侏罗—白垩纪的植被群明显反映了南北气候带的差异和变化。侏罗纪早期，西昆仑—秦岭以南的南方植物群以苏铁植物占优势，但繁盛不如三叠纪，而银杏类与松柏类的数量有显著增加，反映了湿润热带、亚热带环境，但温度可能略低于三叠纪时期。北方植物群中，银杏类特别繁盛，苏铁类繁茂程

度逊于南方，种类也较单调，说明温度、湿度都比南方为低。白垩纪早期，现代北纬 40° 以北地区植物繁茂，松科、罗汉松科和海金沙科植物特别发达，反映了湿润、温暖的气候；以南地区则是一些旱生类群占优势，如掌鳞蕨科和莎草蕨科等，形成克拉梭粉—希指蕨孢子植物群 (Classopollis-Schizaeoisporites) (图 8)。

中生代期间干旱带的推移和伸缩应是受两方面因素的影响：一是大陆漂移、古纬度位置的变化；二是全球温度变化，引起副热带高压带本身宽度的伸缩。由于气温普遍较高，副热带高压带影响所及的纬度范围应较现代为宽广。中生代时期我国境内气候—自然地带分布的另一重大特征是地带走向与现代纬圈斜交，作西北—东南走向约呈 35° 角，这是古磁极偏在现代磁极东南、位于萨哈林岛方向上以及海陆分布与现代仍有所不同的结果。西部特提斯海的存在使班公湖—怒江以南的藏南地区保持着热带—亚热带湿润气候，新疆西南部也受到影响；东部日本海、黄渤海都还未形成，相形之下海洋影响反而减弱。因而到中生代之末，我国境内地形结构上虽已大致具备现代的轮廓，自然地带的分布与现代仍有较大差异，现代自然地带分布格局的形成还有待于新生代期间的演化。

二、现代自然环境的显现 (第三纪的发展过程)

新生代约始于 0.70—0.65 亿年前，是地史发展的最近阶段。新生代由两个纪组成，即第三纪和第四纪，其中第四纪历时仅约 200 万年，因而第三纪占了新生代绝大部分的时间。

第三纪包括五个世，即：古新世、始新世、渐新世、中新世和上新世。这五个世，最初是根据各时期无脊椎动物中现代种所占的百分数而划分的，但实际上，不论陆上或是海洋，动物或是植物，在新生代都逐渐发展形成崭新的面貌：脊椎动物中的恐龙、海龙、翼龙在中生代之末已经绝灭，哺乳动物和鸟类乘机而起，得到迅速的发展，使新生代有“哺乳动物的时代”之称。在海洋中，随着海生爬行类的绝灭，真骨鱼类繁盛，双壳类逐渐变成无脊椎动物中的重要类群。在植物界，被子植物以多种不同的形态适应日益多样化的环境，取代了裸子植物，使植物群落出现了不同于以往的面貌；因而第三纪的来临实际上是标志着现代生物界的开始。

新生代是地球岩石圈构造发生巨大变动的时期，这一时期称为喜马拉雅构造阶段。通过这一阶段，印度洋、大西洋继续扩大，太平洋带的海沟—岛弧—海盆体系形成，大陆内部出现活跃的裂谷作用，使海陆分布及地形都逐渐接近于现代。

中生代末期全球气候转凉。在古新世和始新世之间一度略转为温暖。其后，即进入所谓的“新生代衰退”期，虽稍有起伏变化，气候总趋势是逐渐变凉。至中新世，南极冰盖已达到相当规模，上新世晚期北大西洋地区也开始出现冰川活动，终至进入第四纪冰期，形成现代环流形势和现代气候。

气候变化是与构造活动、山系形成和大陆漂移等因素有密切关系的，生物界的发展受气候变化和地形变化的直接影响，组成环境各要素相互制约，从第三纪之始都向现代化迈进，终于在经过六千多万年的演化后，形成现代环境。

1. 第三纪的构造演化和地形发育

第三纪时期，中国地质构造发生重大变化，西部青藏高原的升起和古地中海的消失，东部边缘海域的出现和台湾新生代地槽的褶皱升起，以及继承燕山运动阶段的构造体系发生的升降运动，奠定了中国现代地形的格局。

燕山运动结束之后，我国境内曾有一段时期地壳处于相对宁静的阶段。经过长期侵蚀与堆积，地势起伏逐渐缓和，至第三纪之初，呈准平原状态。喜马拉雅运动的发生破坏了这一准平原面。

喜马拉雅运动在我国西部和东部都有两个强烈时期，西部的早期强烈活动发生在中始新世后期，东部的早期强烈活动出现稍晚，发生在中新世时期。晚期的强烈活动东西部都发生在上新世，并延续到第四纪的更新世早期。

早期喜马拉雅运动在我国西部的表现是：印度地块与古欧亚大陆碰撞，特提斯海域封闭沿雅鲁藏布江分布的蛇绿岩带表明这里是南北古陆的地壳叠接带。云南西部一带也受早期喜马拉雅运动的影响。但早期喜马拉雅运动时期西藏大陆并未大幅度强烈隆起，古岩溶和动植物化石表明，直至上新世，高原的高度还只有 1000 米上下。晚期喜马拉雅运动才是青藏高原的强烈隆起时期，岩相上的证据就是高原南北两侧都形成磨拉石堆积，喜马拉雅山南麓山前拗陷中堆积了巨厚的西瓦利克群砾岩。

在我国西北部，印度板块北移的挤压作用，使地表出现强烈的差异性断块升降运动，在北东东及北西西两组断裂的控制下，原先的古生代褶皱带隆起成为断块状山脉，原先基底属于稳定性地块的部分相对低陷成为盆地，许多盆地呈菱形或三角形。晚期喜马拉雅运动，山系急剧上升，昆仑山前及天山南北两侧也都形成巨大的山前拗陷。昆仑山以北，地形上山地与盆地相间的局面终于奠定。

我国东部，大兴安岭—太行山—武陵山一线在构造上的分界意义从燕山运动开始即已逐渐明显，喜马拉雅时期此线以西作总体隆起上升，中生代长期沉降的鄂尔多斯盆地从晚白垩世起直至中新世，都是隆起剥蚀区，上新世后期才接受厚度不大的沉积；川滇黔盆地性质相似，仅在一些断陷盆地内有晚第三纪岩系发育。总的说来，这一范围内构造活动性较弱，不见火山活动。

大兴安岭—太行山—武陵山一线以东地区，总的说来，以断裂沉降为主。喜马拉雅运动早期，在北北东构造线控制下，形成许多内陆与近海盆地，盆地内火山比较普遍，以玄武岩喷发为主。后期，南北之间发生分异，北部各盆地以大面积下降为主，东北东部的完达—三江盆地属于地堑式的快速堆积盆地，沉积深厚，底部有相当厚的玄武岩及凝灰岩分布，以西的松辽盆地，面积已较中生代时期缩小，沉积不厚，未见火山活动，是构造活动比较微弱环境下的沉积拗陷。华北盆地、苏北盆地以及南阳—江汉盆地都是强烈下降的断陷盆地，在沉积过程中时或与海水发生短暂连通，因而陆相地层中常出现一些海相标志。盆地中都有玄武岩堆积，尤其是华北盆地中，玄武岩喷溢频繁，厚度甚至可达千米。

北纬 30° 以南地区，喜马拉雅阶段后期以总体抬升为主，仅有一些小规模断陷盆地从白垩纪继承下来，继续存在。

我国东部的各边缘海盆都是喜马拉雅构造阶段的产物，中生代时期这里是欧亚大陆东缘的一部分，进入新生代，东部大陆边缘在构造上发生拉伸

开裂、地壳由厚变薄的过程，形成了各边缘海。在渤海拗陷的中心部分，新生代陆相沉积厚度达到 7000 米，在第三纪时期是华北盆地的一个组成部分；黄海海盆与苏北盆地相连，第三纪沉积也以陆相为主，但有过短期海侵；东海和南海北部，第三纪都属于海陆交互相沉积，西沙及以南则是渐新世后期拉伸形成的深海盆，琼州海峡的断裂形成也大致在中新世。

在台湾，早期喜马拉雅运动的主要表现为台湾褶皱山系的形成以及伴随着中部山地的上升，山地东西两侧都形成地槽拗陷，西部拗陷发育深厚的海陆交互相沉积，东部拗陷发生多次火山喷发的侵入，形成复杂的火山岩系和山麓岩堆积；至喜马拉雅运动晚期，地槽才隆起上升。

2. 第三纪的沉积类型和区域特征

沉积岩的类型、颜色、所含化石以及粒度、分选性等特征，是恢复古沉积环境从而了解古自然环境形成、演变与地域分异的主要依据。我国以海相沉积为主的第三系地层见于台湾地区、西藏南部雅鲁藏布江以南地区以及塔里木盆地西南部。台湾地区的第三纪发育比较完整，下第三系及中新统下部均已变质，为黑色板岩。千枚岩夹石英砂岩，时或夹有火山岩；上第三系各地有明显差别，西海岸区为薄层灰岩、砂岩、页岩，夹有煤层和玄武岩；东海岸区为巨厚海相碎屑岩夹安山质火山岩，并有超基性岩的侵入，丰富的海相化石，包括瓣鳃类、腹足类、海胆、蟹类、头足类以及大量有孔虫。第三系沉积特征表明当地属于太平洋海区活动型的半深海—浅海—滨海沼泽环境。

藏南地区的下第三系下部以碳酸岩相沉积为主，下第三系上部为夹有少量碳酸岩的碎屑岩，含有孔虫、腹足类、瓣鳃类以及珊瑚、海胆和各种海生藻类等化石，表明属于古地中海区的温暖浅海环境。上第三系不发育，仅见零星分布的陆相沉积，表明环境已发生自海转陆的明显变化。

塔里木盆地西南缘下第三系下部为巨厚的石膏层，下第三系上部为夹有石膏层、含盐分很高的杂色碎屑岩，其中以紫红色泥岩所占比例为大，夹有介壳灰岩；所含化石包括有孔虫、壳体厚大的牡蛎及其他瓣鳃类、腹足类、海胆等，属于古地中海区的海湾—潟湖环境。上第三系海陆过度相或陆相沉积，含适应广盐度有孔虫和大量淡水介形类化石，也表明了海陆环境的转化过程。

陆相第三系分布于我国各地的各盆地中，沉积的类型和性质视盆地的成因类型和盆地所在地理位置而异。西北的大型山间盆地中，由于盆地的相对沉降，陆相第三系发育比较完整，地层厚度很大，山前拗陷地带厚度尤大。沉积物以红色碎屑岩为主，常夹有厚度不等的石膏或岩盐夹层，表明长期处在干暖环境中。

处于隆起构造上的中小型断陷盆地，在我国分布很广，大多是承袭中生代的构造而来，因而陆相中生界和陆相新生界之间往往是连续沉积，但由于盆地的生命往往不长，大多不具有完整的第三系沉积，厚度也不稳定。沉积物的性质视盆地所在地理位置而定：东北普遍形成含褐煤或油页岩的暗色有机岩沉积，例如抚顺盆地，表明气候湿润；华南、东南各地一般发育红色碎屑岩，时或含石膏及岩盐，表明曾长期受干暖气候的控制。

东部地区的大型近海盆地如华北盆地、苏北盆地、江汉盆地等，在第三

纪早期大多还只是许多分散的中、小型断陷盆地，晚第三纪才开始整体沉降，沉积范围广，沉积厚度往往可达 3000—5000 米，沉积过程中曾遭受次数不等的海侵，沉积物的性质并视气候变化而异。沉积物中含有丰富的动植物化石，包括介形类、腹足类、瓣鳃类、鱼类、少量有孔虫和海生藻类等，它们是后来形成的石油有机质来源。

根据不同类型第三系沉积物的空间分布特征，可以将我国第三系的分布划分若干各具特色的区域。

(1) 北疆，主要是准噶尔盆地。地层系统为：

上新统一中新统，独山子组，棕黄色砂质泥岩和泥质砂岩互层，含三趾马和鹿类化石。

中新统，塔西河组，“上绿色岩系”，灰绿色泥岩为主，含丰富化石。

中新统一渐新统，沙湾组，“褐色岩系”，棕色或褐红色泥岩和砂质泥岩。

渐新统一上始新统，安集海河组，“下绿色岩系”，灰绿色泥岩为主。

上始新统一古新统，紫泥泉子组，“红色岩系”，褐红色砂质泥岩与褐红色砾岩互层。

“红色岩系”与“绿色岩系”的交互发育表明第三纪时期准噶尔盆地气候条件的变化。

(2) 南疆，可以库车洼地中的沉积为代表。这里是塔里木地块北缘与天山褶皱带之间的山前凹陷地带，第三系发育完整，且以蕴藏着丰富的石膏及盐类矿床为特色。地层系统为：

上新统，库车组，褐黄色粉砂岩为主。

中新统，康村组，“上红色岩系”，暗棕褐色砂质泥岩为主。

中新统一渐新统，吉迪克组，棕红色、棕褐色泥灰岩为主，夹薄层石膏。含介形类、鱼类、轮藻和孢粉化石。

渐新统，苏维依组，拜城以西地区以褐红色、棕红色泥岩为主，常夹有岩盐及石膏层，反映炎热、高蒸发量潟湖环境。

古新统一始新统，库木格列姆群，北部山麓，下部主要为褐色和红褐色砾岩，上部渐变为红色和棕红色砂岩。拜城以西主要为含石膏及岩盐的湖相沉积，含半盐水性软体动物化石。

(3) 河西-柴达木地区，包括贺兰山及以西，昆仑山以北的广大范围。除个别地点外，第三系发育一般不完整，缺少中始新世以前的沉积。渐新世以后的地层分布广泛，几乎均为红色碎屑岩，其中常夹有石膏层。以柴达木盆地为例，地层系统为：

上新统，上油砂山组和狮子沟组。狮子沟组以灰色至黄绿色细砂岩、砂质泥岩为主，盆地中心含较多石膏和岩盐，含反映荒漠草原型植物群的孢粉组合。油砂山组以棕红、浅棕红砾岩、砂岩等为主，所含介形类以淡水相种属明显减少，半咸水相种属大量繁生为特征。

中新统，下油砂山组和上干柴沟组。下油砂山组以棕红色粉砂岩等为主，孢粉组合反映针叶林-森林草原型植物组合。上干柴沟组以灰绿色钙质页岩为主，孢粉属于针叶林-森林草原型组合。

渐新统，下干柴沟组，德令哈盆地边缘为一套紫红色砂砾岩，孢粉组合反映亚热带针阔叶混交林植物群的特征。

古新统-始新统，路乐河组，红色碎屑岩为主，见介形类、轮藻、瓣鳃类、

腹足类等化石。

柴达木盆地第三系沉积物性质的变化表明第三纪时期出现一个由暖湿向干旱变化的过程。

(4) 青藏-滇西地区。下第三系主要为红色碎屑石。上第三系主要是湖泊沼泽相沉积，从沉积物的颜色上看，自北向南发生明显变化，唐古拉以北呈紫红或砖红色，湖相层中普遍含多层石膏岩盐等薄层蒸发岩；向南，逐渐从杂色转为暗色，含褐煤和油页岩层，表明高原上的气候条件不仅经历时间变化，空间上也是有地带性差异的。

(5) 藏南地区。雅鲁藏布江以北的冈底斯山系及念青唐古拉山系西端，下第三系局部夹海相层，上第三系为陆相沉积。葛尔县门士地区的第三系，下层含桉、榕等植物化石，反映热带气候环境，灰绿、灰黑色砂页岩层中夹有数层煤层；上层植物化石以杨柳科为主，反映气候转向凉爽。

雅鲁藏布江以南地区，下第三系为海相沉积，目前仅发现古新统和始新统，前者以灰色厚层灰岩为主，含多种典型古地中海的有孔虫；后者以灰黑色泥岩、页岩为主，也含有孔虫化石。始新世后期海水退出，结束了海相沉积的历史，所形成的褶皱带中的山间盆地内接受以湖泊为主的上第三系沉积，吉邦盆地中所见的上新统地层由一套灰色、黄色泥岩、粉砂岩和砾岩组成，夹褐煤层，含腹足类、介形类化石，所产的哺乳类化石基本上与华北三趾马动物群属同一类型。沉积物与化石反映了当时的湿润森林、草原环境特征。

(6) 内蒙古地区。沉积盆地时常发生迁移，属于大陆内部地势起伏差异不大的准平原上的湖河沉积，厚度不大。南部的下第三系主要为棕红色夹灰绿色砂泥岩；中新统为砖红、灰绿色泥岩，含汤氏皇冠鹿等化石；上新统为玄武岩夹棕红色泥岩，含三趾马化石。二连盆地局部地点古新统深棕色泥岩中含石膏层。围场东部中新世玄武岩粉砂夹层中的孢粉含有喜热的亚热带成分如山核桃、枫香、杜鹃科等。裸子植物占很大比重，以铁杉、云杉为主。北部海拉尔一带下第三系主要为灰白色石英砂岩、砾岩等，上第三系多为黑色、绿色玄武岩，不见红色系。

(7) 晋陕地区。自古生代后期起，本区持续下降，形成巨型中生代沉积盆地，接受厚层湖河相沉积。中生代后期，盆地自东向西逐渐缩小，以后成为隆起区，第三纪沉积比较零星。但本区第三系研究历史最长久，层序和性质比较明确。以晋冀北部为例，地层系统如下：

上上新统，静乐组，深红色土状堆积，含马、犀牛、古象、鹿、羚羊等化石。

下上新统，保德组，即著名的“三趾马红土层”，上部为红褐或淡红色亚粘土，含大量白色钙质结核；中部为绿色或灰绿色钙质泥岩、泥灰岩；下部为粗砂砾石层夹薄层褐色亚粘土。含丰富脊椎动物化石。

中新统，汉诺坝组，均为黑绿或灰黑色玄武岩，有较多灰或红色砂质粘土、粘土夹及薄层褐煤，其中含丰富植物及孢粉化石；植物化石中，裸子植物以落羽杉属、红杉属、水杉属为主，被子植物有桦科、山毛榉科、蔷薇科、榆科等；孢粉组合以裸子植物占优势，其中云杉含量最高。并有铁杉、松、落叶松等；被子植物花粉以桦科，榆科为主。显示暖温带针阔叶混交林的景观。

渐新统，繁峙组，主要为橄榄玄武岩，所含褐煤夹层中的孢粉组合以裸

子植物占绝对优势，其中又以松科为主，柏科、杉科次之；被子植物花粉有山核桃属、枫杨属、栗属、榆属等；缺乏草本。

上始新统，长辛店组，仅分布于北京西南长辛店一带，为一套山麓相的砾岩层，其间夹有红色及紫红色泥岩和灰黄色粗砂岩。

(8) 川黔滇地区。燕山运动以后属于隆起剥蚀区，仅在一些断陷盆地中有第三系分布。川西雅安、峨眉、天全等地下第三系主要为棕红钙质粉砂泥岩，含石膏透镜体，上第三系仅见于盆地边缘局部凹陷地带。属洪积相堆积，主要为紫灰、灰色粘土层及砾岩，粘土层中所含孢粉，裸子植物以银杏、云杉、松属等为主，被子植物有柳、杨梅属、山核桃属、木兰科等。滇东黔西一带下第三系主要为紫红色、砖红色泥岩、泥灰岩为主，含钙质结核及石膏层，有丰富的脊椎动物化石。上第三系为普遍含有泥炭或褐煤层的湖沼相灰色、灰黑色细砂岩、粘土和泥灰岩，动、植物化石丰富，脊椎动物包括乳齿象、水鹿等，植物化石包括水松属、蔷薇属、化香树属等。岩相和动植物都表示本区始终处在暖热环境中，但干湿条件在新老第三纪时期内发生了明显的变化。

(9) 东北地区。下第三系一般为杂色至暗色湖泊、沼泽相沉积，常含褐煤层和油页岩，太康一带渐新统一始新统中或可见夹有红色泥岩，梅河盆地曾见赤紫色砂岩、粉砂岩。上第三系一般以河流相沉积为主，常夹有玄武岩。下第三系中的孢粉组合，裸子植物包括落羽杉科、柏科、松科、银杏等，被子植物包括槿木属、栎属、胡桃属、栗属、木兰属等，反映湿润亚热带气候。上第三系中的孢粉反映以阔叶落叶林植被景观为主，裸子植物含云杉、冷杉、松属等，比重较小，被子植物包括栎属、椴属等；孢粉中油杉属、山核桃属、枫香属、罗汉松属占相当比例，反映的仍是暖温带至亚热带湿润气候。

(10) 华北地区。主体是华北平原和下辽河平原，其间通过渤海海盆相连接；并包括辽西、辽东、山东丘陵地在内。华北平原是中国北方第三系发育良好的地区，沉积厚度可达到4000—5000米，地层系统为：

上新统一中新统，明化镇组和馆陶组。明化镇组主要为棕红色、灰绿色粉砂质泥岩普遍含铁锰结核，偶见玄武岩夹层，含丰富化石。馆陶组为灰白、灰绿色细砂岩、砾状砂岩与棕红色泥岩的相间沉积，含少量化石。所含化石均为淡水陆相种属。孢粉组合以被子植物占绝对优势，草本植物含量很高。

渐新统一上始新统，东营组和沙河街组。东营组属于早第三纪晚期，当时构造运动频繁，因而各地区岩相和厚度变化较大，冀中平原为红色泥岩与砂岩相间互层，末期有火山岩喷发。河北平原北部见有孔虫、海绿石沉积等，表示该区曾受海侵。沙河街组在开封以北以暗色砂泥岩为主，开封以南以棕红色泥岩为主，下部沉积物中也见有海绿石，曾受海水影响，所含介形类化石中多半咸水种。本组是华北主要的生油、储油岩系。

中、下始新统，孔店组。下部为棕红色泥岩与砂岩互层，夹有多层玄武岩；中部以灰色、深灰色泥岩为主，夹薄煤层与油页岩，孢粉组合裸子植物与被子植物含量约略相等，裸子植物以杉科为主，被子植物主要为榆粉属、栎粉属桦科和胡桃科等，含少量草本；上部为红色砂泥岩，顶部含石膏、岩盐。

华北平原至今未发现古新统沉积，表明盆地的开裂下陷是从始新世开始的。下始新统孔店组分布范围比较小，表明当时开裂不大，至晚始新世沙河街组沉积时期断陷加剧，沉积范围才迅速扩大。但在辽东的抚顺盆地中，夹

多层煤层的古新统灰绿色、褐色、黑色页岩、泥灰岩等发育良好，孢粉组合裸子植物以杉科花粉占优势，被子植物花粉有胡桃粉、槲木粉、山龙眼粉等存在。

鲁西盆地中，与沙河街组时代相当的大汶口组，岩相变化较大，油页岩、泥灰岩与大量石膏等蒸发岩交互成层。著名的山旺组主要分布在临朐县山旺洼地内，主要由砂砾岩、玄武岩及硅藻土组成，其中植物化石、鱼类化石都保存得很完好，是华北中新统的典型层。硅藻土具有纤细层理，被称为“万卷书”。植物化石中有50%以上是长江流域以南的现生种类，鱼类化石中的鲛鱼现在也只见于长江以南的水域中。岩相和化石都表明当时属于亚热带气候且有较大的干湿变化。

(11) 华中地区。大致包括武陵山以东，北起淮南，南至南岭南麓的广大地区。在一系列承袭白垩纪发育而来的以北北东向为主的中小型盆地中，主要沉积红色砂岩或泥岩，早第三纪普遍含石膏层，甚至天然碱与岩盐，长期属于干旱炎热气候；晚第三纪温度和湿润情况都有所变化，江汉—洞庭盆地的上第三系灰白色泥灰岩中孢粉组合的特点是水龙骨科特别发育，松科大量出现，几乎缺乏麻黄粉属，各种喜温、喜湿落叶阔叶树种十分丰富；浙、闽地区上第三系见玄武岩及火山碎屑岩夹沉积岩，产褐煤层，局部见油页岩。

(12) 岭南地区。包括广东、广西及海南岛。第三系主要发育在一系列小型断陷盆地中，一般由两套沉积组成，底部为红色岩层，局部含石膏；中上部转为暗色含煤沉积并夹油页岩。雷州半岛和海南岛北部的雷琼—北部湾洼陷，第三系最大沉积厚度超过3000米，下第三系沉积以陆相为主，上第三系以海相、海陆过渡相为主，并见多期玄武岩喷发。上古新统棕红色泥岩中夹薄层石膏；渐新统主要为陆相杂色碎屑岩局部夹海相层，有时见星散状石膏；中新统至上新统均为滨海相、浅海相灰绿色泥岩、砂岩，富含海绿石及海相介形类、腹足类、有孔虫化石，不仅表明气候变化，并表明琼州海峡大致在中新世之初形成。

(13) 台湾地区。早第三纪以巨厚的深海砂泥质沉积为主，表明该区属于大陆边缘的强烈沉降区。海槽沉积延续到中新世，中新世后期的喜马拉雅运动使前期沉积物轻度变质，台湾主体褶皱上升。晚第三纪在台湾西部以反复多次的海进、海退形成海陆相交交互沉积为特征，每一沉积旋回均从含煤沉积开始，以海相泥岩告终。在台湾东部海岸，晚第三纪早期，火山活动频繁，有大规模安山岩喷发，薄层灰岩中含有孔虫化石；中新世晚期以后的碎屑岩层由厚层深灰色页岩、杂砂岩和砾岩互层组成。

(14) 南海诸岛地区。下第三系不发育，仅见于南海东部和南海群岛南缘，前一地区所见主要为海相碎屑岩夹灰岩；后一地区所见为浅海—半深海相砂页岩。上第三系发育广泛，普遍超复不整合于已变质的上寒武系之上，由一套碳酸盐岩组成。西沙群岛永兴岛所见上第三系，中新统以含有孔虫化石的白垩层与造礁碳酸盐岩为主；上新统下部主要为白色四射珊瑚礁灰岩，含少量有孔虫和介形类化石；上部为造礁生物碎灰岩，属滨海—浅海相沉积。

3. 自然地带的格局和演变

根据沉积类型、沉积相和动植物化石，可以恢复沉积环境，从而重建第三纪时期的自然地带。

第三纪时期自然带分布方面不同于今日的几个特点是鲜明的。首先是气候普遍较现在温暖。上新统红土层普遍发育于辽西的朝阳、北票等地，已高达北纬 42° 的位置。山东山旺中新统硅藻土层中保存了大量植物化石，最丰富的代表种虽属典型温带落叶阔叶类型，如：桦木科的鹅耳栎属、槭树科的槭属、蔷薇科、榆科、胡桃科、椴树科等，但其中有许多亚热带常绿阔叶树种如樟属、木槿子属、榕属、无患子等，以及亚热带落叶阔叶植物，如梧桐科、云香科、楝科、五加科等，整个植物群反映了今日亚热带气候的特色，温度至少相当于现今北亚热带地区。始新世中晚期辽宁抚顺含煤系植物群中，水杉属化石最为丰富，水杉属的现代自然分布区范围很窄，仅限于川鄂交界处的河谷盆地中，属于现代的中亚热带常绿阔叶林带。除水杉外，抚顺植物群中还有现代孑遗植物，如水松、油杉、银杏、连香树、红杉、落羽杉等。水松属目前仅存一种，分布于福建、广东、广西；油杉属仅见于长江以南各省；连香树属现仅存一种，分布于台湾；红杉属目前仅存二种，分布于美国的加利福尼亚州；落羽杉现仅存三种，分布于美国东南部和墨西哥；即几乎都分布在现代的亚热带。老第三纪抚顺植物群中还存在许多典型亚热带代表，如似萨布桐、樟木、海金沙等。因而抚顺植物群所代表的应是相当于现代亚热带的气候，按现代地带推算，地带向北推移达纬度 10° 以上。

在自然地带分布方面，第二个不同于现代的突出现象是自然地带与现代纬度不平行，存在一个很大的交角，总体呈西北向东南的走向。西北地区第三纪红色系的沉积以红色系、绿色系的交替为特征；但在东北的松辽盆地中，一般以杂色至暗色岩系为主，表明在西北地区亚热带气候带伸展所及的现代纬度高于东北地区。我国广大地区的老第三纪红色系中分布着石膏等蒸发岩，表明属于干旱气候带。此一干旱气候带的北界和南界所处的现代纬度也都是西部高于东部。新疆境内，吐鲁番—哈密盆地的古新统和始新统沉积物中具有钙质结核层，渐新统沉积物中含有石膏夹层；华北境内，华北平原和鲁西的始新统沉积物中出现石膏、岩盐；现代纬度位置远低于吐鲁番盆地。干旱气候带的南界，西部在雅鲁藏布江以北，往东，向南偏斜直到南岭以南。整个干旱气候带作西北—东南走向。

第三纪历时六千余年，在此期间，随着构造、地形、气候等变化，我国境内自然带的分布都有所变动。各带分布范围的伸展与收缩，所及纬度北界的推移等都只是原有格局上的局部调整，在各地区沉积物的相变中有所反映。但在晚、早第三纪之间，却存在一次总体格局上的大调整，经过这次调整，出现了自然地带配置的现代格局。早第三纪时期我国地带的分布格局基本上受古纬度的控制，纬度地带性规律起最主要的作用，全国基本上分属于三个地带，自北而南始新世时期为：北方湿润暖温带—亚热带常绿与阔叶落叶混交林带，中部干旱亚热带稀疏阔叶乔灌木疏林草原带，南方湿润亚热带—热带常绿林带（图 9），三带之间各存在宽度不等的过渡带。渐新世时期这一地带性分布规律无大变化，只是北方的植物全由落叶的成分组成，常绿植物消失，属于温带湿润气候，这是渐新世时期全球气温降低的体现；但南方热带地区的植物组合仍与始新世相似，表明受降温影响不大。

早第三纪时期，秦岭在我国自然地带分异方面的分界线意义还不很大；但天山与阴山、南岭山地，在自然地带的分异方面，都有明显的重要地位。

随着古特提斯海的消失和欧亚大陆的形成，海陆对比所造成的季风环流形势取代了原来的行星风系环流形势，气候带分布的变化导致了我国出现

东、西之间的自然带分异。与早第三纪相比，最大的变化在于东部亚热带干旱区的消失而西部干旱化程度则进一步增强，形成强烈对比。全球性气温降低，并使亚热带植被带向南退缩，东部湿润地区内，东北北部已属于暖温带针阔叶混交林地带，略相当于目前的华北；秦岭—淮阳山地的分界意义开始明显化，此线以北属于暖温带—亚热带常绿与落叶阔叶混交林带，此线以南直至南岭南麓则属于亚热带—热带常绿林带；南岭以南属于热带常绿林带。西部内陆区，昆仑山脉以北的甘、新、内蒙古西部，干旱程度的加强与降温过程相随，发展成森林草原与草原地带；青藏地区由于高原本身的高度还不大，对温度与接受印度洋水汽方面的影响远不如现代强烈，保持着暖温带—亚热带森林灌丛的面貌（图 10）。

随着自然地带结构格局的变化，地带内部生物群落的成分和结构也都在改变，这是受外部环境影响植物发生迁移、调整以及生物本身的进化、演替所产生的结果。

早第三纪是木本被子植物乔木和灌木占主导地位的时代，科属繁多，古老类型的蕨类和裸子植物也占一定数量，但植物群的组成比较简单。南北各地所见的海金沙属、花序蕨属、银杏属、苏铁属、粗榧属、紫杉属、香榧属、红杉属、水杉属、落羽杉属、水松属、罗汉松属、金钱松属、翠柏属、木兰属、连香树属、枫香属、枫杨属、樟属、帕尼宾属（*Palibinia*）等，其中不少属和绝大多数种。现在都已灭绝。草本被子植物如蓼科、伞形科、禾本科、唇形科、石竹科、菱科等开始出现，但为数不多，且大多在渐新世时期才出现。

北方始新世常绿与阔叶落叶混交林带的植物群可以抚顺含煤地层中的植物群为代表，它们以富有裸子植物水松、水杉、落羽杉和红杉等属和常绿—落叶阔叶乔灌木为特征，温带落叶植物有桦、榛、鹅耳枥、杨、朴、榉、臭椿、枣等，喜热的植物有海金沙属、紫萁属、山核桃属、五味子属、山胡椒属、樟属、山龙眼科的澳忍冬属、仙人掌科的仙人掌属和棕榈科的沙巴桐属（*Sabal*）等。草本植物为数极少，水生植物仅有黑三稜属。山西垣曲和山东乐昌始新世含煤地层中的孢粉组合基本与抚顺相似，因而认为此一地带的南界大体应从天山南麓经阴山南麓而至山东境内，即哈密—济南一线。

中部始新世稀疏阔叶乔灌木带范围内，植物比较贫乏，以喜热的乔灌木为多，呈现亚热带植物景观，但其中许多植物叶片小而厚，常呈革质，全缘叶很小，叶缘大多具齿，表明生长的环境属于干旱亚热带性质。帕尼宾属是本带内最常见的植物，几乎每个化石产地都有它的代表种出现，是炎热干旱气候下的代表植物。本带内草本植物在始新世时期还不多见，但在渐新世时期已占较大比重：准噶尔盆地渐新统下绿色岩系中藜科和麻黄属花粉几乎占总孢粉数半数以上，反映当时的植被已发展到疏林草原阶段；柴达木盆地渐新世山麓堆积中所见草本植物有菊科、十字花科、禾本科等，花粉占孢粉总数也可达十分之一以上。干旱程度最强的地区似与现代接近，位于甘肃、青海境内，甘青一带的植物群组分比新疆贫乏，酒泉渐新世火烧沟组的红色砂岩中，植物贫乏，缺乏草本，反映当时平原地区可能已属于半荒漠。

南方始新世常绿林带所见的植物，叶片较北方各地所见为大，多数为全缘叶，具备热带潮湿气候下的特征。常见的植物组分中有少量蕨类，包括紫萁属、海金沙属；未发现裸子植物；被子植物中常绿成分占绝对优势，主要

有槲叶属、杨梅属、木兰属、樟属、山胡椒属、木姜子属、榕属等，其中樟属的种类最多；落叶植物很少，包括枫香属、连香树属、山扁豆属、鼠李属等。渐新世时期，广东茂名和云南景谷的地层中，见粗榧与翠柏属裸子植物化石，都是常绿的属；但在被子植物中，常绿的属种仍占绝对优势，表明气候条件变化不大。

进入晚第三纪，植物群落中草本逐渐增多，植物群的组成成分比早第三纪复杂。藜科、伞形科、禾本科数量众多，菊科的蒿属大为繁盛，灯心草科、车前科、荳蔻科等也在中新世开始出现。与此同时，古老类型的蕨类、裸子植物以及原始类型的被子植物比早第三纪减少，分布区也逐渐向南缩小；花序蕨属、红杉属、日本金松属、帕尼宾属、香蕨木属在我国已不存在；许多现代种属大量出现。植被的地域分异较前增强。由于干旱程度加大，西北内陆地区的平原上出现森林草原和草原，藜科、蒺藜科、菊科、禾本科、麻黄科植物在这里得到大量发展。

东部季风区内的北方温带范围内，与早第三纪相比，晚第三纪植物群的最大变化是喜暖的裸子植物如银杏、水松、落羽杉、红杉、水杉等减少。落叶栎类为主的阔叶被子植物和以松属为主的针叶树组成的混交林占主要地位，虽仍掺杂着一些亚热带分子，如山核桃属、枫香属和冬青属等，但为数很少。植物叶片大小中等，叶薄，叶缘多有齿，代表中生环境。

秦岭—淮阳山地以北的暖温—亚热带范围内，晚第三纪植物群的特征是：温带被子植物如桦科、胡桃科、榆科和落叶型栎属等，与亚热带成分如常绿型山毛榉科和栗属与栎属、山核桃属、枫香属、漆树属、木樨科、楝科、梧桐科、樟科等相混生，形成掺杂常绿成分的落叶阔叶林。山东山旺植物群是这一类群的代表，大体与现代长江中下游至南岭之间的植物群相当。

秦岭—淮阳山地以南直到南岭南麓，晚第三纪属亚热带—热带植物群分布的范围，特征是温带成分很少或几乎缺乏，如上一地带内极为丰富的桦科，在本带内种属单一，数量很少；常绿植物大量增加，以山毛榉科的常绿属种占明显优势，金缕梅科、黄杨科、冬青科和芸香科都有代表，木兰科、樟科以及目前仅分布于南亚热带地区的番荔枝科也都有存在，反映了南亚热带的气候特征。

南岭以南的热带范围内，常绿、半常绿植物占优势，樟科、壳斗科和豆科最为丰富，台湾台北东南石底组煤田的中新世植物群中，樟科属种最多，数量也多；山毛榉科中只出现常绿种属如栲属、柯属等，缺少典型的温带种属；目前仅生长于低纬地区的凤丫蕨属、荊竹属、刚竹属的出现，都说明当时这一植物群属于热带性质。滇南横断山脉的河谷中，地形屏障使不受冷空气影响，也生长着热带常绿树木，剑川双河煤组植物群包括云杉属、松属、柏属、多种槲与栎、古檫木、大叶楠、樟属、翁格榉、华黄连木、三叶漆及马甲子等，表明从谷地到周围山地，垂直地带分异已很明显。

青藏高原到晚第三纪时由于地面抬高，地形较为复杂，已脱离早第三纪时的地带性规律，发育成高原植物区系。晚第三纪之初，以桦科植物为主，后期出现高山栎类以及高山生长的杜鹃属和云杉属。南木林县乌龙组的孢粉组合，下部以被子植物占优势，花粉量占总孢粉量半数左右；上部，裸子植物花粉比重增大，达半数左右，被子植物减少到30%左右。被子植物以多种栎为主；后期，草本植物如毛茛科、蓼科等增多，百合科及禾本科也有出现。裸子植物中，松科占一定比重，后期出现云杉各属和冷杉属花粉，表明当时

环境并不干旱，且有一个变化过程。

西北内陆地区，在青海的最东部，中新统沉积中木本被子植物仍比较发达，泽库、尖扎等地可见青海紫杉、毛茛属、假有翅槭等，可能是季风仍能有一定的影响。新疆西部，中新世初期的孢粉组合的总特征是草本植物的藜科、菊科及水生的眼子菜科等含量较高，但仍见木本的桦科、榆科、胡桃科、山毛榉科和椴科等的生长，并可见亚热带成分如冬青科、桃金娘科等；至第三纪晚期，亚热带成分几乎绝灭，木本被子植物也相应减少，表明了古地中海气候影响的逐渐消失与向现代干旱气候发展的过程。柴达木和河西走廊地区的中新统孢粉组合都表明，当地主要属于草原灌丛植被类群，蒿属、菊科、藜科和白刺属等占优势，木本被子植物很少。裸子植物以松科为主，局部地区的森林草原与林地是受地形影响而形成的。

我国动物界在第三纪时期的发展极为迅速，特别是脊椎动物中的陆上哺乳动物，面貌改变尤为明显，这是气候、地形等多方面环境条件的变化对动物的进化、发展、迁徙等产生影响的结果。

古新世时期进入了哺乳动物的时代，各种有胎盘类的古老目得到大量发展和迅速分化，但它们大多已经绝灭，与现代哺乳动物各目没有直接的系统关系。始新世时期，哺乳类的传播与发展更为活跃，已发现的始新世晚期哺乳类的科的总数，比晚古新世时期增加了 80%，且与现代目逐渐有了联系，奇蹄目、偶蹄目这两大现代目，在当时的动物群中已经成为重要成分，啮齿目、兔形目和食肉目中有些现代的科，也开始繁衍，我国现生哺乳动物中，大约有四分之一的科已在上始新统地层中出现。渐新世时期我国南方和北方哺乳动物群出现了分异，早渐新世的北方动物群以有蹄类、啮齿类、兔形类为主，而南方动物群则以奇蹄类、偶蹄类的石炭兽科和食肉类为主，动物群的分化表明了差异环境的增强。

进入中新世，哺乳动物的发展跨进了一个新的时期，古老类型已大量、急剧绝灭，现生科已占半数以上，我国南、北动物群的性质有异，晚中新世在华南存在一个以开远森林古猿为代表的热带森林环境动物群。上新世的哺乳动物更进一步趋于现代化，古老类型已基本绝灭，当时生存的科约有 80% 延续生存于现代，起源于北美的奇蹄目三趾马越过白令海峡迅速在旧大陆繁衍，在上新世动物群中占有极重要的位置，因而欧亚的上新世动物群被称为“三趾马动物群”，我国现代动物群就是直接从上新世“三趾马动物群”发展而来的。

我国早上新世北方动物群以含有原始三趾马、小型大唇犀、大型鬣狗和原始猪类等为特征；南方动物群以含有拉玛古猿、云南西瓦古猿、纳格里三趾马、古猪兽等为特征。中上新世北方动物称为蓬蒂期三趾马动物群，可分为草原和森林两个生态类型，其间还存在一个混合过渡的类型。晚上新世哺乳动物群在华北的代表性动物有步氏羚羊、贺风三趾马、双叉付鹿、山西包氏轳齿象、艾氏原鼯鼠、安氏中国河狸、大假河狸等；发现于云南元谋的班果古剑齿象等可能是晚上新世南方动物类型的代表。

三、现代自然环境的形成（第四纪的发展过程）

第四纪历时不过 200 万年左右，相对于我国自然环境形成的全部历史只是短暂的瞬间，但在此短暂时期内，西部高原、山地强烈隆起，东部冀辽平

原不断沉降，自西向东地势高差日益扩大，阶梯状地形得以形成，地表水流顺地势东下，大江大河发育成长；气候在总的变冷趋势下多次发生寒暖变化；在大高原地形的影响下季风环流形势强化，东西之间的干湿对比，南北之间的冬温差异增大，使三大自然区由此奠定，自然地带的分异更为复杂；植物界和动物界在复杂的环境条件下进一步发展、演化；特别是高级哺乳动物的进化，终于出现了人类，成为生物发展史和环境形成过程中的飞跃；及至末次冰期的大冰盖从北美和欧洲大陆上消失，全球温度回升，我国现代自然环境的面貌得到奠定，自此以后的环境变化不再是纯粹的“自然”变化，而是在自然演变的背景上加上了深刻的人类活动影响所共同产生的结果，就单纯自然演变而言，变幅不大。

1. 新构造运动和现代地形轮廓的形成

地壳的垂直升降运动与地壳各个板块的水平运动在第四纪时期都十分活跃，称为新构造运动。新构造运动是形成现代地形轮廓的主要动力。晚第三纪以来，地壳垂直升降运动的速度远大于以前的任何一个时期，据估计，古生代时期地壳沉降速率平均 9 毫米 / 千年，中生代平均为 200 毫米 / 千年，新生代为 400 毫米 / 千年，而晚第三纪以来则达到 10 毫米 / 年，比以前时期大三个数量级，在平原沉降区，晚第三纪时形成的夷平面上，往往覆盖着厚层的第四纪沉积物，厚度甚至可达千米。自晚第三纪以来，目前世界大陆的高度，据估计，平均抬升了 500—600 米；新第三纪夷平面在许多上升地区都被抬升到海拔 1000 米以上。

由于太平洋板块和印度板块对欧亚板块的挤压，我国境内广大范围都属于新构造运动活跃地区。新构造运动升降的强烈、形式的多样和地区性差异的存在，造成我国地表形态起伏多变。

块状断裂，阶段性（间歇性、节奏性）抬升、沉降以及水平移动，是我国新构造运动的基本形式。青藏高原是我国新构造运动最强烈的地区，以大幅度整体断块隆起为特色，从而形成气势雄伟的巨大高原。大高原上至今保存着两级夷平面，高夷平面的平均海拔为 5200—5500 米，以山前及山间盆地中的下第三系和中新统地层为此级夷平面的相关沉积；低夷平面即缓和起伏的高原面，平均海拔 4500—5000 米，以盆地中的上新统地层为相关沉积。此两级夷平面的存在，表明大高原的阶段性整体断块上升的特性在第三纪时期即已存在，但当时的上升率并不太大，数千万年内总抬升量不过六七百米，且间歇期很长，因而数度准平原化。进入第四纪以后，高原出现了一个加速抬升过程。喜马拉雅山脉南麓著名的西瓦利克沉积，底部以中新世红色砂页岩为主，上部早更新世沉积转变为以巨厚砾岩为主；阿尔金山—祁连山北麓的沉积物中，上第三系主要是砂泥质碎屑岩，早更新世也就转为厚层粗大砾岩；大高原南、北侧沉积岩相的变化表明了新构造运动的强化过程。源自大高原的雅鲁藏布江河谷，发育了多处裂点，则是高原间歇隆起和迅速隆起的证据。

我国西北部，昆仑山脉山前深大断裂以北，属于山体线形强烈隆起、盆地大面积相对拗陷的新构造运动区。在强烈水平挤压、基底断裂复活的情况下，天山、阿尔泰山、祁连山、昆仑山脉等都形成断块状高山山地，山区内常形成与山体走向一致的继承性断陷盆地与谷地。天山山地 在早更新世的抬

升量估计达到 1500—2500 米，晚更新世至今的抬升量又约达 700—1500 米。伴随着强烈的上升活动也出现了大型的断层水平位移，达到数千米的量级，在各山脉山前地貌和水系结构上反映最为清晰。

大高原以东，大兴安岭、太行山、湘西山地以西的内蒙古高原、黄土高原、四川盆地与云贵高原，都是随周围强烈上升或中等强度构造活动山系的隆起而沿断裂作整体抬升的新构造运动区，各高原盆地之间都有强烈或中等活动强度的山地作为分界，北部如内蒙古高原与黄土高原之间的阴山，南部如黄土高原与四川盆地之间的秦岭山地，第四纪时期的抬升量超过 500—1000 米，各高原内部，由于断裂活动的发育，形成了许多断陷盆地，北方如会宁盆地、西峰盆地、洛川盆地等，堆积了厚层的黄土；渭河地堑、汾河地堑等，在断陷过程中沉积了河湖相砂砾泥沉积组合。南方如元谋、大理盆地等，都曾形成大湖盆，沉积河湖相沉积。形式、幅度不同的新构造活动和所伴生的侵蚀过程和沉积物，决定着各地区现代的地貌特征。

大兴安岭—湘西山地以东的地区，只有台湾山地属于年轻的新构造活动强烈隆起区，长江以南的低山、丘陵区以及东北的长白山地，胶辽鲁西一带的丘陵地区都属于新构造运动轻度或中度抬升的地区。与西部地区抬升相对应，东部新构造活动的特征是存在大面积沉降区，在地貌上表现为广阔的大平原，平原上的现代湖泊和水系的汇聚点往往与强烈沉降活动的中心有成因上的关联。新构造运动剧烈沉降的类型可以华北平原为代表，平原第四系厚度一般达到 300—400 米，其下埋藏着许多由基岩构成的块状断裂盆地和隆起，沧州、霸县、衡水一带古湖泊发育区都是沉降中心，沧州钻孔记录 774 米才遇到奥陶纪灰岩，岩芯大部属河湖陆相沉积，但在 40—245 米之间夹有海相瓣鳃类化石。

苏北平原、松辽平原属于中等下降幅度的地区。苏北第四系厚度一般为 200 米左右；建湖、阜宁一带，西部第四系厚度 50—100 米，向东增厚到 200 米，至黄海海滨可达到 300 米。松辽平原第三系厚度变化很大，下辽河平原沉积最厚的部分厚度可达 300—500 米，其中已发现五个海相层，含有较多的有孔虫化石，标示着曾出现明显的海侵。

位于南、北之间过渡带上的淮河平原，在漫长时期以来是构造上缓慢隆起的地区，地表被夷平为有散在残丘分布的准平原面，地表覆盖的第四系厚度一般只有数米至十数米，属于新构造活动沉降微弱的类型。与此相类似，珠江三角洲平原上第四系覆盖层的厚度一般仅 20—30 米，局部地区可超过 50 米，基岩组成的岛丘历历在目，突露在三角洲平原上，也属于新构造运动沉降微弱的类型。

随着新构造运动对现代地形轮廓的奠定，我国境内长江、黄河等巨大水系的发育也日渐完成。根据早晚各时期第四纪沉积物的性质和分布判断，在早更新时期，江、河及东北现代水系都还未能形成。现代的黄河，当时尚分成四段：最上游一段由源头经古扎陵湖、古鄂陵湖向东流入古若尔盖湖，受阻于积石山而未能与北方水道相通；第二段由拉加寺峡谷向北进入古青海共和湖盆；第三段从刘家峡以下经兰州盆地流入古银川湖；最下游段由河曲向南，穿过一系列小型湖泊进入汾渭湖盆，受阻于中条山地。至中更新时期，积石、三门以及贵德—兰州之间的一连串峡谷先后形成，才完成全河的联结，形成东入黄渤海的大河。

长江河道在早更新世时期也还分隔为数段：上游古金沙江可能曾向南经

元江、红河而入北部湾；从古昔格达湖至宜昌，冲积层发育，是较长的一段古河道，根据沉积物分析，估计第三纪之初已有古河道连结四川盆地和宜昌湖盆；古洞庭湖一带的沉积物存在河、湖相多次旋回，还没有发育成明确的古长江河道，湖口以东，古长江过南京、镇江，然后经古太湖而入海。至中更新世，通过丽江附近虎跳峡的切穿，发生河流袭夺，金沙江才东向成为大江的上游河段；三峡地区在上新世时期已形成剥蚀夷平的准平原面，以后山地虽不断抬升，使这一准平原面至今已抬升到 1500 米左右的高程，但河流的强烈下切却形成雄伟的三峡，使四川盆地始终与下游水系保持连通；古洞庭湖以至皖鄂一带的湖泊，分解、缩小，经流水串连形成大江下游河段，向东经古太湖入海，至晚更新世晚期又向北改道，从崇明方向入海，成为现代的格局。

东北境内在第四纪之初以乾安—长岭一带为中心发育着巨大的淡水湖泊，周围河流如嫩江、第二松花江、西辽河等均注入其中，现今的松花江干流当时也向西倒流入湖，组成向心水系。至中更新世，松辽分水岭隆起，东西辽河相会，形成向南入海的独立水系，松嫩平原与三江平原继续沉降，松花江切穿依兰一带山地向东进入黑龙江，水系结构才全面改观。

我国境内强烈的新构造运动对塑造现代地貌、形成现代水系起了重大作用。我国地震活动带的分布、地震活动的强弱程度以及第四纪的岩浆喷发、火山活动都与新构造运动差异升降断裂带的分布有着密切的关系。

早更新世，升降运动加剧，火山活动频繁。东北境内五大连池碱性玄武岩的喷发始于此时，玄武岩沿小兴安岭南侧断裂带溢出；五大连池本身实际上是玄武岩阻塞河流而形成了堰塞湖，形成时期较晚，18 世纪初期还继续发生过喷发。大兴安岭西侧及老爷岭一带，沿深大断裂继第三纪晚期续有玄武岩喷发。长白山区以白头山为中心喷发玄武岩，其后喷发的粗面岩形成耸立在玄武岩台面上的火山锥，山坡火山灰中所埋藏的松柏科炭化木经 ^{14}C 测年为距今 1120 ± 90 年，表明是唐宋时代的喷发遗迹，火山在 1597, 1688, 1702 年又曾三次喷发。

大同火山群是华北最大的第四纪火山群，火山锥体近 20 座，周围平原上遍布着黑色玄武岩流，喷发可能始于更新世之初，活跃于中更新世，最晚的喷发已延续到晚更新世马兰黄土沉积时期。

华南雷州半岛和海南岛地区的玄武岩喷发也是受基底断裂的控制，除上新世喷发外，第四纪时期的喷发可分为更新世早期、晚期和全新世三期，岩流形成台地，火山锥耸立在台地上。

腾冲火山群是西南最大的火山群，具明显火山口的火山锥达 20 座，岩熔覆盖的总面积达 750 平方公里。火山作南北向分布，在龙川江与大盈江断裂之间，与当地新构造活动带相一致。喷发活动可分为五期，前两期属于上新世时期，喷发物均为玄武岩；后三期分别属于早、晚更新世和全新世，喷发物分别为安山岩、橄榄玄武岩。据地方志记载，该区在明代成化、正德、嘉靖、万历年间都有过喷发活动。

此外，我国东部台湾一带属于西太平洋岛弧区，也是一个火山活动的地区。澎湖列岛在早更新世有大量玄武岩喷发；台湾北部的大屯火山群共有火山 16 座，岩流向北流入海中，至今还有活动，表明火山并未熄灭。台湾东海岸外的岛链，包括龟山岛、火烧岛、兰屿、小兰屿等，都出现过水下火山喷发，龟山岛在清初尚有过喷发的记载。我国西部的青藏高原位于板块间的缝

合带上，新构造运动强烈，分布着多群火山。新疆于田以南昆仑山脉中的卡尔达西火山在 1952 年 5 月 27 日爆发，巨响动地，烟柱冲天，持续数昼夜不息。

板块之间，地壳的增生带和消减带是能量聚集的地区，是全球性的地震活动带；板块内部，出现活动断裂带的部位是地震频发的地区。因而我国的地震活动主要集中在以下地带：

台湾地震带。这是全球环太平洋地震带的一部分。

喜马拉雅地震带。这是地中海—喜马拉雅地震带的一部分。

东经 105° — 103° 左右纵贯我国中部接近南北向的地震带。此带北起贺兰山、六盘山，经天水、武都沿四川盆地西缘向南至云南东南的石屏、建水，全长二千余公里，宽度从数十公里至百余公里不等，包含一系列的大规模断裂带和长条状断陷盆地在内。此带是我国大陆地壳结构的重要分界线，重力场梯度密集，东西两侧地壳厚度突变，历史上的许多次重大破坏性地震都发生在这一地带内，近三百年来如 1654 年甘肃天水 7.5 级地震，1833 年云南嵩明 8 级地震，1850 年四川西昌 7.5 级地震，1879 年甘肃武都 7.5 级地震，1933 年四川迭溪 7.5 级地震，1970 年云南通海 7.7 级地震，1974 年云南昭通 7.1 级地震等。

其他新构造运动活跃、差异升降活动明显的断裂带。西部如青藏高原北部边缘、河西走廊、天山南北侧；东部如太行山麓、燕山山麓、大青山麓、汾渭地堑等地。以上这些地震带的分布位置都与第四纪新构造运动强烈活动带相一致。

2. 现代季风的形成和温带荒漠的扩展

更新世时期我国环境演变的重大事件之一是现代季风环流格局的形成。只有在现代季风形成之后，热量、水分条件的空间分布与季节变化才出现现代面貌，从而决定现代自然地理环境分异的规律。

早在第三纪晚期，从沉积物的判断，我国东部已存在冬干寒、夏暖湿的季节变化。这是欧亚大陆形成后，海陆热力对比形成的季风环流所产生的结果，与现代季风之间还存在着本质上的差异。现代季风只是在青藏高原抬升到一定高度之后才出现的，通过大高原对大气环流的热力和动力作用，使原来的海陆热力对比季风场发生了重大变化。真锅淑郎等人的数值模拟试验证明，对于无山脉模式，即青藏高原不存在时，现今东亚大陆上冬季的西伯利亚高压和夏季南亚的印度低压都不出现，即不存在现代季风；增入高原的影响后，出现与现代季风环流特征相接近的高低压分布形势（图 11）。高原地形对气压场的影响从直观上也是容易理解的：当高原抬升到一定高度后，由于它的屏障作用，使蒙古高原、西伯利亚一带在冬季不容易受到暖平流的影响，冷空气因而有机会积聚，使冷高压得以强盛；夏季，位于大高原之南的印度次大陆受地形屏障少受冷空气影响，热低压因而得以长期保存。

大高原的间歇、加速隆起，与此同时所伴随着的现代季风出现并日益加强的过程，是我国境内第四纪时期环境演变的两大影响因素，深刻地控制和改变着大高原及周围地区的自然面貌，奠定了我国三大自然地理区分异的基础。

据估计，更新世早期高原面平均海拔约达 2000 米，山地高度可能超过 3000 米，现代季风已经形成，而高原此时的高度还不足以阻挡湿润夏季风的向北深入。高原本身及高原周围特别是北部地区，由于现代季风的出现在近地面层打破了行星风系副热带高压的控制，迎来了气候比较湿润的时期。至更新世晚期，情况逆转，当大高原高度超过 3000 米以上，对湿润夏季风起了屏障作用，而愈益强大的西伯利亚冷高压势力范围日渐扩大，干冷气流顺高原东侧而下，极锋得以横扫长江流域时，气候转向干旱发展。

柴达木盆地内从晚第三纪以来出现过两次成盐期：第一成盐期从上新世延续至早更新世初期，成盐高峰在上新世晚期，出现硫酸盐类沉积；第二成盐期开始于晚更新世，延续至现代，干旱程度愈演愈烈，形成巨型石盐矿床和钾盐矿床。同是干旱成盐气候，成因上却根本不同。第一成盐期应是副热带高压控制下的结果，第一成盐期的中断是现代季风建风的标志，第二成盐期只能是现代季风受阻于高原，湿润气流不能深入，气候旱化的结果。

大高原上，在上新世曾有一个湖泊广泛发育的时期，许多地区现代湖泊周围出露上新世湖相地层，分布范围比现今湖泊大数倍至十余倍。地层中所含的微体古生物和水生植物化石表明，当时藏南、藏中的湖泊均属于淡水型。中更新世时期高原上也曾出现过有一个湖泊广泛发育的时期，许多湖泊在此时出现了第四纪最高湖面，当时的湖面积比今日大 3—6 倍，大多湖泊的最高湖岸线都高出现今湖面数十米甚至一、二百米，表明是一个湿润时期。

中更新世时期大高原上发育了第四纪规模最大的冰川。希夏邦马北坡那克多拉河流域的冰川面积比现代冰川面积大十五倍，南坡冰川长度比现代冰川长 40 公里；喜马拉雅山北坡形成宽广的山麓冰川，留下了大面积的冰碛和冰水平原。除了一定的温度条件外，大规模冰川的发育意味着充足的水分供应。

中更新世时期是大高原上流水侵蚀十分活跃的时期，雅鲁藏布江、印度河及横断山脉地区的河流都在此时强烈下切。象泉河在扎达盆地中切穿巨厚的上新世—早更新世的湖河相地层，形成雄伟的峡谷。降水丰富、河水流量巨大是侵蚀切割活跃所必须具备的重要条件。

大高原上，中更新世冰碛物上发育的土壤一般为棕壤或红壤。相应的植被为针阔叶混交林或常绿阔叶林，也都象征着有较丰沛的降水。

中更新世以后，高原湖泊退缩，湖面积缩小，湖水位降低，许多原先的外流湖从而转变成内流湖，许多原先具有统一湖面的大湖分裂成许多小湖，许多原先的淡水湖逐渐向咸水湖或盐湖方向发展。例如，高原上现在的第二大湖色林错，面积为 1640 平方公里，而按最高湖岸线计算，古色林湖的面积可达 10000 平方公里，现在分布在色林错周围的班戈错、鄂错等十几个较小的湖泊当时都是古色林错的一部分。高原南部大湖班公错，现今已成为内陆湖，但西部与协约克河之间的分水垭口，高出现代湖面约 12 米，而最高古湖岸线却高出现代湖面 80 米之多，表明湖水原曾向西流入协约克河，曾是印度河的上源。藏南大内陆湖羊卓雍错，湖水原曾通过曼曲流入雅鲁藏布江，现今此一通道已被洪积扇堵塞，但洪积扇组成的分水垭口高出现代湖面仅约 6.5 米，最高湖成阶地却高出现代湖面三十余米。

中更新世以后，虽然高原高度在增大，高原上温度在降低，然而大高原上的冰川发育规模愈来愈小，这是水汽来源受到阻碍、水分供应不足的缘故。晚更新世高原上发育的土壤中出现钙的富集现象，森林消失，高山草甸、高

山灌丛取得了主要地位。环境的这些演变都是气候趋向于干寒引起的结果。

大高原北侧和东北侧，从新疆、甘肃、宁夏以至内蒙古，范围广大的现代温带干荒漠的形成以及华北地区干旱程度的增强，也是高原隆起和现代季风环流形势的奠定所直接引起的结果。高原本身的屏蔽作用是最重要的原因，它使西南湿润气流难以进入我国西北与华北；西伯利亚冷高压的出现和加强以及一年内对这些地区控制时间的增长也促进了干旱化的程度；此外，当高原达到一定高度时，高原与周围同高度的大气之间由于热力作用将发生“高原季风”现象，在作为热源的高原上空，气流受热上升，至高原外侧，气流下降，北侧下沉气流的位置正在南疆—甘—宁一带，产生的效应与哈德莱环流在副热带高压下沉部分相似，导致我国大面积出现温带荒漠，纬度位置已高达 40°N 以下。

新疆、甘肃、宁夏、内蒙古境内的干荒漠中，普遍存在目前已经干涸的古水道网遗迹，大面积的遗迹都属于中更新世或早更新世时期。罗布泊周围大面积分布着早、中更新世的湖泊沉积物；准噶尔盆地中，第四纪初、中时期的湖相沉积分布尤为广泛，许多现代湖泊周围存在中更新世高阶地，玛纳斯湖面现代水位为海拔 257 米，古湖面高度超过 320 米，当时它曾与现在直线距离相距 200 公里以上的艾比湖联成一个统一的大湖；内蒙古以至蒙古人民共和国境内，缩小或消失了的中更新世的湖泊残迹也是广泛存在，事实上，东起呼伦池、贝尔池，经过达赉诺尔、岱海、黄旗海以至居延海，在这一宽广地区内所见到的许多现代湖泊，都只是面积广阔得多的许多古湖泊的残遗，许多现代内流湖泊，在过去水源充沛时都曾是外流湖泊。

跟青藏高原一样，甘、新一带山地冰川的发育也是以中更新世为最盛，汗腾格里山汇的中更新世冰川曾冲出山口进入盆地、平原，具有山麓冰川的性质，以后山体虽继续升高，冰川规模却以日见缩小为总趋势了。

中国温带荒漠形成的历史并不太长，荒漠化的过程实际上是中更新世以后才开始的，是现代季风环流形势形成以后的产物。至于华北地区干旱程度的加强过程，一是可以从上新世时期和更新世早期的许多古湖泊的消失得到证明；更为经常引用的证据则是从早更新世、中更新世以及到晚更新世，在干寒条件下形成的黄土物质的分布范围逐步扩大，终至在长江中下游越过北纬 30° 线，象征着干寒冬季风势力的日趋增强、极锋所及范围扩大，以及黄土中所发育的古土壤剖面及所含化石的性质愈来愈表现出干旱的特征。

3. 寒冷期与温暖期的交替

青藏大高原的隆起以及现代季风的形成相对于全球而言都是中国自然环境演化方面的区域性特征；在这些区域性特征的影响下，中国自然环境的发展具有独特的个性。然而区域特征始终没有掩盖了世界性变化，第四纪时期中国环境的发展始终是在全球性演变规律的背景下进行的。

除了新构造运动强烈，地壳的水平运动和垂直升降运动都强烈进行，从而影响着全球，环境的演变以外，第四纪时期全球性环境演变的另一最重要特征是气候的剧烈变化。随着“新生代衰退”，全球气温降低，渐新世末期南极大陆已出现冰盖，至中新世中期冰盖进一步扩展；上新世晚期北极及北大西洋地区发育了冰川，终于全球进入第四纪冰期。在第四纪期间，随着气候的寒暖变化，出现冰期与间冰期的交替，至少在近 50 万年来，约以 10 万

年为一个冷—暖周期是明显的，整个自然界的面貌因而也发生相应的周期性震荡，我国境内也不例外。根据沉积地层中动植物化石、包括植物孢粉和微体动物化石的研究，黄土沉积物质的性质及其中埋藏的古土壤的研究，西部山地冰川沉积物的研究，干寒地区冰楔、冻卷泥等冰缘现象的研究，都表明，我国不论东部低平地区或西部山地高原区，在第四纪时期都存在着冷、暖交替的发展过程，与世界性的冷-暖周期可以对比。温暖期全国的多年平均温度约略与现代相近而稍暖；寒冷期全国的多年平均温度都要比现代温度低得多，但冬季降温的幅度相差很大，高纬地区降温大，西北、东北地区年平均温度都比现代降低 10—12 以上；低纬地区降温小，华南可能降温不到 5 ；西南地区和青藏高原由于地形阻挡不受北方强冷空气影响，降温幅度小于东部同纬度地区。在冷暖变化的同时，伴随着降水量的变化。由于冷季都是西伯利亚高压强盛、冬季风控制时间长的时期，同时属于干旱气候时期，降水量减少；暖季是冬季风退缩、夏季风势力增强的时期，属于湿润多雨的时期。

以变化最为明显、研究工作比较多也比较详细的华北地区为例，根据孢粉恢复植被，根据植被演替推测第四纪时期的冷暖、干湿变化，得到结果如表 1 所示。

表 1 华北地区第四纪环境演变序列

时代	气候	植被	华北气候期
全新世	温和较湿润为主	森林草原为主	辽南暖期
晚更新世	湿冷 干冷 湿冷	暗针叶林 草原性植被 暗针叶林	北京冷期
	温暖湿润 (推测)	?	Z 暖期
	湿冷 干冷 ?	暗针叶林 草原性植被 ?	Y 暖期
中更新世	温和湿润 温暖湿润 温和湿润	针阔叶混交林 阔叶林 针阔叶混交林	周口店暖期
	冷(推测)		X 冷期
	温和湿润	针阔叶混交林	W 暖期
		?	
早更新世	湿冷	暗针叶林	V 冷期
	温和湿润 温暖湿润 温和湿润	针阔叶混交林 阔叶林 针阔叶混交林	张家坡暖期
	湿冷	暗针叶林	南沟冷期
	干冷	草原性植被	
	湿冷	暗针叶林	

按照以上的演替序列，冷期与暖期分别对应干旱期和湿润期，但在从冷期转向暖期或从暖期转向冷期时，存在一个过渡阶段，此阶段内，水分和热量的组合在植被方面表现出冷湿的性质。

东北松嫩平原根据更新世沉积层的孢粉分析所复原的植物演替过程推测气候变化，得到的结果与华北大体可以对比，冷与干、温与湿的对应关系是明确的，但也存在两者之间的过渡阶段，如表 2 所示。

华中地区，长江三角洲上海地区 281 米深的钻孔岩心孢粉分析表明，冷杉、落叶松、云杉等代表寒冷气候的植物曾出现在地下 40 米—地下 72 米、地下 116 米—地下 133 米、地下 252 米—地下 257 米三段沉积物中，寒暖交替是明显的。但洞庭盆地的钻孔岩心孢粉分析成果表明，气候的波动虽仍是明显的，变化已不如北方强烈，频率与幅度都显著减低（表 3）。

至华南地区，温度变幅更小，孢粉组合所反映的主要是干湿程度的变化：湿润时期生长的是热带、亚热带森林植被，干旱时期生长的是热带、亚热带稀树草原植被。与世界低纬度地区相应，气候的波动以“雨期”与“间雨期”交替为主要特征。

表 2 东北地区环境演变序列

时代	孢粉组合	植被	气候
晚更新世	蒿—藜—禾本科	蒿类禾草草原	干冷
	松—桦—蒿	松桦林草原	温凉半湿润
	松—云杉—卷柏—阴地蕨	暗针叶林草原	冷湿
	蒿—藜—水龙骨	蒿类草原	干冷
中更新世	松—桦—柳—禾草类	阔叶疏林+草原	温和半湿润
	松—云杉—藜—禾草类	暗针叶林+草原	冷湿
	松—桦—榆—菊	阔叶疏林草甸草原	温和半湿润
	麻黄—柳—藜	北部桦林草原 南部草原	干冷
早更新世	云杉—柳—蓼—杂草	阔叶疏林草原	温和半湿润
	桦—蒿—禾草类	桦林草原	温凉半干旱
	蒿—菊—藜	疏林草原	寒冷干旱

表 3 华中地区第四纪环境演变序列

时代	植 被	气候
晚更新世	针叶落叶、阔叶林带	温
	落叶阔叶、常绿阔叶林带	温热
中更新世	含常绿阔叶树的落叶林带	暖
	含栎属落叶树的针叶林带	寒温
早更新世	针叶落叶、阔叶林带	温
	含针叶树的落叶阔叶、常绿阔叶林带	温热

动物界哺乳动物群在第四纪时期的变化，除了反映本身的进化以外，也反映了气候的冷暖、干湿波动。

早更新世北方动物群以河北阳原泥河湾动物群为代表，或称长鼻三趾马—真马动物群，因为长鼻三趾马与真马属出现在同一层位中。其特点为：出现大量第四纪特有种，如三门马、步氏大角鹿、纳玛象、板齿犀等，但仍保有若干第三纪残留成分如长鼻三趾马、剑齿虎等。现生种只占 8%，灭绝种超过 90%，灭绝属占三分之一。古地磁年代测定，化石层位底部超过 300 万年，顶部距今 152—160 万年。

中更新世北京周口店动物群的特点为：第三纪残留分子只有剑齿虎，更新世特有种更为增多，如三门马、肿骨鹿、梅氏犀、居氏大河狸等，现生种属如狼、狐、猢狲、骆驼、转角羚羊等均已出现，含有中国猿人的骨骼和文化遗迹。而这一动物群又称为中国猿人-肿骨鹿动物群。十七个层的洞穴沉积，厚约 50 米，顶部年代约为距今 23 万年，含猿人头骨化石的第 9 层约距今 46 万年，第 14 层至第 15 层为距今 70—80 万年。沉积层中共获得化石一百余种，其中哺乳类 97 种，绝灭种占 63.7%，绝灭属只占 10.94%。从下至上，哺乳动物化石组成的变化表明了中更新世时期气候的波动：第 11、10 层以草原动物为主，第 9 至第 5 层转变为喜暖温森林动物为主，至第 4 层啮齿类增多又转变为以草原动物为主。

晚更新世动物群研究比较详细的自老至新有：丁村动物群，距今约 10 万年；许家窑动物群，距今约 6 万年；萨拉乌苏动物群，距今约 4—5 万年；峙峪动物群， ^{14}C 年龄测定距今 28135 ± 1330 年；山顶洞动物群， ^{14}C 年龄测定距今 18865 ± 420 年；札赉诺尔动物群， ^{14}C 年龄测定距今 11460 ± 230 年等。

丁村动物群中已不见第三纪残遗种，但现代已灭绝的种占 58.4%。象类化石的丰富及种类的繁多，包括德永象、纳玛象、印度象等，足以说明当时气候比较湿热，属于水源丰富的针阔叶混交林环境。对鱼类化石和厚壳蚌的研究表明，有一部分种类现代生活在长江流域一带远较当地为湿热的环境中。

许家窑动物群中有蹄类占 70% 之多，应已转变为存在大面积灌丛、草原的环境，气候转向干冷。

萨拉乌苏动物群中，啮齿类、有蹄类占 80%，几乎都属干旱、半干旱种，但也含有纳玛象、王氏水牛、野猪、虎等栖息于森林与灌丛环境的种类，气候可能稍为转暖。

峙峪动物群中，有蹄类占 70%，普氏野马、蒙古野驴、普氏羚羊和鹅喉羚等都是干旱半干旱草原环境中的典型动物。普氏野马现在分布在内蒙古西部甘肃西北部与新疆相邻近的地区，按现代环境推论，当时峙峪的气候较现代干寒。

周口店山顶洞动物群由 42 个种的哺乳动物组成，其中 12% 已灭绝。山地森林型的食肉类动物在动物群中占主要地位，其中包括属于热带、亚热带的南方动物如果子狸、猎豹等。但也存在若干种耐旱的草原啮齿类如鼯鼠、达呼鼠兔等，因而认为周口店以西山地有森林分布，以东平原属草原性质，气候已显著转暖，气温可能相近或略高于现代。

札赉诺尔动物群表征寒冷气候环境，典型代表是猛犸象与披毛犀，因而称为猛犸象-披毛犀动物群，此外还有驼鹿、东北狍等喜冷成分。晚更新世的寒冷气候时期，此动物群活跃于西伯利亚、我国东北境内，披毛犀在我国的分布向南甚至达到北纬 $38^{\circ} 55'$ ，但随着气候的转暖披毛犀与猛犸象均迅速趋于绝灭。

自丁村动物群出现以来的更新世最后 10 万年期间,我国北方动物群的变化充分说明了气候大体以 10 万年为周期的冷暖、干湿变化,而且还表明了 10 万年的长尺度周期内还存在时间尺度较短的波动。

4. 冰川消长与黄土沉积

冰川的发育和消长、黄土的沉积,都是第四纪时期环境演变过程中出现的特殊事件。它们本身是特定环境条件下的产物,同时又成为当时和以后自然环境的组成成分,记录了第四纪环境发展的过程、特别是冷暖干湿的变化。第四纪气候变迁的过程最初就是根据冰川的进退消长划分时期的,彭克与布吕克纳本世纪初在阿尔卑斯山地所做的工作为第四纪“冰期”、“间冰期”的划分提供了基础,近年来对黄土沉积以及对深海沉积研究所取得的重大成果,又使他们所做的工作得到了修正和极大的充实、发展。

第四纪冰期最盛时期,北美的大冰盖向南伸展到纽约附近,在中部平原甚至接近北纬 38° 的位置;北欧的大冰盖在英格兰逼近伦敦,在大陆上达到柏林、华沙附近。

东亚、中国境内没有出现过大冰盖,即使是在冰川最发达的中更新世时期,在青藏大高原上也没有形成过统一的大冰盖。这是季风环流形势下,冬季虽低温却干旱,水分供应不足,不利于冰雪积累;夏季虽多雨却高温,有利于冰雪消融的结果。但在强烈新构造运动影响下形成的许多高山山地上,山谷冰川得到广泛的发育,东部如台湾的玉山、陕西秦岭主峰太白山,都曾受冰川作用的影响,西北的阿尔泰、天山、昆仑、祁连,西南青藏高原上的许多山地以及南缘的喜马拉雅山脉,不仅古冰川多次推进甚至直达山麓地带,许多山地的高山冰川在整个第四纪从未消失,所见的现代山谷冰川或冰斗冰川实际上只是古冰川的残迹。

对我国第四纪冰川进退和冰期、间冰期划分的研究工作得到的结论是:我国境内的全过程与世界性背景大体相应。但至今也还存在许多疑难之点有待进一步解决。

我国东部除了少数接近或超过 4000 米的高山山峰得到确认曾发育过第四纪冰川外,其他地点是否曾发育过冰川存在不同的意见,持肯定态度的最极端的意见认为冰川曾在中国东部普遍发育,北起大兴安岭,包括北京西山、长江沿岸的九华山、庐山以至两广境内纬度已接近北回归线的若干低山在第四纪期间都曾多次发生冰川,其中庐山的三次冰期和间冰期加上云南点苍山所见的第四次冰期:鄱阳冰期、鄱阳—大姑间冰期、大姑冰期、大姑—庐山间冰期、庐山冰期、庐山—大理间冰期和大理冰期正与彭克所建立的四次阿尔卑斯冰期、间冰期相对应。

持否定态度的另一种极端意见认为中国东部在季风环流、地势较低的情况下,不具备发育冰川的条件,分布在鄱阳湖滨牯塘一带作为鄱阳冰期冰川发育证据的绛红色泥砾,分布在庐山山麓作为大姑冰期冰川发育证据的含白色条带的赭色泥砾以及分布在庐山山顶谷地中作为庐山冰期冰川发育证据的褐黄色泥砾,都是非冰川成因的假冰碛;庐山、西山等地所见的其他“冰蚀”痕迹也都属于非冰川成因。由于冬季干燥程度随西伯利亚冷高压的加强而加强,在严寒时期中国华北北部和东北境内属于“冰缘”环境,可以划分出若干次“冰缘期”而不是“冰期”;对整个中国东部而言,则是可以划分若干

次“寒冷期”与“温暖期”，而不适于采用“冰期”、“间冰期”的名词。

西部高山冰川研究中存在的问题是各地古冰川大规模推进的冰期与消融间冰期的次数及对比问题。根据冰碛物确定存在多次冰期和间冰期，但有些山地发现的是三次冰期，有些山地发现的是四次冰期。除了研究深度方面的问题外，由于都是山地冰川，各地差异很大的新构造运动强度也有可能引起冰期次数判断方面的混乱与困难，例如，当新构造运动的抬升强度恰好抵消某一间冰期间的增温过程时，前一冰期与第二次冰期可能合而为一，难以分开；又例如，由于我国西北地区的干燥程度在逐渐增强，雪线在相应升高，新构造运动的抬升强度如不足以抵消所增大的干燥程度，山地高度有某个时期够不上雪线的高度，缺少一次冰期也是完全合理的。我国西部的山地冰川除青藏高原东南部、喜马拉雅山脉南坡属于海洋型冰川外，大面积都属于大陆型冰川，大陆型冰川的雪线高、冰层温度低，现代雪线附近的气温一般都在-13—-15 左右。对大陆型冰川来说，发育冰川所必要的温度条件是足够的，冰川是否推进或萎缩已不取决于温度的升降，而取决于降水量的情况，山地降水的地区差异极大，各山地之间也可以因而发生冰川发育方面的差别。

与全球研究水平相应，根据冰川进退从而重建第四纪气候变化过程的工作，以晚更新世时期最为细致、比较确切。喜马拉雅山脉珠穆朗玛峰北坡、天山山脉汗腾格里峰、祁连山冷龙岭冰期、间冰期的对比如表 4。

表 4 中国西部山地第四纪冰川序列

	珠穆朗玛峰北坡	汗腾格里山	冷龙岭
全新世	绒布德寺小冰期 亚里高温期	土格别里齐小冰期	小冰期
晚更新世	珠穆朗玛冰期 (绒布寺冰阶) 间冰阶 珠穆朗玛冰期 (基龙寺冰阶)	破城子冰阶 间冰阶 克孜布拉克冰阶	三叉口冰阶 间冰阶 东沟冰阶
中更新世	加布拉间冰期 聂聂雄拉冰期	间冰期 煤矿冰期	间冰期 斜河冰期
早更新世	帕里间冰期 希夏邦马冰期	间冰期 阿合布隆冰期	

其中，晚更新世的冰期各地均可划分为两个冰阶及其间的一个间冰阶，与根据孢粉分析、深海沉积物分析等得到的全球性结果是一致的，与我国东部近十万年来的气候波动也是一致的。黄土沉积与冰川发育有着密切关系，它们都是第四纪时期寒冷气候阶段的产物。欧洲、北美大陆的黄土，沉积在大陆冰盖的外缘，黄土物质直接来自冰碛和冰水沉积物；中国黄土的主体部分分布在温带荒漠带以东稍偏南，大体与荒漠带处在相接近的纬度范围内，荒漠中的风化物是黄土物质的直接来源。

Kukla 研究捷克境内 Brno 附近的黄土剖面，根据黄土物质及其中的生物化石以及多层古土壤所提供的信息，建立了中欧气候脉动的序列，认为一次冰期旋回历时约为 10 万年，冰期结束后，寒荒漠迅速发展为草原以至温带落

叶林，进入间冰期，间冰期历时短暂。其后，又提出了在最近 170 万年以来共发生过 17 次冰期旋回的结论。Kukla 的结论和深海沉积物氧同位素分析所得的结论是一致的。近年来对我国黄土的研究以恢复古环境演变过程的工作取得很大进展，得到的结果与上述结论也是一致的。

在我国，黄土的分布面积达 44 万平方公里。在黄河中游，厚层黄土连续覆盖的面积约达 27.3 万平方公里，沉积厚度达到 100—200 米，构成全球仅见的巨大黄土高原。广泛、深厚、240 万年来基本上连续沉积的黄土层内，包含着极其丰富的我国第四纪环境演变的信息。

我国黄土高原的黄土地层自下而上可划分为三组：

下更新统黄土为稍带红色的土状堆积层，其中含多层古土壤或风化层以及钙质结核层，并见一层砂质黄土层。个别地点在剖面底部常有 1—2 米的混合层，特点为黄土与晚上新世红粘土成分相混杂，表明堆积初期曾遭受过流水作用。剖面中含有长鼻三趾马等哺乳类化石，属于泥河湾动物群的成分，啮齿类较少。标准地点在山西午城镇，因而称午城黄土。多出露在黄河中游的泾河和洛河流域南部以及山西西南部。

中更新统黄土是高原黄土层的主体，其间发育有 13—14 层古土壤，古土壤层厚度较大，相互间隔也较大。其中第 5 层古土壤发育最佳，厚度最大，常可达 4—6 米，往往由 2—3 层古土壤叠复组成，颜色最红。以这一古土壤层为标志，可将中更新统黄土分为上下两部分：上部厚约 25—30 米，各层古土壤颜色较深，淋溶和钙质结核清楚；下部厚度变化于 40—50 米之间。含多层古土壤和两层砂质黄土。下部黄土呈棕黄色，颜色较上部为深，但所含古土壤层的颜色普遍较上部的古土壤层为淡。所含哺乳动物化石有蓝田猿人动物群及周口店动物群的成分，上部有较多的方氏鼯鼠化石，下部含多种鼯鼠化石及肿骨鹿等化石。标准地点在山西离石县，因而称离石黄土。分布范围比午城黄土大，向东可见于太行山东麓以及山东泰山与鲁山北侧，向南可达秦岭，向北直达长城附近。

晚更新统黄土厚度较薄，一般不超过 10 米，岩性与离石黄土的上部层相近，为淡灰黄色的粉砂土，可见 1—2 层黑垆土型的古土壤层。含方氏鼯鼠等啮齿类化石以及较多的鸵鸟蛋及碎片。因见于北京西山斋堂一带马兰阶地上，而称为马兰黄土。马兰黄土的分布范围进一步扩大，西起塔里木盆地西缘，东至山东半岛等地都有分布。

从大尺度总体来看，由于黄土沉积是干寒气候下的产物，中更新世的黄土分布面积比早更新世大，晚更新世又比中更新世大的现象，表明第四纪期间我国北方存在向干、寒气候发展的趋向。黄土本身岩性的变化，所含哺乳类化石以及孢粉的变化都证明这一趋势的无可怀疑。洛川碾子沟黄土孢粉分析结果，午城黄土、离石黄土下部，木本花粉高于草本花粉，前者占孢粉总量的 66.6—73%，后者为 19—24%；离石黄土上部，木本、草本花粉接近，木本占 49.3%，草本占 45.3%；至马兰黄土情况逆转，木本只占 20.6%，草本却上升至 63.4%，表明草原化作用愈来愈强。

黄土剖面中所蕴藏的信息可以对时间尺度更短的环境演变事件作出更为细致的推断。剖面中的古土壤指示着较为暖湿的间冰期的来临，而古土壤本身又包括了褐土系列的五种类型：黑垆土、碳酸盐褐土、褐土、淋溶褐土和棕褐土，每个类型分别表征着暖湿程度不同的温度水分条件和植被类型。与古土壤相反，砂质黄土的沉积时期风力较强，有可能标示着比一般黄土沉积

时期更为干冷的气候。

钙结核层是土壤发育过程中的产物。钙质的淋溶和淀积都只是在一定的水热条件下才可能进行。午城黄土中的多层坚硬钙结核层也是可用于古气候复原的标志。黄土中碳酸钙含量的多少具有与此性质相同的意义。

黄土孢粉分析是比较困难的工作，但从 60 年代以来已取得不少进展，对于恢复我国黄土沉积过程中当地的植被情况起了重要的作用。洛川黄土孢粉分析的结果共划分为六个孢粉带：

带 表层至 30 米，现代至距今 41 万年。所含孢粉为现今当地习见的落叶阔叶林、草甸、草原成分。此外并有三粒属于暖温带南部或亚热带成分的枫香树属花粉。

带 30—56 米，距今 41—92 万年，离石黄土段，孢粉稀少。

带 56—75 米，距今 92—105 万年，离石黄土段。含孢粉较多，均当地现今常见的落叶阔叶林、草甸、草原成分。见亚热带成分的山矾属花粉 1 粒。

带 75—92 米，距今 105—149 万年，孢粉稀少。

带 92—122 米，距今 148—210 万年，午城黄土段。整个剖面中的孢粉富集带。除当地现今常见的落叶阔叶林、草甸、草原成分外，并见当地现今所没有的亚热带成分：山毛榉属、山核桃属、山矾属、里白属等。

带 122—130 米，距今 210—240 万年，午城黄土段。含孢粉稀少。除当地现今常见的暖温带落叶阔叶林、草甸、草原成分外，见亚热带成分的山毛榉属花粉 2 粒。

以上孢粉分析的结果表明，午城黄土沉积时黄土高原曾出现较现今湿热的接近亚热带的环境条件，以后寒暖交替的演变过程中曾多次出现相于现今环境的水热条件。

陆生腹足类蜗牛，一般对温度、湿度条件的变化比较敏感。蜗牛的迁移能力差，因而化石埋藏地点往往就是它的生活、死亡地点。黄土中的蜗牛化石大多为现生种，易于与现生蜗牛的地理分布、栖息环境作对比，从而恢复所在地层层位时期的生态环境。由于具备上述优点，黄土剖面中蜗牛化石的研究成为恢复古气候、古环境的重要手段。我国黄土类地层中迄今已发现的蜗牛化石共 7 科 14 属 35 种。对洛川剖面中蜗牛化石的研究，中、晚更新世蜗牛化石可分为两个组合：

华蜗牛—虹蛹螺属组合，具耐干旱、寒冷气候的生态特征，能适应大陆性气候环境。主要出现在风化成土作用微弱的厚层黄土层中，反映干冷荒漠草原或草原环境。华蜗牛属的现生种分布南界基本不超过黄河流域，向西北可见于内蒙古、新疆等地。

间齿螺—圆口螺属组合，一般喜栖息于温暖潮湿环境中。主要出现在褐土型古土壤层的顶部，从而表明褐土型土壤发育在较温湿的森林草原或森林环境中。间齿螺属现生种的分布范围向北见于内蒙古、陕西黄土高原，但不见于新疆、青海；向南可达江苏、湖南一带，但也不见于两广一带。

此外， FeO / Fe_2O_3 比值、磁化率的高低以及粒度组成，都代表着风化程度的强弱，也都是气候情况的间接指标。

黄土剖面中，各个黄土与古土壤层可视为独立的地层学单位，各层的岩性、各项指标和所含生物化石的特征是说明该时期环境条件的依据。70 年代以来，由于黄土地层年代测定方面的进展，我国黄土演化的序列得以与深海

沉积氧同位素气候曲线进行对比, 提供了我国更新世气候演变、环境演变事件比较完整的序列。

根据黄土—古土壤系列各项标志与指标, 洛川黄土在 240 万年来至少记录了 11 个干冷气候期和 11 个温湿气候期, 干冷期发生粉尘堆积, 温湿期生物过程旺盛、发育土壤。它们共构成 10 个由温湿转向干冷的气候旋回 (A_1 — A_{10}) 以及最早的干冷期 (A_{11}) 和现代的温湿期 (A_0) 两个“半旋回”(图 12)。距今约 240 万年的午城黄土底层, 标志着粉尘堆积的开始, 气候开始转向干冷。在松山倒转极性时期, 以发育较为密集的古土壤组合与厚层黄土相交替为特征, 记录了 5 个干冷期 (W_{L1} , W_{L2} , W_{L3} , L_{15} , L_9) 和 4 个温湿期 (W_{S1} , W_{S2} , W_{S3} , S_{14} — S_9)。温湿期历时较长, 其间存在多次干冷气候波动, 以薄层黄土与厚层古土壤交替为特征; 寒冷期历时较短, 其间也存在多次暖湿气候波动, 以多层钙结核的形成为标志。其中, 距今约 187—167 万年的古土壤组合 (W_{S2}) 记录了一个明显的气候适宜期; 距今约 115 万年的下砂质黄土层 (L_{25}) 和距今约 80 万年的上砂质黄土层 (L_9), 分别记录了两次荒漠草原-草原环境性质的干寒气候。

进入布容正极性时期后, 粉尘堆积所代表的干冷时期与古土壤所代表的温湿时期的交替节律比较鲜明。其中距今约 50 万年由三层古土壤复合组成的 S_5 古土壤层反映了一个气候最适宜时期, 可以与周口店洞穴沉积中含北京猿人化石的层位相对比。

晚更新世马兰黄土 (L_1) 可划分为上部粗粒层、中部细粒层和下部粗粒层。中部细粒层的碳酸钙含量较低, 且含有若干桦、榆等落叶阔叶树花粉, 与上、下粗粒层对比, 代表气候较为温和、水分条件也较有好转。因而黄土—古土壤序列中最近 14 万年来的 S_1 — L_1 — S_0 事件与最后间冰期—最后冰期 (分为早冰阶—间冰阶—晚冰阶)—现代温暖期相符。

根据黄土堆积量估算, 黄土高原在更新世时期的黄土沉积率平均为 9.30 克 / (平方厘米 · 千年)。黄土高原是我国水土流失严重地区, 据估计目前每年从高原输入黄河的泥沙量约为 16 亿吨。若平均分配, 黄土高原的侵蚀率将达到 363.08 克 / (平方厘米 · 千年), 为沉积率的 39 倍。若以这一侵蚀率计算, 即使现代仍有继续沉积, 不足 6 万年的时间内所有 240 万年期间堆积的黄土将全被蚀净。此类估算都难以精确, 但足以说明, 现代的强烈侵蚀是在人类活动影响下造成的。如若在不受人影响下的自然侵蚀也达到这一强度, 在每一次干冷的粉尘堆积期之后继之而来的、气候条件与现代十分相近的暖湿期间, 前一时期的沉积物将全部蚀尽, 根本不可能产生如现在所见的深厚黄土层。

5. 海进与海退

第四纪时期环境演变的重大事件之一是海平面变化。第四纪多次海面上升, 曾使我国东部平原大面积陆地多次沦陷海底; 多次海面下降, 下降幅度最大时曾使整个黄渤海、东海除东部海沟以外的绝大部分以及南海相当大的部分出露为陆地。

存在于现代陆地上的古海相沉积物、海生生物化石, 是判断和恢复第四

纪古高海面的依据。保存在现代海面以下的陆相沉积、陆相生物化石和地貌型态，是判断和恢复低海面的依据。近一二十年来的研究工作表明，我国第四纪海面升降变化的主要波动是与全球性海面波动一致的，全球性冰期-间冰期气候波动是导致全球也是导致我国海面升降的主要因子。寒冷时期大陆冰川发展，大量淡水停留冰结在陆地冰川中，海面下降；气候转暖，冰川溶解，海面升高。新构造运动对海面升降可以发生区域性的影响，因而根据迄今所知的研究成果，我国海面升降过程与气候波动在整个第四纪期间也并不完全一一对应。但其中也可能存在着研究程度等多方面的问题，有待今后进一步的探讨。

据研究，第四纪最后冰期最盛时期，海面低于现代海面约 130 米；上一间冰期的海平面最高点，高出现代海面约 10 米；同一时期我国海平面升降的幅度与此大致相同。最后冰期最盛期，陆地上的冰川体积估计为 7697 万立方公里；现在陆地上的冰川体积为 2625 万立方公里，即一万数千年来已消融了 5072 万立方公里，这就是导致海面上升 130 米的原因。如现有的冰川全部溶化，海水厚度约将增加 65 米，减去因负荷增大导致洋底沉降的数值，海面将比现代升高 43 米，世界上许多沿海大城市包括我国的上海、天津、广州等，将尽没于海底。

根据现有资料，我国第四纪最早的一次海侵可能发生在距今 226 万年前，在北京平原顺义县地面以下 428.6 米的沉积层中发现透明虫——抱球虫类有孔虫化石，因而称为“北京海侵”。北京海侵可能越过了现代是北京西山而达到了桑干河流域。延庆盆地地面以下 580 米的沉积层中发现广盐性秋田九字虫，蔚县盆地地面以下 104.55—111.55 米含有以山西九字虫为主的有孔虫化石，年代大致属于 230—238 万年前，应同属于同一海侵时期。延庆盆地、蔚县盆地现在都位于海拔 500 米以上，早更新世海侵时期应有完全不同于现代的地表形势。

在北京海侵之前，还存在一次范围更广的海侵，向西直达汾渭盆地。汾河地堑运城盆地埋深 450 米、渭河地堑西部长安埋深 771 米、东部华县埋深 1840—2021 米均发现有孔虫化石，其下 200 米即出现含三趾马化石层，因而海侵时代有可能属于早更新世早期，也有可能属于上新世晚期，称为“永乐店海侵”。

北京海侵之后，河北平原东部第四纪至少还发生过七次海侵，按时间顺序为：

沧东海侵 海相层埋深 3—8 米或 8—15 米，下伏陆相层 ^{14}C 年代距今 5030 ± 15 年，已属于全新世时期。

献县海侵 海相层埋深 15—36 米，或可达 40 米。下伏陆相泥炭层 ^{14}C 年代距今 10300 ± 190 年。此次海侵也属于全新世。

沧西海侵 海相层埋深 40—76 米，底部 ^{14}C 年代超出 35000 年。

白洋淀海侵 海相层埋深在黄骅地区为 44—64 米，按古地磁推断为距今 10—11 万年左右。

青县海侵 海相层埋深 70—107 米，早于 11 万年。

黄骅海侵 海相层埋深在坳陷单元和隆起单元分别为 130—176.7 米和 204—244 米，出现在布容正极性世之初，距今约 70 万年。海侵范围较小，限于渤海湾沿岸地带。

兴海海侵 海相层埋深分别为 185—244.5 米和 271.6—334.5 米，发生

在布容世与哈拉米洛事件之间，距今 70—100 万年。规模较小。

渤海海侵 海相层埋深分别为 270—290 米和 336 米。海侵范围较大，北京东南地下 265—287 米见小海兴介、小黑海介等化石，延庆地下 85—100 米也发现有孔虫化石。时代晚于吉萨尔事件（160 万年）。

北京海侵 规模最大。230—238 万年前。

东北辽河下游平原、苏北平原、长江三角洲及杭嘉湖平原等地的第四纪地层中都分别见多层海相层，标志着多次海侵事件。

每两次海进之间都应存在相应的海退。

黄海海底岩心分析表明，在水深 70 米和水深 50 米附近存在厚度从 1 厘米至 50 厘米不等的块状分布沼泽泥炭层， ^{14}C 及古地磁年代测定分别属于距今 12400 年、 > 36000 （42000）年及 70000 年，可称为上泥炭层、中泥炭层与下泥炭层，所含孢粉均以莎草科为主，上、中泥炭层属滨海沉积相，下泥炭层属淡水沼泽沉积。

黄海海底也发现三层贝壳、钙质结核、砾石、砂、泥等组成贝壳钙质结核层。下贝壳层位于下、中泥炭层之间，主要由强烈风化的贝壳碎片组成，古地磁测定形成时间约距今 60000 年，其中含大量有孔虫；介形虫化石，所含花粉，草本以藜科与蒿属为主，木本包括松属、榆属、栎属等，表明气候温暖。中贝壳钙质结核层位于中泥炭层之上，含长牡蛎、蓝蛤等的贝壳及多种有孔虫，木本花粉含量增高，可达 15—30%，包括松属、栎属、柳属等，气候较下贝壳层形成时期为暖。上贝壳钙质结核层埋深 40—60 厘米或直接裸露于海底，有孔虫数量少，种属单调，孢粉中含木本阔叶树花粉， ^{14}C 年代为距今约 10000 年，已属于冰后期。

三层贝壳钙结核层和三层泥炭层的交替表明黄海自 70000 年以来曾三次成陆、三次重受海水淹覆。

我国东部平原上第四纪海相层中的孢粉分析表明，海相层沉积时附近陆上的植被都在一定程度上反映了相对比较暖和的气候环境，海侵多同转暖联系在一起。海面升降变化与冰期—间冰期冷暖变化之间的对比关系，特别是近 12 万年最后冰期以来的对应是良好的（图 13）。青县海侵不早于距今 128100 年，白洋淀海侵不早于距今 11 万前，对应于最后冰期之前的间冰期，多次波动与深海沉积氧同位素曲线的变化相应；以后进入最后冰期的早冰阶，海面降低到现代海面以下 110 米的深度，相当于黄海海底的下泥炭层，在此期间存在若干次小波动，在海侵方面也有所反映；沧西海侵反映了最后冰期中的间冰阶；继之而来的海退使海平面降低到 -150 米，相当于最后冰期的晚冰阶；献县海侵则已对应于冰后期的转暖。

根据研究比较清楚、资料较丰富的最后冰期晚冰阶海面进退的情况，可以计算出具有参考价值的我国海面升降速率。

距今 25000 年前的最后冰期晚冰阶，我国东部海面开始下降，下降过程中曾出现间歇停顿，在东海大陆架上形成四条贝壳堤，现在分别在 -112 米、-136 米、-141 米和 -155 米的深度，均已取得 ^{14}C 年代数据。按照埋藏深度推算，大致在距今 23700 年前海平面下降到 -115 米，在 20550 年前下降到 -137 米，在 17600 年前下降到 -143 米，在 16000—15000 年前降到最低点 -150—-160 米。按照上述数值计算，海退速率在 2—8 毫米/年之间，平均约为 5.5 毫米/年。

距今 15000 年前，海面开始回升，回升过程中也有几次停顿，形成多级阶地和贝壳堤。按照贝壳堤的埋深并测定 ^{14}C 年代，距今 14440 年时海面已回升到 -115 米左右；距今 14000 年前的潟湖相泥炭层表明当时海面在 -100 米左右，黄海北部水深 56 米的泥炭层表明距今 12050 年前海面回升到略低于 -56 米，滦河口外水深 25 米外海底 5—6 米的陆相层顶部淤泥 ^{14}C 年代为距今 9165 年，即距今 9000 年前海面约在 -30 米处。按以上数值计算，回升率平均为 20 毫米/年，是下降时速率的 4 倍，而且初回升时的速率更大，最初 1000 年的回升率高达 42 毫米/年（图 14）。

以上升、下降规律的不同，与冰期-间冰期旋回的变化规律也是一致的，深海氧同位素分析表明，自暖期转向冷期，变化比较缓慢；自冷期转向暖期，变化极为迅速，因而每个冰期的结束都出现鲜明的“终端”。

6. 生物群和自然地带的变化

第四纪历时较短，从生物的种类和种属来说，在此期间没有很大的变化，基本上与现代相似。但由于强烈新构造运动使地形复杂化，冰期—间冰期旋回使冷、暖气候多次更替，为了适应环境的变化，动物群和植物群都频繁迁徙与分化，有少数种量，特别是陆上哺乳动物的一些种属，并因而绝灭。

第四纪期间我国境内的生物群在经向、纬向与垂直方向上都发生迁徙与分化，与此同时，生物群的成分也发生改变，终于形成现代三大自然区生物地理景观。

随着中亚干旱气候区的扩大，特别是借助于寒冷期的干旱条件，荒漠、草原自新疆、甘肃、内蒙古向东经向扩展，华北平原在冰期最盛期曾成为以藜、蒿和禾本科植物为代表的干寒草原。更能适应干寒气候环境的草本植物的增多是第四纪时期植物界演化的全球性趋势。

随着地势的升高，原先生活在青藏高原和其他许多山地上的动植物不得不向下迁徙，让位于更能适应高山环境的生物群。青藏高原现代海拔 4000 米以上的高寒草甸地区存在三趾马化石，估计三趾马生活时期当地应属于森林草原环境，高程只有 1000 米左右；希夏邦马峰北坡现代海拔 5700—5900 米的野博康加勒层中埋藏着高山栎植物化石，现在只分布在 3000 米以下的地区，即已下移了 2700 米。

每当冰期来临，气候转冷，植物群和动物群便纬向南移，有些种属甚至死亡绝灭。气候转暖、冰川退缩，生物群便又向北推进。随着山地气候、干寒气候的发展，落叶阔叶和喜冷针叶树成分的增加也是第四纪世界性的植物演化趋势。由于我国境内，即使是青藏高原上，也没有出现过广泛的冰盖，南方和西南地区复杂的地形又往往能阻滞寒冷气流的侵入成为局地优良生境，许多在欧洲、北美已经绝灭的生物种属在我国却得以保存至今，如大熊猫、水杉、银杏等，都成为现代珍贵种属，被尊称为活化石。

我国哺乳动物群的演化比较明显，进入第四纪，上新世三趾马动物群的许多成分都已绝灭；更新世时期的一些典型成分，至晚期也有绝灭的。与南、北气候的分异相应，我国第四纪哺乳动物群可以划分为南方型和北方型，北方属古北区，南方属东洋区，两大区系之间存在一个具有过渡性的地区，大

体位于长江、淮河之间。

早更新世北方泥河湾动物群中，上新世成分尚残存有三趾马和剑齿虎等，同时出现大量第四纪种属，称为长鼻三趾马-真马动物群。南方柳城巨猿动物群又称为巨猿—大熊猫—剑齿象动物群，属于热带、亚热带森林环境。云南北部元谋动物群的上部含有较多的云南马化石，并有大量北方迁来的种类可与泥河湾动物群对比；与柳城动物群之间虽有关系，却缺乏其中的典型种如大熊猫、獾、猩猩、猕猴等，表明与北方关系更为密切及北方成分的南迁。

中更新世北方周口店动物群中，第三纪残遗成分只有剑齿虎，大量是更新世属种如三门马、肿骨鹿等。组成成分相当复杂，整个动物群属于古北区性质，但也含少数东洋区成分如水牛、豪猪、熊猫等；按照生活习性，既有栖息于森林中的种类，也有生活在疏林草原、湖沼地区的种类。时代略早于周口店动物群的蓝田公王岭哺乳动物群中，南方色彩比周口店动物群更重，含有大熊猫、剑齿虎、獾、猎豹、水鹿等。中更新世南方动物群的代表地点是四川万县盐井沟的石灰岩裂隙洞穴堆积，称盐井沟动物群，代表性动物是大熊猫、东方剑齿象，也称大熊猫—剑齿象动物，其他成员有大猩猩、獾、豪猪、竹鼠、水鹿等，都是典型南方成分，也有少数北方成分如纳玛象。发现于安徽和县石灰岩裂隙洞穴中的和县动物群带有明显的过渡性，既含有剑齿虎、肿骨鹿等周口店动物群成分，又含有大熊猫、剑齿象等南方成分。

晚更新世北方动物群以内蒙古萨拉乌苏动物群为代表，中更新世前的一些种类如剑齿虎、三门马、肿骨鹿等至此都已绝灭，洞穴鬣狗、大角鹿、披毛犀等得到发展，并出现许多现生种，如野马、野驴、野牛、骆驼、狼、獾等。这一动物群中包含喜温湿的类型也有喜干冷的类型。在东北地区，晚更新世的猛犸象—披毛犀动物群，主要成分有披毛犀、猛犸象、骆鹿、孢子等典型喜冷成分，表明了最后冰期寒冷气候的出现。晚更新世南方动物群仍是大熊猫—剑齿象动物群，但这一动物群的分布范围有所缩小，体现了气候转冷的影响。

早更新世元谋动物群、中更新世周口店动物群、公王岭动物群中，分别发现了元谋人、北京猿人、蓝田猿人、和县猿人化石。晚更新世动物群中发现了智人化石和新化石，北方如山西丁村人、北京周口店山顶洞人，南方如广东马坝人、湖北长阳人、广西柳江人、四川资阳人等。

在第四纪期间，我国的植物群没有发生过重大变化，可以根据与现代植物群的比较来了解它们的迁移和所反映的环境。又由于植物孢粉的保存较动物化石为好、为多，对植物群在第四纪期间受冷暖气候交替影响的表现，认识也要比动物群清楚得多。

进入第四纪，我国北方植物群以草本迅速发展、干旱植物成分增多为特征，秦岭、淮河以南的长江中下游一带，以常绿针叶树成分和落叶阔叶树成分的增加为特征。其后植物群随着冷暖期的交替而变化。

早更新世冷期，东北、华北、华中北部、西北、青藏等地区都显著变冷。松嫩平原属于疏林草原环境，三江平原孢粉组合中木本花粉较多，以松、云杉、桦等耐寒种属为主，草本花粉约占三分之一，以菊科、蓼科为多。华北干旱程度大于东北，北京附近孢粉组合中草本占80%左右，只有10%的松和2%的云杉。长江中下游平原的粉组合中云杉、冷杉都占相当大的比重，但同时还含有铁杉、油杉等亚热带种属以及喜暖阔叶树木栎、榆、枫香、山毛

桦等。华南植被受寒冷气候影响不大，巨猿动物群始终生活在亚热带、热带森林环境中。新疆境内天山南北麓上新世时期的疏林草原在干冷气候趋势的影响下，向灌丛草原方向发展。

早更新世暖期气候较现今为暖湿，松嫩平原属于暖温带落叶阔叶林草原环境，华北也属于暖温带针阔叶混交林、草原环境；后期，秦岭北坡的公王岭动物群表明植被具有亚热带森林性质。长江中下游平原属于中亚热带常绿阔叶林，洞庭湖地区生长着许多亚热带植物如：漆、樟、山矾、桃金娘、木兰等。西北地区干旱情况并不减轻。青藏高原南部保持着针阔叶混交林，帕里地区出现桦、鹅耳枥、榆、栎、松、冷杉等；北方沱沱河一带出现以云杉、松为优势的暗针叶林，唐古拉山一带出现桦林、桦-栎林、松-栎林以及高山灌丛。

中更新世冷期，东北平原属于寒温带暗针叶林草原和草甸草原环境，北京周口店洞穴沉积中相应层的孢粉仅见蒿属、菊科和藜科等草本，植被贫乏。淮南和县猿人生活的环境属于松、榆为主的疏林草原。长江中下游平原属暖温带性质，江浙地区分布着由栎、桦、榆、松和禾本科、菊科植物组成的针阔叶混交林和草原。华南仍在热带——亚热带气候范围内。青藏高原主要发育了以藜、蒿、麻黄占优势的高寒草原，但在藏南仍能见到暗针叶林的分布。

中更新世暖期气候温暖，东北中部暖温带阔叶树疏林草原、湖沼发育，动物群中夹有亚热带成分，三江平原沉积物中见山核桃等亚热带植物。华北属离石黄土层中 S₅ 古土壤层形成时期，气候暖湿，延续时间也长，植被为阔叶林或针阔叶混交林，含有许多亚热带成分如枫香、樟、合欢等，属于北亚热带范围。长江中下游平原属于中亚热带，江南丘陵至南岭以北属于南亚热带，各较现今往北推进一个地带。藏北高原以云杉林占优势，藏南出现阔叶林或针阔叶混交林，以栎为主，夹有少量云杉、冷杉、松等。

晚更新世冷期来临，中国北方耐寒针叶树云杉、冷杉的比重开始增大，温带落叶阔叶树普遍减少以至消失，同时以蒿和藜为主的草本植物大量增加并发展成优势，形成由暗针林和寒冷草原—森林草原组成的冰期植物群。松嫩平原在冷湿条件下发育以松和云杉为主，并有卷柏、石松、阴地蕨参加的暗针叶林。三江平原此时期沉积物中云杉、冷杉花粉含量占 40%，阔叶树只有桦木稍多，同时含不少藜、蒿、禾草等。北京平原在距今 22700—13000 年前的植被是以藜、蒿和禾本科为主的草原，末期，距今 12000—11000 年前，冷杉、云杉、松和桦木逐渐增多。黄土高原为由藜、蒿、禾本科组成的寒冷草原。长江中下游平原上海地区生长以云杉、冷杉、落叶松、松和少量阔叶树组成的针叶林；江汉平原为以松、云杉、冷杉和铁杉占优势缺乏被子植物的针叶林；云杉、冷杉、松等组成的暗针叶林也见于浙江西部山地及贵州高原西北部。天山南麓温宿县破城子煤矿冰碛层中的孢粉分析表明植物稀少，几乎不见乔木，只有个别云杉花粉，藜科、蒿、麻黄、禾本科、菊科占绝对优势形成荒漠草原—荒漠；天山北麓也是以蒿属、麻黄、藜科、白刺为主的荒漠—荒漠草原；柴达木盆地情况相近；青藏高原形成高山草甸与寒荒漠，草本花粉中莎草科占主要地位，其次为麻黄、藜、蒿及禾本科植物，含少量灌木。华中南部以南变化不大，均仍属于亚热带和热带的范围，但两广南部有旱化趋势，呈现热带稀树草原的性质（图 15）。

晚更新世冰期最冷时期我国东部陕西太白山、台湾玉山山顶都发育了山

地冰川；黄渤海全部成为陆地，披毛犀等喜冷动物游荡于其上；东海大陆架基本成为陆地，当时的海岸线在今长江口以东 600 公里处；黄土沉积向南直至南京以南，形成下蜀黄土，暗针叶林也分布到大体与此相应的纬度；寒温带森林草原和温带草原向南扩展而暖温带、北亚热带遭到很大压缩(图 15)。

近年来古环境研究的手段和年代测定技术方面的进步，使对我国更新世环境，特别是晚更新世环境的演变有了比较明确的认识，也解决了一些历来难以解决的疑问。例如，对周口店洞穴沉积的深入研究，证明周口店猿人生活时期是气候温暖与现今大体接近的环境，决不是在冰期。对庐山各期“冰碛物”所作孢粉分析及其他测试，在“鄱阳期冰碛层”中获得以油松和杉科为主的温暖针阔混交林孢粉组合；在“庐山期冰碛”中获得以落叶松、松、铁杉、胡桃和山核桃为主的含亚热带成分的针阔混交林孢粉组合；都不属冰期环境。但对庐山山麓棕色土层进行分析所得的孢粉组合以旱生草本为主，包含藜、毛茛、菊科、蒿、蓼和豆科等，反映的应是最寒冷时期山麓曾呈现灌丛草原景观，与此同时，山上 1000 米以上的地方出现冰缘环境，有寒冻风化、融冻泥流及巨砾堆积等现象。

四、最近 1 万年来的波动（全新世的发展过程）

在距今约 1 万年前，更新世最后冰期结束，全球气候急速回暖，进入全新世时期。

与以前各地质时期相比较，1 万年来的环境演变，绝对幅度实际上是很小的，但由于在此期间，环境演变已经与人类社会的发展互为因果、融为一体，从对人类社会的影响来说，这 1 万年来的环境演变具有特别重要的意义。

一切自然过程都在进行。地震记录在我国是史不绝书的，近年来也不断发生；火山活动的记录也不少，五大连池堰塞湖的形成是岩浆喷发造成当地环境改观的实例，喷发发生在 18 世纪初期。即便是黄土的沉积过程也在继续进行，历史上华北地区“雨土”、“雨黄土”、“雨黄沙”，所记载的就是黄土的搬运和沉降。近二三十年来北京发生的几次尘暴过程的分析使地质时期黄土形成的过程得到了认识，降尘的粒度分析、矿物成分分析都表明，近代尘暴就是地质时期黄土堆积过程的继续。1980 年 4 月 17 日至 21 日北京出现了浮尘天气和降尘，按 4 月 18 日北京地区无风时期收集的降尘量计算，每小时、每平方公里约降尘 1 吨，一天的降尘厚度约 0.01 毫米；若每年发生这样的天气十次，1 万年即可沉积 1 米厚的黄土，在气候干寒、风力强大的更新世冰期，这种降尘天气的频率当是相当大的。

全新世时期对引起环境演变具有全局性意义的自然因素首先是气候的波动。此外，人类活动在环境变化方面的影响正变得愈来愈严重。全新世时期的气候变化没有更新世时期强烈，近 1 万年来全球只处在最后冰期结束后的“间冰期”内，但全新世气候也有“适宜期”与“小冰期”的振动，已足以引起冰川消长、海面升降、动植物迁移以及特别是影响人类农业生产的状况。人类社会在这 1 万年来已从原始社会进步到渔猎、农牧以至工业社会，通过森林砍伐、土地开垦、工业发展等生产活动，人类不仅在延缓或加速某些自然演变过程，甚至已经足以影响自然演变的方向。大规模森林砍伐、高速增长化石燃料的消耗、氟里昂以及多种化学废料的排放、农药的使用等等，正在引起范围广泛的水土流失、全球大气二氧化碳平衡的失调、臭氧层的破

坏、水土资源的匮乏与污染、许多动植物的绝灭，甚至从根本上威胁着全球的生命支持系统。在历史悠久、人口压力强大的我国，人类影响环境演变的问题尤为突出，我国境内自然植被接近于消失，黄土高原与红色丘陵地区的强烈水土流失，荒漠面积的日益扩大，许多湖泊沼泽的消失，河流的改道莫不与之有关。

对于全新世世界气候的演变过程，近年来已经有了比较清晰的认识，有了比较一致的分期方案。中国的情况与世界大体是一致的，只是在各时期的起迄和高峰出现的时间方面或有先后出入。最后冰期结束以后，全球处在气温升高的阶段，北半球森林带北移，山地树线升高，冰盖融化，海面迅速上升，约在距今 5000—6000 年左右，达到温度高峰，正当我国仰韶文化时期，因而称为“仰韶温暖期”，估计华北地区年平均温度高于现代 2—3℃，冬季 1 月平均温度高于现代 3—5℃。当时竹类大面积分布在黄河流域，西安半坡遗址的动物遗骸中有食竹笋、竹根为生的竹鼠；山东历城龙山文化遗址中发现炭化竹节；河南浙川下王冈遗址发现大量竹炭灰等，都是证明。而现代大面积竹类的生长范围不超过长江流域。在公元前 1400—1100 年成为殷商首都的河南安阳也有竹鼠遗骸，并见水牛、象和。水牛现代仅见于淮河以南，象仅见于西双版纳，獾仅见于马来半岛和苏门答腊，都表明当时殷墟气候较现代湿热。温暖气候也对农业生产发生影响，据对甲骨文的研究，当时安阳下稻种约在阳历三月，比现代早一个月。“仰韶温暖期”至距今约 3000 年前才结束，相当于欧洲的“大西洋期”或“气候适宜期”。

继之而来的 2500 年，约自公元前 1100 年至公元后 1400 年，在我国是一个气温寒暖交替的时期，在此期间气温数度起伏，较长的暖期为较短暂的冷期所间断。公元前 1100 年至公元前 850 年左右是第一冷期。《竹书纪年》中有周孝王七年（公元前 903 年）“江汉俱冰”的记载。第一冷期历时不过二百多年气候便已转暖，进入继“仰韶温暖期”之后的第二个暖期，这一暖期经历了春秋战国、秦和西汉，约在公元之初结束，历时八九百年。在此期间，山东一带粮食作物一年可两熟，《荀子·富国篇》中记载：“今是土之生五谷也……一岁而再获之”，生长季显然比现代长；司马迁《史记·货殖列传》中记载了西汉时代经济作物的分布情况，“蜀、汉、江陵千树橘，……陈、夏千亩漆，齐、鲁千亩桑麻、渭川千亩竹”，都比现代分布范围偏北。

公元初到公元 600 年前后出现第二冷期，这一冷期经历了东汉、三国和晋、南北朝时代。曹魏时代（公元 225 年）曾有淮河封冻魏文帝因而终止水军演习的记载；东晋中期（公元 366 年）曾有渤海湾从昌黎到营口连续三年封冻可行车马的记载；都表明年平均气温低于现代。按照贾恩颯《齐民要术》中记载的物候，约迟于现代 10—15 天。隋、唐到北宋是第三个暖期，柑桔、梅花都能生长在唐长安的宫中，柑桔且能结实，推算绝对低温不低于 -8℃。

公元 10 世纪后期，进入第三冷期，历时很短，约延续到 12 世纪末，但降温幅度很大，苏州运河经常封冻，影响航行；公元 1111 年太湖全部冰封；1170 年重阳节前三天北京西山已降大雪，因而范成大记载重阳节“西望诸山皆缟”；冷气流的强盛使福州的荔枝两次（1110 年及 1178 年）全部死亡；都是史无前例的严寒情况。13 世纪严寒气候结束，宋末至元代中期有一个短暂时期温度稍有回升，从北京物候记载及杭州终雪日期记载推算，温度只回升到相当于现代的水平，虽可相对地称为第四暖期，与以前的暖期在温暖程度和历时方面都不能相比拟。

14 世纪以后直至本世纪初，我国经历了长达 600 年的寒冷时期，其间虽也有波动起伏，但即使是升温时期年平均也都低于现代水平，特别是 16 世纪初、17 世纪末及 19 世纪中期为三个冷期，大体相当于世界性的“小冰期”。在此期间，太湖、洞庭湖、鄱阳湖多次封冻；农事和物候在 17 世纪冷期要比现代推迟十天（苏南）甚至半个月（北京）以至 35 天以上（黑龙江）。直到本世纪 30 年代，温度才回升到平均水平（图 16）。

各地全新世沉积层中的孢粉分析结果反映了气候演变对我国全新世植被分布的影响。特别是对于“气候适宜期”和最近几百年来“小冰期”反映最为明显。北京地区距今 10000 年前至 8000 年前，周围丘陵地区尚有云杉、冷杉等喜冷针叶树分布；至距今 8000—6000 年松、栎、桦组成的暖温带针阔叶混交林增多，距今 5000 年前为榆、栎、桑、桦成的暖温带阔叶林，沼泽发育相应于“气候适宜期”；以后，松渐增多；从距今 2000 年来以松为主的针叶林退缩，草原成分增多，表明气候不仅转凉而且转干，相应于“小冰期”。黑龙江呼玛的全新世沉积层中曾出现过代表落叶阔叶林的孢粉组合，以后只出现少松、桦花粉；辽南全新世的孢粉组合从以槲、栎为主的阔叶林演化为针阔叶混交林都是“气候适宜期”的出现和以后的变冷过程在植被方面的反映。

根据各地孢粉资料、考古资料和历史文献，已可以大致恢复全新世“仰韶温暖期”我国东部地区的自然地带分布。东北地区中部和北部为以阔叶落叶树种为优势的阔叶林、森林草原、针阔叶混交林，大体相当于现代辽宁南部的情况，年平均温估计比现代高 6 以上。辽宁南部地区的植被为以栎和槲木为主的阔叶林，混有松的成分，接近现代山东半岛的情况，年平均气温也比现代升高 3 左右。

华北平原当时属于亚热带气候，京津地区位于亚热带的北部边缘。燕山南麓的泥炭层孢粉组合中含有喜温阔叶树种，京津等地并发现现在只分布在淮河以南、现代亚热带范围内的水蕨科孢子。阳原境内发现的象化石及若干种现在主要分布于长江流域以南地区的蚌类化石，也证明当时气候的温暖。黄河中下游竹林的广泛分布及多种喜热动物遗骸的发现都证明亚热带曾北移到这里。年平均温度高出现代 2—3，冬季最冷月平均温高出现代 3—5。

长江中下游平原当时主要生长着以青冈栎、栲树为主的常绿阔叶和落叶阔叶混交林，应如现代的中亚热带情况，年平均气温比现在升高 2 左右。以南的南亚热带和热带地区变化不是很明显，但也有证据表明温度略高于现代。

全新世冷暖波动在我国西部明显表现在山地冰川的消长进退上。冰川和每一次进退都会留下有可能测定年代的冰碛，可以据以恢复进退的过程。“气候适宜期”普遍出现冰川的大幅度后退，喜马拉雅北坡聂拉木县亚里地区冰川后退的同时出现石灰华堆积，称为“亚里温暖期”；天山汗腾格里峰冰川后退的同时河流下切形成低阶地。“小冰期”来临冰川重又前进，并随着温度的起伏而进退，希夏邦马峰北坡新冰碛多达七八道，是这一时期气候波动的反映。

西北高山地区森林分布的高度随着全新世温度升降而升降。根据天山北麓云杉林生长线升高的情况，推测“仰韶温暖时期”新疆境内年平均温度比现代高 1 左右。

青藏高原上，藏北现代无居民的地区，曾发现多处新石器遗址，表明“仰韶温暖期”在青藏高原上的表现与在我国东部一样清楚，对当地文化的发展也有过重要意义。根据石灰华中发现的忍冬、杜鹃、柳、蔷薇等植物化石，扣除地壳抬升的影响，估计当时年平均温度高于现代 3 。

自晚更新世冰期结束以后，海面发生世界性的迅速回升，但至距今 8000 年左右上升速度减低，以后的起伏幅度就比较小了。影响全新世海面升降的因素是复杂的，在我国特别要考虑到最新构造运动所起的作用，但就总的进退趋势来说，与全新世气温变化过程是同步的。我国境内，辽南平原海侵达到盘山地区，渤海湾西岸达到宝坻、天津、文安、沧县、海兴地区，莱州湾西岸达到广饶地区，苏北达到里下河地区，苏南浙北达到太湖、杭嘉湖、宁绍地区，以南在灵江口、瓯江口、闽江口、九龙江口、韩江口、珠江口及海南岛等地也都有海侵记录。沉积物测年分析表明，海侵在距今 5000—6000 年时达到最高海面，高海面的高程高出现代海面 3—4 米；以后，总趋势为海面缓慢下降，在下降过程中发生过距今 4700 - 4000 年、3800—3000 年和 2500—1100 年等几次小波动，出现高程 1—2 米的高海面，每次高海面都留下了贝壳堤之类的遗迹（图 14）。这一波动过程与气温波动相符，但海侵所及的最大范围和型式却往往受构造变动的影 响，最大的海侵在华北平原、苏北平原及长江三角洲得以深入内地达二三百公里，正由于这些地区属于构造沉降带。

全新世期间，我国温度在以数百年时间尺度的升降交替变化过程中，呈现出明显的高一级时间尺度的降温趋势。“仰韶温暖期”延续期长达数千年，增温幅度也大；春秋—西汉温暖期历时不过八、九百年，温度也低于仰韶时期；隋唐温暖期历时不到三百年，温暖程度进一步降低。与温暖期的逐次缩短相反，继温暖期而来的寒冷期却一次比一次增长、降温幅度一次比一次加大：西周寒冷期历时约 2 个世纪，东汉—南北朝寒冷时期约 4 个世纪，元—清末寒冷期长达 6 个世纪（图 16），20 世纪的全球转暖到 1945 年前后又告结束，因而在 60、70 年代按照米兰科维奇理论认为现代正处在间冰期末期、将进一步向寒冷发展的推测得到普遍的赞同。但从 60 年代后期开始气温有转而升高的趋势，70、80 年代温暖程度进一步加强，形势逆转，一般都认为这是世界性的森林破坏、化石燃料消耗量迅速增长导致大气中 CO₂ 浓度加大并发生温室效应的结果，认为气候变化的自然趋势将因人类活动而发生改变。

与气温降低的总趋势相一致的，是我国全新世时期气候的旱化趋势。各次暖期大体都是比较湿润的时期，从动植物分布、农业生产情况可以得到验证。根据历史上的旱涝记载，自公元前 2 世纪以来，黄土高原及陕甘宁半干旱、干旱地区，干旱年份的出现频率在不断增大：公元 9 世纪隋唐及以前，干旱年份出现的几率不超过 17%，9 世纪至 14 世纪增大到 27%，15—17 世纪上升到 43%，18 世纪进一步上升为 46%，19 世纪 30 年代以来已超过 51%。对我国东部 40°N 以南地区根据 2000 年来的历史资料划分干湿期，得到的结果相同。若以公元 1000 年为界分为前后大致相同的两个阶段，在此以前的 1000 年内，干旱期的年代共长 350 年，湿润期的年代为 650 年；在此以后的 900 年内，干旱期的年代长达 580 年，湿润期缩短到 320 年，特别是 1500 年以后的四百多年，黄河流域干旱程度的增大更为急剧。气候的这一旱化趋势，对于我国、特别是对西部及华北地区环境演变的影响，甚至比气温变化导致的结果还更为重要。

沙漠是干旱气候的产物。我国境内的沙漠基本上是中更新世以后随着气候的干旱化而发展起来的，全新世时期沙漠化的过程在继续强化，沙漠面积在继续扩大。人类活动如过度放牧、不合理的开垦破坏了植被，对于沙漠的扩展有重要影响，但前提和背景都仍是气候的旱化趋向。

塔里木盆地中的塔克拉玛干沙漠是我国最大的沙漠，沙漠的南、北边缘历史上是丝绸之路所经过的地区，都有繁荣的城市，发达的农业。考古和历史记载表明沙漠不断向周围扩大，许多古代的城镇已经废弃，现代城镇都向外缘撤退。罗布泊附近的楼兰古城是在水源逐渐枯竭、农牧难以维持的情况下废弃的，考证废弃年代为公元 376 年，即三国、东晋的干寒时期。尼雅河下游的古绝选城据玄奘《大唐西域记》记载位于大泽中，隋唐时期还是重要关防所在，现在为高大沙丘包围，废弃时期是在隋唐温暖期以后。塔里木河流域在唐代是农业十分发达的地区，今库车县以南，新和、沙雅一带的古冲积平原上，城镇遗迹数以百计，有些废址的规模超过现今的县城，沙漠化的时间也在隋唐温暖期以后。

从阿拉善、河西走廊以至鄂尔多斯一带，许多现代已为沙漠埋没的地区，汉、唐时代曾是军、农垦区，甚至有过繁荣的城市。弱水下游居延海附近埋没在沙丘中的汉代烽遂、渠道和废弃的城堡以及考古发现的大量汉简，说明了当时的政治、经济状况和开垦的规模；以后西夏、元代虽也曾在这里屯垦，但规模已日益缩小。

鄂尔多斯西北的乌兰布和沙漠北部，是汉代朔方郡的窳浑、临戎、三封所在地，县治都是汉武帝时期所设置，经过开垦，曾是“人民炽盛牛马布野”的繁荣景象，但 1100 多年以后北宋年间的记载，已是“沙深三尺马不能行”；当年的汉代墓葬，由于周围地表遭受风蚀，现在都孤岛状耸立在地面上，估计 2000 年来古黄河冲积平原遭受风力剥蚀达到 1 米以上。鄂尔多斯南缘的毛乌素沙漠，秦汉时期的记载是“沃野千里仓稼殷积”，“水草丰美”、“群羊塞道”；东晋末年赫连勃勃曾在此建都，筑统万城；400 年后，晚唐时期已有“茫茫沙漠广，渐远赫连城”的诗句；又百余年，北宋初已是“深在沙漠”；沙漠化的进程十分清楚。明代为保护屯田，曾在陕北当时的沙漠以南筑边墙，不足百年，边墙被沙埋，边防城镇周围“四望黄沙不产五谷”，沙漠又再度南侵。

内蒙古东部西拉木伦河一带降水条件较西部为优越，自然情况下应不致于沙漠化，由于人类活动的影响，使草原破坏流沙移动。辽史记载，10 世纪时期此地“地沃宜耕植，水草便畜牧”，由于过度放牧，金史记载 12 世纪时已有“土瘠樵绝”现象，但经过元、明时期的复苏，清初又是“长林丰草”的环境了，只是从 19 世纪后期起，大规模盲目开垦，破坏了植被与表土层，在干旱季风强风吹刮下才又起沙、沙化。

干旱化对环境另一方面的明显影响是使湖泊、沼泽缩小、消亡和盐化。

青藏高原上和内蒙古东南边缘地带的许多湖泊在全新世时期都继续缩小。我国最大的内陆湖泊青海湖现代面积约为 4500 平方公里，根据古湖堤的分布推算，一万年来湖面积减小约三分之一，水位下降达 100 米。有些湖在更新世时期还属于淡水性质，由于旱化，在全新世发展成为盐水湖。¹⁴C 年代测定表明距今 9000 年以来是柴达木盆地中许多盐湖的成盐期，青海湖晚更新世沉积物分析表明，当时湖水氯离子含量平均为 0.05‰，为淡水，全新世时期升高至 0.85‰。湖水咸化，影响周围人民的生活、经济活动，湖中的水生

生物也愈来愈趋向于单一化、贫乏化。

东部平原上许多古代大湖巨泽的消失与围湖开垦、上游开垦导致水土流失泥沙入湖淤积等人类活动有关，但也与气候旱化有一定的关系，特别是华北上湖沼的消亡与气候之间的关系更为密切。

在仰韶温暖时期，我国东部平原上分布着许多巨大的湖泊沼泽，所以典籍记载先秦时期有“十藪”、“九藪”之说。《尔雅·释地》记载的十藪是：“鲁有大野，晋有大陆，秦有杨陵，宋有孟诸，楚有云梦，吴越之间有具区，齐有海隅，燕有昭余祁，郑有圃田，周有焦获”。其中，具区的遗迹就是现代的太湖及其周围的湖泊，云梦的遗迹就是现在江汉平原上散在分布的湖群，这两个古湖沼位于长江流域。降水比较丰沛，入湖河流的泥沙含量相对于北方河流来说又比较小一些，因而至今虽已大为缩小，统一的大泽不复存在，尚有相当面积的水域遗留下来。其他八“藪”，几乎已经完全消失了。大陆泽即巨鹿泽，位于河北平原中部，由太行山东来诸河汇聚成湖，虽数经伸缩，到北宋末年都还存在，其后黄河决口入湖，泥沙淤积，至清末，湖泊消失。大野泽又名巨野泽，位于现在的鲁西平原上，湖泊的扩展与收缩都受黄河影响，黄河数次决口入湖曾使湖面不断扩大，宋史记载，北宋时湖水“绵亘数百里”，就是著名的梁山泊，以后数度涨缩，明以后逐渐干涸，清康熙时终于成为大平原。

平原湖泊是自然地理过程的短命现象。我国东部平原上的许多古湖泊消失了，而现代的四大淡水湖：鄱阳湖、太湖、洞庭湖、洪泽湖，除了太湖认为就是“十藪”中的具区，《禹贡》所记载的“震泽”的遗迹之外，其他各湖在我国这些最古老的地理著作中甚至都没有记载。对于将洞庭湖作为古云梦泽的一部分，将鄱阳湖作为古彭蠡泽的一部分的说法，近年来都有人提出异议。洞庭湖、鄱阳湖的发展、扩大都是较晚时期的事，洪泽湖的形成与扩大更是 12 世纪宋金南北对峙黄河夺泗入淮淤塞下游入海通道洪水汇聚的结果，时代就更近了。北魏郦道元《水经注》中记载：湘资沅澧“凡此四水同注洞庭北会大江”，“湖水广圆五百余里”，洞庭湖已经成为大湖，与周围水系的关系也与现代相同。至唐宋时期号称“八百里洞庭”，湖面在继续扩大中；明后期由于在荆江北岸筑堤，长江洪水尽入于湖，明末清初湖泊发展到最大的时期，清末以来，由于长江泥沙入湖量增大湖泊开始淤浅，不合理的围湖开垦更加速了湖泊的萎缩过程，50 年代以来缩减尤其迅速，终至丧失了全国第一大淡水湖的地位而让位于鄱阳湖。鄱阳湖现代轮廓的形成可能也晚至唐宋时期，至明清时期达于全盛，清末以来也处于萎缩过程中，但因赣江泥沙远低于长江，缩小的速度稍低于洞庭湖。

我国河流都具有很高的含沙量，尤其是黄、淮、海诸水系含沙量之高更为惊人，湖泊沼泽的易于形成、易于消失都与之有关。高含沙量河流的河道易淤易徙，因而河道变迁在我国是极为常见的事，特别是人类活动增强、植被破坏加剧以来，更是频繁。每次河流改道都将引起或大或小地区范围内自然面貌的改变。其中黄河下游河道在最近三千余年间决口 1500 余次，较大改道二三十次，重大改道 6 次，洪水所及范围北抵海河，南达淮河，纵横 25 万平方公里，对黄淮海平原自然环境的变化，影响尤为巨大。

河流所输送的泥沙，一部分淤积在河道中，有相当大的部分随水流入海。例如，黄河在陕县的年输沙量为 16 亿吨，至天津为 11.5 亿吨，输沙量的四分之三输送入海。因而中国东部沿海平原由于河流所携带的泥沙的填积而造

成陆地向海域伸展的现象是很突出的，虽只是叠加在气候变化引起的海岸线升降变化之上，仍可清楚地加以辨认。仅从海岸线的平面轮廓就可以看出华北诸河在沿海平原形成方面的重要意义：巨大的黄河三角洲和北方的滦河三角洲遥遥相对，凸出在渤海中使渤海海域在 119°E 附近突然狭束，形成了渤海湾。仅自 1855 年黄河经利津入渤海以来的一百多年间，淤积形成的黄河口新三角洲的面积就达到 3000 平方公里。苏北平原在废黄河口附近的海岸线向东呈弧形突出于海中也是黄河从 1194 年夺淮至 1855 年在铜瓦厢决口返回渤海以前，长达 660 年之久由淮河入海所形成的结果。这一带的海岸线 660 年间向海外伸展了 50—70 公里，平均每十年伸展一公里。现在位于连云港市的云台山，原是秦末著名的田横岛，直至明末仍为岛屿，居于海中，由于海岸迅速伸展，至清初终于与大陆相连。南宋时期，盐城位置滨海，城东一里的范公堤外即是大海，现在海岸已在 70 公里以外。

距今五六千年前的温暖时期，长江河口位于镇江、扬州一带。根据沙堤、贝壳堤年代测定，当时长江南岸古海岸在今福山—太仓—南翔—漕泾一线之东。这一海岸线比较稳定，直到公元初年还大体保持不变。从公元 4 世纪开始，原先比较稳定的海岸线开始东移，至唐代约推进到今上海市附近，至宋代推进到川沙—南汇附近，不足 1000 年伸展了三十多公里，除了考虑自然的海退趋势以外，主要可能是受到东晋、南宋两次人口南迁开发土地破坏植被导致河流输沙量增加的影响。公元前 1 世纪长江北岸沙咀在现今如东附近，现今的南通市位于大海中称为狼山海；11 世纪沙咀伸展到今吕四附近，现在的启东县至 20 世纪之初才从原先的许多沙岛连成一片平野。现在面积 1083 平方公里的崇明岛，在唐初只是面积十余平方公里的两个沙洲，其后不断扩大，但也不断有坍塌，明末清初才形成现代轮廓，现代的县治也是 1586 年才固定下来的。

据《水经注》记载，公元 2 世纪、3 世纪时，在现在的广州“登高远望者见巨海之浩茫”。根据海岸带的证据，3000 年前海岸线大致在今新会、顺德、东莞附近。唐以前，珠江三角洲的发展比较缓慢，唐以后发展加快，人类活动的影响是明显的。18 世纪，三角洲前缘已推展到磨刀门附近。由于围垦滩涂，更促进了三角洲的发展和三角洲上汊河的狭束。19 世纪以来，淤涨最快的沙洲每年可向外推进 80—100 米。

辽河平原在仰韶温暖时期的海岸线位于盘山以北，大石桥—牛庄—沙岭一线以南的陆地都是近两三千年来的形成的。岸线的推移在 11 世纪以前并不显著，以后逐渐加快，辽、金及以后历代的开发对辽河流域内的土壤侵蚀、河流输沙量是有重要影响的。现在的营口市直至明末还只是孤悬海中的一片沙洲，19 世纪初才与大陆相连。

人类活动对我国自然环境最直接、最明显的改变在于破坏自然植被，从而引起土壤侵蚀、河流淤积、气候变化、某些动植物种属迁移或灭绝等一系列后果。但与此同时，也创造了人文景观。

虽然近年来在长江流域、辽西一带都不断发现与仰韶文化年代大致相当的文化遗迹，黄河流域仍是我国文化发达最早、开发时间最长的地区，因而自然植被破坏也最严重。平原地区原来的落叶阔叶林已经荡然无存，代之而起的是阡陌相连的旱作农田。山地丘陵上的森林也都遭到毁灭，除高山深谷或庙宇古迹周围还可见少量森林外，一般丘陵山坡生长的大都是荆条、酸枣、黄栌灌丛。

长江流域开发历史也比较早，人口稠密，原始植被的破坏也同样强烈。原始常绿阔叶林和落叶阔叶—常绿阔叶混交林仅在交通不便的小面积山地中才稍见残存，原始林破坏以后，有些山地的阳坡人工经营马尾松林，阴坡大多栽培杉木林或毛竹林，不少山地经营栽种了多种经济林，如油桐、油茶、乌桕、漆树、茶以及果树如柑桔等。大多山坡也大面积出现次生灌丛，酸性土壤上以映山红、乌饭等为特色，石灰岩上以南天竺、化香、蔷薇等为特色。平原及山坡梯田都开发为农田，以大面积水稻栽培为主，并有玉米、甘薯等旱地。

华南热带地区的原始季雨林和雨林，50年代初还稍有残留，现在也已全遭破坏，代之而起的是引种了大面积橡胶林以及其他热带经济作物。大面积山坡见到的是桃金娘、岗松、野牡丹、大沙叶灌丛。平原农作以水田为主，珠江三角洲等地形成“桑基鱼塘”、“蔗基鱼塘”等人工景观。

东北地区，在我国东部开发最晚，直至19世纪中叶，山地仍为茂密森林所覆盖，平原也是自然状态下的草甸草原环境。清代中叶以后，开发范围逐渐向北扩大，森林大面积遭到砍伐，原始林破坏后，代之而起的是次生白桦林、蒙古栎林或次生榛子、胡枝子、蒙古栎灌丛；平原地区大面积开发为农田，许多沼泽也逐渐排干，改变了原来的自然面貌。

草原地区由于长期过牧，草原退化现象相当严重，优良牧草变少、变矮，过去“风吹草低见牛羊”的景色已不复存在。大面积开垦的结果，许多原来的半农半牧区已经开发成农业区，农、牧区之间的界线在向北推移，也有许多地区由于盲目开垦，引起沙漠化现象的扩大。

参考文献

- [1]中国地质科学院地质研究所、武汉地质学院，中国古地理图集，地图出版社，1985年。
- [2]中国科学院北京植物研究所、南京地质古生物研究所，中国新生代植物，科学出版社，1978年。
- [3]李云通等，中国的第三系，地质出版社，1984年。
- [4]中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，中国自然地理·历史自然地理，科学出版社，1982年。

中国第四纪以来环境演变的主要特征

自然环境的形成与演变，是地理学的重要研究课题之一。国际上对地理环境演变的研究，首先集中在第四纪，特别是最后冰期以来，即更新世末期和全新世时期。研究这一时期的环境演变具有较大的现实意义：现代环境中正在进行着的自然过程是上述时期一系列演化过程的继承和发展；许多现代环境的特征，只有历史地认识才能得到全面的理解；而上述时期内曾经出现的事件，在今后不太远的时期内也有较大的重现可能性。近二十年来的进展，对第四纪环境演变的全球性过程，已大致有了一个轮廓性的了解。

我国地理环境复杂，再加上第四纪以来的环境演变过程除受全球性一般过程的影响外，还受到季风环流、强烈新构造运动等区域性因素的控制，环境演变的剧烈与复杂在世界上处在十分突出的地位。本文提出我国环境演变方面的几个主要特征，结合全球性演变规律进行分析，从而辨明它们的发展过程和趋势。

一、青藏高原抬升的影响

青藏高原大面积、大幅度的抬升，是我国新生代以来环境演变中最突出的区域性事件。大高原的迅速隆起，不仅改变了高原本身的自然面貌，根据真锅等人的数值试验，还直接控制了季风的形成，从而完全改变了我国自然地带的分布规律和区域分异规律，形成了在冬干寒、夏湿热的水热条件下进行的自然地理过程。

大高原在始新世末期才全部出露于海面，喜马拉雅山地区最高的海相层属于始新世中期，其中所含的有孔虫化石表明当时属于浅海环境。成陆以后，大高原始终处在持续抬升的过程中。

西藏西南阿里地区始新统门士组植物化石中含有桉树、榕树、柃叶等热带种属。西藏中部南木林的中新世湖相沉积的植物化石中未见热带属，但仍以常绿高山栎为主要林木[1]，藏北怒江上游发现三趾马化石群的布隆盆地中，上新世早期沉积的孢粉分析表明，岩层中含有山核桃、棕榈等反映暖湿气候的成分。希夏邦马峰北侧含有三趾马化石的吉隆盆地中，上新世中期沉积物的孢粉组合中，也存在目前分布在我国亚热带山地的常绿小灌木槲木[2]。古植物证据表明，直到第三纪末期，高原环境还没有脱离亚热带性质，但在第三纪期间，高原上确实经历了一个降温过程。

往往容易把高原上第三纪的降温过程归因于高原升高的影响。但如放到全球的背景上来分析，高原上第三纪的降温过程几乎与抬升无关。从 5500 万年前起，开始新生代衰落过程 (Cenozoic Decline)。在此以后的 5000 万年间，至上新世之初，南极冰盖从无到有，并已逐步发展到具有现代的规模；北美的亚热带北界，从晚始新世至晚上新世向南撤退达十个纬度之多[3]；中欧的平均温度从 20 降低到 10 以下；赤道太平洋底栖有孔虫介壳的同位素分析表明，洋底水温在渐新世为 10 [4]，至上新世晚期已降至 2.2

。这些世界性的数据表明，大高原在整个第三纪时期发生的环境演变，仍处在全球的一般过程之内，并不具有特殊的地区意义。如果再考虑到德干高

原近 5000 万年以来平均以每年 2 厘米的速度向北推进,大高原附近地区的古地磁研究也表明,向北漂移、纬度升高是普遍存在的现象,第三纪时期高原抬升在环境演变方面所具的意义就更微弱了。

大高原上至今保存着两级夷平面:高夷平面的平均海拔为 5200—5500 米,以山前及山间盆地中的下第三系和中新统地层为此级夷平面的相关沉积;低夷平面即缓起伏的高原面,平均海拔 4500—5000 米[6],以盆地中的上新统地层为相关沉积。两级夷平面表明,大高原的阶段整体块断上升特征是第三纪时期即已存在的,但数千万年内抬升量不过六七百米,而且长期停顿,到第三纪末期已处在准平原状态。

喜马拉雅南侧著名的 Siwalik 巨厚山麓沉积物,底部以中新世红色砂页岩为主,上部早更新世沉积转变为以巨厚砾岩层为主。阿尔金山—祁连山北麓的沉积物中,上第三系主要是砂泥质碎屑岩,早更新世也转变为厚层粗大砾岩。大高原南北两侧一致的岩相变化表明,进入第四纪以后,高原的抬升出现了一个加速过程。早更新世冰期在大高原上留下了冰川痕迹,显示了抬升过程的影响,但发现冰川遗迹的地点不多,规模也不大,考虑到第四纪冰期的全球强烈降温,高原当时的高度不会太大,冰川可能只是发生在少数山峰附近。中更新世冰期的冰川遗迹在高原上分布广泛,而且规模宏大[7],中更新世间冰期在高原上曾出现一个湖泊广泛发育的时期,湖泊面积远较现代为大,当时的湖相沉积组成了现代所见的最高湖岸阶地。孢粉分析表明,当时高原上普遍分布着暗针叶林或针阔叶混交林。在中更新世时期,不论冰期或间冰期,高原都处在湿润状态,这一方面表明,当时高原上许多山地都已达到在世界性降温下足以普遍发育冰川的高度,另一方面表明,一般高原面的高度大致处在最大降雨带附近,按现代喜马拉雅的最大降雨带高度估计,不会超过 2000 米,而高原南侧和西侧,山地对湿润空气的屏障作用也都还不明显。高原上,在第四纪各冰期中,都没有形成过统一的大冰盖,这也证明在此寒湿时期,一般高原面的高度还在雪线以下。因而,高原的抬升对高原上现代干寒自然面貌形成的影响,最早也要在此一湿润期以后才会开始。

二、季风的形成

高原抬升对我国环境演变的更深远的意义,在于引起现代季风的形成。季风出现的年代难以直接测定,但从间接证据可以作出大致的推论。

陕、甘、晋黄土高原区,黄土沉积的厚度都在 100 米以上,甚至超过 200 米。在基本连续沉积的深厚黄土堆积物中,保存了大量第四纪环境演变的信息,近年来有不少阐发;借助于古地磁和其它方法作出的年代测定,对黄土沉积的年代过程也已有了进一步的认识。

陕西文峰镇暖泉沟黄土剖面中,布容 / 松山期古地磁正反向界线位在 48 米深处,据此推算,平均沉积速度为每千年约 8 厘米;布容 / 松山界线以下的黄土层厚约 47 米,因而堆积起始时间距今 115—120 万年[8]。兰州九洲台剖面中,布容 / 松山界线位在 194 米深处,贾拉米洛事件与布容期底界之间相距 60 米,早于贾拉米洛事件之前的沉积厚度为 40 米;推算沉积率为每千年 28 厘米,最早沉积年代为距今 109 万年^[9]。洛川腰子村钻井剖面的布容 / 松山界线在 75 米深处,贾拉米洛事件与布容期底界相距 32 米,早于贾拉米洛事件之前的沉积厚度为 28 米;推算沉积率为每千年 11 厘米,最早沉积

年代距今 120 万年。以上各地的沉积率相差很大，推算得到的沉积开始年代却比较接近。洛川钻孔 CK-22 剖面所得的古地磁测量结果稍有不同，布容 / 松山界线深约 60 米，贾拉米洛事件位于深 70 米左右，而在深 110 米左右测到奥杜威事件，这样，就将黄土沉积开始的时间向前推进到距今 180 万年左右 [10]。

黄土虽是第四纪全球性的陆相沉积物，且都形成于干寒气候条件下，而我国黄土和物质来源却与欧洲、北美不同。欧美黄土沉积都位于大陆冰盖外缘，物质来源与冰缘的冰碛和冰水沉积紧密关联；我国的黄土物质来源于蒙古—新疆的温带荒漠，与冰盖无关。我国黄土分布与沙漠、戈壁带的相对位置，黄土粒度的空间变化规律以及矿物成分等，都支持这一论断；现代偶或出现于华北地区的特殊尘暴天气，更是黄土沉积过程的实际例证。

温带荒漠的存在以及强盛的西北气流，既是产生搬运黄土物质的必要条件，而这两方面的条件又都只有在季风形成之后才能具备，因而，青藏高原隆起到某一临界高度—季风形成—温带荒漠出现—黄土沉积便成为前后承接的统一过程。高原的大幅度上升是在进入第四纪以后，黄土沉积的最早年代虽可能为距今 180 万年，普遍沉积却出现在距今 120 万年左右，因而我国现代季风形成的时间可能为距今 180 万年，但也不晚于距今 120 万年。

以高原面高约 3000 米为依据所推算而得的高原年平均温度分布形式，已与现代年平均温度的分布形式比较接近 [11]。由于在中更新世冰期时，高原面高度不超过 2000 米，高原面要达到 3000 米的高度至早应在中更新世中期。若以布容期底界为中更新世起点，现代季风环流形成在距今 120 万年的估计，显得早于这一推算；但实际上，对起点的绝对年代的看法并不一致。

我国的植物成分进入第四纪以后普遍出现更新，但明显的变化出现在中更新世。中更新世以前，第三纪孑遗植物种属如银杏、水杉、银杉、鹅掌楸等在我国北方仍有保存，进入中更新世，这些种属都很快消失。秦岭以北，早更新世冰期植物群的云杉、冷杉林中还掺杂着一些铁杉，中更新世以后铁杉罕见。中更新世以前，间冰期植物群的落叶阔叶林中，还夹有常绿阔叶树种，中更新世以后的落叶阔叶林中，很少有常绿阔叶树种 [12]。这些现象，仅仅从秦岭的抬升是难以得到完满解释的，主要应是意味着气候格局上出现了区域性变化，从而在全球冰期-间冰期变化的背景上，增添了环境演变的区域性特色。

总之，不论是沉积方面或植物方面的证据或气候方面的估算，都表明我国气候格局在中更新世时期出现转折，我国现代环境的特色和演变趋势都是从此才开始的。

三、全球背景

现代季风形成以后，中国自然环境演化方面的区域特征日益突出，甚至自然地带的纬向分布规律都受到干扰，转变而为经向分异。但区域特征始终没有掩盖了世界性变化。中国中更新世以后不同时间尺度的环境演化主要过程，仍都可以与世界性的变化相比较。

根据物候推测，我国距今 1700 年以来的主要气温升降，与根据 ^{18}O 同位素所测得的格陵兰同时期气温曲线几乎是平行的；5000 年来中国温度的变迁曲线与挪威雪线的升降也大体一致 [13]。

根据孢粉分析所恢复的华北植被带的推移表明，全新世之初迅速变暖，在距今 5000 年前后达到以温带落叶阔叶树占优势的“气候最适期”(Climatic Optimum)，以后又稍稍转凉。这一过程在总趋势上与欧美的全新世时期也是一致的。

中国边缘海第四纪中、晚期以来的历次海进、海退，特别是末次冰期的大范围海退以及全新世初期的海进，距今 5000—6000 年间达到最高海面，然后波动性下降，更是全球性现象，虽有一定的区域特征，但在时间上和升降幅度上，大致都可以作世界性对比。

根据陕、甘黄土中的古生物化石、埋藏古土壤剖面以及矿物组分、化学成分等标志所划分的气候旋回，与深海沉积物氧同位素旋回的比较表明，我国中更新世以来的气候波动与全球性波动近于一致。洛川剖面中布容期的 9 层古土壤层，恰好分别对应于同时期深海氧同位素变化曲线上的“终端”(Termination) — [10]。即每当气候趋向于世界性转暖时，我国的黄土沉积就发生中断，黄土面上出现成土过程。

即使是经历着强烈上升的大高原地区，大幅度上升的影响也没有能抵消全球性的冰期-间冰期旋回，因而高原上存在着多次冰期的遗迹。高原上的现代多年冻土呈退化趋势，冰缘作用的范围比以前缩小，都是冰后期气候转暖过程同样出现在大高原上的证据。藏北现代无人区的中石器时代遗物的发现表明，即使是全新世气候适宜期等级的变幅，在高原上也都有明显的反映。

四、旱化趋势

陕、甘黄土沉积物的性质，自下而上具有明显的变化。从棕红色含密集钙结核层的“午城黄土”到灰黄色的“马兰黄土”，按孢粉分析结果和地球化学指标的反映，都表明了干寒程度的增强趋势[10]。午城黄土、离石黄土和马兰黄土上下剖面之间性质变化的意义是一致的。

Kukla 对中欧捷克 Brno 的黄土沉积及其中的古土壤剖面所反映的环境变化作了详细分析，从风积黄土所代表的极端寒冷以至棕色垆姆等所代表的温和气候，分成五个等级。刘东生等将洛川剖面中的变化所反映的环境演变也分为五个等级，从草原以至森林[10]。虽然两者之间大的旋回一致，差异仍是明显的：洛川剖面中自下而上暖湿森林阶段在逐次缩短、干寒草原阶段在逐次增长的趋势，在 Brno 剖面中没有反映；相反，Brno 剖面中最近 45 万年来的严寒期不断为相对温暖期所打断，没有能持续到 10 万年以上的，明显地要比 45 万年以前所曾出现过的严寒期历时为短。

与此相似，至晚从中更新世以来，我国山地的多次冰川发育都以范围日益缩小为特征。但不论北美或欧洲的冰盖，都并不以这样简单的趋势为整个发展过程的规律。冰川范围的缩小可以有两方面的原因：一是气温增高，消融加大，不利于冰雪的积累；二是在气温不变的情况下降雪量减少。第一种解释与黄土沉积所反映的事实矛盾，而且我国境内新构造运动强烈，主要山脉在第四纪期间都在不断升高，即使不受其他降温因素影响，山上同一地点也应经历着因抬升而致的降温过程，因而只有第二种解释才是正确的。

中更新世以来的旱化趋势在青藏高原上表现更为突出。高原北部的柴达木盆地内，从晚第三世以来出现过两次成盐期：第一成盐期从上新世延续至早更新世初期，成盐高峰在上新世晚期，出现硫酸盐类沉积。第二成盐期开

始于晚更新世，延续至现代，干旱程度十分强烈，形成巨型石盐矿床和钾盐矿床[14]。同是干旱成盐气候，成因却根本不同：第一成盐期可以从地带性的副热带高压的控制来解释；第二成盐期只能是高原继续抬升，使夏季风受到阻挡不能向北深入的结果。按照这一解释，第二成盐期出现的时代应晚于现代季风形成后一段时间，事实与推论恰好是一致的。

在经历了中更新世冰川发育较为广泛的阶段以后，高原上冰川的地域性差异日益增大，高原南缘晚更新世冰川的规模有所扩大，高原内部的冰川规模却日益缩小[7]。与此同时，高原上湖泊的面积在普遍缩小，许多淡水湖因湖面下降而出口闭塞，演化成盐湖。冰川、湖泊水量平衡的变化也显示了气候的旱化过程。

第四纪以来我国旱化趋势最明显的地区是华北、甘新和青藏高原，它们也就是我国第四纪环境演变最强烈的地区。这些地区都处在南、西气流受阻于大高原而形成的背阴部位，它们的分布位置表明，夏季风受阻于高原的程度的加强和冬季风强度的相应增大是出现旱化趋势的原因。我国环境演变过程中干与寒相结合、暖与湿相结合的特征，也表明冬、夏季风势力的消长对旱化趋势的关系。第四纪冰期时，我国境内降温幅度比同纬度地区更大，但由于寒期也正是干期，干旱程度随寒冷程度而加剧，因而不具备形成西欧、北美式冰盖的条件。

出现在地质时间尺度上的旱化趋势以及干与寒相重合的特点，在历史时间尺度上也表现得很清楚。以历史记载上水、旱频数统计为依据所作的研究表明，黄河流域两千年来几个主要的相对湿润期都处在温暖时段。将统计范围扩大到包括长江中下游在内，所得的结论也相同[15]。唐至宋初是两千年来最明显的温暖期，同时也出现了历时最长的湿润期，从公元9世纪初至11世纪初持续240年之久；紧接着从北宋后期开始降温，直至南宋末年，出现了长达220年的干旱期。1430—1850年是全球性的著名“小冰期”，我国的降温情况与世界一致，并以1650—1700年为最寒冷。正是在这一明、清寒冷时期内，1431—1820年的390年间，我国的干旱期长达320年之久。如以公元1000年为分界，前1000年中，干旱期为350年，湿润期为650年；后900多年湿润期减少到320年，干旱期却增大到580年[15]。

5000年来，我国温度在以 10^2 年为时间尺度的升降交替变化过程中，还呈现出明显的降温趋势。夏商温暖时期延续千年以上，野生象向北分布到黄河流域；春秋—秦温暖时期只不过500年，温度也低于夏商时期；隋唐温暖期历时不到300年，温度进一步降低。与温暖期的逐次缩短相反，继温暖期而来的寒冷期却一次比一次增长，降温幅度一次比一次加大。西周寒冷期历时约两个世纪，汉—南北朝寒冷期历时约4个世纪，宋—清末的寒冷期长达9个世纪。恢复古降水量要比恢复古气温困难得多，但根据我国干、寒相结合的特征，不难从温度的趋势了解到降水的趋势。由于旱化趋势以较长的时间尺度进行得比较缓慢，且不断受到短时间尺度暖湿期的穿插，而季风降水本身又具有很大的变率，因而不如温度变化容易觉察。但实际上这一从中更新世以来便已出现了的区域特征，一直是控制我国环境演变的主要因子。而且，如果二氧化碳增暖过程不如某些人所主张的那样强烈，全球气温按与冰芯、深海记录相符合的米兰科维奇曲线的趋势发展，趋向于寒冷，旱化趋势对我国华北、西北、青藏高原环境的影响还会更明显地表现出来。

参考文献

- [1]李浩敏、郭双兴,西藏南木林中新世植物群,古生物学报,1期,7—20页,1976年。
- [2]计宏祥等,西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,19—25页,1981年
- [3]中国科学院青藏高原综合科学考察队,西藏地貌,科学出版社,1983年。
- [4]郑本兴等,青藏高原第四纪冰川演化与高原隆起问题,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,52—63页,1981年。
- [5]王俊达、李华海,陕西黄土剖面的古地磁研究,地球化学,1期,85—89页,1982年。
- [6]王永焱等,黄河中游黄土形成的年代问题,水文地质工程地质,1期,7—10页,1981年。
- [7]刘东生等,中国科学院地质研究所成果选集(第一集),文物出版社,159—165页,1982年。
- [8]林振耀等,青藏高原隆起前后的气候状况,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,159—165页,1981年。
- [9]徐仁等,中国更新世的云杉-冷杉植物群及其在第四纪研究上的意义,中国第四纪研究,1期,48—55页,1980年。
- [10]竺可桢,中国近五千年气候变迁的初步研究,2期,168—180页,1973年。
- [11]陈克造等,柴达木盆地晚第三纪以来成盐演化及沉积拗陷转化特征——浅谈昆仑山隆升问题,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,148—153页,1981年。
- [12]郑斯中等,气候变迁和超长期预报文集,科学出版社,1977年。

中国晚更新世最后冰期气候复原

30年代以来,特别是近年来,冰川、海洋以及第四纪地质各方面的研究,都已证明中国第四纪的气候存在着冰期、间冰期交替的演变规律。研究工作的进一步开展,要求对古气候作出定量的复原。

可以证明我国第四纪气候存在着冷暖、干湿变化的古气候证据很多,但其中只有一部分能有定量意义;由于古气候标志本身的缺点,和可引以定量的标志又往往存在着多方面的不确切性,这就为复原带来了困难和分歧意见。

本文选择几项定量意义比较明确并得到普遍采用的气候标志进行讨论,并试图以此重建我国晚更新世最后冰期的气候图式。

一、成因背景

已经证明,第四纪的冷、暖变化是全球性的。C. Emiliani 等人和 W. Dansgaard 等人分别根据氧同位素测定所得到的深海沉积和格陵兰北部冰层反映的气候波动曲线,与根据 M. Milankovitch 的理论推算得到的辐射变化曲线之间的显著相关[1],使晚更新世以来气候变迁的天文成因说得到了更广泛的支持。因而,在晚第四纪以来地极位置没有多大变化的情况下,从现代纬度位置出发来考虑各地古气候的相对变化并以同纬度地区进行类比,是合理的。

大洋和陆地的对比构成下垫面性质最重要、最基本的差别。进入第四纪时,现代大洋和现代大陆已经奠定,但随着冰期、间冰期气候的波动,海平面曾多次发生幅度可观的升降,影响到海、陆的轮廓和范围发生消长。海洋勘探工作证明,我国边缘海的海水进退与世界大洋水面的升降趋势一致,15000年以前晚更新世最盛冰期时,我国海岸线下降到低于目前海平面110—130米甚或150—160米左右,基本上相当于大陆架转折线的位置[2]。我国东海接近于消失;南海海盆缩小、变浅,与大洋之间的水、热交换受到很大限制;黑潮洋流对我国的影响减小。

广阔雄伟的青藏高原以及高原周围地区的强烈新构造运动,在形成我国气候的下垫面因素中具有特殊意义。高原及边缘山地强烈隆起的气候意义之一,是使当地的气候在全球性波动的背景下,叠加了抬升运动所引起的变化成分。高原抬升所产生的更广泛的气候意义,在于通过对大气环流的热力和动力作用,使我国东部和西北内陆的气候都受到影响[3]。真锅淑郎等人的数值模拟试验证明,对于无山脉模式,即青藏高原不存在时,现今东亚大陆上冬季的西伯利亚高压和夏季南亚的印度低压都不出现,不存在现代的季风;对于有山脉模式,出现与实际相符的季风环流特征,季风的开始和时间变化也与实际情况一致[4]。

晚更新世是青藏高原强烈隆起的阶段。这一时期,高原各部分的抬升速度有很大不同⁻,喜马拉雅等若干山脉,晚更新世以来的上升量可以超过

本文发表于《北京师范大学学报》(自然科学版),1980年第1期。

赵希涛,试论青藏高原隆起的时代和幅度,中国科学院地质研究所,1977。

郑本兴等,青藏高原第四纪冰川演化与高原隆升问题,中国科学院冰川冻土研究所,1977。

1000 米，全新世以来的上升量可以超过 300—500 米；但就整个高原来说，将平均上升量估计为不超过 800 米及 300 米，可能是合理的，对于当时平均高度已在 3000—4000 米左右的大高原来说，这一规模的继续增高，对当地气候变化具有一定意义，对改变整个大气环流的形势不会有多大作用。一般认为第四纪冰期的环流形势大体上接近于现代寒冷时期的环流形势，由于排除了青藏高原从晚更新世以来的特殊影响，对于东亚和南亚，这一论断至少对该时期是适用的。

根据以上成因背景，恢复我国晚更新世冰期气候应遵循的准则是：

(1) 全球性气候波动的背景。特别是与北半球同纬度地区的趋势相适应。

(2) 海陆之间的水分循环较现代减弱，气候的大陆性较现代增强。

(3) 季风气候的格局。同属于季风环流控制下的水分、热量情势，与现代没有本质的不同，只有程度上的差异以及出现时间、分布位置方面的移动。

(4) 强烈新构造运动引起的变化叠加在全球性气候波动上，导致情况复杂化；地区差异很大的新构造运动所产生的一些区域性特征，不一定具有普遍意义。

二、气温分布的复原

(一)

在我国东北地区北部和青藏高原，至今仍有多数冻土存在。在这些地区，确定古冰冻现象的南界，根据这一界线的古今位置推移，可以推论气温的相应变幅。

东北地区现代的大片连续多年冻土区南界，大致在大兴安岭北部的漠河、根河附近，两地的年平均温分别为 -5.0 及 -5.7 ，1月平均温 -30.6 及 -31.1 ，岛状多年冻土区南界，通过嫩江-讷河之间，相当于年平均温 0 及1月平均温 -24 。

对我国东部冰期的多年冻土分布区南界，存在很不相同的看法。一种意见认为南界位置在松辽分水岭附近，相当于北纬 44° 左右；第二种意见认为古冰缘现象只分布到大连附近，相当于北纬 39° 左右；另一种意见认为当时的多年冻土南界直达新海连市、开封、秦岭南坡一线，已是北纬 34.5° 左右。一南一北两种意见相差十个纬度之多！产生分歧的原因之一，在于混淆了冰缘现象与永久冻土这两个不完全同义的概念。已经知道，某些冰缘现象也出现于季节性冻土区，而我国境内由于大陆性气候下的夏季高温，某些地区年平均温虽不能达到零下，在严寒冬季风的长时间控制下，却是季节性冻土良好发育的地区。产生分歧的根本原因则在于对我国冰缘现象的研究还没达到足够详细的程度。

为了解决疑问，暂可借助于国外的研究成果。Poser(1947)[5]与Kaiser

黑龙江省林业勘察设计院等，大小兴安岭多年冻土南界考察报告，1974.10。

崔之久、刘心务，关于古冰缘的研究的意义、问题与展望，北京大学地理系，1979.6。

施雅风、王靖泰，中国晚第四纪的气候、冰川和海平面的变化，中国科学院冰川冻土研究所，1979。

孙殿卿等，关于中国第四纪冰川地质工作的几点意见，中国科学院地质力学研究所，1979.90

(1960) [6] 都分别作出了欧洲玉木冰期的永冻土南界。在西欧部分, 两人所定界线的位置有一定出入; 在东欧, 南界都在多瑙河平原中。Poser 所定的界线西起布勒塔尼半岛, 约为 48°N ; 向东逐渐南移, 表现了气候大陆度的影响, 纬度位置最低处接近 44°N 。Kaiser 将西欧的冻土界线定在马赛以南, 接近 43°N 。中国的大陆性季风气候对于永久冻土的发育较欧洲为有利, 因而中国大理冰期永冻土南界的纬度位置不应高于欧洲, 而应该在 43°N 以南。

布加勒斯特的位置正处在巴尔干半岛永冻土南界; 玉木冰期的低地冰缘现象在日本南伸到本州北部, 达到 40°N 以南、青森—仙台之间的位置 [7]; 如把这些地点的现代气温与我国大连相比较, 不但年平均温几乎完全一致, 各月温度的分配情况也非常相似 (表 1); 而如与新海连、开封相比较, 相差却很远。因而可以认为, 我国大理冰期时的永冻土南界通过大连附近是合理的。

表 1 大连与欧洲、日本玉木冰期永冻土南界现代气温 () 比较

地 点	纬度	高度 (m)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
大连	$38^{\circ} 54' \text{N}$	93.5	-5.4	-3.7	2.0	8.7	15.5	19.1	22.9	24.2	19.9	13.7	5.8	-1.1
布加勒斯特	$44^{\circ} 25' \text{N}$	91	-3.2	-0.8	4.9	11.4	16.9	20.5	22.9	22.3	17.7	11.8	4.9	-0.1
青森—仙台平均			-1.3	0.8	2.0	8.0	13.1	17.0	21.2	23.2	18.9	12.9	7.1	1.1
青森	$40^{\circ} 49' \text{N}$	3.6	-2.7	-2.2	0.4	6.7	12.3	16.2	20.4	22.3	18.0	11.9	6.0	0.1
仙台	$38^{\circ} 16' \text{N}$	38.4	0.1	0.6	3.5	9.0	13.9	17.8	22.0	23.8	19.8	13.8	8.2	2.1

值得注意的一个事实是: 如将大连线与东北地区现代岛状永冻土分布区南界相对应, 将松辽分水岭线与东北地区现代大面积连续永冻土分布区南界相对应, 两者所得到的温差和纬度的移动都很接近 (表 2)。因而这两条线实际上应是分别代表着不同含义, 即分别为古连续永冻土分布区和古岛状冻土分布区南界。

表 2 现代与最后冰期的连续永冻土分布区与岛状冻土分布区南界的比较

地 区	年平均气温	所在纬度	两地温差	两地纬度差
现代连续永冻土分布区南界 (漠河—根河)	-5.3	$51\text{N}^{\circ} \pm$	10.8	约 8°
松辽分水岭 (通化、长春、四平、双辽平均)	5.5	$43\text{N}^{\circ} \pm$		
现代岛状永冻土分布区南界 (嫩江—讷河)	0	$48\text{N}^{\circ} \pm$	10.1	约 9°
大连	10.1	$38^{\circ} 54' \text{N}$		

如采取大理冰期年平均温 0°C 线通过大连附近, 此线向西延伸时将在北京以北接近密云 (年平均温 10.9°C) 的位置上通过, 并沿西山、太行山麓而下, 跨越漳河, 然后折向潞沁高原。从 30 年代以来, 太行山前以及北京西、北郊, 关于冰川遗迹的报道日益增多, 泥砾及带擦痕砾石是主要内容。不论对成因最后作怎样的解释, 实际物质的存在是客观的, 因而将京西北、太行

山麓确定为冰期永冻土带边缘，是合理的。

利用古冰缘现象以恢复青藏高原古气温的成果已经很多，如：根据唐古拉山南坡直径 100—150 米的巨型多角型土，与阿拉斯加形成此种现代冰缘现象的气温条件（-6—-8℃）相比较，推算高原在冰期降温 3—5℃。山南地区，根据日喀则、定日等地所见冰楔、冰卷泥等冰缘地貌，与高原现代永冻土南界气温相比较，推算冰期降温值为 5.5—5.7℃。但也有认为纳赤台、日喀则的降温值均达到 8℃ 左右的。

晚第四纪最后冰期多年冻土连续分布的南界在青藏公路沿线达到 30°N 左右、现今海拔 4200 米之处；现代冻土南界则在 32°30'N 左右、海拔 4780 米之处。按目前高原上每北移一个纬度植被带下降 110 米的数值计算，加上两地的高差，古今冻土的南界之差相当于 855 米的垂直高度。对新构造运动十分强烈的大高原来说，利用古气候指标估计古今气候变化幅度，必须扣除从当时到现代由于上升运动所引起的气候效应。如认为最后冰期到现在抬升量为 300 米，则古永冻土南界与现代永冻土南界之间实际上存在着相当于 1155 米的高差。由于广大高原面的山体效应，大高原地区的气温垂直递减率远小于自由大气，Wissmann 早在 30 年代即已指出这一事实，近年来的研究计算表明，这一地区的垂直递减率在不同纬度稍有不同，但若订正高度只在千米左右时，大致可以统一取 0.4℃/100 米的标准。按此，高原上 30° 纬度地区因冰期来临而引起的气温降低值约为 4.5℃ 左右。这一数值与上述唐古拉山估算值一致，与山南的估算值接近；考虑到高原地区在最后冰期时已有足够高度使不受北方冬季风的影响，降温幅度应该远低于同纬度的东部平原区，可以认为当时高原 30°N 地区的温度是在 -6—-8℃ 左右。

（二）

以第四系沉积物中的云杉、冷杉花粉为依据推论古气候的工作，近年来做得很多。我国晚更新世冰期沉积物中，云杉、冷杉的残体或花粉分布很广泛，在东部，从东北南部、华北平原向南直到长江三角洲的南通[8]、上海一带都有发现，在纬度已达 30°20'N 的天目山 950 米甚至 450 米高度上，还发现它们的踪迹[9, 10]。

但是花粉的分布与纯云杉、冷杉林的分布并不完全等同。撇开花粉的搬运与再沉积问题不论，我国东部平原上具有云杉、冷杉成分的冰期沉积物的孢粉组合，与现代西伯利亚以云杉、冷杉为主要成分的阴暗针叶林的性质，存在着不可忽视的差别。首先，平原各地的孢粉组合中，草本花粉普遍占很大比重，有理由认为具有森林草原的性质；其次，在木本成分中，松属花粉的比重往往很大，而我国的松属植物除极少数几个种以外，包括红松（*Pinus koraiensis*）在内的大量种属都属于温性甚至暖温性针叶树，常是温带以至暖带针阔叶混交林的组成成分。而且自北而南，出现云杉、冷杉花粉各地点的孢粉组合，差别也很明显，属于典型冰缘植物的阴地蕨、卷柏等仅

徐叔鹰、张林源，唐古拉山地区新构造运动的初步研究，兰州大学地质地理系，1977。

中国科学院青藏考察队地貌第四纪地质组，青藏高原第四纪地质发展历史的实步探讨，1977。

崔之久，中国西部冰缘期的划分与对比问题，北京大学地理系，1978。

吴祥定、林振耀，青藏高原隆起前后的气候状况，中国科学院地理研究所，1978。

见于哈尔滨黄山剖面，该剖面中云杉比重较大，占木本花粉的 39.7%。下辽河平原最后冰期云杉比重低于 15%，阔叶的桦超过 50%。北京城内云杉、冷杉各占 10—15%，松及松科却超过 75% [11]。华北平原有些地点虽也出现云杉占较大比例的情况，其中又往往夹杂与寒温带针叶林不相容的种类。渤海、黄海大陆架上的孢粉组合表明当时属于森林草原，南通有类似的结论 [8]。上海相当于寒冷期的以针叶木本植物占优势的组合中，除松属外并包含暖温性针叶树以及阔叶树种。这些特征表明，就平原而论，下辽河可能就不是冰期典型阴暗针叶林分布的范围。

云杉、冷杉都是现代北半球寒温带泰加林的主要组成成分。亚洲大陆的泰加林主要分布在西伯利亚，北起极圈附近，南至 57—59°N [12]；其中以云杉为主要成分的阴暗针叶林带分布在较湿润的西伯利亚，年降水量一般为 500—600 毫米，接近南界的年平均温 -2.2；分布在较为干燥的东西伯利亚的泰加林，以落叶松为主要成分，分布区年降水量一般为 200—400 毫米，仅 187 毫米。在这些地带性的泰加林以南，是山地泰加林，他们在我国西部延伸到新疆北部的阿尔泰山，主要成分为西伯利亚冷杉 (*Abies sibirica*) 以及西伯利亚云杉 (*Picea obovata*)，南界年平均温度 -2 左右；在我国东北，延伸到大兴安岭，成为以兴安落叶松 (*Larix dahurica*) 为主要成分的明亮针叶林，南界年平均温度 -3 左右。如认为在长江三角洲发现云杉、冷杉花粉就意味着泰加林在冰期曾往南扩展到该地区，我国冰期年平均温 0 线势必要推移到北纬 30°，东南湿润地区内的天目山、黄山、庐山等 30°N 附近高度超出千米以上的山地全应为冰川所覆盖，这与已知事实完全不符，因而也间接地证明了阴暗针叶林并没有南下到如此低的纬度。

以上推断已从植被的垂直地带性变化得到印证。我国现代的寒温性阴暗针叶林都分布在地带，分布高度自北向南逐渐增大。取各种云杉、冷杉林在我国东部不同纬度位置上的分布高度（高度按《中国植被》）作出现代暗针叶林的分布下限，大致呈指数曲线状（图 1）。树线的分布下限既与温度有关，也与水分条件有关。日本晚第四纪的树线下降幅度一般估计为 1500—1600 米 [13]，我国华北一带冬温与日本相近，夏温略高于日本，年降水量仅及日本的一半，按这样的气候条件，冰期树线下降量不可能超过日本。若以下降接近 1500 米计，冰期暗针叶林分布下限在 40°N 附近达到现代海平面；如仅以太白山、小五台山、白头山寒温带针叶林下限为起算点，纬度还要北移（图 1），即冰期水平分布的南界不会在 40°N 以南。值得注意的是若干既有云杉、冷杉花粉，又有树干或球果残骸，并具有 ¹⁴C 年龄测定的沉积地点，如哈尔滨黄山、渭南游河上游以及天目山 950 米沉积地点等，都与下限非常

夏玉梅、江佩芳，哈尔滨黄山剖面晚更新世的孢粉组合初步研究，中国科学院长春地理研究所，1979。
戴敷等，下辽河平原新第三纪—第四纪孢粉组合及其地层、古气候、古植被意义，辽宁地质局，1979。

92

苟淑名，渤海晚更新世末期以来海洋沉积物孢粉的初步研究，中国科学院海洋研究所，1979。

徐家声，含泥炭柱状样的孢粉组合及其反映的黄海晚更新世末期以来的古地理，1979。

竹淑贞等，上海地区第四纪地层与古气候，上海师范大学地理系，1979。

中国植被、植被图编辑协作组，《中国植被》第二篇，第五章，针叶林，1978。93

接近，分布在合理的位置上。但天目山 450 米高程上的云杉-冷杉-松孢粉组合却落在下限以下。考虑到采样地点的环境，后者只能认为是特殊地形条件下的局部现象。这种特殊情形即使是现代，也是存在的，鱼鳞松—臭冷杉林（*Picea jezoensis*, *Abies nephrolepis*）的正常分布高度在长白山为 1400—1800 米，张广才岭 1100—1500 米，小兴安岭 800—1000 米；但在当地 300—500 米的阴坡谷地溪流旁和低湿地，由于夜间冷空气下沉，形成与亚高山带相似的冷湿生境，也可以呈片状或带状出现。这种局部性的分布不能与地带规律相混淆。发现在浙江庆元（119°11'E, 27°45'N）百山祖接近山顶的 1700 米高度以上落叶阔叶林带上部的若干株冷杉[14]，也应看作是气候转暖后向高山撤退过程中的残遗。

此外，在我国东部，地形上既没有明显的阻碍，强烈冬季风和很大的大陆度又使 40°—30°N 之间的平原上南北之间冬温差和年平均温差都特别小，既低于全球同纬度平均值及我国东部 40°以北地区，也低于我国东部 30°以南地区（表 3），这是某些北方喜冷生物能突破地带分布继续向南伸展的有利条件：只要能达到 40°N，随着漫长的寒冬，就不难再南下十个纬度。因而个别动植物成分发生混杂，使地带规律不如西部有高大山脉阻挡的地区为鲜明，是不足为奇的。

表 3 我国东部平原每隔十个纬度之间的温差（°C）

项目	50—40°N	40—30°N	30°—20°N	天津(39°06'N)-南京(32°00'N)
年平均温	-2—10	10—16	16—24	12.30—15.4
南北差	12(8.3)	6(6.3)	8(4.9)	3.1(相当于 0.44 / 1 个纬度)
1 月平均温	-26—-6	-6—4	4—18	-4.0—1.9
南北差	20(12.1)	10(9.5)	14(7.3)	5.9(相当于 0.84 / 1 个纬度)
7 月平均温	18—25	25—28	28—28	26.5—28.2
南北差	7(5.9)	3(3.3)	0(0.7)	1.7(相当于 0.24 / 1 个纬度)

注：前三栏括号内数字为全球同纬度平均值。

根据以上论证，参照现代自然地带和地形，可以推论，我国晚第四纪冰期寒温带针叶林的分布南界并不超过辽东半岛北部及冀北山地；以南地区应进入温带针阔叶混交林的分布范围，而且从总体来看，平原部分属于混交林—草原性质，其后并转变为寒冷草原；而针阔叶混交林分布区的南界直达长江三角洲南部。与现代自然地带相比较，冰期植被的南移只相当于一个植被带到一个半植被带的范围，南移纬度约为 9°—10°。将我国现代泰加林带和混交林带南界的年平均温度分别移置到上述界线，在前者的分布位置上，当时的温度较现在下降 11°左右（从 8°左右降到-3°左右）；后者的分布位置上，降低 9°左右（从 16°左右降到 7°左右）。这些数值与按永冻土南界位置变化推论所得是一致的；与以华北区古今阴暗针叶林高差为依据，按 0.5°/100 米的垂直递减率计算晚更新世冰期古气温所得结果也是一致的（表 4）。

周昆叔，中国北方河谷平原地区晚冰期最盛期云杉、冷杉植被出现的意义，中国科学院地质研究所，1978。

表 4 现代与最后冰期华北暗针叶林分布的高差及所反映的温度变化

沉积地点	沉积层 ^{14}C 测定年龄	沉积地点 高度(米)	现代年平均 温度()	对应山地现代暗针叶 林分布高度(米)	冰期降温量 ()	冰期年平均温 ()
北京乐新居	29300 ± 1350 年以晚	50	11.8	小五台山 1600—2200	7.8—10.8	3.1—1.1
渭南游河上源	23100 ± 850 年	500	14.0(西安)	太白山 2000—2700	7.5—11.0	6.5—3.0

贵州高原西部,地形上已属于云贵高原范围的盘县坪地盆地 2050 米高度上,晚更新世沉积物的孢粉分析,云杉占组合的 65%,冷杉占 11%,此外并包括少量铁杉、松、栎等其他乔木[15]。铁杉是现代的温性针叶树;高原上的现代植被为亚热带常绿栎林、松林以及松栎混交林。因而孢粉分析的成果一方面既表明,在冰期时寒温针叶林曾下降到高原面上;另一方面也表明,高原面的高度当时可能已经接近于分布下限。贵州境内及云南大部地区现在都没有云杉、冷杉林的分布,离盘县位置最近的现代云杉林是玉龙山 3100—3800 米高度的丽江云杉,纬度高于盘县略 1°。如与坪地盆地的高度相比较,高度降低 1050—1750 米,降温 5.3—8.8。考虑到纬度南移 1°左右,降温量应增大,达到 6.5—10,取下限,冰期云贵高原降温约为 7。

(三)

山地雪线的高度,除了受温度因素控制外,并深受降水量的影响;新构造运动强烈地区,冰期古雪线的高度还因后期的升降运动而发生改变。因而我国西北山地古、今雪线的高度都出现向内陆中心而迅速抬高的趋势,青藏高原某些山地的雪线高度甚至出现南坡低于北坡、冰期反而高于现代等反常现象。凡此都为利用古雪线高度推测冰期气温带来困难。但鉴于:

(1) 相对于现代雪线的高度来看,我国西北干燥区边缘山地的冰期雪线下降量具有比较均匀的一致性,即大体在 1000—1200 米左右,而这些地区在冰期并没有处在特殊丰富的降水条件下;

(2) 除了横断山脉、喜马拉雅南坡等地性质与此不同的极少数海洋性冰川外,西部各地最后冰期雪线下降几乎没有超过这一数值的;而降水量丰富得多的欧洲,玉木冰期雪线下降值最大也只达到 1600 米;

(3) 西北边缘山地晚更新世以来的降水量变化要比干燥区内部地区为小;

因而有理由认为,1000—1200 米这一数值,比较接近在冰期共同的温度因素影响下所发生的雪线降低量,而干燥区内部和青藏高原上古雪线高度的某些变化,则是在这一基础上又受到降水量、新期抬升等因素的不同影响而造成的结果。

高山冰川、雪线附近的气温垂直递减率大于自由大气和一般山地。西欧现代山地冰川,在降水相同的情况下,雪线高度相差 100 米,最暖月气温相

施雅风、王靖泰,中国晚第四纪的气候、冰川和海平面的变化,中国科学院兰州冰川冻土研究所,1979。

差 0.7 ；对东欧，随着大陆性的增加，每 100 米气温相差 0.9 。我国祁连山、天山、慕士塔格等若干冰川表面和末端以下河谷中气温的对比观测表明，由于下垫面的变化，从河谷过渡到冰川上，温度递减率可大到 1 / 100 米左右[16]。若以此为准，我国西北地区晚更新世冰期降温达到 10—12 ，与东部同纬度地区是相当的。

(四)

根据以上分析，并根据我国回归线以南晚更新世冰期引起的冷暖变化对自然景观的影响不如干湿变化所起的作用为明显[17]，暂定该地区气温低于现今不超过 5 ，恢复我国晚第四纪冰期年平均气温分布如图 2。按照我国现代连续冻土区南界 1 月平均温约为 -31 ，7 月平均温约为 16 ；岛状多年冻土区南界 1 月平均温约为 -24 ，7 月平均温约 20 ；我国现代寒温带明亮针叶林南界 1 月平均温在 -28 左右，7 月平均温约为 20 ；温带针阔叶混交林南界 1 月平均温约 -14 ，7 月平均温在 22 左右；分别移置于冰期各界线的位置上，得到我国东部冰期 7 月和 1 月平均气温分布如图 3、图 4。

对照现代气温分布，晚更新冰期我国各地降温幅度如表 5 所示。

表 5 我国各地最后冰期降温幅度

项 目	东北	华北	华中	华南 (回归线以南)	西南	西北 (天山以北)	青藏高原
年平均温降幅()	10—11	10	8—9	< 5	7	11	4—6
7 月平均温降幅()	6—7	6—7	6	3	4		
1 月平均温降幅()	15—16	16—17	14	10	12		

从气温分布图得到的主要结论是：1) 冰期我国最北部的年平均温度在 -15 以下，最南部仍属热带、亚热带性质，年平均温在 20 以上。年平均 0 等温线从辽东半岛南端经燕山、太行山山麓至黄土高原南缘、川西、滇北以至雅鲁藏布江下游。2) 冰期我国最热月的温度并不很低，大部分地区在大体相当于现代 5 月中旬的情况。即从温度来说恰好不存在现代的夏季。3) 冰期的冬季比较寒冷，黑龙江省平原地区的最冷月气温相当于现代东西伯利亚极圈附近的最冷月气温。但各地的 1 月平均温并不低于近二十年来当地曾出现过的极端最低气温。

表 6 我国冰期气温与现代气温的比较

地区	地点	冰期估计气温			现代实测气温						
		年平均	1月平均	7月平均	年平均	1月平均	7月平均	年绝对最低	5月()		
									上旬	中旬	下旬
东北	嫩江	-11	-40	12	-0.4	-25.2	18.1	-43.0(61.1.11.)	8.7	12.3	14.6
	哈尔滨	-8	-35	15	3.5	-19.7	22.5	-38.1(70.1.4.)	12.1	15.2	16.8
	沈阳	-3	-29	17	7.8	-12.7	24.5	-30.5(66.1.20.)	15.2	18.0	19.2
华北	北京	1	-22	20	11.6	-4.7	26.1	-27.4(66.2.22)	18.6	20.8	22.0
华东	南京	6	-13	22	15.4	1.9	28.2	-13.0(69.2.6)	18.5	20.1	22.0
华南	广州	18	2	25	21.8	13.1	28.3	0.1(63.1.16)	25.2	25.6	26.5
西南	盘县	8	-6	18	15.1	6.1	21.8	-6.4(61.1.17)	20.1	20.0	20.4
西北	乌鲁木齐	-4			7.3	-15.2	25.7	-32.0(69.1.30.)	16.6	18.5	21.2
青藏高原	那曲	-7			-2.2	-14.8	8.8	-41.2(68.1.16)	1.2	3.1	4.7

三、降水分布的复原

(一)

降水量的复原比气温困难，但在一定前提下，如从环流形势及其变化着眼，可以简便地取得一个整体的估计而仍不失相当程度的可靠性，因为降水需要有宜于产生降水的流场形势，特别是季风控制下的中国，雨季的始、终和雨量的地区分布与季风阶段性进退之间的关系是十分明显的。

从高空环流的一些主要特性而论，一年之中只存在两种基本环流型式：冬季环流型式和夏季环流型式。两者的转换过程就是春季和秋季，但不论是春季或秋季的过渡型式出现时间都很短促，即冬、夏流场的变换是一种突然的急骤变化。突变发生的原因在于温度场的改变，当赤道、极地之间的温度对比达到某种临界状态时，原来的环流形势便要让位于另一种形势。地面风场的转变与高空形势具有明确的对应。

东亚高空风场的冬季形势在5月底或6月初发生变化；6月初到7月初，对应着长江中下游的梅雨期，属于从冬入夏的过渡型式；10月中夏季形势发生变化，9月初到10月中属于从夏入冬过渡型式[18]。各阶段发生转变的日期具有相当大的稳定性，以入梅、出梅日期的90年(1885—1974)统计资料为例，基本上都集中在1个月的时期之内，即形势都要到这个阶段才会变化(表7)。

表7 入梅、出梅日期在各时段内所占次数的百分比

	5月下	6月上	6月中	6月下	7月上	7月中	7月下	8月上	空梅
入梅日期	4%	27%	31%	24%	4%				10%
出梅日期			2%	13%	33%	29%	12%	1%	10%

根据冰期我国各地最热月温度一般相当于现代5月中旬的结论，冰期我

国上空全年都维持着现代的冬季环流形势。5 月中以后虽已应进入冬季形势发生转变的阶段，但现代之所以发生转变，是以后期继续增温为条件的，而在冰期，刚一到达此阶段便转入降温时期，因而应认为转变不可能发生。

与高空形势相对应，冰期地面夏季风活动范围的北界只能到达江南丘陵南部和云贵高原中部。这也就是控制我国东部降水的主要因子——极峰当时所有到达的最北位置，在它影响下，此时雨区的平均范围不超出江南丘陵和云、贵，恰好在晚更新世黄土沉积区南界之外，这当然不能认为只是巧合。

由于从冬入夏的过渡形势并未出现，现代从夏入冬的过渡形势也不存在。所以，在冰期 8 月继续维持与当时 7 月相近的形势，即现代 5 月入梅前的形势后，9 月即转入相当于现代 10 月的形势。这样，冰期的 3 月—7 月分别与现代的 1 月—5 月对应，冰期的 8 月仍与 5 月对应，9 月—11 月应与现代的 11 月—1 月对应。

环流形势相应，降水情况也应大致相应。按照这样的对应关系计算冰期各月的降水量，冰期 12、1、2 月都以现代 1 月的数值代替，所得到的冰期年降水量以及冰期年降水量与现代降水量的比率分布，分别见图 5、图 6。这样计算所得的数值可能比实际数值略偏大，因为没有考虑海面降低对水分循环所产生的影响，这一影响必然使降水量减小。特别是对于我国东部淮河以南的地区，偏差会更大一些，现代冬季风到达江南时，经过了黄海、渤海、东海和日本海海面，水汽含量增大；冰期这些海盆大部成陆，残存的海面可能结冰，在增湿冬季风方面起不了作用。

(二)

图 6 表明，冰期我国各地降水量普遍减少，即使是地处回归线南北的华南也不例外。这与欧洲和北非的情况有所不同，北非相应于冰期出现雨期，是受西风带南移的影响。但在我国，高空西风带南移的结果只是使地面冬季风延长了控制时间，削弱了夏季风的作用；华南所受的影响与以北地区本质上是一致的，只不过有程度上的差别，因而雨量减少是必然的，北部湾沿岸第四纪孢粉分析的成果证实了这一点[17]。

相对现代而言，全国出现两个降水量剧烈减少的中心：一是华北、东北两大平原及其间的冀北、辽西山地，降水量不及现代降水量的 30%。这一带，冰期已是夏季风所不能到达的地区，而又处在欧亚大陆西风带的最东部，且位在背风雨影面上。二是青藏高原，主体部分年降水量不及现代的 30% 甚至低于 20%。现代西南季风进入青藏的时间与长江中下游入梅是一致的，因而在冰期，大高原上不出现现代的雨季，造成干旱。高原冰期干旱也已为孢粉分析成果所证实，通常都归因于喜马拉雅山脉抬高所产生的屏障作用，但这一观点只在现代是正确的，引伸于冰期则是错误的，至少是不全面的，没有从成因上考虑古今条件的不同。冰期西风带位置偏南，阻碍了西南季风的来临，即使没有喜马拉雅的屏障，干旱仍然要出现，地形影响最多只是在这一背景下再起一点加强的作用。

全国存在两个相对高降水中心：一是在长江—南岭之间，降水量可达到现代的 80—90%。这里，现代的春、冬两季都是极锋锋面徘徊的地区，在冰

期更是全年多锋面活动的所在。二是新疆的北部和西部，降水全由西风气流控制，都是现代多春雨地区，而西风气流的活动在冰期并不减弱，因而年降水量也相当于现代的 80% 以上。

降水量的分布仍保持着现代从东南向西北逐渐减少的趋势。值得注意的是全国降水量最大的中心从华南北移到江南丘陵（年降水总量 1200—1400 毫米），这是冰期环流形势改变后，华南失去了在现代降雨中占很大比重的台风降水而致的结果。青藏高原西部、甘肃西部、新疆南部以及宁夏、内蒙古，年降水总量在 100 毫米以下，为全国降水量最少的地区，南疆东部和柴达木盆地甚至不足 10 毫米。在东经 105° 以东，江淮之间成为降雨量急剧减少的地带；秦岭—淮河一线，年雨量 500 毫米左右，此线以北，大部地区年雨量约在 200 毫米以下；此线以南，四川盆地西部，以成都晚更新世黄土堆积平原为中心，出现一个年雨量少于 400 毫米的低中心；川西和云南高原，在丧失了西南季风带来的降水后，绝大部分地区降水量低于 500 毫米，也成为少雨区。

四、两点讨论

（一）

以上的古气候复原，气温是最根本的；环流形势以及降水量的计算，完全以冰期最热月气温相当于现代 5 月中前后这一结论为依据。我国现代高空气象记录中，零度层 5 月至 7 月的高度变化与古今雪线高度变化的良好对应，为上述结论提供了证明。

川西、滇北的现代冰川属于海洋性冰川，即使在冰期，当地仍有相当数量的降水量，可以认为温度是古今雪线高度变化的主要控制因子。这一带，附近有高空气象记录可资对比的几处高山冰川雪线的古今变化[10]如表 8 所示。

表 8 古今雪线高度变化和现代 5、7 月自由大气零度层高差的比较

地点	现代雪线高度(米)	现代冰斗冰川高度(米)	大理冰期冰斗高度(米)	古今冰斗高差(米)	对比地点	自由大气零度层高度(米)			5 月与 7 月零度层高差(米)
						5 月	6 月	7 月	
玉龙山	4400—4500	4500—5000	4000	500—1000	丽江	4800	5320	5540	660
雀儿山	5200—5300	5500 ±	4600—4700	800—900	昌都	4820	5290	5620	800
					甘孜	4830	5170	5630	800
折多山	5200—5300	5500 ±	4200—4300	1000	成都	4560	4980	5540	980

以上对比表明，当最热月气温从现代（7 月）降低到冰期（相当于现代 5 月）时，自由大气零度层降落的高度，与古今雪线的高差恰好一致。而中低纬度地区自由大气的夏季等温线与雪线之间，是存在一定相应关系的[19]。

干旱区冰川、雪线的高度除受气温影响外还受降水量的控制。但就总体

而言，西北地区古今雪线变化与当地 5 月、7 月自由大气零度层高差之间的对应关系也是良好的（表 9）。

表 9 西北地区最后冰期雪线下降高度与现代 5、7 月自由大气零度层高差比较

冰期雪线高度下降量(米)	对比地点现代自由大气零度层高度(米)				7 月与 5 月零度高差(米)
	地点	5 月	6 月	7 月	
阿尔泰山 1000—1200	阿勒泰	2590	3610	3900	1310
天山西段 800	伊宁	3320	3880	4140	820
天山东段 600	哈密	3670	4160	4370	700

(二)

近年来，国外开始以数值模拟的方法对冰期气候作定量复原。Gates (1976) 利用美国“气候长期探索、制图与预报计划”(Climate, Long-range Investigation, Mapping and Prediction Project) 提供的海面温度、大陆冰川范围与形状以及地表反射率的边界条件，对 18000 年前的冰期气候作出了全球性的模拟[20]。在所作的地表气温分布图上，东亚现代 7 月温度的分布特点是南北温差小，等温线除了在大高原东南部往北突出及在东部沿海又往南弯曲，反映了地形及海陆下垫面性质的不同外，基本是平直的。冰期 7 月除了温度稍低外，在分布方面的明显不同在于：我国东部温度梯度大增，等温线往北作舌状弯曲更为明显；大高原作为低温中心也更为突出（图 7）。以 120°E 经线上的情况作比较，从 20°N 到 50°N，现代 7 月温度约从 30 降低到 23，温差仅为 7；90°E 经线上，从 20°N 到 35°N，现代 7 月温度从 34 降低到 23 左右，温差约为 11；而冰期 7 月的温差东部达 15（30—15），西部达 30 以上（30—0 以下）。这种变化恰好是我国 5 月实测气温以及 7 月实测气温分布之间所存在的差异。相应纬度，现代 7 月东部的温差是 12（29—17）。西部为 21 左右（29—8 以下）；5 月东部温差增大到 18（27—9），西部更增高 28 左右（28—0 以下）。全年各月中，只有 5 月的温度分布与模拟结果最为相似，6 月东部情况虽也比较接近，但西部情况相差较大。

现代 7 月海平面气压场模拟及冰期 7 月海平面气压场模拟在东亚部分与现代 7 月、5 月实测气压分布情况极为相似：7 月我国都在巨大低压笼罩下，印度西北为低压中心所在，我国东北地区出现一个亚中心；冰期 7 月（即现代 5 月）上述低压只出现在青藏高原以南，向东包括印支半岛及我国西南地区，东北地区的低压仍很明显，但我国西北地区则在东西向的高压控制之下（图 8）。不论是 6 月或是 4 月的实测气压场形势，与冰期 7 月模拟气压场之间的相似程度都很差。这表明本文所提出的以现代 5 月环流形势代表冰期 7 月环流形势的设想至少在东亚大陆性季风区是正确的。

Gates 的冰期 7 月降水分布图，与现代 7 月相对比，在北半球出现三个明显少雨区，分别位在北美与北欧的大陆冰盖区以及东南亚季风区。前二区

降水减少的原因在于冰盖，后者降水减少的原因在于季风的北上受到阻滞。现代 7 月出现在赤道印度洋并向东北伸展直到我国东北、日本南部的多雨带，在冰期 7 月尚停留在 10° S 附近，西起非洲东岸，向东横亘在中国南海南部；这是总的环流形势所决定的。与此同时，从印支半岛的东北至苏联远东地区，存在着一支次多雨带（图 9）；这种降雨等值线在我国东部作东北—西南伸展而且我国东北地区东部山地的降水量与长江中下游达到相同数量级的形势，也是要到 5 月后半月才能出现的。

总之，虽然在数值上存在一些出入，但不论是气温场、气压场或降水分布形势，Gates 的冰期 7 月数值模拟结果，在我国都与现今 5 月的实测情况最接近或十分相似。

参考文献

- [1] Lamb, H. H., Climate Present, Past and Future, Vol. 1, 1972; Vol. 2, 1977, Methuen Co. Ltd., London.
- [2] 王宝灿, 第四纪时期海平面变化与我国海岸线变迁的探讨, 上海师范大学学报(自然科学版), 1 期, 1978 年。
- [3] 高由禧、郭其蕴, 东亚季风气候形成问题的讨论, 东亚季风的若干问题, 科学出版社, 1962 年。
- [4] 真锅淑郎等, 山脉在南亚季风环流中的作用, 国外气象参考资料, 第二辑, 1977 年。
- [5] Poser, H., Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Weichsel-Eiszeit in nicht vereisten Mittel- und Westeuropa, Die Naturwissenschaften Bd. 34, 1947.
- [6] Kaiser, K., Klimazeugen des Periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa, Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 11 1960.
- [7] 铃木秀夫, 低位周冰河现象の南限と冰期の气候区界, 地理学评论, 35 卷, 1962 年。
- [8] 宋文琛、王开发, 江苏南通滨海相第四系孢粉组合, 古生物学报, 9 卷, 3 期, 1961 年。
- [9] 刘金陵、叶萍宜, 上海、浙江等地区第四纪孢粉组合及其在地层和古气候上的意义, 古生物学通报, 6 卷, 1 期, 1977 年。
- [10] 南京大学地理系, 中国第四纪冰川与冰期问题, 科学出版社, 1974 年。
- [11] 周昆叔等, 北京平原第四纪晚期花粉分析及意义, 地质科学, 1 期, 1978 年。
- [12] 卡列斯尼克等, 苏联地理(总论), 上册, 吉林人民出版社, 1977 年。
- [13] 贝冢爽平, 变化する地形—地壳变动と海面变化と气候变化の中ご, 科学, 39 卷, 1969 年。
- [14] 浙江省庆元县万里林场, 百山祖冷杉——一种新的冷杉的发现, 植物分类学报, 14 卷, 2 期, 1976 年。
- [15] 孔昭宸、杜仍秋、陈明洪, 滇东黔西第四纪古植物的发现及其对植物群和古气候的初步探讨, 中国第四纪冰川地质文集, 地质出版社, 1977 年。
- [16] 施雅风、谢自楚, 中国现代冰川的基本特征, 地理学报, 30 卷, 3 期, 1964。
- [17] 王开发、孙煜华等, 我国北部湾沿岸第四系孢粉组合的发现及其古气候, 科学通报, 4—5 期, 1977 年。
- [18] 叶笃正、陶诗言、李麦村, 在六月和十月大气环流的突变现象, 气象学报, 29 卷, 4 期, 1958 年。
- [19] 野上道男: アンテス山脉に於ける现在および冰期の雪线高度の分布がりみナニ冰期の气候, 第四纪研究 Vol. 11, No. 2, 1972.
- [20] Gates, W. L., The Numerical Simulation of Ice-age Climate with a Global General Circulation Model, Journal Atmospheric Science, 33, 1976.

中国西部和华北中更新世以来湿润状况的变化

多种代用资料分析表明，在中更新世时期，我国西部及华北地区曾存在远较现代湿润的气候。

不论按数十万年、数万年、数千年或数百年的时间尺度，对比各种代用资料所表征的情况，自中更新世“雨期”以后，后一湿润期的湿润程度都较相应的前一湿润期降低；后一干旱期的干旱程度都较相应的前一干旱期增强；表明上述地区的气候明显存在干旱化趋势。旱化趋势的原因与青藏高原在更新世期间的急剧隆起密切相关。

—

进入第三纪以来，全球面临着“新生代衰退”（Cenozoic Decline），气温普遍逐渐下降，以至进入第四纪冰期。第四纪冰期虽有冰期-间冰期的差别，气温振幅很大，但即使在最暖间冰期的最温暖阶段，温度也未能恢复到第三纪末期情况，即：虽有短波波动，长尺度的气温下降趋势是清楚的。我国各地新生代以来的气温变化都大体保持与全球一致的趋势，规律比较清楚。

湿润程度的情况比较复杂。地形稍有起伏，环流形式稍有变动，以至气温与降水对比关系的改变从而影响蒸发强度，都会对地区性的湿润程度带来影响，因而全国未必具有统一的规律与一致的趋势。

由于水分条件对我国现今属于半干旱、干旱地区的青藏、西北、华北等地经济发展和环境演变的重大意义，中外学者对这些地区是否存在旱化趋势自二三十年代以来就已极为关注，作过不少分析研究。但由于两方面的原因，难以得到明确的结论。第一方面的原因是资料积累还未达到即使是作出初步结论所需要的水平，特别是不具备已经测定绝对年龄的代用材料，缺乏依据的推论难具有说服力。不过，近年来这方面已经有了不少成就，可资利用。第二方面的原因是方法性的，由于地球上气候的演变阶段性冷-暖、干-湿的交替为特征；由于气候系统的复杂性，交替过程存在着从 10^0 年至 10^9 年的多种准周期；在探索发展趋势时，次一级波动中的变化易于与主趋势相混淆，从而影响规律的明确化。

针对上述情况，试收集各种代用资料，按所表征的不同时间尺度分别作分析和对比，以说明我国华北、西北及青藏等地第四纪中期以来湿润情况的发展趋势，所得到的结论是：上述现今属于干旱、半干旱或半湿润的地区，在中更新世以前，湿润情况的变化规律不甚一致，但在中更新世普遍都经历过一个湿润时期；此后，干、湿程度虽也有大幅度振动，但在几种不同的时间尺度上，都出现旱化趋势。

青藏、西北、华北等地区在中更新世出现过远较现代湿润时期的证据很多。

柴达木盆地内，从晚第三纪以来出现过两次成盐期：第一成盐期从上新世延续到早更新初期，成盐高峰在上新世晚期；第二成盐期开始于晚更新世，延续至现代[1]。成盐期在早更新世与中更新世的中断，意味着当时气候的干

旱程度减轻，湖水淡化。

我国西部第四纪时期，随着气候的寒、暖交替，曾多次发育冰川。不论是青藏高原或是西北各高山，冰川的发育均以中更新世为盛。青藏高原早更新世的冰川遗迹，分布范围有限；中更新世冰期，在高原上发育许多山麓冰川，遗迹范围最广[2]。天山、阿尔泰山等地，各次冰期的山谷冰川长度均以中更新世为最大，汗腾格里山区的中更新世冰川冲出山口进入盆地、平原，具有山麓冰川，以前或以后各次冰川的规模均不能与此次相比[3]。我国西部高山冰川都属于大陆冰川，冰川发育的规模不取决于气温而取决于降水量，中更新世冰川的特别发育，表明该时期的降水量比早、晚更新世冰期时为丰富。

青藏高原现今仍是我国的湖泊集中地区，湖泊数以千计，湖泊率是全国平均值的两倍以上，但属于外流、淡水性质的湖泊为数已极少。湖岸阶地、湖滨砂砾堤和湖滨线遗迹表明，中更新世冰期，高原上曾有一个湖泊全盛时期，当时许多湖泊是淡水湖，具有外流通道。当时的湖岸线一般高出现今湖面数十米、甚至上百米。西藏最大的湖泊是纳木错，最高湖岸线高出现代湖面 80 米；第二大湖是色林错（奇林湖），最高古湖岸线高出现代湖面 120 米。许多湖泊的最高古湖岸线所在位置，都超出早更新世阶地之上，表明了湖泊全盛期的出现时期晚于早更新世。色林错现在面积为 1865 平方公里，按最高古湖岸线估计，当时湖面积可达 10000 平方公里，湖周围目前独立分离的许多湖泊，当时是相连成一片的统一的水体。[4, 5]

内蒙古高原边缘的半干旱地区内，从东北向西南，自大兴安岭西麓至鄂尔多斯，分布着许多湖泊。湖泊周围都存在多种高湖岸遗迹，实际上构成了一条湖泊萎缩带，虽缺乏确切的年代数据，但从地貌、沉积学方面的估计，许多湖泊的最高湖面出现在中更新世时期。达来诺尔现今湖面高度为 1226 米，中更新世最高湖面的遗迹出现在高度 1330 米。

甘、新、宁和内蒙古境内的干荒漠中，普遍存在目前已经干涸的古水道网遗迹，面积最广泛的遗迹年代，都属于中更新世或早更新世。罗布泊周围，早、中更新世的湖相沉积物分布范围很大；准噶尔盆地中，第四纪初、中期的湖相沉积分布尤为广泛，许多现代湖泊周围存在中更新世的高阶地。玛纳斯湖现代湖南水位为海拔 257 米，古湖面高度超过 320 米，当时，它与现在直线距离相距 200 公里以上的艾比湖应是属于一个统一的大湖。内蒙古阿拉善以至蒙古人民共和国境内，缩小或消失了的中更新世古湖泊遗迹也是广泛存在。甘、新、宁和内蒙古境内水道网发达的“雨期”（Pluvial），究竟对应于冰期或是间冰期，或是有其它规律，还有待于取得更多的年代数据作进一步研究。

黄土沉积剖面中值得注意的是：中更新世离石黄土沉积中断的规律特别清楚，每次中断期间发育的褐土型古土壤，发生层次明显、厚度大，表明当时一再出现湿润程度较高、湿润持续期较长的气候条件。特别是年代距今约为 50 万年的第五古土壤层，厚度达到 5 米左右，所对应的气候条件尤为湿润，且其后所发育的数层古土壤层颜色一般也都较深。此外，如以距今 70 万年左右的布容 / 松山古地磁转向交界处作为中更新世的起点，从湿度方面着眼，代表着强烈干旱气候的三层砂质黄土层都出现在中更新世以前，中更新世期间没有重现过相似的强干旱环境[6]。

对周口店北京猿人遗址沉积物所作的分析结果表明，位于布容—松山分

界线附近的底砾石层中，不稳定矿物含量百分比很低；石英颗粒受化学风化影响强烈，表层呈现分解现象。相应于洞穴内底砾石层的下砾石层，其上部的黄棕色粘土层性质接近于现代大别山地区的黄棕壤的特征。凡此，都是中更新世初期曾出现湿润程度高于现代气候的标志。对孢粉、岩性、哺乳动物等方面所作的综合分析表明，中更新世时期的猿人洞沉积，从第四层至第九层都可能属于湿润气候，只有底砾石层之上的 10—11 层，以及上部的 1—3 层，沉积期间可能属于半干旱草原环境[8]，即在中更新世时期湿润气候的历时是相当长久的。

中更新世历时数十万年，在该时期内，干湿程度屡有变化，以上所列举的各项表征湿润气候的证据既不必同时起始，也不必相等历时，但不论从湿润程度或湿润时期在历时长度方面占有优势的地位来看，在该时期以后，至今未曾出现过可与之相比拟的时期，是可以据而肯定的，即从数十万年的时间尺度来衡量，干旱化趋势是明确的。

二

中更新世以后，华北、西北及青藏等地区普遍出现旱化趋势。

从太平洋深海钻孔岩心的氧同位素分析 (Shackleton and Opdyke, 1973)，赤道太平洋岩心碳酸钙含量百分比分析 (Hays et al., 1969)，加勒比海浮游有孔虫分析 (Imbrie et al., 1973) 以及捷克 Brno 黄土-古土壤系列的分析 (Kukla, 1970) 结果，都反映近 100 万年来，气候的变化具有平均约 10 万年的周期。特别是最近 45 万年来，10 万年的周期尤为明显而有规律。自从进入晚更新世末次冰期以后，我国华北等地开始沉积马兰黄土，整个马兰黄土层的沉积时期已经历了将近 10 万年，沉积过程在现代的中断，正与 45 万年来全球性的振动规律相符。以华北现代气候与 10 万年前的间冰期相比，气温大体接近，而稍低于 50 万年前离石黄土层中第五古土壤层发育时期；但降水、温度情况未能达到 10 万年前的间冰期时期。从古土壤层的性质来判断，10 万年前黄土高原发育的是褐土型土壤，而现代黄土高原的土壤-植被属于干草原-黑垆土类型，按现代地带分布推算，褐土带西移了 4 个经度。4 个经度的差距在气温方面变化不大，年降水量相差可能达到 100 毫米，即黄土高原地区现代间冰期的降水量较上一间冰期减少 15—20%。若与 50 万年前的间冰期相比较，减少得更多。这是 10 万年的时间尺度上，与间冰期相比较所显示的干旱化。

发现于山西襄汾、汾水沿岸的丁村人遗址中的动物化石表明，丁村人的生活环境远较当地现代年降水量仅约 500 毫米左右的条件为湿润。象化石的种类及丰富程度，遗址中现在限于分布在长江流域的蚌化石和鱼类化石的存在以及孢粉分析表明周围森林茂密等，都足以作为证明[9]。发现石器和化石的文化层现在高出汾水河百米以上，当时的汾水水位应高于现代。丁村人的年代早于距 10 万年前，不论划入晚更新世初期或中更新世晚期，都属于最后间冰期，这些考古上的证据与上述根据黄土沉积中古土壤发育所得出的结论是完全一致的，即对比以 10 万年为周期，处于同一位相上的间冰期气候，表明存在旱化趋势。

马兰黄土及其中的化石，在性质上表现了比离石黄土沉积时的环境更为干旱，马兰黄土在分布范围上比离石黄土更为扩大所表示的干旱程度的加

强，反映了同属冰期，后一寒冷时期比前一寒冷时期为干旱，也属于 10 万年级时间尺度上的旱化趋势。

西北高山晚更新世冰期冰川规模的普遍缩小，与此同一性质，属于同一时间尺度。

青藏高原和柴达木盆地中的湖泊，周围都存在着许多道古湖岸线，在卫星像片、航空像片上历历可数，这些湖泊的干涸和收缩过程包含着 10^5 — 10^2 年的多种时间尺度的气候旱化信息。湖泊干涸不排除非气候原因，如上游或下游水系发生变化，湖盆受构造运动影响等。但如广大范围内各不相同的湖泊收缩过程可以对比，影响因子就只能属于气候方面。西藏最大的湖泊纳木错面积达到 1920 平方公里，小湖如错纳错面积仅为 50 平方公里，两者大小相差近 40 倍；班公错位于极西部（经度： $79^{\circ}50' E$ ；面积：413 平方公里），与位于东部的湖泊如蓬错（经度： $90^{\circ}58' E$ ；面积：126 平方公里）直线距离在 1000 公里以上，经度相差 11° ；这些湖泊周围的古岸线表现出共同的特征：都以 8—9 道最为明显。这一现象的普遍性，无疑是代表了青藏高原上 8—9 个阶段的气候旱化过程[5]。

万年以下时间尺度上的变化可见于晚更新世期间。

发现于伊克昭盟境内的河套人的生活环境，与现在当地环境的比较，是万年级气候振动中存在旱化趋势的实例。萨拉乌苏流域现代降水量不足 400 毫米。河套人遗址的哺乳类化石表明，距今约 3 万年前，当地为稀树草原环境，在化石群中蹄类、啮齿类占 80%，且都是干旱、半干旱种；但当地还存在着纳玛象、王氏水牛、野猪、虎等在森林或灌丛中活动的动物；哺乳动物现生种当时栖居该地的，已有多种不见；且当时当地应多淡水湖沼[9]。当时降水量应稍多于现代。萨拉乌苏动物化石群的时期应相当于最后冰期内第一峰期与第二峰期之间的亚间冰期，即现代间冰期环境的湿润程度甚至未能恢复到上一冰期的亚间冰期时期。

新疆罗布泊湖盆中心的勘察表明，深约 9 米的钻孔，仅在表层见到厚约 30 厘米的盐壳，以下无盐层沉积，且沉积物中均见少量莎草、香蒲等湿生、水生草本，表明湖泊尚未盐化。 ^{14}C 年代测定，全新世底界约在 4 米左右。孢粉分析表明，3 米以上为蒿-藜-麻黄花粉带，以下为麻黄-藜-蒿花粉带[10]，虽均属荒漠环境，在万年级的时期内，植物群有从以灌木性质的麻黄为主转为以草本为主的趋势，表明干旱程度有所增大。

在晚更新世以来的成盐时期内，青藏地区的盐湖经历过多次次一级的盐化-淡化循环。柴达木盆地中几个盐湖的钻孔资料表明，近 1 万年来已经经历了 2—3 个盐化期的更替，在此过程中，后一淡化期的碎屑沉积物厚度比前一淡化期为薄，后一盐化期的历时一般都比前一盐化期增长，含盐沉积层的厚度增大，特别是石盐或芒硝在沉积层中的比重在显著增大；在后一循环中的干旱程度较前一循环增强。这是千年时间尺度上的变化[11]。

近年来，根据各地二三千或数百年有关记载及气候记录分析气候变化规律的工作获得不少成果，从中也可以对千年及千年以下时间尺度的干湿变化趋势有所了解。

利用陕、甘、宁等省区的历史记载所作分析表明，黄土高原及甘、宁半干旱、干旱地区，自公元前 2 世纪以来，干旱年份出现的频率在不断加大：公元 9 世纪隋唐及以前，干旱年份出现的几率不超过 17%，10 世纪至 14 世纪增大到 27%，15 世纪至 17 世纪上升至 43%，18 世纪再上升为 46%，19

世纪 30 年代以来已超过 51% [12]。

对我国东部 40°N 以南地区，根据历史资料划分干、湿期，得到的趋势与上述西部地区相同。若以公元 1000 年为界分为前后大致相近的两个时段，在此以前的 1000 年内，干旱期的年代共长 350 年，湿润期的年代为 650 年；在此以后的 900 年内，干旱期的年代长达 580 年，湿润期缩短到 320 年，特别是公元 1500 年以后的四百多年，黄河流域干旱程度的增大更为急剧 [13]。我国东部地区的降水量受夏季风影响和控制，因而，特别是黄河流域一带，历史上的干旱期大致与冬季风活动强烈的寒冷期相应。5000 年来，我国气候在寒、暖期交替出现的变化过程中，明显地存在寒期愈来愈长，寒冷程度一次比一次加深，暖期愈来愈短，回暖程度一次逊于一次的趋势。夏商温暖时期延续到千年以上，当时野生象可以向北活动到黄河下游地区；春秋—秦温暖时期历时不过 500 年，温度低于夏商时期；隋唐温暖时期历时不到 300 年，虽然柑桔可以结实于长安宫庭内院，暖于现代，但温暖程度又不及春秋时期。与此相反，西周寒冷时期历时仅约两个世纪，汉—南北朝寒冷时期历时已达 4 个世纪，宋—清末的寒冷时期更长达 9 个世纪。寒冷时期和程度的增长趋势也就是干旱时期与程度的增长趋势。

北京近 500 年旱涝资料的分析表明曾有六次干、湿波动，平均波长为八十余年。如以汛期平均降水量为标准来划分多雨期与少雨期，可以看到，多雨期在一次比一次缩短，少雨期在一次比一次增长 [14]。近 251 年的三次波动中，多雨期从 56 年缩短到 24 年以至 16 年；少雨期从 42 年增长到 45 年以至 54 年；表明在百年左右周期的尺度上，旱化趋势也是明显的。

三

以上所述，就手头所有的极不全面的文献和资料所作的初步分析已可看到，我国华北及西部地区的旱化趋势是客观事实。但由于气候是以干-湿、冷-暖相交替的方式而变迁，由于多种时间尺度的变化相互叠加会形成复杂的反映，在一定时段内，旱化现象可以不甚明显，甚至转而有湿润趋向，都是可能的。

F. K. Hare 在《Climate and Desertification》一文中归纳地球上出现干荒漠的原因不外三类：位于 Hadley 环流的下沉部位；位于山脉背风坡、地形屏障及气流下沉；大气中水汽含量低，或是缺乏导致水汽凝聚降落的动力。三类条件分别或同时存在于我国华北和西北地区。

由于更新世以来的强烈隆起，喜马拉雅山脉逐渐成为青藏高原的地形屏障，高原又逐步成为阻碍西南气流进入我国西北、华北的屏障。

我国干旱区、半干旱区的位置已超出 35°N 以北，不受 Hadley 环流的影响。但当高原达到一定高度出现高原季风现象时，导致高原南北两侧都发生下沉气流，北侧下沉气流的位置正在南疆-甘肃、宁夏一带，产生的效果与 Hadley 环流的下沉部分相似。

我国干旱区、半干旱区位于西风带范围内，但西距大西洋，北距北冰洋太远，大气中水汽含量低，而湿润夏季风的影响一年只有三个月可及于华北及内蒙古东半部。

随着高度的增加，青藏高原对西风带气旋的发生与活动所起的抑制作用增强，从动力方面减少了降水的机会。

在整个更新世时期，上述条件是在向强化的方面发展的。这一区域特征与全球性气候变化相交织，组成了我国华北和西部地区气候干湿变化的成因背景。

参考文献

- [1]黄麒等，盐湖年龄的测定——青藏高原几个盐湖的¹⁴C年龄及其沉积旋回，科学通报，25卷，21期，1980年。
- [2]郑本兴等，青藏高原隆起的年代、幅度和形式问题，科学出版社，52—56页，1981年。
- [3]王志超，天山古冰川作用研究，新疆第四纪地质及冰川地质论文集，新疆人民出版社，1981年。
- [4]中国科学院青藏高原综合考察队，西藏地貌，科学出版社，1983年。
- [5]中国科学院青藏高原综合考察队，西藏河流与湖泊，科学出版社，1984年。
- [6]刘东生等，黄土与环境，科学出版社，1985年。
- [7]陈万勇，“北京人”遗址的底砾石层和附近上、下砾石层，象化石层形成时期的自然环境，古脊椎动物与古人类，1期，1981年。
- [8]李炎贤、计宏详，北京猿人生活时期自然环境及其变迁的探讨，古脊椎动物与古人类，4期，1981年。
- [9]龙玉柱、徐钦琦，我国北方晚更新世哺乳动物群与深海沉积物的对比，古脊椎动物与古人类，1期，1981年。
- [10]严富华等，新疆罗布泊4#的孢粉组合及其意义，地震地质，4期，1983年。
- [11]陈克造、Bowler，柴达木盆地察尔汗盐湖沉积特征及其古气候演化的初步研究，中国科学，B辑，五期，1985年。
- [12]耿宽宏，中国沙区气候，科学出版社，186页，1986年。
- [13]郑斯中等，我国东南地区近两千年气候湿润状况的变化，气候变迁和超长期预报文集，科学出版社，1977年。
- [14]北京气象台，北京市近五百年旱涝分析，气候变迁和超长期预报文集，科学出版社，1977年。

华北更新世最后冰期以来的气候变迁

研究更新世最后冰期以来陆上大尺度气候变迁，在欧洲和北美均以大陆冰盖后退过程中各阶段所遗留的各种遗迹，孢粉分析所揭示的、随冰盖后退而发生的植被带的更替以及反映冰盖消长的全球性海面升降为主要标志。由于大陆性气候的影响，我国东部在最后冰期不存在大面积冰盖。但由于冬长、严寒，在华北北部和东北广大地区，晚更新世冰期的冰缘现象普遍发育，近年来不断有所发现；地势或纬度较高的地方，甚至留下了全新世寒冷时期的融冻遗迹。本文根据在华北实地考察所发现的冰缘现象遗迹，与之相应的孢粉分析所反映的植被变化以及某些地点所见到的海平面变动，讨论更新世冰期以来华北地区的气候变迁概况。

一、河北阳原虎头梁更新世末期冰缘现象

阳原盆地以泥河湾第四纪河湖相沉积的发育著称于世，自20年代巴尔博(G. B. Barbour)等人在该地考察并发表论著以来，直至最近，不断有人作

进一步的研究，但工作大多以地层学方面为主。

虎头梁位于盆地中部、桑干河北岸，梁顶平坦，海拔高度约 910 米，梁面为深沟所切割，出露于西水地的沉积剖面如图 1 所示。剖面中，在离地表 1.5—2 米左右处，广泛出褶皱扰动，变形层主要由黄绿色粉砂、细砂层及直径 1—5 厘米左右的成层扁平砾石组成夹有薄层黄绿色泥灰岩。所形成的褶皱，不论背斜部分或向斜部分，都比较开阔，且大致左右对称；背、向斜高度 0.6—1 米左右。扰动层以下的下伏沉积层以及以上的上覆沉积均保持平整（图 2）。以上性质和产状与多年冻土区的融冻褶皱（冰卷泥）完全一致。

虎头梁融冻褶皱现象先后经多人鉴认，已普遍得到公认。1980 年底，我们又在该地同一层位上发现为黄土与砾石所充填的楔形裂隙，深 1—1.5 米，宽 0.3—0.6 米；原作层状排列的扁平细砾，在接近裂隙两壁处出现与裂隙壁平行排列的现象。这种现象表明，这些裂隙属于古冰楔的性质（图 3）。

为了确定上述冰缘现象的时代，取距地表约 2 米处融冻褶皱中钙结核表面的钙质膜壳作 ^{14}C 年代测定，所得年代为距今 27675 ± 745 年。由于钙结核随褶皱发生扰动，长轴顺褶皱方向排列，融冻褶皱现象应发生在钙结核形成以后。融冻变形层之上为砾石及马兰黄土所覆盖，马兰黄土顶部的热发光年龄测定为距今 8000 ± 400 年 [1]，因而出现这一冰缘环境的年代在距今 10000—27000 年之间，即属于更新世最后冰期的范围内。值得注意的是冰楔与融冻褶皱可能不是同一时间的产物。两者虽接近于处在同一层位上，均以细砾及黄土为上覆层，但融冻褶皱是地表反复融冻、冻结面随着气温的降低向深层发展，致使介于永冻层上限与活动层冻结面下界之间的暂时尚未冻结的含水松散层遭受强大压力，作塑性变形而成，变形应出现在地表以下融冻活动层底部的位置上。根据我国大兴安岭北部现代永冻土地区的情况，活动层厚度一般为 2—5 米，虎头梁融冻褶皱现今在地层中出现的位置大致应接近于原来形成时的深度。冰楔是地表冻裂、冰体冻胀侧压力所造成的产物，形成时直接暴露于地面，在平面上以多边形土的形式出现，一般向下延至 1—2 米的深度；虎头梁冰楔的上覆层应是冰楔形成以后的沉积物，因而，虽同属于最后冰期，冰楔形成的时代早于融冻褶皱。

二、虎头梁剖面孢粉组合变化的气候意义

对于虎头梁剖面，前人曾做过不少工作。但孢粉分析或主要着重于剖面的下段，或报道成果过于简略 [2, 3]；沉积年代问题更是意见分歧，大多主张属于中更新世或下更新世 [4, 5]。此次着重对剖面的中、上段采样作孢粉分析，成果如表 1 所示；并对距地表约 8 米

表 1 虎头梁剖面孢粉分析成果

项 目 \ 标本号	8	7	6	5	4	3	2	1
孢粉总数(粒)	21	极少	72	2	57	极少	25	390
乔木花粉总数	2		4		2		25	260
乔木花粉比重(%)	10		6		4		100	66.7
灌木及草本花粉总数	19		68	2	55			120
灌木及草本花粉比重(%)	90		94	100	96			30.7
孢子总数								10
冷杉(<i>Abies</i>)								2
云杉(<i>Picea</i>)								47
雪松(<i>Cedrus</i>)								6
竹柏(<i>Podocarpus</i>)								3
松(<i>Pinus</i>)			4		2		25	105
桦(<i>Betula</i>)								39
鹅耳枥(<i>Carpinus</i>)								1
栎(<i>Quercus</i>)								1
柳(<i>Tilia</i>)								1
榆(<i>Ulmus</i>)								2
柳(<i>Salix</i>)	2							53
麻黄(<i>Ephedra</i>)			1					14
藜科(<i>Chenopodiaceae</i>)	1		1	1	47			89
石竹(<i>Caryophyllaceae</i>)								1
禾本科(<i>Gramineae</i>)			1					4
蒿(<i>Artemisia</i>)	17		65	1	5			2
菊(<i>Compositae</i>)					3			9
草(<i>Humulus</i>)	1							
伞形(<i>Umbelliferae</i>)								1
卷柏(<i>Selaginella</i>)								2
水龙骨科 <i>Polyodiaceae</i>								7
真蕨纲(<i>Filicales</i>)								1
¹⁴ C 年代(距今, 年)		27675	> 41600					
附注	冰楔中	冰泥卷	黑粘土					

处的黑色淤泥采样作 ¹⁴C 年代测定，年代为大于距今 41600 年，因而虎头梁剖面的上段应属于晚更新世玉木冰期内的沉积。

按照我国现代自然植被区域，阳原盆地正处在冀辽山地油松、栎林区与黄土高原中部草原区之间的交界地位上。冀辽山地植被的垂直分布规律可以小五台山为代表：2100 米以上为亚高山草甸；1600—2100 米是云杉、落叶松为主要的山地针叶林，间生白桦、山杨等阔叶种；1200—1600 米为中山落叶阔叶林，由栎、桦、椴、榆、杨等属组成；1200 米以下原为落叶栎林和油松林，但大多遭破坏而出现灌丛和灌草丛[6]。虎头梁北侧山地一般高达 1600

—1800 米，分水岭诸峰更在 1900 米以上，黄花梁高达 2035 米，若不是在人类历史时期遭受强烈破坏，盆地内部虽属于灌丛草原性质，周围山地可以有松栎林以至云杉林的分布。与现代植被相比较，虎头梁剖面标本 1 所包含的孢粉组合代表了接近于现代气候而稍为暖湿的环境：松栎林分布广泛，植被垂直分布带明显，盆地内部仍属于半干旱性质；相当于间冰期。以后的沉积时期，气候趋向于干旱，孢粉稀少，木本近于绝迹，大部分沉积层中只能见到少量代表草原环境的藜科、蒿属花粉，时代上相当于玉木冰期。

值得注意的是距今 41600 年以前所沉积的淤泥层中，孢粉总数、种属数都比以前、以后各时期明显增多，而且又出现松属花粉。W. L. Gates 综合欧美各地孢粉、海温等多项指标曾得到结论：北半球中纬地区，最近 10 万年来分别在距今 7 万年前后和距今 2.2 万年前后两次达到气温最低点（图 4）[7]；C. Emiliani 根据深海钻芯所得的加勒比海水温变化曲线中，上述两个寒冷时期是很明显的，相对暖期正在距今 40000 年前后（图 5）[8]。对我国东部平原海平面升降变化研究所得的成果表明，近 10 万年来，在 5 万年以前和 2 万年前后，分别存在两次海退，前者达到 -70 米以下的深度，后者更达到 -155 米的深度；两次海退之间，大约从距今 4 万多年时开始到距今 25000 年左右，发生海侵，海面上升到略低于现代的高度[9]；两次大规模的海退分别代表两个寒冷期，其间的海侵代表冰期内的转暖阶段。因而虎头梁上段剖面黑色淤泥层中孢粉数量和组合的变化，并不只是沉积条件发生变化的结果，而意味着是划分华北玉木冰期前、后期的气候标志。马兰黄土中地表以下第一个古土壤层的热发光年龄为距今 41000 ± 4800 年[1] 表明当时沉积黄土的干寒环境曾一度中断，转变为稍为温湿的气候，与此可互相印证。

三、内蒙古岱海全新世湖积层中的融冻褶皱

岱海盆地位于内蒙古高原南缘，为一内陆封闭湖盆。盆地中的凉城县城，经纬度分别为 $112^{\circ}24' E$ ， $40^{\circ}28' N$ ；海拔约 1240 米。湖盆为一地堑型陷落区，南、北两侧山地对峙；北侧蛮汉山，最高峰 2304 米，南侧马头山，最高峰 2100 米，盆地内全新世湖相沉积剖面中，多处发现融冻褶皱现象，凉城公沟沿和东河沿两处所见如图 6、图 7。

东河沿剖面中，下部融冻褶皱带内淤泥的 ^{14}C 年代测定为距今 6039 ± 90 年，褶皱带以上约 50 厘米处未受扰动的淤泥层 ^{14}C 年代测定为距今 5085 ± 85 年。公沟沿剖面中，上部融冻褶皱带内淤泥的 ^{14}C 年代测定为距今 8005 ± 100 年；距此褶皱带约 2 米以下的粉砂土层中，夹有灰褐色条状砂质粘土，其下 0.5—1 米左右并存在另一受扰动的砂层。根据沉积厚度以及粉砂土层的顶部存在明显古土壤发育面，从而表明沉积一度有较长时间的中断，此粉砂土层中受扰动粘土的沉积时代不晚于距今 10000 年。

公沟沿剖面上部褶皱带与下部褶皱带相距深度 3 米以上，不可能是同一次寒冷期所生成；公沟沿剖面上部褶皱与东河沿剖中的褶皱是否分属于两个寒冷期，仅根据沉积剖面难以辨明；但据此已可确定，更新世末期以来，岱海

盆地至少出现过两次或是三次年平均气温降至 0 附近，足以使地表存在永冻层的寒冷时期，时代分别为距今 8000 年以前，距今 8000—6000 年之间以及距今 6000 年以后。对上述剖面所作的孢粉分析证实了这一推测，并有助于进一步明确各寒、暖期的出现时期。

四、岱海全新世沉积中孢粉组合变化的气候意义

岱海盆地的现代自然植被属于温带南部草原亚地带[6] 地带性干草原分布于阳坡 1500 米以下，阴坡 1300—1400 米以下；滨湖平原及洪积扇前缘出现盐生草甸及小面积沼泽化草甸；周围山地分布着以东北白桦为主的小叶林及夏绿灌丛，1700 米以上桦林可呈成片分布；植被受人为破坏非常严重，都属于次生性质。

公沟沿、东河沿两剖面中各层的孢粉分析表明，公沟沿各层的孢粉总数远少于东河沿各层，但两剖面中孢粉的组成成分并无明显不同，草本均以反映干草原环境的科属为主，并有香蒲属花粉及较多的水龙骨科孢子，显示了当地干草原及湖泊、沼泽环境的长期延续性；木本除少量云杉、冷杉及少量温带阔叶树如椴、榆、鹅耳枥外，主要是松与桦，并明显地以桦花粉优势带和松花粉优势带交替出现为两剖面中孢粉组合的基本特色。

按照我国现代地带性植被的分布特征，白桦一般见于东北寒温性针叶带，油松为华北温性针叶林的建群种，白桦、松优势带的交替，正显示了当地气温的凉、温更迭。距今 8000 ± 100 年以前长期属于桦优势带（图 8），为寒凉期，公沟沿剖面下部的融冻褶皱发生于此时期内；以后增温至距今 8000 年左右出现重大转折，进入温暖期，属于松优势带，但温暖期保持不久，又转为桦优势带。直至距今 7000 年以后才转向温和，而公沟沿上部融冻褶皱即应发生在 7000—8000 年之间；7000 年以后形势大变，松愈来愈占优势，且在距今 6000 年前后达到最高点，并维持着这一状况直到距今 5000 年；以后才渐趋降低，但也仅只在距今 3000 年左右一度出现桦的短期优势，且当时仍具有松的成分，表示虽进入寒凉期，延续时间及降温程度都较距今 7000 年以前的寒凉期短暂、缓和（图 9），东河沿剖面中的融冻褶皱应形成于第三个寒凉时期中。

五、山东半岛福山和芝罘全新世海侵遗迹的气候意义

全新世以来，海面升降的幅度远不如更新世时期为巨大，但大范围的海侵、海退还是与全球性气候变化和冰盖消长相应的，仍不失为良好的气候变化标志。由于海面上升的趋势落后于温度上升的趋势，最高海面出现的时期应相当于高温时期的末期。

山东福山夹河下游丘家庄西北的全新世剖面中，底部洪积、坡积物之上堆积着厚约 1 米的粉砂状海滩层，该层上部可见分散分布的贝壳；在下部贝壳作层状分布。海滩层之上为文化层（图 10）。接近海滩层底部的贝壳， ^{14}C 年龄测定为距今 5420 ± 95 年取样点距地表 2.5 米，高出现代海平面约 15 米。

烟台芝罘岛北口的全新世沉积剖面中，也在底部洪积、坡积物之上覆盖着含介壳的海侵层，但层次较薄（图 11）。从距地表 0.4—1.0 米的贝塚取样作 ^{14}C 测定，年代为距今 2540 ± 75 年，取样点高出现代海面 14 米左右。

上述两剖面中贝壳层分布的海拔高度不一定就是当时海侵所达到的绝对高度，但这些遗迹表明，在距今 5500 年左右，华北已处在温暖时期中，发生海侵；丘家庄含贝壳层的海滩沉积厚度达 1 米，表示海侵时间比较长，此温暖时期延续比较长。距今 2500 年左右出现的芝罘岛海侵，意味着另一个暖期，但规模和持续时间都不如前一次；自此以后，海平面以下降为主要趋势，标志着温度下降，再也没有恢复到以上温暖期的水平。

六、几点结论

（1）华北在晚更新世冰期时的气候与世界气候状况相应，具有前、后寒期之分，两者以距今 40000—50000 年为分界。值得注意的是两寒期之间的相对暖期正是阳高许家窑文化层的年代[10]，许家窑与虎头梁所处的地理位置和地貌极为相似，因而这一带旧石器时代的人类是在较现今稍为寒凉的气候条件下活跃于盆地中的湖滨或河谷地带。

（2）世界许多地区，玉木后期的寒冷阶段可以划分为两个低温亚阶，两度出现最低温的年代分别在距今 20000—25000 年（Würm₁）以及距今 15000—20000 年（Würm₂）左右。虎头梁冰楔和虎头梁融冻褶皱分别相当于上述两个亚阶。

（3）某些冰缘现象只在达到一定寒冷程度时才能发生，尤其是冰楔的形成，要求有较低的温度，阿拉斯加现代冰楔分布区的年平均温度都在 -6°C 以下。我国大兴安岭现代多年冻土连续分布区南界约相当于年平均温度 -5°C 线，青藏公路沿线连续多年冻土分布区下界约相当于年平均温度 -3.5°C — -4.0°C 线[11]。阳原盆地中现代年平均温为 7.3°C ，虎头梁梁面与河谷底部虽有百米左右高差，现代年平均温不会低于 6.5°C ；玉木晚期以来因新构造运动而产生的垂直升降量对气温不致有明显影响，因而玉木后期最冷阶段，当地年平均温度较现代降低 10—11 $^{\circ}\text{C}$ 左右；这一降幅比欧、美同纬度地区为大，但与根据对我国东部古冰缘南界位置、雪线和山地植被下降幅度等方面的分析所作出的结论是一致的[12]。

（4）全新世的气温升降幅度远比晚更新世晚期为小，岱海盆地由于纬度和高度关系，处在年平均温 0°C 线反复通过的地区附近，位置有利，才得多次记录了寒冻作用的痕迹，而寒冻作用的强度已显然比虎头梁所见为轻微。如以蛮汉山现代成片分布的白桦林在寒冷时期降落到岱海盆地内计，高度下降近 500 米（从 1700 米降到 1200 米），即气温比现代降低 3°C 左右。凉城现代年平均气温约 4°C ，全新世寒冷期年平均气温当接近 0°C ，已足以出现融冻现象。在代表岱海温暖时期的松优势孢粉组合中，除含有少量桦花粉以外，往往还含有少量云杉和其它温带阔叶树花粉，所代表的垂直带与现代温带南部草原地带中的山地植被一致，此地带北缘的现代年平均温度约为 5°C — 8°C [6]，因而在温暖时期岱海盆地中的年平均温度比现在至少升高 1°C 。

（5）华北距今 3000 年左右的寒凉时期显得短促，低温时间维持不久，不能与以前几次寒冷时期相比。这一结论正与竺可桢从考证我国古代文献中

物候记载所得的论断相符[13]。根据《竹书纪年》、《诗经》、《左传》等古籍，竺可桢已证明，周代初年的寒冷期起自公元前 10、前 11 世纪，结束于公元前 9 世纪，只延续了一二百年的时间。

(6) 一个世纪以前，Blytt 就已根据泥炭和湖泊沉积层中的植物变化，推论了欧洲冰期以后的气候变迁；根据孢粉带划分的 Blytt-Sernander 欧洲全新世气候分期，至今为世界各地所沿用。根据本文列举的各项标志所拟定的华北全新世气候变迁过程(图 12)，总趋势与欧洲、北美的情况呈良好对应关系(图 13)。按照 Blytt-Sernander 分期，在经历晚仙女木期(Younger Dryas)、前北方期(Pre-Boreal)后，三大洲都在距今 8000—9000 年左右脱离寒凉气候转入温暖的北方期(Boreal)，但在此时期内，欧亚气候仍有较大的凉暖变化；距 8000—7000 年以后进入大西洋期(Atlantic)，达到温暖最盛时期；距今 5000 年左右，大西洋期结束，进入亚北方期(Sub-Boreal)，温暖气候开始衰退；距今 3000 年以后进入亚大西洋期(Sub-Atlantic)，大体接近于现代情况，但也先后出现两次寒冷期，其中公元 1550—1900 年的一次寒冷期超出本文所列举的标志所能讨论的范围以外，但在竺可桢以及其他许多论著中都已证明它的普遍存在。——

参考文献

- [1]刘东生等，中国黄土的地质环境，科学通报，23 卷，1 期，1978 年。
- [2]刘金陵，泥河湾组的孢粉组合及其地质时代，科学通报，25 卷，4 期，1980 年。
- [3]黄宝仁，桑干河中下游流域更新世介形类初步研究，科学通报，25 卷，6 期，1980 年。
- [4]程国良等，“泥河湾层”的古地磁初步研究，地质科学，3 期，1978 年。
- [5]中国植被编辑委员会，中国植被，科学出版社，1980 年。
- [6]H. H. Lamb, Climate: Present, Past and Future, Vol. 2, 334, 1977.
- [7]王靖泰、汪品先，中国东部晚更新世以来海面升降与气候变化的关系，地理学报，35 卷，4 期，1980 年。
- [8]贾兰坡、卫奇，阳高许家窑旧石器时代文化遗址，考古学报，2 期，1976 年。
- [9]王家澄等，青藏公路沿线的多年冻土，地理学报，34 卷，1 期，1979 年。
- [10]张兰生，我国晚更新世最后冰期气候复原，北京师范大学学报(自然科学版)，1 期，1980 年。
- [11]竺可桢，中国近五千年来的气候变迁的初步研究，中国科学，2 期，1973 年。

鄂尔多斯地区全新世环境演变及未来百年预测

我国北方农牧交错地带是环境演变敏感地带。由于环境保护、资源开发之间协调不合理，又导致本区成为一条环境与灾害问题频发的危机地带（Critical Zone）。这一地带西部的鄂尔多斯地区则是环境演变更敏感、环境危机更突出的地段。然而，由于丰富的煤炭与金属矿产资源的分布，河套平原与黄河的共存，形成了一块具有很大开发潜力的能源-重化工-冶金基地，因而成为我国“八五”期间重点开发地区。因此研究本区全新世以来的环境演变与未来百年环境预测，不仅对深入认识这一敏感地带的环境演变规律有重要价值，而且为科学而合理地开发本区资源制定规划也有重要价值。

几年来，我们在《鄂尔多斯地区晚第四纪以来地理环境演变研究》基础上，进一步开展全面而深入的研究，特别加强了全新世环境演变规律的研究。本文从以下几个方面总结所取得的研究成果。

一、全新世环境演变证据

反映环境演变的证据对应于不同时间尺度具有各自的有效性。在鄂尔多斯地区所得到的资料，包括 10^3 年、 10^2 年和 10^1 年三种尺度的环境演变证据。

1. 10^3 年尺度的环境演变证据

（1）古土壤与古风成层、古黄土层的交替

在研究区几乎所有沉积地貌单元，都可见到古土壤与古风成层和古黄土层以沉积序列交替出现（图 1—5），反映了成壤环境与非成壤环境的交替变化，在草原沙区为古土壤-古风成沙交替序列，在草原与灌丛草原区为古土壤-古沙黄土（或古风成沙）交替序列。

（2）孢粉谱相的变化

在本区几乎所有剖面都显示出乔、灌木与草本类型的孢粉科属种随古土壤层与古风成沙层或古黄土层而变化（图 6—7），反映了植被曾有过草原—灌丛草原的演替。

（3）封闭湖盆沉积物相变及理化性质的变化

研究区内的湖泊都为内陆封闭湖盆，一般规模不大，湖泊古水文的变化直接影响沉积物的相变及其理化性质（图 8—9），这些沉积物特征变化反映出沉积环境有明显的水成、风-水两相、风力沉积的交替变化。

（4）考古文化的变化

研究区是我国北方鄂尔多斯地方文化的发祥地，从晚更新世晚期的萨拉乌素文化、水洞沟文化，直到全新世的仰韶文化、龙山文化、青铜器文化、铁器文化等，有序发展，全面记录了全新世时期考古文化的变化（图 10），它反映了考古文化环境，特别是宜农、宜牧与农牧交错环境的交替变化。

本文与史培军、方修琦合作完成。参加工作的同志还有北京师范大学赵焯、邹铭、李恂、苏维词、张素娟，内蒙古气象局湖涛同志，宁夏气象局梁旭同志，内蒙古自治区水利科学研究所金争平同志。

2. 10^2 年尺度的环境演变证据

(1) 树木年轮指数的变化

本区树木年轮指数变化明显，我们分别得到了近 500 年(图 11)、近 250 年(图 12—的松、柏树木年轮指数序列，反映了降水、温度的明显变化。

(2) 旱涝指数的变化

由土默特地区的旱、涝史料记载，重建了公元 1271 年以来，每 10 年中旱、涝、正常年份各自出现的次数(图 14)，求得旱涝指数，从中可以看出反映干湿变化的旱涝指数变化是比较明显的。

3. 10^1 年尺度的环境演变证据

(1) 气候记录

研究区内呼和浩特、榆林气象记录历史比较长，可达 40—50 年，其它地区只有 30—35 年。图 15—17 反映了降水和温度的变化，表征气候环境的变迁。

(2) 遥感记录

研究区有 50 年代、70 年代、80 年代三期航空像片以及 70 年代、80 年代二期卫星像片，同时，气象卫星自 80 年代初期以来连续记录了本区地表景观的变化，反映湖泊面积、流沙、沟网密度、土地利用结构、植被覆盖、聚落等面状现象的变迁尤其明显。

以上三种时间尺度七个方面的证据，足以说明本区环境的鲜明演变，而且各种同时间尺度的证据所反映的变化过程是一致的，表明了它的可靠性。各种证据又集中表明本区降水变化和地表植被盖度的变化最为突出，反映出全新世气候变化在本区的主导性。

二、全新世环境演变的特征

1. 干湿波动明显，显示出旱化趋向

图 15—17 以及图 18—20 均反映出本区干湿波动明显。 10^3 年尺度的降水的波动与欧洲全新世经典次序有明显不同，这说明东亚季风气候的独特性在降水量上的反映是非常明显的，在这一时间尺度上，相对于湿润期，年降水量较现今平均值（近 30—40 年平均值）增加 30—40%；相对干燥期则减少 35—45%，并在这一时间尺度上，从距今 6500 年以来，降水呈现出明显的旱化趋势，在这一趋势下，相对干燥与湿润变化存在 2000 年左右的准周期规律。

在 10^2 年尺度上，相当于欧洲小冰期的时期，本区降水明显偏少，显示出本尺度的相对干燥期，年降水量较现在平均值低 20—25%；相当于欧洲小适宜期的时期，本区降水明显偏多，显示出本尺度的相对湿润期，年降水量较现在平均值高 20%左右， 10^2 年尺度上，降水的干、湿极端情况均未达到 10^3 年尺度的变化范围。干、湿期的变化存在 400—300 年、160—180 年、110—130 年的准周期规律，也存在距今 200 年以来的干旱化趋向。

最近 100 年来，20 年代末至 30 年代初、50 年中前期、70 年中期，均为相对干燥时期，为相对湿润时期，相对干燥期年降水量较现在减少 12—15%，相对于湿润期增加 10%左右，降水变化存在 2—3 年、6—7 年、11 年左右、22 年左右的准周期，而且表现 60 年代末期以来的干旱化特征。80 年代以来，干湿“涨落”明显，预示未来降水将出现一个新的“相变”。

2. 温度波动与全球基本一致，“适宜期”气温显示不稳定性

在 10^3 — 10^2 年尺度下，温度的变化与全球基本是一致的（图 21—22），但在距今 4000 年前后与全球温度变化相反，为相对低温时期，此外在距今 3000，5000，7000 年前后降温也是明显的。由此可见，传统上称为“气候适宜期”的中全新世在温度方面是不稳定的。 10^3 年尺度，温度变化的总幅度全球达 10°C ，本区为 7 — 7.5°C ， 10^2 年尺度的温度变化幅度略高于全球。全球为 1.5°C ，本区 1.5 — 2.0°C 。在 10^2 年尺度下，小冰河期的极端低温时段似乎比全球来得晚一些，但持续的时期相近，此外，总的来看，温度变化远不及降水频繁，用时间尺度的温度变化幅度小于降水变化幅度。

3. 时间尺度不同，水热配置关系有异，不存在统一的模式

在 10^3 年尺度上看，水热配置基本上呈现正相关关系，即显示出暖与湿、凉与干相配合的变化特征。在 10^2 ， 10^1 年尺度上，水热配置基本上呈反相关关系，即水热异期，显示出暖干与凉湿的变化特征。在气候的转折时期，水热的配置非常复杂，以上两种水热配置关系同时存在。由此可以认为，不仅在不同地区相同时间尺度下，水热配置关系不一样，而且在同一地区，不同

时间尺度下，水热配置关系也不一样，水热同期易于理解，水热异期与降水对湿度的负反馈作用有关。

4. 流沙的扩展和固定与气候的干湿变化相应，人类活动只是流沙扩展与固定的诱导和加强因素

流沙的多寡不仅与区域地表下伏物质有关，而且与区域水分条件有直接关系。在地表物质相似的情况下，单位面积上流沙的比例是区域水分条件的显示器。本区每期流沙的扩展都与气候的干燥时期相对应，在距今 7000，5000，3000，1000 年前后，是本区全新世四期流沙大发展时期，亦是相对干燥时期；而在距今 8000，6000，4000，2000 年前后，则是流沙固定、沙质古土壤（黑沙土）形成发育时期，这与气候相对湿润期相对应。本区大面积流沙发育时期在距今 1500—500 年。研究区现有流沙始于东汉末年以来，在本世纪 20 年代末至 30 年代初期，是近百年内流沙面积最广的时期，几经固定与活化，发展至今。由此认为，人类活动不是流沙扩展的主因，只是流沙扩展与固定的诱导或加强因素。

5. 植被地带摆动明显，气候植被与土壤地带分界不一，时滞现象显著

随着水分带的全面摆动，植被呈现明显的地带摆动现象。根据地层孢粉分析及降水量复原结果，重建了本区特征时期的植被地带（图 23—24），从中可以看出，全新世湿润期，荒漠草原（农牧交错带西界）较现在西移 90 公里左右；干燥期较现在东移 180 公里左右。距今 500 年以来，虽然有过多气候的干湿波动，但没有导致植被带的明显位移，只反映为植被地上生物量的明显波动。随着植被带的变化，土壤带也发生了明显变化，但由于时滞原因，土壤带的界线较植被带界线偏西。基于这一认识，也许能够说明，多年来关于本区荒漠与草原界线划分上的争论可能是没有必要的，传统上所以为的以气候—生物—土壤带的一致作为自然区划划界的依据，不适用于类似本区的环境演变敏感地带。

6. 全新世黄土是风、水两相作用的产物，风、水两相作用地带是土壤侵蚀严重地带

研究区黄土主要分布在本区的东南和南部边缘，且与零星沙区在空间上相交错。从对黄土沉积相、孢粉、地球化学等分析结果看，本区黄土是在温带草原作地带性摆动的大环境下，风、水两相作用的产物。现在本区严重的土壤侵蚀地带正与风、水两相作用的地带相吻合，因此本区严重的土壤侵蚀，特别是水土流失，不只是人类活动的结果，而是在人类活动的加强或诱导作用下，风、水两相作用的结果，即是环境-资源-开发系统动态不协调的产物。随着草原地带（侵蚀环境）的空间摆动，风、水两相作用地带也随之摆动，即严重的土壤侵蚀地带在摆动，从我们的研究结果看，这个带有向东南移动

的趋势。

7. “黑垆土”不是本区的现代土壤，而是全新世的古土壤

对所采集的大量“黑垆土”的年代、孢粉、理化性质分析的结果表明，“黑垆土”是全新世气候湿润期的森林草原和灌丛草原环境下、黄土母质上发育的占土壤，而不是现代气候-生物条件下的现代土壤，它或暴露于地表，或埋藏在地表之下一定深处。有鉴于此，不能以“黑垆土”—森林草原的对应分析，进而推论没有黑垆土的存在就认为是人类破坏了森林草原植被，或仅以一些隐藏环境存在森林草原片断，进一步推论曾存在大面积森林及森林草原，这一认识对正确选择本区国土整治的措施非常重要。根据本文的研究，本区进行灌草或草地植被的建设具有普遍性，而片面强调恢复森林或草原不适应现在的生态环境，更不可能适应未来干旱化趋向的环境，这些人工植被的建设仅宜在低湿滩地或河流两岸。

8. 农牧交错带起源古老，空间移动频繁

本区气候环境的干湿更替，与本区农牧业文化的兴衰与发展息息相关。每一次干燥期，均以畜牧业的发展为特色，兼有范围较小的牧农交错；每一次湿润期则以农业为特色，兼有范围较小的农牧交错。在干湿气候环境转变时期，农牧交错，并呈现出偏西为牧农交错、偏东为农牧交错的次一级分异。根据大量考古研究成果，参考气候的干湿变化，可以作出本区物质文化发展的序列以及延续的年代和基本性质。

(1) 鄂尔多斯仰韶文化，距今 7000 年—距今 5000 年，初期农业文化，晚期农牧交错。

(2) 鄂尔多斯仰韶—龙山过渡交错文化，距今 5000 年—距今 4500 年，初期农牧交错文化。

(3) 鄂尔多斯龙山文化，距今 4500 年—距今 3500 年，初期农业文化，晚期农牧交错。

(4) 鄂尔多斯青铜器文化，距今 3500 年—距今 2200 年，以游牧为主的牧业文化，晚期牧农交错。

(5) 鄂尔多斯铁器文化，距今 2200 年—距今 1700 年，秦汉农业文化，晚期农牧交错。

(6) 鄂尔多斯魏晋南北朝时期的畜牧业文化。

(7) 鄂尔多斯隋唐时期的农牧交错文化。

(8) 鄂尔多斯西夏、元畜牧业文化，晚期农牧交错。

(9) 鄂尔多斯明清以来的农牧交错文化。

9. 气候干湿转变时期是自然灾害的频发时期

对比研究区近 500 年来的降水量、温度变化与历史灾情序列可以看出，相对温干时期，旱、雹、疫、虫灾较凉湿时期多，而雪灾、霜灾相反，主要出现在凉湿段。此外，温干与凉湿段持续的时间逐渐变短，显示出波动频繁，气候的稳定程度变低，预示气候灾害将增多。这可以从近 250 年来气候变化

与灾害的关系看得更为清楚。250 年来降水量与温度的变化序列与同期灾情序列对比可以看出：高湿少雨期和少雨与多雨的转换期，是两个灾害的多发期。具体到各种灾序变更对比可以看出：高温少雨期和少雨与多雨的转换期，是两个灾害的多发期。具体到各种灾害而言，旱灾在少雨期最多，其次为少雨向多雨转换时期，水灾在少雨期的相对多雨段和转换时期。水灾在少雨期的相对多雨段和转换期最多。在气候的转换时期不仅灾害群发，而且灾情也较严重。这表明，农牧交错地带灾害群聚与群发具有时空偶合的特征，即农牧交错带及农牧交错期众灾群聚与群发，灾度严重。

10. 有气象观测记录时期，年内降水集中分布期有明显的转移，年际雨量带也有明显的东南—西北摆动

图 25 表明佳县降水量变化年内峰值期 80 年代较 70 年代向前转移，即由 8 月份转移到 6—7 月份，而且集中程度也减弱。这种情况在本区北部准格尔旗也存在。这种年内降水集中期的转移与降水年内总量变化的关系虽还不很清楚，但它在生产上的意义很大。本区一般为一年一作，仅在南部有两年三作，降水集中期的变化，对春播与夏播作物（夏收与秋收作物）的比例有重要的关系。此外，年际降水量的变化，也表现出明显的摆动，在本区可达到半个纬度的摆动幅度。从总体来看，这种拉锯式摆动受干旱化趋向影响，有向东南发展的趋向。

三、未来百年环境演变预测

根据以上 10^3 — 10 年尺度环境演变序列及其准周期变化规律，我们可以对本区未来百年环境演变作如下推测。

1. 未来百年的干湿段预测

就 10^3 年尺度而言，目前处在最近一期相对湿润期，由峰值向谷值变化时期，即从 1800—2300 年为相对湿润期，目前及今后 100 年处在由湿向干转变时期，即湿润段的偏干段。到 2300 年以后进入干燥段。就 10^2 年尺度而言，相对干燥段将出现在 2000 年前后、2040 年前后，相对湿润段则出现在本世纪末期，2020 年、2080 年前后，相对湿润段的年雨量将较现在高出 12% 左右，相对干燥段则低 15% 左右。考虑到未来的全球 CO_2 等气体浓度增加，那么未来百年气候有偏干趋向，也就是说，每一期的干燥都比上一期更干燥，湿润程度依次减弱。

2. 未来百年农牧交错带摆动幅度预测

根据 10^3 年尺度农牧交错带摆动准周期， 10^2 年尺度降水量的干湿变化幅度及准周期，我们预测了未来百年农牧交错带分布的情况（图 26），从中可以看出，相对湿润期和干燥期可以造成本区丘陵地带农牧交错区西界有 80

公里，沙区西界有 160 公里的摆动幅度，这样，相对湿润段，农牧交错带西界在丘陵区较目前西移 35 公里，在沙区较现在西移 80 公里，在相对干燥段则相应分别东移 45 公里和 80 公里。事实上，在 50—60 年代，本区农牧交错带基本接近现在位置西移 50（丘陵）—85 公里（沙区），70 年代，则东移 40（丘陵）—75（沙区）公里，这两个时期正值相对湿润时期和干燥时期，可见以上推断是可信的。

结语

本文较全面地总结了几年来研究本区全新世环境演变的基本特征，有许多问题还有待于深入研究，诸如农牧交错带气候干湿摆动机制，气候干湿转变的气候系统背景，环境演变特征与过渡带灾害群发的特征之关系，环境演变对区域土地生产力影响以及对环境问题的影响评价等，已有的一些结论也只是初步的，也有待于深入讨论。

中国气温变化的区域分异规律

从世纪尺度分析,19世纪末到本世纪40年代,是全球性的增暖期,气温上升;至40年代达到顶点,以后温度下降,气候变冷。这一变化过程在我国反映明显,只是变化幅度各地稍有差异,总的来说,高纬变幅较大,向低纬而减小,这也符合全球性的规律。

在这世纪尺度的气温波动之上,不论是40年代以前的升温阶段或以后的降温阶段,都叠加着次一级的波动。对2000年前后我国气温情况的预测,实际上主要取决于对这次一级波动的分析,需要回答的问题包括:次一级波动的波长、振幅及空间分异规律——全国各地的变化是不是处在同步的过程中。对以上各个问题前人曾作过不同程度的研究,本文利用1951—1985年覆盖全国范围的35年气温记录,特别是对气温变化过程的地域分异问题作规律性与成因上的探讨,以了解我国各地区今后10—20年内大气热资源变化的趋势和可能出现的情况。

一、年平均气温多年变化的地域分异规律

前人利用1951—1975年全国90个台站的实测记录,对1月气温作经验正交函数分析,所得结论是:第一特征向量表明全国气温变化经常是比较一致的,只有东北北部与西藏具有不同的趋势;第二特征向量反映出东北地区与内陆变化不同[1]。

可能是受资料年代长度的局限,上述结论是不全面的。对35年来的气温记录仅作5年移动平均处理,便已清晰地显示,地域分异规律明确,且要复杂得多。

经向分异比纬度地带性更占优势,是季风影响下的我国气候及我国自然地带分异的主要特征。气温多年变化体现了同样的规律,有两条南北向的分界线特别引人注目。

东部的一条,北起锡林浩特—呼和浩特以西,经榆林—兰州以东,中段位于湘西、鄂西山地边缘,南段位于黔南、桂西山地边缘,直至百色以东(图1),全线大体与110°经线相当。此线以东,从东北直至华南,气温多年变化的过程基本上是一致的,35年中,两高两低的形势非常清楚(图2,1—6),南北之间的差别,一是东北地区次一级的波动比较多;二是自北向南,位相上有逐渐落后的趋势:东北、华北在进入60年代时出现第一高峰,长江流域推迟到1962—1963年,岭南进一步推迟到1964—1965年,波谷的推迟出现同样明显。由于认为高纬地区是气候变化的敏感区,因而可以认为在我国东部地区,气温波动过程是自北而南逐渐传递的。

南北之间的第二个差别是:进入80年代以后,东北、华北以至长江中下游,增温趋势十分明显,纬度愈高,这一趋势愈为突出。至岭南,不存在这样的趋势。这很可能是高一级时间尺度上全球气温增高的总趋势在不同纬度上有不同效应的具体反映。

根据以上差别,东部地区可自北而南划分为6个亚区。

第二条南北向的界线,北起河套以西,中段顺青藏高原东缘南下,至川西西折,大致通过昌都—拉萨以南(图1)。此线以西,气温多年变化过程与东部地区极为不同(图3,11—15),东部地区35年来的双峰双谷现象仅

在天山以北有所呈现，但位相、型式仍不同于东部。

大地形单元对此线以西地区气温的多年变化起极其重要的作用。同一大地形单元内变化过程基本一致，各大地形单元之间则差别很大，因而可以按照地形界线划分为6个亚区。

西部地区的6个亚区，气温多年变化规律互异，但有一点是相似的，即：除了塔里木盆地以外，进入70年代时，各亚区年平均温度均已通过了最低点，逐渐回升；进入80年代后，均已过了最高点，开始降落，因而80年代末期均应处于降温过程中。塔里木盆地区峰谷变化不如其他地区明显，但进入80年代后处于降温过程中，与其他地区仍是一致的。

纬度愈高，70年代以来高一时间尺度上的增温趋势愈明显，这一特征是与东部地区一致的。

东、西两地区之间的狭长地带，北起阴山以北，经鄂尔多斯高原、陇东、四川盆地以至云贵高原，气温多年变化过程既异于东部地区，又不同于西部地区，但在这纬度延伸 20° 以上、包括多个不同地形单元的范围，却具有相当一致的变化过程（图4，7—10）：50年代初进入降温期以后，直至70年代才开始持续升温，升温趋势以高纬地区为显著；80年代又普遍有降落的倾向。

根据过程线的变异，中间地区自北向南可进一步划分为4个亚区。

以上共将全国划分为3个地区、16个亚区。根据这一区划以及各区变化过程的特征，不难对各区80年代末及90年代的气温变化趋势作出推断。

二、周期分析和成因分析

对我国各地气温波动的周期分析，前人做过不少工作，论述颇多，大体上都认为20年左右的周期为显著，此外并存在36年周期和2年周期等。

以35年的记录作功率谱分析，得到的结果大大地支持了上述依据过程线形态特征所作的分区。

东部地区几乎均以20年左右（18—23年）的周期为最显著（图略）。

中间地区是不存在20年左右的周期，几乎均以9年左右的周期为显著。

西部地区缺乏全地区一致性的周期。天山以北的变化过程虽呈现近似于东部地区的特征，但最显著周期为16年左右，仍不同于东部地区。

以上的过程线与谱分析所显示的地区分异规律，成因基础在于两个方面：一是季风环流的影响与影响程度，二是大地形通过影响环流而起的作用。

对照季风环流形势[2]，可以看到：

中间地区与西部地区的分界线，北段与盛夏8月极锋所到达的最西位置十分一致；南段相当于青藏高原东缘1500—3000米的地形线，此线为冬季季风所能到达的西限，即西部地区或不受夏季季风影响，或不受冬季季风影响，属于非季风区。西部地区内，次一级的分异是大地形单元决定的，其中昆仑-祁连山脉北坡1500—2000米高度上的这条重要分界，也正是冬季季风在西部地区影响所及的南限。

中间地区与东部地区均属于季风区，但季风区的东半部和西半部在季风

稳定性和显著性方面是有很大差别的。由于冷空气在盛夏可沿东经 110—115° 高空槽后南下直至川黔一带，西半部夏季风的稳定性不如东半部；由于地形屏障作用，青藏高原东侧在冬季形成“死水区”，风向变化不规则，季风区西半部冬季风的明显性也不如东半部。季风区内东、西两半部之间的上述差异正是导致气温多年变化趋势不同的原因，因而季风区内季风稳定、明显程度差异的分界线[2]，便大体上与气温变化趋势分区图上中间地区与东部地区之间的分界线相接近。

各地区内部形成南北之间进一步分异的环流基础也是明显的。

西部地区内，昆仑-祁连山脉地形界线的环流分界意义已如前述。

中间地区内部的南北分异是在地形影响下，东南季风、西南季风各自所及的范围决定的。

东部地区内，东北区以次一级的波动特别多为特色（图 2，1、2），纬度位置愈高，此特点愈为鲜明，应是季风环流之上又叠加了西风环流影响的结果。东北与华北的分界，相当于隆冬冷高压入海路径的北限，此线以北冬夏气压系统变化特别明显。

华北与长江中下游的分界线相当于 7 月极锋最大频数带，也是 1 月冷高压东移入海平均路径的所在，即相当于季风区划中华北季风区与华中季风区的分界线。

长江中下游与华南的分界线相当于盛夏 8 月赤道低槽所抵达的北界，也是 1 月冷高压东移入海路径的南界，即相当于季风区划中，副热带季风区与热带季风区的分界线。

东部地区的最南部，琼州海峡以南，逐渐受赤道季风的影响，变化趋向于平缓（图 2，6）。

三、最大距平与气温分布的可能变化

《中国气温降水变率图集》[3]利用 1951—1980 年的资料，作出了年、各月气温平均差及最大正、负距平图。虽未作文字分析说明，30 年间全国气温的变幅及空间分布情况都已得到了清楚的表示。增加 1981—1985 年 5 年资料后作出的图几乎与原图完全一致，因而本文仅对年、1 月与 7 月（分别代表冬季与夏季）最大距平与分布规律作简要分析，并就距平最大、对生活影响也最大的冬季（以 1 月为代表），假定全国均出现最大距平的情况下，作出主要等温线分布图，以了解温度场可能发生的最大变化。

我国气温距平的时、空分布规律可归纳为：高纬大于低纬，冬季大于夏季；在北方，正距平大于负距平；在南方，负距平大于正距平；同一纬度，在北方，西部大于东部；在南方，由于地形影响，东西之间的差别不如北方明显。

西南山地是全国正、负距平都最小的地区，将今论古不难理解这里为何能成为许多古老动、植物的残遗地区。35 年记录的最大距平值，东西南北各取代表站举例（如表 1）。全国 1 月同步出现最大正或负距平时，主要等温线的位移如图 5。

表 1 我国气温最大距平（1951—1985）举例

项 目	年最大 正距平	年最大 负距平	1月最大 正距平	1月最大 负距平	7月最大 正距平	7月最大 负距平
阿勒泰(新疆北部)	2.1	-2.1	6.4	8.4	2.9	-2.9
漠河(东北北部)	2.0	-1.6	4.8	-4.6	1.8	-1.6
广州(华南)	0.8	-0.6	2.7	-3.0	1.2	-2.8
思茅(西南山地)	0.6	-0.7	1.8	-1.8	0.6	-0.7
拉萨(藏南高原)	1.0	-1.2	1.9	-2.3	1.4	-1

出现最大正距平时，10 等温线在东部从南岭北移到浙南、赣南、湘南，“十月花开岭上梅”的现象要北移 1.5 个纬度。进入黔南，等温线位置变化不很大。

0 等温线，在东部平原上，从淮北推移到黄河以北，黄淮间平原水系不再结冰。105°E 以西，位置变化不大。

-10 等温线从辽东半岛—长城内外北移到松辽分水岭附近。内蒙古、北疆和青藏大高原大面积地区均升温到-10 以上。这就容易理解，何以大高原上的现代无人区，多处发现古文化遗迹。

出现最大负距平时，全国一半以上的面积处在-10 以下。

10 等温线从南岭南撤约 1.5 个纬度，除漳州、厦门、汕头一带外，均已位在回归线以南。

0 等温线在东部平原上南移 4—5 个纬度，达到长江下游—汉水一线，南京、武汉均处于 0 以下，但在 100°E 以西，位置变化不很大。

40 年代以后的全球降温趋势曾使米兰科维奇理论盛极一时，气候学家纷纷进而推测现代间冰期的终了日期。但 70 年代以后，下降趋势终止，开始了全球气温的显著回升，使二氧化碳增暖学说在预测气候变迁趋势的研究工作中取代了冰期理论。增暖趋势至今未见消失，因而 2000 年前后，在我国可能出现的严寒冬季的气温，不会低于上述最大负距平情况。

参考文献

[1] 北京大学地球物理系统计预报组，气候变迁和超长期预报文集，科学出版社，149—163 页，1977 年。

[2] 高由禧等，东亚季风的若干问题，科学出版社，49—63 页，1962 年。

[3] 国家气象局北京气象中心气候资料室，中国气温降水变率图集，气象出版社，1986 年。

