

澳大利亚板块漂移对南半球气候 与环境影响的数值模拟

周波涛 赵平 翦知湓 何金海

(中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029; 中国气象科学研究院气候与环境变化研究所, 北京 100081; 同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092; 南京气象学院大气科学系, 南京 210044; 中国科学院研究生院, 北京 100039. E-mail: zhoubt@mail.iap.ac.cn)

摘要 利用美国 NASA(National Aeronautics and Space Administration)的 GISS 全球海洋-大气耦合模式, 研究了 14 Ma BP 在与现代情景不同下的澳大利亚板块位置对南半球中高纬度大气环流的影响. 模拟结果表明, 14 Ma BP 澳大利亚板块偏南时, 副热带地区大洋上反气旋加强, 副热带高压加强, 高纬 60°~70°S 一带气旋性环流加强, 绕极地低气压加深, 造成当时南极涛动变强, 南极涛动指数 AOI (Antarctic Oscillation index)波动周期缩短. 同时, 14 Ma BP 降水与地表气温也发生了相应的变化. 在环 40°S 一带大部分地区降水量减少, 而在 60°~70°S 多数区域降水增加; 南太平洋高纬度地表气温下降, 威德尔海及其北侧海域地表气温升高. 此外, 由于气温和风场的变化, 南极海冰也发生了变化, 罗斯海附近及其西侧靠近南极大陆地区海冰较现在增加, 威德尔海附近海冰较现在偏少.

关键词 澳大利亚板块 南半球中高纬大气环流 气候模拟 南极涛动

地球环境演变表明, 相对于欧亚大陆与巽他群岛(包括苏拉威西岛、婆罗洲、爪哇和苏门达腊, 这些地方在过去 20 Ma 移动幅度很小^[1]), 新几内亚与澳大利亚板块移动幅度较大, 大约以 70 km/Ma 的速率向北运动^[2], 即在 14 Ma BP 澳大利亚板块的位置较现在偏南约 10 个纬度, 这就造成当时印度尼西亚通道开启以及澳大利亚与南极大陆的海流通道变窄, 直接影响着海洋与大气环流^[3~5].

国内外学者一直在进行数值模拟试验研究印度尼西亚通道开启或闭合对海洋环流与气候变化的影响. Hirst 等人^[6]通过采用年平均风应力强迫分别模拟了开启和闭合时的印度尼西亚贯穿流 ITF (Indonesian Throughflow), 指出 ITF 开启时模拟的中东太平洋海洋表面温度比 ITF 关闭时低 0.4 °C. Rodgers 等人^[7,8]利用 LOAM 模式模拟出 ITF 开启时东太平洋海温也降低, 但海温差异仅局限于赤道附近. Cane 等人^[9]还指出 3~4 Ma BP 印度尼西亚海流通道的关闭是导致东非干旱的原因之一. 张学洪等人^[10]采用 14 Ma BP 的海陆分布, 利用单独海洋模式 L30T63 和耦合模式 FGCM0 分析了澳大利亚板块北移对海洋环流的影响, 结果表明随着澳大利亚板块向北运动, 印度尼西亚通道变窄, 太平洋海温增加. 以上工作主要集中研究了澳大利亚板块运动造成的印度尼西亚通道状态改变对海洋环流的影响, 而对澳大利亚板块向北移动时, 澳

大利亚与南极大陆的海流通道加宽对其周围大气环流影响的模拟研究较少. 因此, 有必要进行进一步研究. 本文利用 NASA 的 GISS 全球海洋-大气耦合模式, 针对过去与现在澳大利亚板块位置的不同进行数值模拟试验, 研究澳大利亚板块的北移对南半球中高纬气候的影响.

1 试验设计与模式检验

1.1 模式与试验设计

GISS 全球海洋-大气耦合模式是水平分辨率为 5 个经度 × 4 个纬度的格点模式, 大气部分垂直分辨率为 9 层, 海洋部分则为 13 层. 大气模式与海洋模式同步耦合. 该模式已被用于一系列的模拟研究, 包括未来情景下气候模拟^[11~13], 北大西洋深水对冰川融化的响应^[14], 气溶胶对中国气候影响^[15]和海冰对气候影响模拟^[16,17]等.

为了研究澳大利亚板块运动对南半球中高纬气候与环境的影响, 本文设计了两组试验. 一个为采用模式原有值^[11]的现代控制试验(称为 E00Ma), 该试验用来测试模式对现代气候的模拟能力; 另一个为采用 14 Ma BP 海陆分布的试验(称为 E14Ma). 试验 E14Ma 与 E00Ma 的主要差异在于采用的海陆边界条件不同, E00Ma 采用的地形为模式中的现代地形边界, 而在 E14Ma 试验中采用的地形边界是根据同济

大学提供的 14 Ma BP 的地质资料^[18], 考虑模式本身的分辨率而设计的. 从图 1 可以看出两试验采用的海陆地形分布的差异. 在 E14Ma 中, 新几内亚北边界位于 10°S 以南, 而在现代其北边界位于赤道附近; 澳大利亚的位置也较之现代南移了约 12 个纬度. 因此, 在 14 Ma BP 时期, 印度尼西亚地区形成了一个海流通道, 而南极大陆与澳大利亚板块之间的海流通道变得狭窄. 海流通道中各个格点的海洋深度值是通过对其附近同纬度上的 9 个格点值进行插值得到, 并且保证远离大陆架的海洋深度值比靠近大陆架的值要大. 海底地形的变化通过海洋深度的变化来刻画, 为了防止地形变化过大而引起的模拟失真,

我们对插值后的海洋深度资料进行了 9 点平滑处理. 除此之外, 两试验中其他地区的地形均相同.

在上述条件下, 两试验分别从原模式的初始场开始积分 100 a. 从全球年平均地表气温的时间变化序列(图 2)来看, 在后 50 个模式年, 两试验方案模拟的地表气温均达到稳定, 变化幅度在 0.4 °C 以内. 因此, 我们取后 50 a 的平均代表各自的气候状况. 本文采用统计学 t 检验对 14 Ma BP 时期平均气候状况与现代的差异进行显著性检验.

1.2 模式模拟能力检验

为了检验该模式的模拟能力, 我们把 E00Ma 试验模拟的年平均海平面气压、地表气温以及降水分别

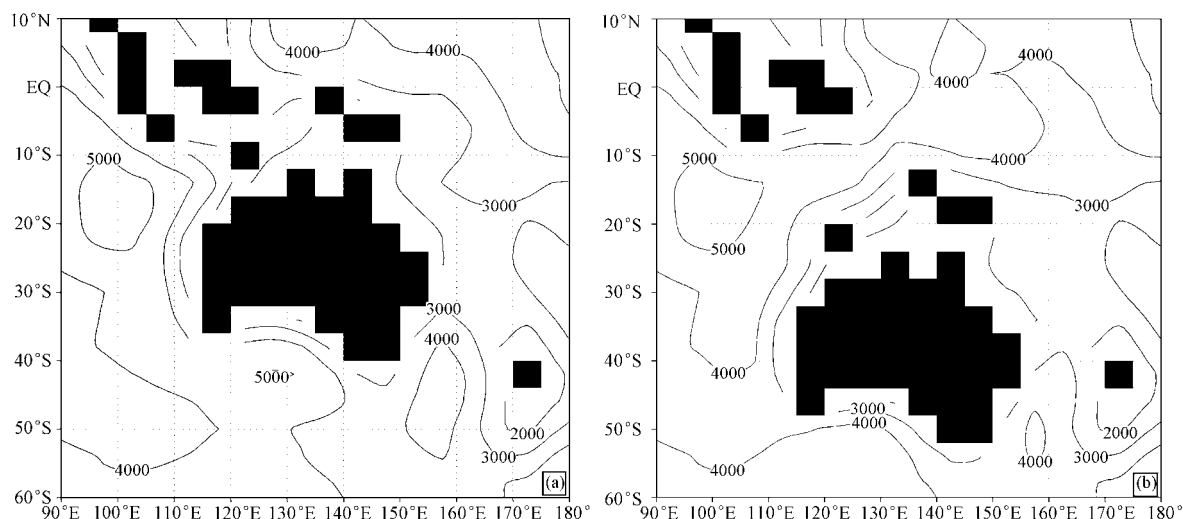


图 1 E00Ma(a)和 E14Ma(b)中采用的地形分布及海洋深度
黑色区代表陆地; 等值线为海洋的深度, 单位为 m, 间隔为 1000

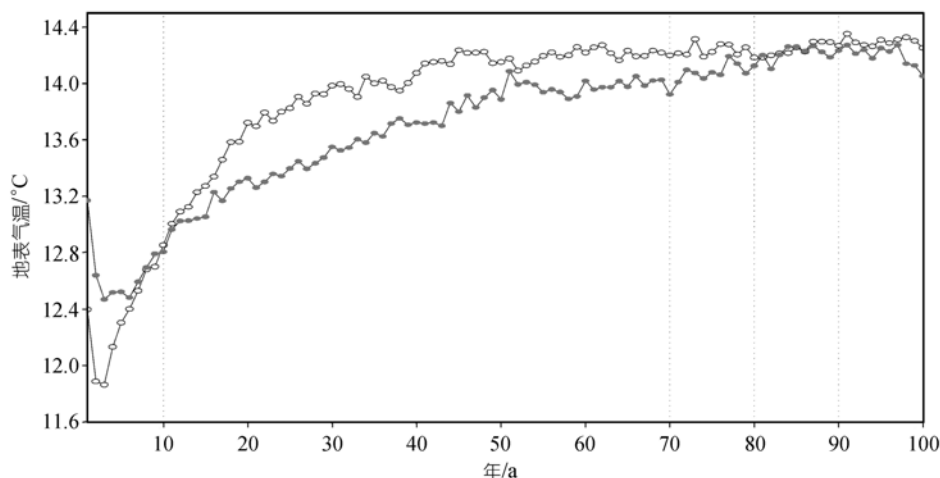


图 2 全球年均地表气温的时间序列
实心圆点示 E00Ma, 空心圆点示 E14Ma

与NCEP再分析资料^[19]进行对比,发现模式模拟的年平均海平面气压接近于实测值,全球纬向平均的模拟值与观测值之间的最大相对误差((模拟值-观测值)/观测值)为1%,出现在70°S.南半球副热带高压、极地高压的位置均被较好的模拟出来.地表气温从赤道向两极温度下降,在南半球中高纬分布相对均匀,南极大陆上最低气温达到-45℃以下,这些分布形态与实际相一致.在南半球中高纬模拟的降水总体上与实测也相吻合.此外,我们对模拟的现代海冰覆盖率与从1979~2003年NCEP再分析资料^[19]得到的25 a平均进行了比较,发现南半球模拟的海冰分布状况与实测基本一致.如海冰北界在南太平洋和南印度洋分别位于50°~55°S与45°~50°S之间,南大西洋在45°S附近.所有这些说明,模拟结果虽在数值上有些误差,但就定性分布而言是可信的,该模式能够用于南半球的气候模拟研究.

2 澳大利亚板块对南极涛动的影响

2.1 海平面气压 SLP

现代研究表明^[20~23],40°~50°S纬度带大部分区域的SLP变化与以南极大陆为中心的整个高纬地区呈一种“跷板”式的驻波性质变化,即南极涛动.它是南半球气候变化的重要信号之一.南极涛动的强度可用南极涛动指数(AOI = $P_{40^{\circ}\text{S}} - P_{65^{\circ}\text{S}}$)^[23]来表示,其中 $P_{40^{\circ}\text{S}}$, $P_{65^{\circ}\text{S}}$ 分别为各月40°S,65°S纬圈平均SLP对该月50 a平均值的距平.在E00Ma试验中,南极涛动的基本特征能够模拟出来,如模拟的年均SLP在55°S附近两侧出现相反性质的极值中心,功率谱分析显示1月份AOI表现为准2和10 a左右的周期等.图3(a)为两试验模拟的SLP差异.从图3(a)可见,在14 Ma BP澳大利亚板块较现代偏南时,就年平均而言,55°S以南地区E14Ma模拟的SLP较现在降低.罗斯海附近SLP约降低1 hPa左右,威德尔海降压幅度也达到1 hPa左右,亦即这些区域的低压中心加深更强烈.南极大陆上SLP也减小.而55°S以北的中纬度海洋上SLP变化则相反,与现代相比,14 Ma BP时SLP增加.SLP差值的这种分布表明40°~50°S高气压与65°S低气压均加强.因此,与现代相比,E14Ma模拟的南极涛动增强.从1月与7月SLP差值图(图3(b),3(c))也可以看到与年平均相类似的变化形势,只是变化的强度与范围有所不同.1月罗斯海SLP降低了3 hPa,比年均SLP变化幅度大,低压中心比年

均状况下加强的更大,副热带地区SLP增压幅度也比年均大.与1月相比,7月向极一侧的SLP变化强度(图3(c))有所加强,同时负值变化区范围向北扩展,在南太平洋上其北沿扩展到40°S附近.因此,无论是1月、7月还是年平均状况,澳大利亚板块向北移动均造成南极涛动变弱.我们利用功率谱对E14Ma与E00Ma模拟的年平均AOI进行了周期分析(图4),结果表明,E00Ma模拟的年均AOI通过95%信度检验的显著周期表现为2~3 a与12 a左右的周期,E14Ma模拟的年平均AOI的显著周期仅为准3 a周期,10 a以上的年代际周期不显著.说明澳大利亚板块向北移动可以造成南极涛动变化周期加长.

2.2 风场

相应于南半球的SLP变化,在14 Ma BP和现代南半球大气环流也出现了明显差异.图5分别给出了1月与7月E14Ma与E00Ma模拟的850 hPa低空环流差异.从图5(a)可以看到1月南太平洋地区30°S以北气旋性差值环流加强,而在其南侧40°S附近则出现一反气旋性差值环流中心,反气旋环流加强,副热带高压加强,在印度洋和南大西洋上空反气旋性环流也加强.也就是说,大洋上的3个副热带高压均加强.在靠近极地地区,也就是在罗斯海域及其相邻地区,气旋性差值环流加强,意味着绕南极低气压加强,气旋活动加强.7月中高纬环流差异的变化形势与1月相类似,副热带高压加强,绕极低压也加强.所不同的是7月环流差值中心与1月相比出现北移,而且在东半球极地附近偏南气流较1月也加强.

2.3 气温与降水

海陆分布的变化使得海洋环流与下垫面热力加热分布发生了变化.从年平均地表气温差值图(图6)上可以看出,南太平洋中高纬60°~70°S区域的地表气温下降,表明14 Ma BP地表气温比现在低.而在西南极沿海特别是威德尔海北侧区域地表气温升高.罗斯海域也有一小块通过95%信度检验的正升温区.这些区域地表气温的变化形式与龚道溢等人^[23]利用现代海平面气压资料研究得出的南极涛动加强时气温的变化形式相吻合.在中纬度南大西洋以及印度洋上,海洋表面气温升高,这是由于印度尼西亚通道的开启,使得当时的该区域的海温较现在升高,从而造成地表气温的升高.1月与7月的变化形势相类似,

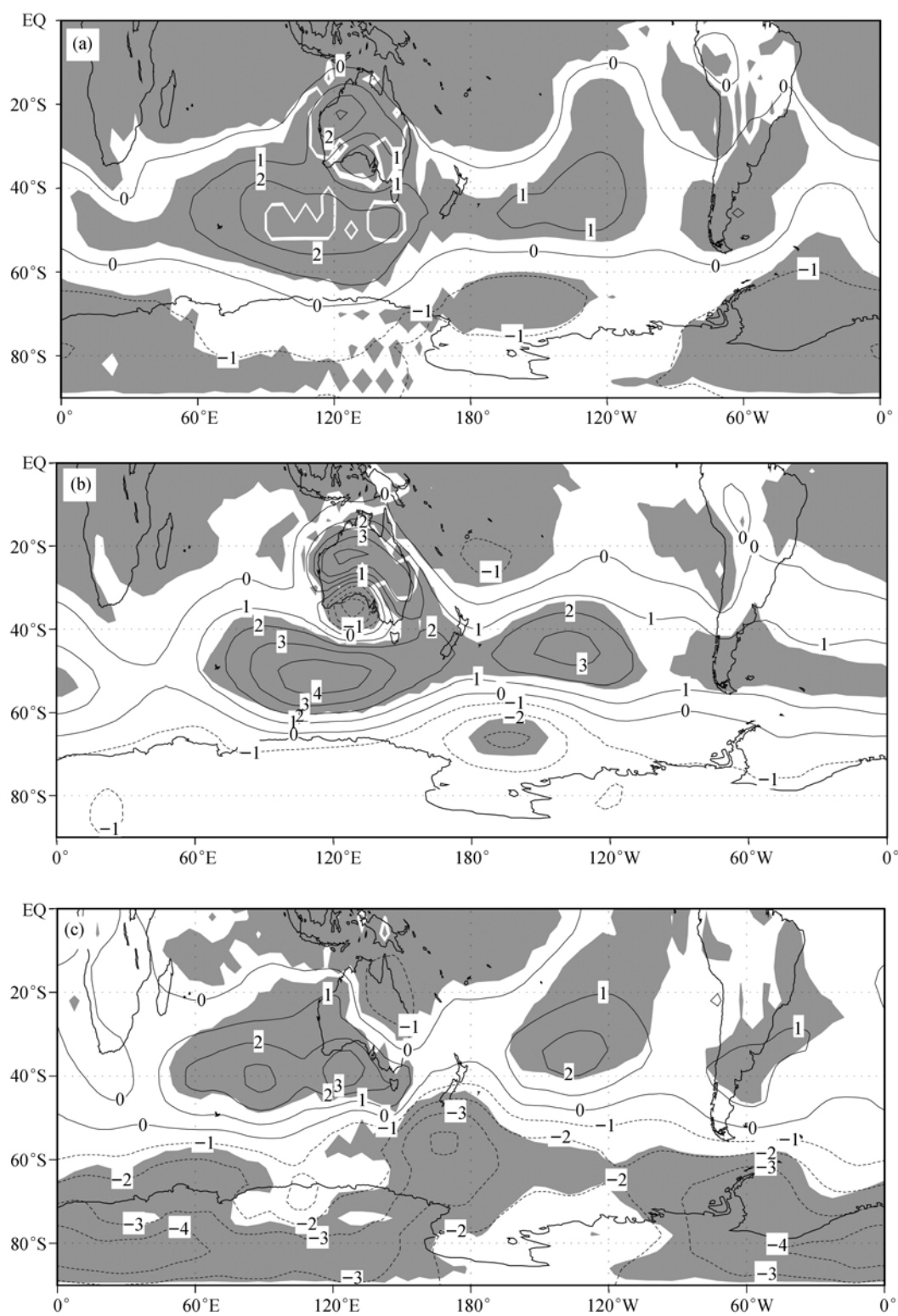


图 3 模拟的 E14Ma 与 E00Ma 海平面气压差值

(a) 年平均; (b) 1 月份; (c) 7 月份. 阴影区表示差值通过 95% 信度检验; 单位为 hPa

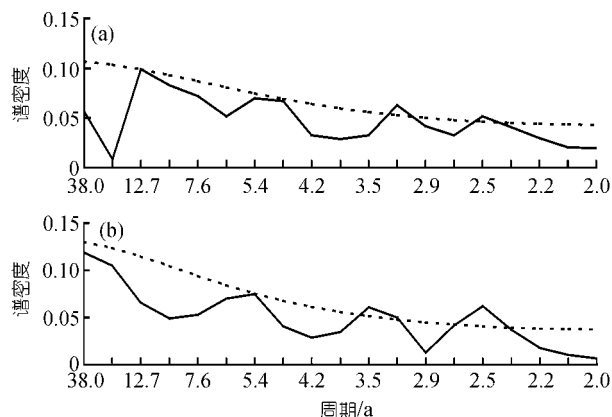


图4 年平均AOI指数功率谱

(a) E00Ma; (b) E14Ma. 虚线为95%的红噪声标准谱

只是在中高纬度南太平洋与南印度洋之间的海域上7月地表气温的变化幅度要强于1月。威德尔海附近的海域也是如此。

热力的变化可以引起周边地区的大气环流发生调整,从而导致降水的变化(图7)。总体而言,60°~70°S大部分地区绕南极低气压加强,意味着气旋活动加强,有利于降水的发生,从而使得降水量增加。而40°S附近大洋上的3个副热带高压加强,不利于产生降水,造成了环40°S一带整个纬圈的广大区域的降水量减少。澳大利亚东侧的南太平洋(20°~30°S, 180°~130°W)上,出现一气旋性环流(表示气旋环流加强或反气旋环流减弱),降水增加。

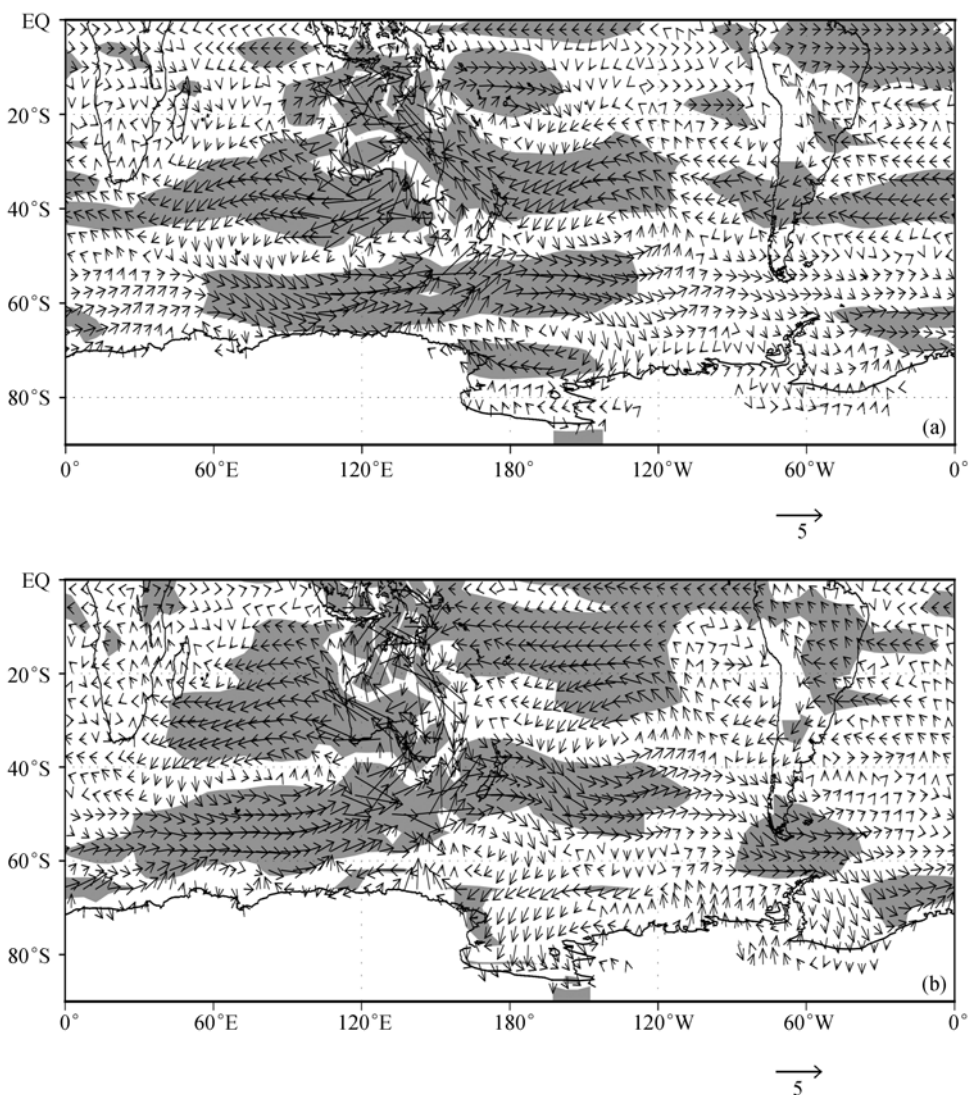


图5 模拟的E14Ma与E00Ma 850 hPa低空环流差值

(a) 1月份; (b) 7月份。阴影区表示差值通过95%信度检验;单位为m/s

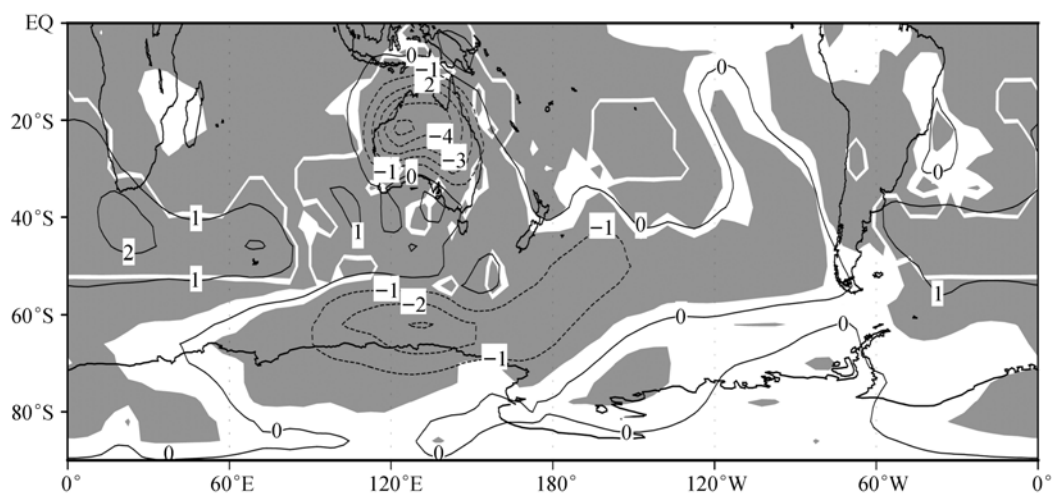


图 6 模拟的 E14Ma 与 E00Ma 年平均地表气温差值
阴影区表示差值通过 95%信度检验; 单位为

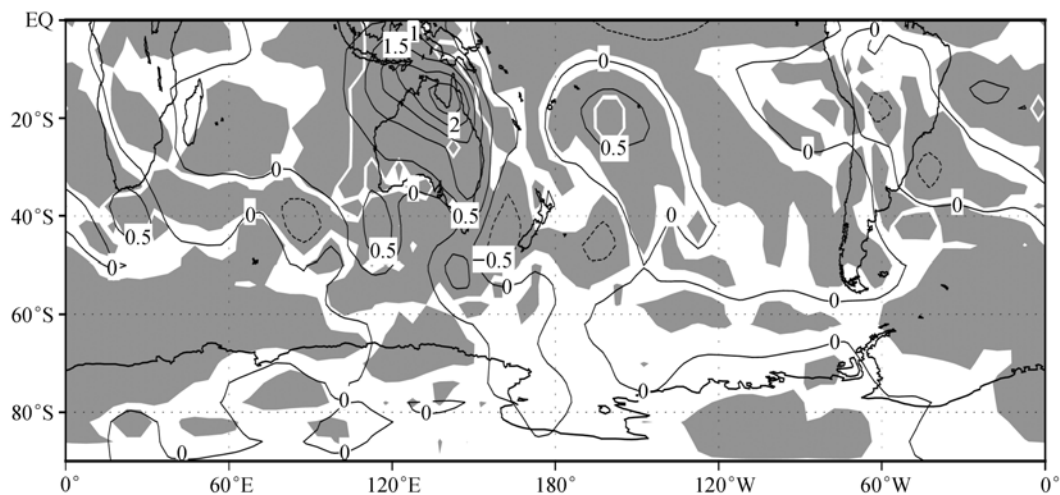


图 7 模拟的 E14Ma 与 E00Ma 年平均降水差值
阴影区表示差值通过 95%信度检验; 单位为 mm/d

3 澳大利亚板块对海冰的影响

图 8 分别给出了年平均、1 月与 7 月海冰覆盖率的差值分布. 从图 8 上可以看出无论年平均还是 1 月与 7 月, 罗斯海附近及其西侧靠近南极大陆地区海冰覆盖率增加, 7 月增加的强度明显要大于 1 月, 而且增加的范围也比 1 月广, 7 月海冰覆盖率差异通过 95%信度检验的正值区西界约达到 80°E, 而 1 月只到 120°E. 威德尔海附近 7 月海冰减少, 1 月的变化则不是很明显. 就年平均变化而言, 该地海冰覆盖率是减少的. 这些特征也体现在海冰质量变化上, 本文所说的海冰质量指的是单位面积上海冰的平均质量, 该

量的变化体现了海冰厚度的变化. 罗斯海附近及其西侧靠近南极大陆地区 7 月海冰质量增加值在 50~400 kg/m²; 1 月最大仅在 200 kg/m²左右, 与全年平均增加量差不多. 在威德尔海附近, 7 月海冰每平方米减少 50~250 kg, 全年平均减少为 50~100 kg, 1 月变化不大. 海冰的这种变化特征可能与气温和低层大气环流变化有关. 在罗斯海附近及其西侧靠近南极大陆地区, 地表气温的下降可能造成该区域的海冰增加. 由于 7 月地表气温的下降幅度要比 1 月大, 所以 7 月海冰质量增加量高于 1 月. 威德尔海附近地表气温升高, 不利于海冰的形成, 因此海冰减少. 因

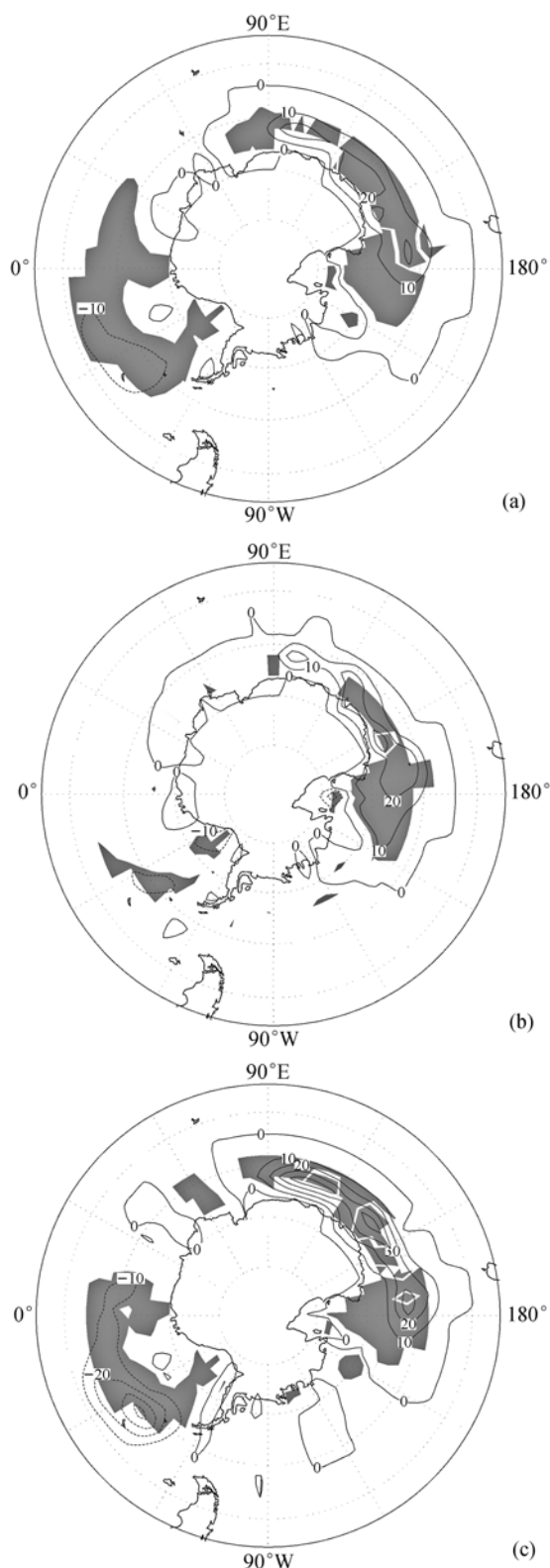


图8 模拟的 E14Ma 与 E00Ma 海冰覆盖率差值
(a)年平均; (b)1月份; (c)7月份. 阴影区表示差值通过 95%信度检验;
单位为%

为7月地表气温增温幅度强于1月, 所以该地海冰减少量7月多于1月. 同时海冰质量变化还可能与低层风场有关, 加强的西南气流可以促使海冰向北漂流堆积, 造成海冰的增加.

4 结论

数值模拟结果表明, 与现代气候状况相比, 14 Ma BP 时期澳大利亚板块位置偏南时, 无论1月还是7月, 副热带地区大洋上反气旋加强, 副热带高压加强, 高纬 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{S}$ 气旋性环流加强, 绕极低气压加深, 引起 14 Ma BP 南极涛动变强, 同时 AOI 变化周期缩短. 因此, 澳大利亚板块向北移动可以造成南极涛动减弱. 地形变化也让下垫面热力加热以及大气环流重新调整, 造成南太平洋高纬气温下降, 威德尔海附近海域气温升高. 环 40°S 一带大部分地区降水量减少, $60^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{S}$ 大部分区域降水增加. 气温和风场的变化又造成南半球海冰的变化, 罗斯海附近及其西侧靠近南极大陆地区海冰增加, 威德尔海附近地区海冰减少.

本文从数值模拟角度初步探讨了澳大利亚板块漂移对南半球气候的影响. 与从海洋上达到 14 Ma 的钻孔资料 [24,25] 比较, 发现模拟的气候变化趋势总体上是合理的, 但局部地区的模拟结果存有一些误差. 比如与钻孔资料中底层有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 换算出来的水温记录比较, 模拟出的 14 Ma BP 地表气温值(图6)普遍偏低. 造成这种差异的原因可能与我们仅仅只考虑了澳大利亚板块单一因子的影响有关. 古气候变化的影响因子并不是单一的, 还有其他因子也影响着气候演变. 例如, 海洋中碳库 ($\delta^{13}\text{C}$) 循环 [26]、高纬度冰流 [27]、热带暖池区海温 [28] 和植被变化 [29~31] 等也是影响过去气候变化的重要因素. 因此, 要更好地模拟和研究 14 Ma BP 的古气候特征, 还有待于利用更加完整的地质资料进行深入细致的研究.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见. 本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 40231011, 40125014)和国家重点基础研究发展规划项目(编号: G2000078502)资助.

参 考 文 献

- 1 Besse J, Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200Ma. *J Geophys Res*, 1991, 96(B3): 4029~4050
- 2 Demets C, Gordon R G, Argus D F, et al. Effects of a recent revisions to geomagnetic reversal timescale on estimates of current

- plate motions. *Geophys Res Lett*, 1994, 21(20): 2191~2194[DOI]
- 3 Driscoll N W, Haug G H. A short circuit in thermohaline circulation: A cause for Northern Hemisphere glaciation? *Science*, 1998, 282: 436~438[DOI]
- 4 Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *J Geol*, 1993, 101: 177 ~ 190
- 5 Mikolajewicz U, Maierreimer E, Crowley T J, et al. Effect of Drake and Panamanian gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography*, 1993, 8(4): 409~426
- 6 Hirst A C, Godfrey J S. The role of Indonesian throughflow in a global ocean GCM. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 1057~1086[DOI]
- 7 Rodgers K B, Cane M A, Naik N H, et al. The role of the Indonesian throughflow in equatorial Pacific thermocline ventilation. *J Geophys Res*, 1999, 104(C9): 20551~20570[DOI]
- 8 Rodgers K B, Schrag D P, Cane M A, et al. The bomb-¹⁴C transient in the Pacific Ocean. *J Geophys Res*, 2000, 105(C4): 8489~8512[DOI]
- 9 Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. *Nature*, 2001, 411: 157~162[DOI]
- 10 张学洪, 俞永强, 刘海龙. 海洋环流模式的发展和应用()全球海洋环流模式. *大气科学*, 2003, 27(4): 607~617
- 11 Russell G L, Miller J R, Rind D. A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change studies. *Atmosphere-ocean*, 1995, 33: 683~730
- 12 Miller R L, Jiang X. Surface energy flux and coupled variability in the Tropics of a coupled general circulation model. *J Climate*, 1996, 9(7): 1559~1620
- 13 Russel G L, Rind D. Respose to CO₂ transient increase in the GISS model: Regional cooling in a warming climate. *J Climate*, 1999, 12(2): 531 ~ 539[DOI]
- 14 Rind D, Dumenocal P, Russell G, et al. Effects of glacial meltwater in the GISS coupled atmosphere-ocean model (part): North Atlantic deep water response. *J Geophys Res*, 2001, 106(D21): 27335~27354[DOI]
- 15 Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 2002, 297: 2250~2253[DOI]
- 16 Liu J P, Martinson D G, Yuan X J, et al. Evaluating Antarctic sea ice variability and its teleconnections in global climate models. *Int J Climatol*, 2002, 22(8): 885~900[DOI]
- 17 Liu J P, Schmidt G A, Martinson D G, et al. Sensitivity of sea ice to physical parameterizations in the GISS global climate model. *J Geophys Res*, 2003, 108(C2): 3053, doi:10.1029/2001JC001167
- 18 金性春, 周祖翼, 汪品先. 大洋钻探与中国地球科学. 上海: 同济大学出版社, 1995. 99
- 19 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of American Meteorological Society*, 1996, 77(3): 437~472[DOI]
- 20 Montgomery R B. Report on the work of G. T. Walker. *Mon Wea Rev*, 1940, 39(Supp): 1~22
- 21 Rodgers J C, Loon H V. Spatial variability of sea level pressure and 500mb height anomalies over the southern hemisphere. *Mon Wea Rev*, 1982, 110(10): 1375~1392[DOI]
- 22 Thompson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation(part): Month to month variability. *J climate*, 2000, 13(5): 1000~1016[DOI]
- 23 龚道溢, 王绍武. 南极涛动. *科学通报*, 1998, 43(3): 296~301
- 24 Wright J D, Miller K G, Fairbanks R G. Early and middle Miocene stable isotopes: Implications for deep-water circulation and climate. *Paleoceanography*, 1992, 7(3): 357 ~ 389
- 25 Flowel B P, Kennett J P. Middle Miocene deepwater paleoceanography in the Southwest Pacific: Relations with East Antarctic ice sheet development. *Paleoceanography*, 1995, 10(3): 1095~1112[DOI]
- 26 Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to present. *Science*, 2001, 292: 686~693[DOI]
- 27 Weaver A J, Eby M, Fanning A F, et al. Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the last glacial maximum. *Nature*, 1998, 394: 847~853[DOI]
- 28 Zhao P, Zhou X J, Jian Z M, et al. Modeling the tropical climate and the impact of the western Pacific sea surface temperature at the Last Glacial Maximum. *J Geophys Res*, 2004, 109: D08105, doi: 10.1029/2003JD004095
- 29 Wang H J. Role of vegetation and soil in the Holocene megathermal climate over China. *J Geophys Res*, 1999, 104(D8): 9361~9367[DOI]
- 30 Wang H J. The mid-Holocene climate simulated by a grid-point AGCM coupled with a biome model. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19(2): 205~218
- 31 Jiang D B, Wang H J, Drange H, et al. Last Glacial Maximum over China: Sensitivities of climate to paleovegetation and Tibetan ice sheet. *J Geophys Res*, 2003, 108(D3): 4102, doi: 10.1029/2002JD002167

(2004-05-09 收稿, 2005-02-01 收修改稿)