

1 全新世下限

全新世为冰后期，气候变暖，引起植被演变、冰川消融、海平面回升，形成相应的沉积地层，动物种类发生变化，人类社会进步，地理环境与晚更新世显著不同。全新世与更新世的分界，以气候回暖为主要依据，这是比较一致的认识。然而，全新世下限的年代存在区域差异，这是客观事实，不可能一致，而且，各种划分标志也不可能很吻合。气候和植被的演替在不同纬度差别很大。冰雪消融是一个长期过程，不易确定某一时限。海平面回升滞后于气候变暖，而且不易确定海平面上升到某一高度的时限。全新世动物绝灭种很少，绝灭时限也不一致。人类社会的进步存在区域的不平衡。因此，确定全新世的下限应以气候（孢粉、同位素比等）、陆域沉积（受制于海平面变化）、古地磁极性事件（具同步性）为主要标志，参照海域沉积、冰川及冰缘现象、考古动物群标志等。

日本的全新世下限，据孢粉气候的转变和泥炭层顶部的年龄，为 11 000 aBP；据榉的增多、云杉的锐减、绳文文化的产生，为 12 000 aBP；据沉积标志（从陆相向海相的转变），在东京和大阪为 10 000 aBP；日本海有孔虫层位和氧同位素变化表明为 10 000 aBP；个别地点（如长野）的孢粉气候以及琵琶湖沉积的碳同位素变化表明为 15 000 aBP。在日本，普遍认为全新世与更新世的分界以气候的急剧变暖为标志，即 12 000~10 000 aBP。

中国的全新世下限，根据 7 类标志，共计 109 个剖面 114 个年龄数据，有 86% 为 11 000~10 000 aBP，其中，孢粉气候标志、陆域沉积标志、哥德堡事件最能表征全新世下限的年代。全新世下限年代的分布反映了中国全新世环境的纬度（从南向北）和经度（从东向西）演进图式。纬度图式，30°N 以南全新世下限年代以 12 000~11 000 aBP 为主；40°N 以南以 11 000~10 000 aBP 为主；40°N 以北以 10 000 aBP 为主。经度图式，海域及沿海地带以 12 000~11 000 aBP 为主；100°E 以东以 11 000~10 000 aBP 为主；以西以 10 000 aBP 为主。因此，以 100°E、120°E 和 40°N、30°N 为网络，中国全新世下限的年代可分 4 个区：东北地区（10 000 aBP）、华北及长江中下游地区（11 000~10 000 aBP）、南方地区（12 000~11 000 aBP）、新疆和青藏地区（10 000 aBP）。

1.1 日本的全新世下限

日本全新世下限年龄为 12 000~10 000 aBP，有的认为是 15 000 aBP，兹分述如下。

1.1.1 气候标志

北陆富山县射水平原孢粉分析，以 11 000 aBP 为界，此界以下为山毛榉和冷杉（寒冷系），此界以上为榉（气候转暖），这个分界在沉积剖面上位于砂砾层的顶部（图 2.3）。

本州中部日本海沿岸福井三方湖剖面，埋深 5.2~6.0 m 泥炭层年龄为（15 000±150）aBP，其孢粉反映气候从冷向暖的过渡，而泥炭层以上的粘土，具不明显的暖湿孢粉气候特征（山毛榉属突增），此层的对比年龄为 11 180~10 500 aBP，故泥炭层的顶面为全新世的下界，年龄约为 11 000 aBP（图 2.4）。

本州中部前桥台地剖面埋藏泥炭层年龄为（13 130±230）aBP，上覆火山浮石层的年龄

为 10 000 aBP 左右，泥炭层的孢粉反映寒温带气候，属晚更新世，故泥炭层顶面可代表全新世的下界，年龄为 11 000 aBP 左右（图 2.5）。

纪伊半岛北部三重县池之平泥炭地剖面（图 2.7），凝灰岩之上的全新统年龄为 11 400 aBP，反映冷温带落叶阔叶林气候（转暖），按沉积速率推算，全新世底界约为 12 000 aBP。但是，比该剖面位置略偏北的大阪湾、河内平原、京都深泥池剖面，相同孢粉带的下限年龄为 10 000 aBP 或 12 400 aBP，故以 11 000 aBP 作为全新世的下限是较有代表性的。

在日本，更新世与全新世的分界以气候的急剧变化为标志。各地孢粉分析结果都显示，从 12 000 aBP 开始，气候从寒冷期向温暖期急变。例如大阪古市剖面，从 $(12\,400 \pm 115)$ aBP 开始，五针松、云杉、枞、铁杉等急减，而栎、赤杨等落叶阔叶树以及蒿、菊、 μ 类则急增。随着气候变暖，末次冰期时曾经繁盛一时的亚寒带针叶林，逐渐向北或向高地退缩，而落叶林则不断扩大。

从更新世进入全新世，桦增加是气候变暖的标志，其年代为 13 000 ~ 12 000 aBP。全新世初桦显著增加的地点分布在日本海一侧，与现今的多雪地带基本一致，这说明从 12 000 aBP 起，海平面上升，日本海扩大，对马暖流重新流入日本海，水蒸气增多，故日本海沿岸成为多雪地带。这个多雪地带的形成，使得秋田、山形、新潟等县众多的旧石器晚期遗址到了全新世便显著减少，说明进入全新世后，日本海一侧的西日本（内日本）与太平洋一侧的东日本（外日本）在自然环境上的差异变得明显起来，直至今日。

日本绳文文化的诞生也是 12 000 aBP 左右，绳文文化以东日本的太平洋沿岸为中心，有明显的渔捞活动特点，说明冰后期气候转暖，海平面上升，诞生了具有较强海洋性的绳文文化。

云杉是末次冰期寒冷气候的代表，其出现率的锐减反映气候转暖。如图 1.1，除北海道和本州的部分地区外，云杉的消失年代都是 10 000 aBP。但是，各地气候转暖的年代并非同时，而是从南向北延迟，因此各地冰后期的起始时间也不尽相同，大致为 12 000 ~ 10 000 aBP。西日本较早出现温暖化，例如大阪羽曳野市 12 400 aBP 云杉的含量已降至 5%，10 200 aBP 云杉消失。三重县桑名郡为 11 400 aBP；三重县三重郡为 10 500 aBP；爱知县中岛郡为 10 200 aBP。中部和东北日本云杉消失的时间较迟，例如云杉的含量，秋田鹿角郡 12 000 aBP 尚有 50%；青森田代 11 800 aBP 为 30%；山形酒田市 10 600 aBP 为 25%；新潟十日町市 12 160 aBP 为 20%；长野野尻湖 11 600 aBP 还有 25%，到 4 830 aBP 和 1 530 aBP 才消失；广岛八幡 8 780 aBP 云杉才消失。北海道云杉锐减的时间最迟，例如渡岛支厅 14 600 aBP 为 25%，9 750 aBP 还有 10%，2 010 aBP 才降至 5% 以下（安田喜宪，1974）。

日本本州中部地区的长野野尻湖、松本盆地吐中、木曾平泽三地的孢粉分析表明，15 000 aBP 左右是气候的转折期，可作为晚更新世与全新世的分界。松本盆地东缘的吐中，年龄 $(15\,750 \pm 390)$ aBP 的层位，冷杉、松、云杉的含量高。同层位的木曾平泽泥炭层的孢粉组合与上述者相似，几乎不见落叶阔叶树的花粉。野尻湖该层位的孢粉亦以冷杉和云杉占优势，而山毛榉、栎、榆等几乎消失。上述 3 例均反映末次冰期末的寒冷期。然而，在此层以上的地层中，则以冷温带落叶阔叶树花粉占优势，主要有山毛榉、栎、榆等，冷杉、云杉的含量极低，在野尻湖周围还再次出现水青冈，表明全新世初期气候趋暖（酒井润一，1987）。

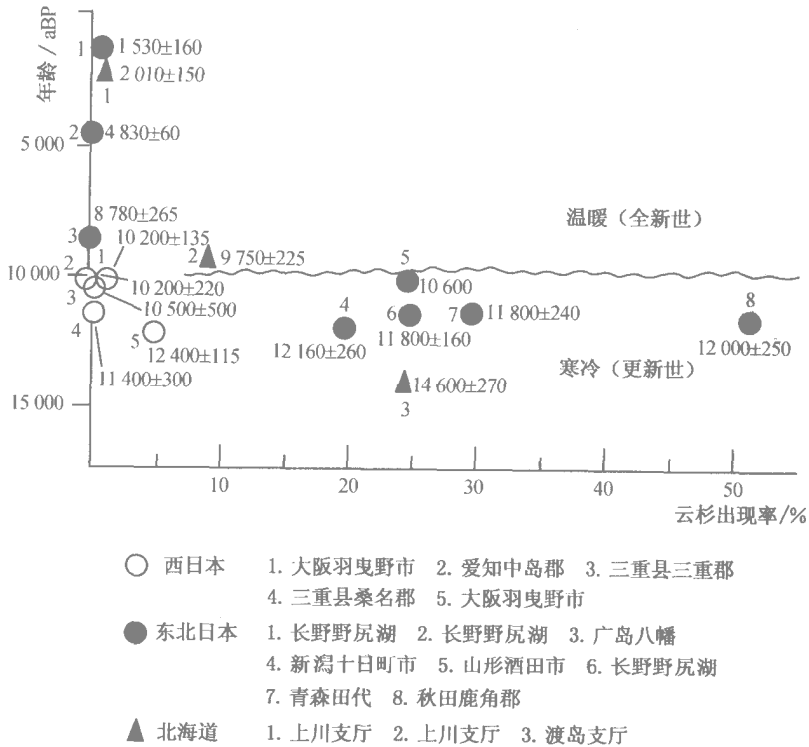


图 1.1 日本云杉出现率的变化与气候的温暖化
(安田喜宪, 1974, 经简化)

1.1.2 沉积标志

大阪港高程 -35.5 m 为下部陆相砂砾层与上部咸淡水砂质粘土的不整合面, -33.6 m 榉木木片的 ^{14}C 年龄为 $(9720 \pm 160)\text{ aBP}$, 故更新世与全新世的年龄分界为 10000 aBP (前田保夫, 1977)。

东京低地地下存在埋藏阶地, 埋深 30 m 为阶地面, 其顶部厚 $2\sim 5\text{ m}$ 为红粘土, 以下为青灰色粘土和砂砾层, 皆属河流阶地沉积。阶地面之上堆积火山灰层和腐殖土, 腐殖土的 ^{14}C 年龄为 $(9900 \pm 190)\text{ aBP}$ 。腐殖土之上为海相层, 年龄为 $7940\sim 3360\text{ aBP}$ 。因此, 埋藏阶地顶面的风化红粘土是更新世与全新世的分界, 年代当为 10000 aBP 左右 (远藤秀典等, 1988)。

富山湾黑部川扇形地近海水深 40 m 有 10000 aBP 的埋没林, 表明冰后期海平面上升, 森林被扇形地堆积物所掩埋 (贝塚爽平等, 1989)。

日本海全新统厚度不足 3 m , 为粘土, 下伏粉砂、粘土互层。浮游有孔虫左旋壳急变为右旋壳, 按沉积速率推算为 16000 aBP , 而全新统的沉积速率较小, 其下限为 10000 aBP 。某些有孔虫绝灭的层位、底栖有孔虫急增的层位、黄铁矿消失的层位, 也都是 10000 aBP 。日本海南部隐岐堆剖面的氧同位素分析表明, 10000 aBP 以前, 水温降至 $6\sim 12\text{ }^{\circ}\text{C}$, $10000\sim 8000\text{ aBP}$ 升至 $17\sim 18\text{ }^{\circ}\text{C}$, 反映黑潮流入日本海, 取代了此前亲潮的支配地位 (堀越增兴,

1987)。日本海南部剖面的氧同位素分析表明, 13 000 aBP 为最低水温, 9 500 aBP 升至 15 °C。10 800~10 000 aBP 出现冷回返事件(汪品先等, 1996)。

日本琵琶湖剖面, 埋深 11.5 m 的年龄为 14 980 aBP, 此界以上, 有机碳在全碳中所占百分比增大, $\delta^{13}\text{C}$ 值亦增大, 硅藻个体数增多, 反映进入冰后期。

1.2 中国的全新世下限

1.2.1 孢粉气候标志

有关地点的分布见图 1.2。东北东部全新世地层的孢粉分析, 10 000~5 000 aBP, 喜冷湿的红松针阔叶混交林只分布在 800 m 以上的山地, 表明当时气候转暖, 高处成为红松的避难地(孙湘君等, 1988), 故 10 000 aBP 可作为冰后期的起始年代。

黑龙江同江勤得利剖面(图 2.10), (10 585 ± 515) aBP 之前为小叶桦灌丛林, 之后桦显著减少, 而榆和蒙古栎成为主要代表树种, 并发育泥炭层(夏玉梅, 1988), 故 11 000 aBP 为气候的转折年代。

长白山西麓三道老爷府剖面, 10 300~10 000 aBP 冷杉和云杉合占 97%, 与现今长白山高程 1 620 m 的植被相似, 年均气温比现今低 3 °C。10 000~9 000 aBP 云杉—冷杉林迅速退出本区, 桦占 56%~76%, 表明迅速回暖(袁绍敬等, 1990), 故 10 000 aBP 为全新世的起始年代。

吉林辉南孤山屯剖面(图 2.11), 9 800 aBP 为气候急变界线, 此前为针叶阔叶混交林, 有较多的云杉和冷杉, 此后为落叶阔叶林(榆、栎、桦)(刘金陵, 1989)。

北京地区全新统以湖沼相沉积为主, 含泥炭层, 其下为砂砾石和中粗砂, 上、下两套地层间有一明显的界面。上部泥炭层的较大年龄为 (10 750 ± 150) aBP。下部地层的孢粉组合中, 云杉和冷杉合占 45%, 而上层则以桦占优势, 反映气候明显转暖(周进安, 1987)。

北京房山坟庄埋深 4.5~6.9 m 泥炭样品, 孢粉以松为主, 云杉和冷杉急减, 桦和椴增多, 反映气候转暖, 样品年龄为 (11 850 ± 200) ~ (10 120 ± 150) aBP(仇士华等, 1992)。

安徽萧县剖面(图 2.14) 约 11 000 aBP 之前为针叶林(云杉、冷杉)草原, 之后为针叶阔叶混交林, 松占 65%~78%, 还有栎、栗、柳, 进而演变为落叶阔叶林, 栎和栗占 36%~43%, 还有罗汉松、黄杞、桃金娘。

江苏镇江剖面(图 2.41) (10 850 ± 200) aBP 之前为稀树草原, 仅有少量落叶栎和柏, 与现今华北北部相似, 年均温比现今低 5~6 °C。之后为针叶阔叶混交林, 以栎和松为主(徐馨等, 1984)。

芜湖和江阴地区 7 个剖面的孢粉分析结果, 表明 12 300~11 000 aBP 为疏林草原(落叶栎、柏科、藜、莎草科), 年均温比今低 5~7 °C。11 000 aBP 后, 为针叶阔叶混交林, 以松、栎占优势(徐馨等, 1987)。

芜湖四合山钻孔剖面埋深 4.5 m 下蜀土的年龄为 (12 300 ± 465) aBP, 孢粉反映森林消失, 仅有少量柳和榆, 相当于晋北地区的植被, 年均温比今低 8~9 °C。然而, 此层位之上, 落叶阔叶树属迅速发展, 甚至有个别桃金娘、桫欏、水蕨等热带分子, 植被面貌与现今长江中下游相似, 反映全新世气温回升较快。

- 孢粉气候标志
- ⊗ 沉积标志 (陆域及海域)
- × 同位素比值标志
- △ 冰缘及冰川现象
- ∨ 考古动物群标志
- ▽ 古地磁极性事件

补充地名

- 1 渤海中、东部
- 2 庙岛群岛
- 3 莱州湾南岸
- 4 建湖
- 5 盐城
- 6 东台
- 7 启东
- 8 镇江
- 9 长江三角洲
- 10 固城湖
- 11 溧水
- 12 太湖
- 13 平湖
- 14 伶仃洋
- 15 磨刀门
- 16 海南岛西北海域

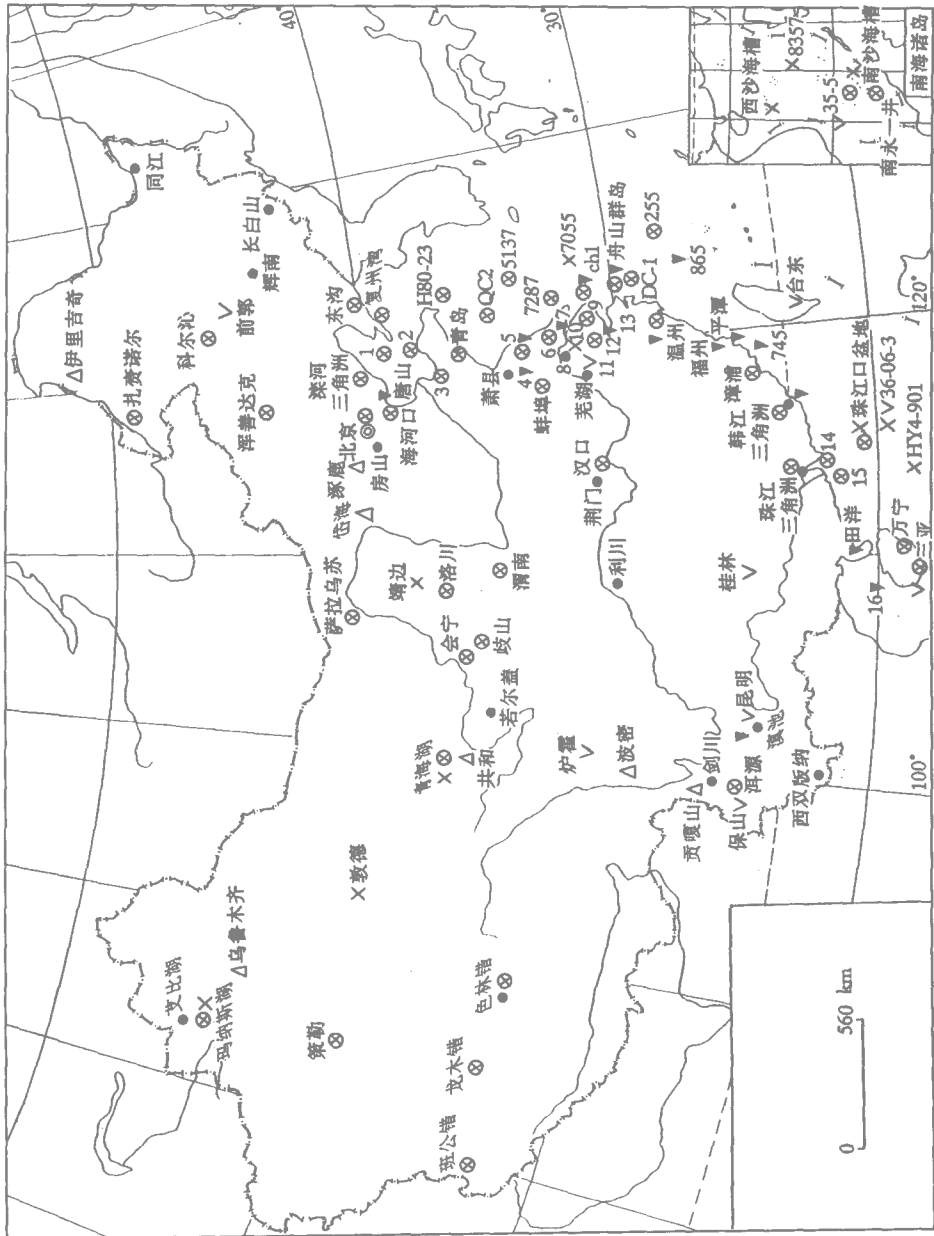


图 1.2 中国全新世下限有关地点的分布

湖北荆门剖面(图 2.38) 21 910~10 000 aBP 前为针叶林,冷杉占木本的 30%,还有云杉、松、桦,气候冷湿。10 000~9 100 aBP 为落叶阔叶林,冷杉急减,栎占 30%,榆占 20%,气候回暖(刘光秀,1991)。

湖北利川南坪剖面(图 2.39),14 330~10 000 aBP 为针叶林,冷杉和云杉占木本的 50%以上,年均温比现今低 4.5~9.0℃。10 000~9 155 aBP 为针叶阔叶混交林,冷杉和云杉急减,有较多的栎、枫杨、胡桃,并有水杉(王开发等,1983)。

韩江三角洲澄海月浦剖面(图 2.19),(9 656±190) aBP 开始出现红树林,8 789 aBP 后大量出现(郑卓,1990),考虑沉积环境的变迁,全新世下限的推算年龄为 11 000 aBP 左右。

珠江三角洲番禺茭塘剖面埋深约 16 m 的砂砾层顶部为全新世底界,自此开始出现红树林花粉,地层年龄为(10 900±50) aBP(李平日等,1991)。

珠江三角洲顺德杏坛、东莞麻涌剖面(图 2.20),13 070 aBP 的砂砾层和风化粘土层以常绿阔叶树占优势,但有少量落叶阔叶树(栗、枫香等)。8 930 aBP 后,木本含量增加(59%~78%,前期为 48%~63%),为典型的常绿阔叶林(沈才明等,1989),推算全新世下限为 11 000 aBP 左右。

昆明滇池草海剖面(图 2.24),(11 465±116) aBP 之前孢粉沉积速率很低,仅为 400 粒·(cm²·a)⁻¹,孢粉植被为松疏林,冷杉占 10%;之后,孢粉沉积速率达 2 900 粒·(cm²·a)⁻¹,冷杉消失,以阔叶林为主,喜热的蕨类增多,反映约 11 000 aBP 气候从凉湿变为暖湿(吴玉书等,1991)。

云南剑川剑湖西岸剖面,全新统与晚更新统的界线分明。界线以下为黄土及河流相沉积,孢粉组合中有暗针叶树。界线以上为黑褐色湖沼相淤泥和泥炭,其年龄为(12 775±165)~(12 035±135) aBP,故全新世下限为 12 500 aBP 左右(仇士华等,1992)。

西双版纳勐海曼兴湖剖面(图 2.25),(11 870±380) aBP 之前,泪杉属含量达到高峰,泪杉属目前云南已没有,是凉湿气候的标志。之后,泪杉属迅速减少,青冈属、栎属、桤木属增多(唐领余,1992),故 11 000 aBP 左右为气候从凉湿向暖湿转变的分界。

青海、甘肃、四川交界处的若尔盖高原是世界上最大的高原沼泽地,也是中国最大的泥炭分布地。这里为第四纪相对下沉区,形成许多洼地和湖泊。冰后期冰雪的融水,造成地面过湿,泥炭发育。若尔盖高原全新统泥炭层底部年龄(9 530±205) aBP(红原剖面)泥炭的形成是冰后期气候回暖的表征(王曼华,1987)。而针叶林开始侵入高原内部的年代,在红原剖面为(11 620±380) aBP,瓦松剖面为(10 872±110) aBP(王富葆等,1994)。

新疆艾比湖西岸剖面 A(蒿)/C(藜)值的变化表明,11 200 aBP 之前为 0.7~1.0,11 200~10 800 aBP 增大至 1.6~2.2,反映回暖,但是 10 800~10 200 aBP 降至 0.4,反映新仙女木冷回返,过后,A/C 值从 1.0~1.5 增大至 1.8~3.0,反映进入升温期(图 5.23)(李国胜,1993,1996)。

西藏色林错剖面 11 000~9 600 aBP 花粉浓度极低,以蒿为主,有少量松和云杉,气候冷干。9 600 aBP 后花粉浓度增加数倍,草原植被取代了高山稀疏植被(李炳元等,1982),因此青藏高原气候回暖始于 10 000 aBP 左右。

1.2.2 陆域沉积标志

黑龙江大兴安岭地区早全新世冲积砂砾中产扎赉诺尔人头盖骨化石,年龄为(11 460±

230) aBP, 可作为全新统的底界, 而中全新世沉积则为泥炭层 [(7 540 ± 170) aBP] 和黑土层 [(2 780 ± 130) aBP] (繆振棣等, 1984)。

东北平原西部科尔沁沙地古土壤年龄为 (10 930 ± 220) aBP, 是全新世气候转暖的标志 (裘善文等, 1992)。

内蒙古呼伦湖北岸扎赉诺尔剖面下段年龄为 (12 700 ± 230) ~ (11 330 ± 225) aBP, 硅藻为喜暖富营养型, 反映冰后期气候转暖, 湖面上升 (王苏民等, 1994)。

内蒙古东部浑善达克沙地白音呼哨剖面 (图 2.31), 湿润型微量元素与干旱型微量元素含量比值 (古气候指数 C 值), (10 613 ± 160) aBP 为高值, 反映气候回暖趋湿 (李森等, 1995)。

内蒙古萨拉乌苏组 (晚更新统河湖相地层) 之上的大沟湾组为湖沼相沉积, 反映气候暖湿, 其年龄为 (9 700 ± 1 200) aBP, 故全新世下限接近 11 000 aBP (苏志珠等, 1994)。

辽东半岛东部东沟县滨海海相层起始年龄为 (11 694 ± 470) aBP (大洋河西侧小宫屯) 和 (9 600 ± 185) aBP (东沟北罗锅桥), 海相层之下为古洪冲积砂砾层 (符文侠等, 1987)。

北京地区全新统厚度一般为 7 ~ 8 m, 在坟庄全新统与下伏马兰黄土呈不整合接触。马兰黄土之上为泥炭层, 其底部年龄为 (13 100 ± 200) aBP, 上部为 (11 850 ± 200) aBP。泥炭层底部的孢粉植被以云杉和冷杉为主 (占 30%), 而上部则以松、椴为主 (椴占 29%) 的针叶阔叶混交林, 反映气候已明显回暖 (陈方吉, 1979; 张子斌, 1984)。因此, 北京地区全新世下限取 12 000 aBP 较妥。

滦河三角洲的北部为早全新世形成, 毛河北村剖面下部黑粘土的年龄为 (11 350 ± 180) aBP (高善明, 1981)。

海河河口地区全新统底部泥炭层 (河湖相) 年龄为 (10 024 ± 160) aBP, 其下为棕黄色含钙结核的粘土, 两者之间为沉积间断面。天津平原宁河县宁普泥炭层年龄为 (10 360 ± 110) aBP (李元芳等, 1985, 1989)。

莱州湾平原 - 14 m 海相淤泥年龄为 (11 000 ± 100) aBP 和 (11 800 ± 200) aBP, - 16 m 沼泽泥炭为 (11 160 ± 200) aBP (李道高等, 1996)。

青岛沿海平原下部陆相层 (砂砾, 含钙结核及淡水软体动物) 为 (21 830 ± 390) ~ (16 254 ± 220) aBP, 其上为海相层, 底部年龄为 (11 800 ± 200) aBP (韩有松等, 1986)。

山东庙岛群岛马兰黄土顶部为侵蚀面, 年龄为 (12 070 ± 130) aBP。其上的黄土来源于沿海沙丘及海滩, 含海相砾石及海螺化石, 反映气候暖湿, 坡面水流增强, 全新世回暖期约从 11 000 aBP 开始 (图 13.8) (曹家欣等, 1993)。

甘肃会宁李家塬黄土剖面约 11 000 aBP 后平均粒径明显变小, 反映冬季风减弱 (丁仲礼等, 1996)。陕西岐山剖面约 10 000 aBP 磁化率明显增大, 反映夏季风加强 (陈云等, 1996) (图 13.4)。

渭河流域典型黄土与古土壤过渡层 (黄土塬) 或冲积层 (阶地) 之间界面的年龄为 (11 530 ± 460) aBP (洛川) 和 (11 260 ± 500) aBP (定西)。孢粉植被典型黄土为荒漠草原, 古土壤层为干草原及阔叶林 (黄春长, 1989) (图 13.6)。

陕西渭南北庄村剖面 (图 13.7), 埋深 9.0 m 黄锈色细砂层反映末次盛冰期河湖相沉积和冷湿气候结束 (14 000 aBP), 尔后为过渡期, 堆积棕黄色次生黄土, 气候冷干。次生黄土与古土壤层之间界面年龄为 9 600 ± 170 aBP, 表明约 10 000 aBP 进入全新世回暖期 (周卫健等,

1989)。

汉口地区埋藏树木(水杉、重阳木、秋枫)年龄为($11\,280 \pm 190$) aBP,表明当时已较暖湿,后因新仙女木冷回返事件,水杉向西迁移至湖北利川和四川龙山等地避难,子遗存留至今。

安徽淮北平原全新统称蚌埠组,上更新统称茆塘组。茆塘组厚 20~25 m,为灰黄色亚粘土,含钙质结核和铁锰小球,为黄河泛滥沉积。全新统厚度一般小于 15 m,与上更新统呈假整合,可分 3 段。下段为淤泥质粘土,年龄为($8\,710 \pm 95$) aBP、($7\,500 \pm 140$) aBP(蚌埠市东郊)。中段为淤泥质砂,年龄为($2\,670 \pm 100$) aBP(蚌埠市东郊)。上段为亚砂土与亚粘土互层,推测年龄小于 2 500 aBP(于振江,1988)。

长江三角洲全新统底界为暗绿色硬粘土层的顶面(不整合面)。暗绿色硬粘土层含植物根系和铁锰结核,有纳狷象和四不像鹿化石,反映冷干气候的陆相沉积。全新统为滨海或浅海沉积(王靖泰等,1981)。硬粘土层顶部年龄为 15 000 aBP 左右(郑祥民,1990)。

海安李堡、丹凤剖面(图 4.34),暗绿色硬粘土层与海相层为不整合,界面附近年龄为 $11\,220 \pm 380$ aBP(陈报章等 1994)。

长江三角洲北翼东台海相层(厚 16 m)下伏泥炭层年龄为($10\,500 \pm 130$) aBP。盐城埋深 13.5 m 泥炭的年龄为($10\,800 \pm 140$) aBP。

长江三角洲南翼剖面(图 4.35)全新统三角洲层基底侵蚀面年龄为($18\,520 \pm 500$) ~ ($15\,005 \pm 625$) aBP,滨海一浅海沉积层近底部年龄为($10\,410 \pm 300$) ~ ($10\,025 \pm 330$) aBP,故全新世海侵波及长江口并开始发育三角洲为 11 000 aBP 左右(李从先等,1996)。

太湖湖底沉积层上部 0.2~0.3 m 厚为现代沉积,其下为坚硬的黄土层,多铁锰结核,层厚 4~6 m 其顶部年龄为 11 240 aBP,为全新世的底界(许雪珉等,1994)。

太湖 WB 孔埋深 2.7 m 海陆过渡相层的年龄为($11\,280 \pm 90$) aBP(许雪珉等,1994)。

浙江温州平原全新统厚约 20 m,下伏灰白色细砂层,未见有孔虫,属陆相层,全新统青灰色粘土层近底部年龄为($9\,680 \pm 500$) aBP(华棣等,1987)。

福建的上更新统称为龙海组,全新统称为东山组和长乐组。上更新统与全新统为假整合。上更新统上段在闽中南沿海为风化成红黄色的粘土,属冲洪积相;在近海处为海相硬粘土层;在海岸为海相砂砾石。龙海组年龄为($11\,239 \pm 560$) aBP 和($11\,830 \pm 890$) aBP,惠安玉埕的龙海组中产印度象臼齿,化石尚未硅化,其时代为晚更新世末至全新世初。因此,福建海岸带的全新世下限为 11 000 aBP 左右。

福建漳浦上更新统称前湖组,为棕红色砂及砂砾,其上部为风化层,年龄为($22\,450 \pm 530$) aBP。全新统称滨海平原组,为海侵层,其底部年龄为 10 821 aBP。

韩江三角洲澄海莲下剖面风化粘土顶面淤泥层的年龄为($12\,310 \pm 370$) aBP。

珠江三角洲珠海南屏剖面砂砾层顶面淤泥层的年龄为($11\,620 \pm 380$) aBP。佛山蔗园剖面砂砾层顶面砂质淤泥层的年龄($11\,400 \pm 417$) aBP。番禺菱塘剖面砂砾层顶面粘土层的年龄为($10\,900 \pm 50$) aBP。中山民众剖面砂质粘土层的年龄为($10\,300 \pm 370$) aBP。

珠江三角洲顺德杏坛、中山民众、东莞麻涌剖面,下部砂砾层(或花斑粘土)与上部砂质淤泥的不整合面是晚更新统与全新统的分界,杏坛剖面此界面略低处的年龄为($13\,070 \pm 320$) aBP,民众剖面此界面附近的年龄为($10\,300 \pm 170$) aBP,故全新世的下限年代可能为 11 000 aBP。

海南岛万宁保定剖面早全新世砂砾层底伏粘土的年龄为 ($10\,230 \pm 320$) aBP。

海南岛鹿回头半岛古湖剖面(图 7.41)埋深 11.6 m 为侵蚀面,年龄处于 ($12\,235 \pm 525$) aBP 与 ($7\,910 \pm 150$) aBP 之间。此界以下为陆相砂质粘土,无任何微体及宏体化石,也无珊瑚碎屑。此界以上为海湾及滨海相砂质粘土,含珊瑚碎屑及有孔虫化石。推测约 11 000 aBP 海侵开始波及海南岛南岸,已有珊瑚生长(陈俊仁等, 1991)。

云南洱海以北洱源茨碧湖平原埋深 15.7 m 泥炭层年龄为 ($11\,650 \pm 135$) aBP,反映冰后期气候转暖湿(彭贵等, 1984)。

青海湖南岸哈拉力剖面典型黄土与其上古土壤层分界的年龄为 ($10\,290 \pm 120$) aBP(陈发虎等, 1991)。

新疆塔克拉玛干沙漠南缘策勒县达玛沟一带,沙丘之下炭化层的年龄为 ($11\,050 \pm 250$) aBP、($10\,250 \pm 300$) aBP,反映气候回暖趋湿(文启忠等, 1990)。

新疆玛纳斯湖剖面埋深 4 m 为红棕色粘土(含盐晶体),其上为灰色粘土,界面年龄为 ($10\,030 \pm 560$) aBP(林瑞芬等 1996)。

青藏高原湖泊从湖侵期向收缩、咸化、消亡期发展,标志着从晚更新世冷湿气候向全新世冷干气候转变。例如青海湖约 11 000 aBP 之后含盐量增大,水位下降,至 8 400 aBP 分别达到最大值和最低值(张彭熹等, 1994)。色林错 ($10\,100 \pm 2\,000$) aBP 的古土壤层高出湖面 90 m,代表高湖面,尔后湖面下降(陈志明,1986)。班公错 11 300 aBP 为低湖面,比今低 18 ~ 20 m(王苏民等,1992)。喀喇昆仑山龙木错湖 11 000 aBP 以来湖面下降 72 m(郑度等,1990)。

1.2.3 海域沉积标志

渤海中部沉积层结构(图 6.21),C 层(风沙堆积)顶面有剥蚀痕迹,B 层(河湖相至潮坪相)为从陆相到海相的过渡层, B_2 层反映海侵开始波及,可视为全新世下限,推算年龄为 11 000 aBP 左右。渤海东部剖面风沙堆积层的年龄为 ($13\,490 \pm 150$) aBP,与其上的河湖相沉积层之间为不整合面,推测全新世下限为 12 000 aBP 左右(刘振夏等, 1994)。

辽东半岛南部复州湾全新世泥炭层底部年龄为 ($10\,960 \pm 120$) aBP(周昆叔, 1991)。

北黄海 H80-23 剖面(图 6.23)古土壤(黄褐色粉砂粘土)反映气候从冷干向暖湿转变,年龄为 $11\,690 \pm 300$ aBP(黄永吉等, 1986)。

北黄海 H77-08 站(水深 56 m)海底下 3.4 ~ 3.8 m 泥炭为全新世初的河湖一沼泽沉积,年龄为 $12\,400 \pm 200$ aBP(仇士华等, 1992)。

南黄海 QC2 剖面(图 6.24)埋深 20.5 m 为河流相沉积与盐沼沉积的分界, 19.5 m 处年龄为 $11\,100 \pm 260$ aBP(杨子廉, 1994)。

东海陆架剖面(图 6.27,图 6.29)有孔虫分析表明, 5137 孔泥炭层年龄为 ($12\,140 \pm 800$) aBP,其顶面向河口滨岸沉积过渡,故约 11 000 aBP 为全新世的起始(陈荣华, 1986)。7287 孔水深 110 m,位于外陆架,海侵较早 [$(14\,750 \pm 700)$ aBP],为滨海砂砾贝壳沉积,其上为外陆架浅海泥质粉砂,呈不整合,界面年龄为 ($11\,300 \pm 550$) aBP(曾成开等, 1985)。东海陆架全新统下界多数为平行不整合,但有些为间断面,例如 5141 孔和 7293 孔即存在黄褐色风化土壤层,厚 20 cm(章永昌等, 1986)。上述 5137 孔泥炭层含冷干条件下的淡水盘星藻和双星藻,还有冷杉、云杉;此界以上,冷杉、云杉消失,栎、栗增多(王开发等, 1984)。

长江口外 Ch1 站(水深 24 m)高程 -60 m 泥炭层为海侵前的河湖一沼泽沉积,其上为海

相层, 泥炭年龄为 $(10\ 760 \pm 120) \sim (10\ 700 \pm 125)$ aBP (仇士华等, 1992), 长江口外 Ch4 站埋深 49 m 样品的年龄为 $(12\ 630 \pm 120)$ aBP, 此界以下的孢粉以针叶树占优势; 此界以上, 喜冷成分消失, 出现少量阔叶树 (孟广兰等, 1989)。

东海 DC-1 孔海侵层底部 $(-47.4\ \text{m})$ 年龄为 $(11\ 510 \pm 570)$ aBP, 岩性为淤泥质粘土, 微体古生物的数量和分异度自下向上增大, 反映海洋环境扩大, 产生滨岸至浅海沉积 (王宗涛, 1982)。

冲绳海槽 255 号和 170 号剖面 (图 6.40), 暖水种浮游有孔虫 *Pulleniatina Obliquiloculata* 的平均丰度, 以约 11 000 aBP 为界, 以下仅为 1.9%~5.1%, 以上增大至 8.2%~10.6% (李保华等, 1996)。

舟山群岛东海域 $-43\ \text{m}$ 和 $-48\ \text{m}$ 泥炭的年龄为 $(11\ 520 \pm 690)$ aBP 和 $(11\ 510 \pm 570)$ aBP (冯怀珍等, 1987)。

珠江河口伶仃洋 L_2 剖面 (图 6.63) 埋深约 22 m 为风化花斑粘土层的顶面, 其上为海相淤泥层, 年龄为 $(9\ 560 \pm 140)$ aBP。邻近另一钻孔剖面与此类似, 埋深 21.5 m 花斑粘土年龄为 11 888 aBP, 故全新世下限为 11 000 aBP 左右。风化粘土的孢粉数量少, 种属单调; 其上的海相层孢粉丰富, 为典型的常绿季雨林 (陈木宏等, 1994)。

珠江口磨刀门剖面埋深约 35 m 为风化粘土与淤泥层的界面。风化粘土埋深约 40 m 处的年龄为 12 245 aBP 和 11 807 aBP (陈国能等, 1995), 故全新世起始为 11 000 aBP 左右。

珠江口盆地 ZQ2 孔埋深 9 m 为河道砂与浅海相地层的界面, 埋深 8 m 样品年龄为 $(11\ 942 \pm 277)$ aBP。ZQ4 孔埋深 3 m 为滨海相与浅海相沉积的界面, 年龄为 $(10\ 978 \pm 549)$ aBP 推测全新世下限为 12 000 aBP 左右。

南沙海域 V35-5 剖面 (图 6.53), 12 000 aBP 起, 暖水种浮游有孔虫丰度明显增大 (汪品先等, 1996)。

南沙群岛永暑礁南永一井剖面 $-17.3\ \text{m}$ 为珊瑚礁间断面 (图 7.31)。其上为珊瑚贝壳砂砾, 年龄为 $(7\ 350 \pm 160) \sim (3\ 050 \pm 95)$ aBP。其下为珊瑚灰岩, $-17.8\ \text{m}$ 处的年龄为 $(10\ 800 \pm 200)$ aBP。表明末次盛冰期海平面下降, 珊瑚礁发育中断, 约 10 800 进入冰后期, 海平面迅速上升, 故有中全新世以来的次生礁堆积。该剖面 $-17.3\ \text{m}$ 也是 $\delta^{18}\text{O}$ 值的转折点, 其下平均为 -7.7‰ , 其上为 -5.0‰ , 反映水温升高 (赵焕庭等, 1992)。

1.2.4 同位素比值标志

南海北部陆坡 HY4-901 剖面 (图 6.46), 埋深 1.66 m 以上 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显降低, 年龄为 10 000 aBP 左右。升温阶段早期海水温度比今低 $2\sim 3\ \text{℃}$, 晚期与今相当 (李学杰等, 1996)。

南海北部陆坡 V36-06-3 剖面 (图 6.47), 埋深 1.01 m 处年龄为 13 670 aBP, 约 12 000 aBP, $\delta^{18}\text{O}$ 值降低, 海温升高 (王律江等, 1994)。

西沙海槽西侧 6 个剖面, 浮游有孔虫 *Globorotalia crassaformis* 在氧同位素第 2 期绝灭, 反映约 12 000 aBP 进入冰后期, 融冰水增加, 海水盐度降低 (钱建兴等, 1993)。

南海海盆中部 8357 剖面, 埋深 0.35 m 样品年龄为 $(11\ 060 \pm 561)$ aBP, 尚未到界面, 氧同位素曲线偏负波动, 反映气候回暖, 推算全新世下限为 12 000 aBP (钱建兴, 1986)。

南沙海槽剖面, 以埋深 0.25 m 为界, 此界以上, 为氧同位素第 1 期, 剩余磁化强度偏小, 孢粉中红树林和低地雨林增多, 而埋深 0.13 m 样品年龄为 10 500 aBP, 0.6 m 为

22 000 aBP, 推算全新世下限为 12 000 aBP 左右 (苏广庆等, 1992; 汤贤赞等, 1993; 唐领余等, 1991)。

珠江口盆地 ZQ2 剖面 (图 6.67) 河道相与浅海相沉积界面附近年龄为 11 942 aBP。ZQ3 剖面平原相与滨海相沉积界面附近 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显降低。ZQ4 剖面滨海相与浅海相沉积界面年龄为 $(10\,978 \pm 549)$ aBP。因此, 气候转暖和海侵为 11 000 aBP 左右。

东海 7055 剖面 (水深 150 m), 埋深 1.1 m 贝壳砂年龄为 13 000 aBP, 0.3 m 为 8 200 aBP。 $\delta^{18}\text{O}$ 值第一段偏高, 第二段偏低, 转变界面为 12 000 aBP 左右 (钱建兴等, 1986)。

江苏高淳固城湖西岸 GS1 剖面埋深 19.3 m 见基岩风化壳, 15.08 m 年龄为 12 190 aBP, 11.77 m 为 9 365 aBP (图 5.15)。推算埋深 14 m 的年龄为 11 300 aBP, 以此为界, 此前孢粉植被以桦、榆、栎为主, 有机碳含量 6.0%, $\delta^{13}\text{C}$ 值 -20.6‰ 。此界以上, 11 300~11 000 aBP, 蒿的含量大于 80%, 有机碳含量降至 4.6%, $\delta^{13}\text{C}$ 值升至 -19.2‰ , 反映新仙女木事件。尔后, 出现枫香、冬青、黑面神、山龙眼, 有机碳含量大于 6.0%, $\delta^{13}\text{C}$ 值回降至 -25‰ 。因此, 包括新仙女木事件在内, 全新世下限为 11 300 aBP 左右 (王苏民等, 1996)。

陕西靖边糜地湾剖面 (图 13.9), 风成砂中的粉砂质泥炭层年龄为 $(11\,755 \pm 95)$ aBP。此层以下的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏高, 以上则明显偏低, 反映回暖期约从 11 000 aBP 开始 (周卫健等, 1996)。

青海湖南岸剖面黄土中古土壤层底部年龄为 $(10\,290 \pm 120)$ aBP (陈发虎等, 1991)。有机碳含量约从 11 000 aBP 开始增高 (陈克造, 1990)。 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈同步变化, 11 000 aBP 前偏正, 后偏负 (林瑞芬等, 1996) (图 5.25)。

祁连山敦德冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线表明, 约 10 200 aBP, $\delta^{18}\text{O}$ 值已接近全新世的平均值 (-10.9‰), 反映回暖期的开始 (图 15.5) (姚檀栋等, 1992)。

新疆玛纳斯湖剖面 (图 5.24) 埋深 4 m 红棕色粘土 (含盐晶体) 反映冷干气候, 层顶年龄为 $(10\,030 \pm 560)$ aBP。 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线表明 11 000 aBP 回暖, 但是 11 000~10 030 aBP 冷回返, 尔后 $\delta^{18}\text{O}$ 值急速升高, 进入升温期。A/C 值同步变化, 11 000 aBP 前 A/C 值小于 1, 经冷回返, A/C 值增大至 2 (林瑞芬等, 1996)。

1.2.5 冰缘及冰川现象

大兴安岭西北部伊里吉奇河阶地古冰楔年龄为 $(10\,668 \pm 257)$ aBP, 反映此后气候转暖 (童伯良, 1993)。

内蒙古岱海地区冻融褶皱的年龄为 $(12\,780 \pm 185)$ aBP, 而湖岸阶地湖进层的年龄为 $(10\,080 \pm 120)$ aBP, 当时湖面比今高 40~50 m (冯敏等, 1992), 推测气候转暖, 湖面开始上升为 11 000 aBP 左右。

河北涿鹿吉家营阶地淤泥层有冻融卷曲现象, 反映全新世初的短暂冷期, 年龄为 $(11\,030 \pm 150)$ aBP 和 $(10\,970 \pm 300)$ aBP (仇士华等, 1992)。

青海高原东部黄河河源的冰楔融化而充填砂的年龄为 $(12\,300 \pm 100)$ aBP。兴海、玛多、共和盆地末次冰期沙丘固定的时代为 11 500~8 500 aBP (潘保田等, 1989)。故该地区的全新世下限年代为 12 000~11 000 aBP。

乌鲁木齐河末次冰期终碛垄上形成黄土的年龄为 10 000~9 500 aBP (郑本兴, 1990)。藏南波密嘎弄寺冰川全新世初冰碛的年龄为 11 000 aBP (吴锡浩, 1990)。贡嘎山冰水扇下部淤

泥层（反映气候回暖，冰融水增多）的年龄为（ $11\,680 \pm 145$ ）aBP（郑本兴等，1994）。

1.2.6 考古动物群标志

进入新石器时代的主要标志为农牧业的产生，即从食物采集阶段进入食物生产阶段，反映环境有所改善。河北徐水南庄头遗址为 $11\,950 \sim 10\,650$ aBP。吉林前郭青山头遗址下层的年龄为（ $10\,940 \pm 170$ ）aBP，有披毛犀，但无猛犸象，属于从晚更新世向现代过渡的动物群，反映气候开始回暖。江苏溧水神仙洞为长江下游地区新石器早期文化的代表，动物化石年龄为（ $11\,200 \pm 1\,000$ ）aBP，动物群以现生种类为主，但有 3 种偏北动物（棕熊、麝、仓鼠），也反映动物群的过渡性质。华南地区，广东阳春独石仔（上层）文化为 $11\,000 \sim 9\,000$ aBP，封开黄岩洞为（ $11\,930 \pm 200$ ）~（ $10\,950 \pm 300$ ）aBP，广西桂林甄皮岩为（ $11\,310 \pm 180$ ）aBP。海南“三亚人”洞穴遗址为（ $10\,642 \pm 207$ ）aBP，动物群以热带型为主，但有古菱齿象，是晚更新世晚期成员，从北方迁徙而来，也反映了动物群的过渡性（计宏祥，1996）。台湾岛新石器早期文化以台东八仙洞的海雷洞为代表（ $12\,000 \sim 7\,500$ aBP）。西南地区较早进入新石器时代，这与自然条件较优越有关。云南保山龙王塘动物群中有巨獭，是晚更新世动物群的典型成员，是近 $12\,000$ aBP 的世界绝灭种，故 $12\,000$ aBP 为晚更新世与全新世的分界。云南大那乌细石器为 $12\,000$ aBP，而昆明东郊野猫洞动物群以亚洲象和轴鹿为典型种，大熊猫、东方剑齿象等晚更新世成员不多见，野生种马已北迁或绝迹，表明动物群的过渡性（张永兴，1987）。川西高原炉霍拉沱动物群年龄为（ $11\,550 \pm 200$ ）aBP，为北方高山草原型，也有南方成分，反映当时气候仍寒冷，从冰期向冰后期过渡。

1.2.7 古地磁极性事件

哥德堡反向事件最初据瑞典哥德堡冰川纹泥而定名，年龄为 $12\,400 \sim 11\,000$ aBP 可作为全新世的起始。在中国，至少有 16 个剖面出现哥德堡事件，年龄为 $11\,000 \sim 10\,500$ aBP。

渤海湾北岸唐山市以南柏各庄钻孔剖面上部海相层（埋深 $0 \sim 15$ m），代表冰后期的最后一次海侵。该海相层底界 15 m 深处记录了哥德堡事件。此事件之上是一套黑灰色砂质粘土及粉砂，此事件之下是一套黄灰色粉砂及粘土，分层界限明显。这个界限在华北平原东部地区是常见的，即灰色层为全新世沉积，黄色层为晚更新世沉积。联系到渤海湾岩芯中记录的哥德堡事件 [附近层位的年龄为（ $12\,400 \pm 200$ ）aBP]，与晚冰期和冰后期孢粉谱变化界限吻合。天津南排河地区上部海相层底界附近的年龄为 $8\,500$ aBP。因此，以哥德堡事件（约 $11\,000$ aBP）作为全新世底界是合乎实际的（李华梅等，1983）。

冲绳海槽 865 剖面埋深 1.37 m 出现哥德堡事件，而以埋深 1.14 m 为界，此界以下的超微化石复合分异度小（ 0.9 ），以上增大（ 1.4 ），反映气候转暖（徐钰林等，1987）。

长江三角洲全新统与更新统的分界为暗绿色硬粘土层，其顶面出现哥德堡事件，在苏北启东 Bg73 孔为埋深 $36 \sim 37$ m，孢粉反映冷干事件（王开发等，1984）。在东台，海侵层下伏泥炭层为（ $10\,500 \pm 140$ ）aBP（赵泉鸿等，1986）。长江北岸丹凤、李堡、旧场剖面全新统底部年龄为（ $11\,220 \pm 380$ ）aBP，与下伏硬粘土层呈不整合（陈报章等，1994）。

长江口 4 个剖面（图 6.37），针叶阔叶混交林由以针叶树为主（云杉、冷杉、落叶松）转变为以阔叶树为主的界面年龄为（ $12\,630 \pm 320$ ）~（ $10\,735 \pm 120$ ）aBP，并出现哥德堡事件（孟广兰等，1989），故全新世下限为 $11\,000$ aBP 左右。

江苏建湖县庆丰剖面埋深 4.7~4.8 m 记录的磁倾角为负值，是地球磁场曾发生极性漂移的表现，按深度—时间转换，该漂移现象发生的起止时间为 11 060~10 760 aBP，可能与哥德堡漂移有关（朱日祥等，1992）。

盐城孔第一海相层之下，13.5 m 处泥炭层的年龄为 $(10\ 800 \pm 140)$ aBP，而且在 13.5~14.0 m 处的极性柱上有哥德堡事件记录（钱方，1984）。长江口外 Ch1 剖面埋深 24 m 暗绿色硬粘土层顶面出现哥德堡事件（陈中原等，1991）。

杭嘉湖平原平湖剖面埋深 25 m 硬粘土出现哥德堡事件（韩有松等，1988）。

舟山群岛以东 DC1 剖面（图 6.28），埋深 19.2 m 出现哥德堡事件。19.0 m 样品年龄为 $(11\ 510 \pm 570)$ aBP，此界以上，磁化强度增大，含底栖有孔虫，孢粉植被从松、柏演变为松、栎，气候从冷干变为凉湿（赵松龄等，1983）。

浙江温州平原瓯海永强钻孔剖面埋深 32 m 出现哥德堡事件（12 350 aBP）。此事件之前，有孔虫反映低盐度的浅水或海陆过渡环境，分异度 $H(S)$ 为 0.4~1.9；此事件之后，属正常盐度海水的沉积环境， $H(S)$ 为 1.9~2.66。因此，0~32 m 可作为全新世沉积，反映冰后期海侵，称富阳海侵（蔡祖仁等，1992）。

福州琅岐剖面（图 2.43）全新统厚 17.8 m，底伏灰绿色硬粘土，未见海相生物化石，属 Q_3^3 的陆相沉积，近河道及山前地带相变为砂砾层。埋深 20 m 出现哥德堡事件（12 400~11 000 aBP）硬粘土层之上的海相层厚约 14 m，按已知年龄 [$(7\ 480 \pm 110)$ aBP、 $(5\ 110 \pm 130)$ aBP] 推算沉积速率，海相层底部为 10 300 aBP。因此，本剖面的全新世底界年代以 11 000 aBP 为宜。

福建平潭岛东南海域 745 号剖面埋深 4.7 m 样品年龄为 $(9\ 173 \pm 174)$ aBP，而 5.3 m 处存在反向磁化标本，属哥德堡事件（11 000~13 000 aBP）。广东汕头以南 868 号剖面埋深 2.2 m 炭化木年龄为 $(10\ 069 \pm 165)$ aBP，而 2.3 m 处亦存在反向磁化标本。因此，闽粤沿海的全新世下限为 10 000 aBP 左右（许志峰等，1992）。

台湾海峡 745 和 868 剖面都出现哥德堡事件（图 6.30），界面附近年龄为 $(10\ 069 \pm 185)$ aBP 和 $(9\ 173 \pm 174)$ aBP（陈承惠等，1990）。

雷州半岛田洋火口湖盆地剖面（图 2.21），风化粘土层年龄为 $(12\ 430 \pm 510)$ aBP，其顶部附近出现哥德堡事件（陈俊仁等，1990），孢粉植被为常绿季雨林，湿生草本占草本的 49%。风化层之上为湖相粘土，孢粉反映稀树草原，草本以蒿属和禾本科为主（王开发等，1990）。可见风化层顶部为气候从热湿向热干转变的分界，推算年龄为 11 000 aBP 左右。

海南岛西北海域剖面（图 6.41），埋深 26.7 m 出现哥德堡事件，18.3 m 海相层年龄为 10 570 aBP（陈锡东等，1988），推算陆相层与海相层界面为 11 000 aBP 左右。

昆明盆地全新统厚 20~30 m，为粉砂粘土和泥炭，上更新统厚 50~60 m，为砂砾及褐煤。晋城团山村参 3 孔埋深 7.5~11 m 出现哥德堡事件，邻近钻孔同层样品年龄为 $(10\ 500 \pm 170)$ aBP（张茂恒等，1993）。

综上所述，共计 109 个剖面 114 个年龄数据，其中全新世下限为 11 000 aBP 的占 56.2%，10 000 aBP 的占 29.8%，两者合占 86%，12 000 aBP 的仅占 14%。分别从 7 类标志看，全新世下限为 11 000~10 000 aBP。按所占百分比排序依次为：冰缘及冰川现象（100%）、陆域沉积标志（97.1%）、孢粉气候标志（95%）、古地磁极性事件（84.6%）、海域沉积标志（73.7%）、同位素比值标志（66.7%）考古动物群标志（62.5%）。其中，年龄偏老的

(12 000 aBP) 为海域沉积标志、同位素比值标志、考古动物群标志。年龄偏新的 (10 000 aBP) 为孢粉气候标志、陆域沉积标志、古地磁极性事件。这种现象说明, 孢粉气候、陆域沉积、哥德堡事件最能表征全新世的下限为 11 000 ~ 10 000 aBP, 只有个别实例为 12 000 aBP。海域沉积标志 19 个年龄数据有 10 个超过或很接近 12 000 aBP, 这与冰后期海侵从海向陆推进是一致的。同位素比值标志的 12 个剖面有 8 个在海域或沿海, 其中大于 12 000 aBP 的都在海域, 也说明海域冰后期回暖早。冰缘及冰川现象的实例都在中国西部, 这里回暖迟, 故全新世下限没有大于 12 000 aBP。考古动物群 8 个实例都在东部, 反映全新世下限南方比北方早。

如图 1.3, 全新世下限年龄的分布表明, 全新世的起始年代南早北迟, 12 000 aBP 的实例分布在 30°N 以南, 尤其是华南沿海、南海以及云南。11 000 aBP 的实例分布在 40°N 以南。10 000 aBP 的实例集中在长江以北, 尤其是东北地区 and 西北地区。上述现象显示全新世环境从南向北推进的纬度发展模式。此外, 亦有从海向陆推进的经度发展模式, 表现在 12 000 aBP 的实例分布在海域及沿海, 尤其是东海和南海。11 000 aBP 的实例从东向西减少, 而 10 000 aBP 的实例则有向西增多的趋势。

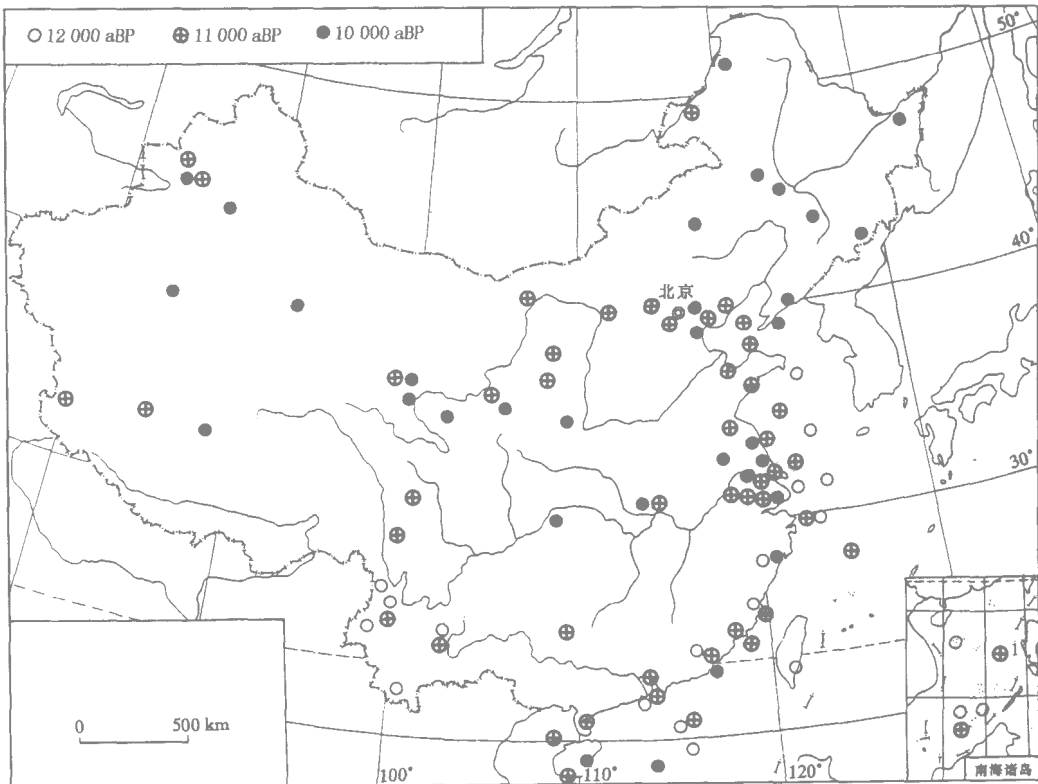


图 1.3 中国全新世下限年代的分布

2 气候变迁

日本末次盛冰期的年均气温比今低 7~8℃(东北日本)或 5~6℃(西南日本),冰期向冰后期过渡阶段仍比今低 3~5℃。全新世气候波动可分 4 期:早全新世渐暖期(11 000~8 000 aBP)年均温比今低 2~3℃,中全新世温暖期(8 000~4 000 aBP)年均温比今高 2℃,中晚全新世冷凉期(4 000~1 500 aBP)年均温比今低 1℃,晚全新世 1 500 aBP 以来为现代气候期。

中国末次盛冰期的年均气温,在东北和华北比今低 7~8℃,长江中下游及台湾岛低 4~7℃,华南及西南仅低 1~2℃。全新世气候波动可分 3 期:回暖期、升温期、降温期。升温期南早北迟,降温期南迟北早。以华北地区为代表,这 3 个气候期分别为 11 000~8 000 aBP、8 000~3 000 aBP、3 000 aBP 之后。以长江中下游地区为代表,则是 11 000~9 000 aBP、9 000~4 000 aBP、4 000 aBP 之后。回暖期年均温仍比今低 2~4℃(东北、华北)或 2~3℃(东部),升温期比今高 3~4℃(东北、华北)或 2~3℃(东部),降温期比今低 1~2℃。华南地区全新世气温波动幅度小,升温期仅比今高 1~2℃。西北干旱区和青藏高原寒区中全新世升温明显,比今高 3~6℃。

新仙女木冷回返事件在日本为 10 800~10 000 aBP;在中国始于 11 000 aBP 或 10 500±300 aBP,止于 10 000 aBP 或 9 000±300 aBP。降温幅度在日本为 2~4℃,在中国,陆区为 3~3.5℃,海区为 1~3℃。

日本的全新世气候适宜期为 8 000~4 000 aBP,年均气温比今高 2℃(东日本)或 1.0~1.5℃(西日本)鼎盛阶段为 6 500~5 000 aBP。在中国,以华北为代表,气候适宜期为 8 000~3 000 aBP,以长江中下游为代表则为 8 500~4 000 aBP。年均气温比今高 2~5℃(东北)0.5~2.5℃(华北)、1.3~1.5℃(长江中下游)、1.6~3.5℃(西南)、3~5℃(青藏),气候适宜期的鼎盛阶段为 7 200~6 000 aBP。

新冰期 在日本甚少报道,新冰期 II、III、IV 为 4 000~3 000 aBP、2 500~1 800 aBP、1 500~1 300 aBP,相当于绳文后期、弥生时代、古坟时代,都比中国的新冰期滞后。中国的新冰期 为 8 000~7 600 aBP,仅有少数地点记录;新冰期 II 为 5 000~4 600 aBP 或 4 000~3 800 aBP,后者记录较少;新冰期 III 为 3 200~2 400 aBP(周冷期);新冰期 IV 为 1 700~1 400 aBP(南北朝冷期)。

中国纪元后的气候变化,新冰期 IV 并非连续寒冷。中世纪温暖期为 560~1 230 年,此后趋于冷干,小冰期为 1 450~1 893 年。日本的新冰期 IV 和中世纪温暖期都比中国滞后,小冰期则很接近,为 1 430~1 880 年。本世纪的气候变化,中国和日本都呈波动升温趋势,但是日本的最暖年份(1960 年)比中国滞后,华北为 1940 年,华南为 1944 年。20 世纪 50 年代中期和 20 世纪 60 年代后期明显寒冷,中国和日本都是如此。

2.1 全新世气候波动

2.1.1 日本的气候期

日本晚更新世晚期以来的孢粉和气候可分为 5 个带和相应的 5 个气候期(表 2.1)。

表 2.1 日本的孢粉气候期

年龄/aBP	时 代	考古期	年龄/aBP	孢粉带	气候期
1 000	Q ₄ ³	奈良	1 500	RⅢ _b 带	历史时代气候期
2 000		古 坟			
2 500	2 500	弥 生	4 000	RⅢ _a 带	冷凉期
3 000		2 300			
3 000		绳文晚期			
4 000	Q ₄ ²⁻²	绳文后期	4 000	RⅡ带	温暖期
5 000	5 000	绳文中期			
6 000	Q ₄ ²⁻¹	绳文前期	8 000	RⅠ带	渐暖期
7 000					
8 000	Q ₄ ¹	7 600	11 000	L带	寒冷期
9 000		绳文早期			
10 000	11 000	旧石器晚期			

注 塚田松雄, 1980 ; 安田喜宪, 1980。经整编。

末次盛冰期 (约 18 000 aBP) 的年均温, 东北日本比今低 7~8 ℃, 西南日本比今低 5~6 ℃, 当时东京的气候与现今札幌相似。更新世向全新世过渡时期 (12 000~11 000 aBP) 为 L 孢粉带, 是五叶松和桦占优势的时代, 气候仍寒冷, 但已趋缓和。

全新世的孢粉组合可分 4 个带。R 带 (10 000~8 000 aBP) 是从寒冷期向 Q₄² 温暖期转变的时期, 气候渐暖。优势林相在北海道为桦, 东北地区为栎和桦, 中部地区为栎和山毛榉, 关西和中国的中国地方为山毛榉。当时的森林带比现今降低 200~700 m, 年均温比 Q₃³ 时期高, 但比现今低 2~3 ℃。

中全新世早期 RⅡ 带 (8 000~4 000 aBP) 的气候为温暖期, 年均温约比今高 2 ℃。本期的特点是常绿阔叶林扩大, 其分布区域已与现今相似, 但以青冈栎为代表的典型常绿阔叶林是在 RⅡ 带的中期形成的。

中全新世后期 RⅢ_a 带的气候趋凉, 年均温约比今低 1 ℃, 总的来说, RⅢ 带是喜凉的山毛榉和喜寒的云杉略增多的时期。RⅢ_a 带与 RⅢ_b 带的划分为 1 500 aBP, 这是森林被破坏而红松和栽培植物显著增加的年代, 也就是农耕开始集约化的年代。这种转变是从南向北发

展，因此 RIII_a 带与 RIII_b 带的划分年代，西南日本为 2 000 aBP，中部日本为 1 500 aBP，东北日本为 700~800 aBP（塚田松雄，1980；安田喜宪，1980）。

日本全新世植被演替的基本特征是，全新世初气温上升，桧木和桦比晚更新世增多；中全新世温暖期，栎、山毛榉、榆等落叶或常绿阔叶树增多，柳杉明显增加；晚全新世松急增。中部日本和北陆孢粉所反映气候波动状况基本一致（图 2.1）。从文化期来看，全新世初尚寒冷，年均温比今低 3~5℃；绳文早期为渐暖期；绳文前期（7 600~5 000 aBP）为温

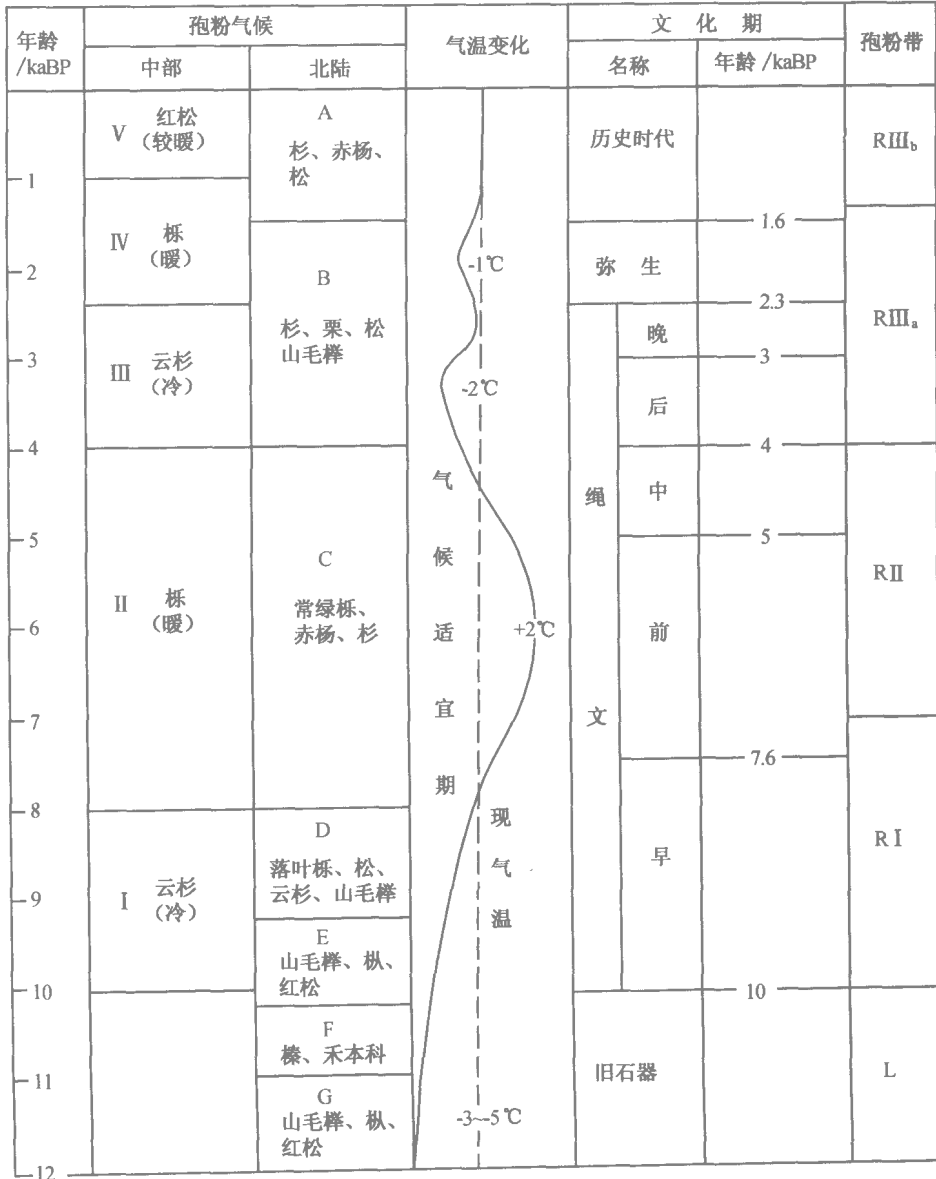


图 2.1 日本全新世气候波动
（藤则雄，1996；堀正一，1957）