

理想海域中台风引起的潮、流及波的分析

II. 海岸及陆架的影响

郭冬建 曾庆存

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘要 采用理想的大陆架地形和台风模型计算了不同方向登陆的台风所激发的海洋响应。结果表明, 岸边的潮位变化主要是由于台风引起的强迫振动造成的。而对于登陆型台风来说, 在远离台风路径的地方, 潮位的变化则是由于边缘波效应。对地平直海岸和二维大陆架, 自由边缘波的振幅远小于强迫波的振幅。平行海岸移行台风在岸边产生随台风一起移动的强制波, 其中当台风沿着与 Kelvin 波相同的方向移行时, 岸边有陆架波产生, 反之则没有陆架波。此外, 还讨论了与风暴潮相关的近岸环流。

关键词 风暴潮 强迫波 边缘波 陆架波

1 引言

开阔的热带海洋是台风以及由它所激发出来的风暴潮的发源地。在文献[1]中, 我们讨论了开阔海域中的风暴潮及其传播特征。在开阔的海面, 风暴潮的量值并不很大; 但当台风移向近岸的浅水域, 如大陆架和边缘海等, 风暴潮就会急剧地发展增大起来, 甚至漫进陆地, 造成灾害。因此, 最具有实际意义的风暴潮问题总是要考虑海岸的存在。但是, 岸界以及底形的影响不可避免地使问题复杂化了。在本文中, 我们仍取文献[1]的计算模式, 但模式区域的东西方向不再是无限的, 而是在西边有与 y 轴平行的海岸边界; 海底也不再是平的, 近岸区域的水深在垂直于岸线的法线方向上变化 (如图 1a)。这样的海底地形描述了真实大陆架 (如中国东海大陆架) 的主要特征。

此外, 以不同方向登陆的台风所激发的海洋响应是不同的。为了分析的方便, 本文选取 3 种具有代表性的台风路径 (即, 垂直于海岸、与海岸斜交和平行于海岸 3 种情况) 分别进行讨论。

2 台风路径垂直于海岸的情况

本节先讨论台风路径垂直于海岸的情况。计算区域为 $1000\text{ km} \times 1000\text{ km}$ 的矩形区域, 其中西边界为海岸, 其它 3 边为开边界 (如图 1b)。假定台风以 20 km/h 的速度沿着区域的中线 (x 轴) 从东向西移行, 其风场和气压场分布以及相应参数的取值均与文献[1]中的相同。数值模式采用 IAP 浅水环流模式。关于数值模式及开边界计算方法

参见文献[2~5]。设台风登陆时 $t=0$ h, 积分从 $t_0=-37.5$ h 开始, 到 $t=20$ h 止, 共 57.5 h。在积分初始时刻 t_0 , 台风中心位于坐标点 (750 km, 0 km)。在积分的前 7.5 h, 台风强度从零逐渐地增加到最大值, 即在台风的强度参数前乘以时间因子 $\frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\frac{t-t_0}{7.5} \right) \pi \right]$, 随后台风强度保持不变。这样做的目的是为了消除由于台风的突然加载所激发的瞬变自由波。

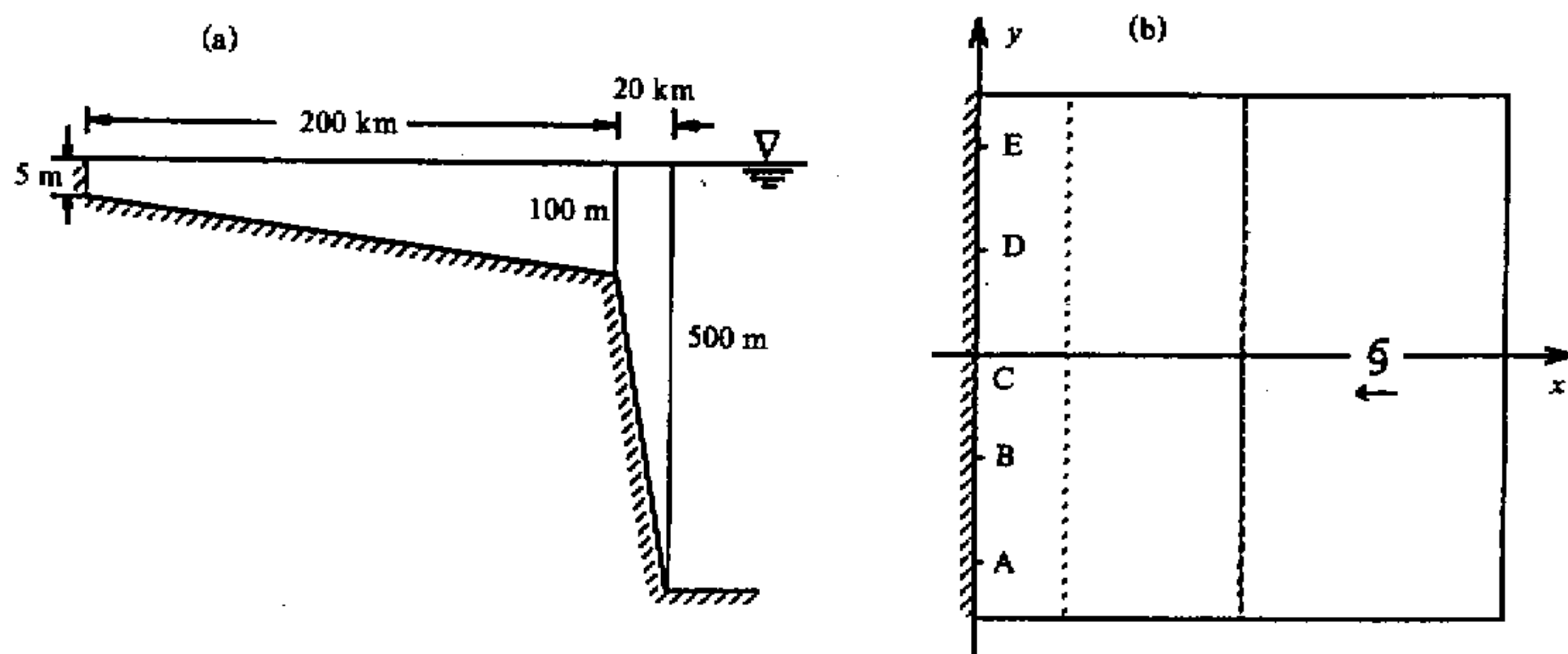


图 1 计算区域

(a) 垂直海岸剖面; (b) 俯视图, 其中 A~E 表示岸边的 5 个地点, 细虚线表示陆架边缘, 粗虚线与海岸所夹区域为计算结果显示区域

为便于阐明大陆架地形的影响, 我们先来计算均匀水深的情况, 即将模式区域的水深, 取为陆架平均水深 (50 m)。图 2 是在台风登陆前后几个时刻, 近岸海面起伏 (即风暴潮) 的分布。从图中可以看到, 当台风接近海岸时, 岸边出现较大的增减水: 台风登陆点北侧海面升高, 南侧海面下降, 这是台风风场直接作用的结果。台风登陆以后, 海面下降区域沿岸南移, 而海面抬升区域驻定并很快衰减。图 3 是岸边 5 个地点 (A~E) 的风暴潮过程曲线。可以看到, 它们都是有孤立波的形式。台风登陆点 C 处的最高风暴潮位在台风登陆前 1 h 到达。由于科里奥利力的影响, 向南传播的潮波振幅大于向北传播的潮波振幅。对比 A 点和 B 点处的风暴潮过程曲线, 可以发现, 存在着一个孤立波沿着海岸向南传播, 并且由于摩擦耗散, 振幅逐渐衰减, 但波形基本不变, 因而是非弥散的。此波从 B 点传播到 A 点大约需要 2.5 h, 可以算出它的波速是 22 m/s, 正好是 Kelvin 波的波速。图 4 是与图 2 相对应的风暴潮环流。可以看到, 海岸的存在使海流速度加强。台风登陆时沿岸流速最大; 台风登陆后, 流速减弱, 并在岸边形成 3 个维持很长时间的涡旋。

取有陆架的海底地形重复上述计算。近岸区域海面起伏的分布如图 5 所示。与图 2 比较可见, 陆架的作用使岸边的风暴潮位显著增加了。此外, 陆架地形还诱导出复杂的波动现象。在陆架边缘, 由于水深的突然变化, 可能有 Kelvin 波产生, 但波的振幅很

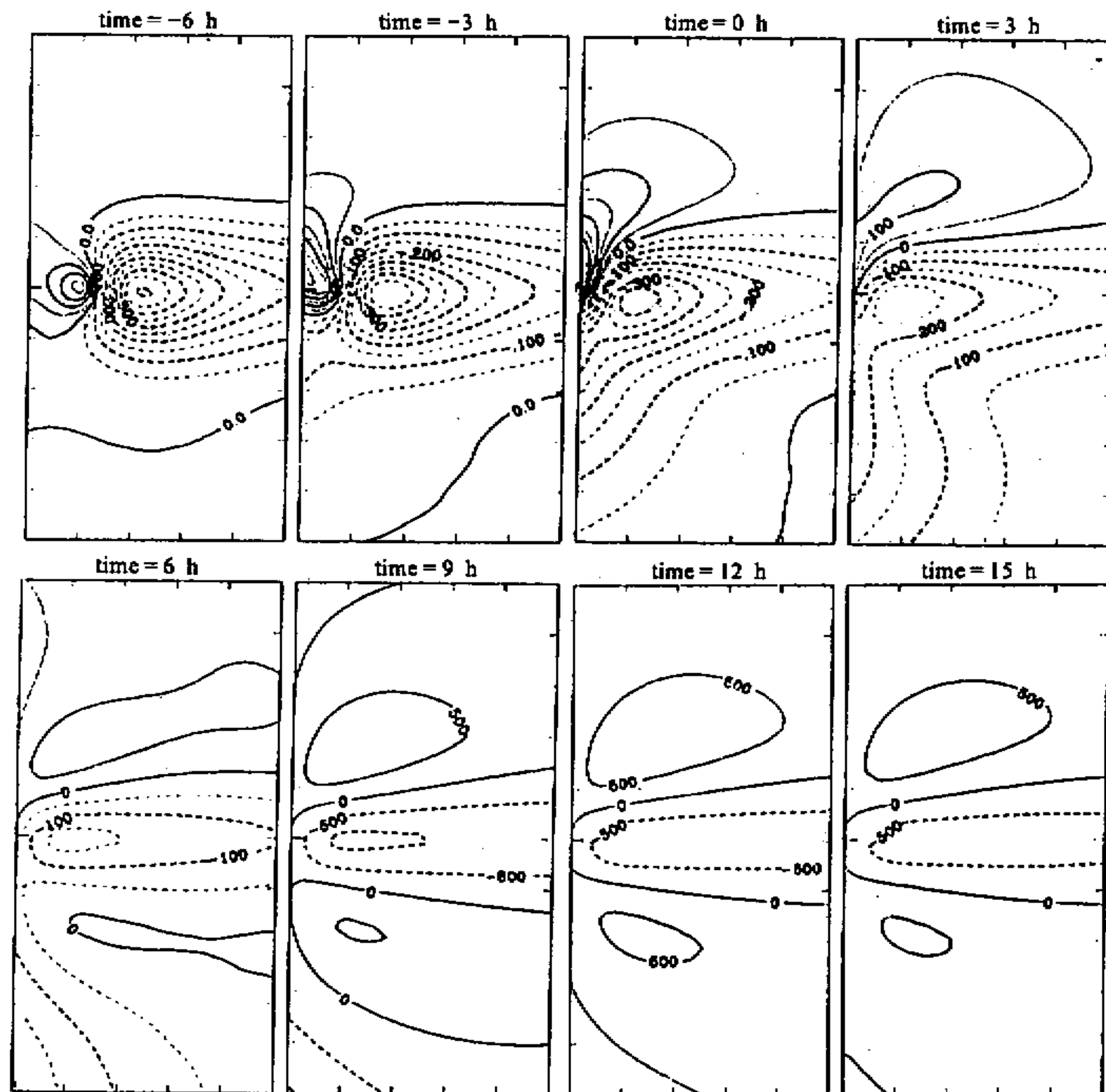


图2 均匀水深情况下垂直海岸登陆台风引起的风暴潮分布

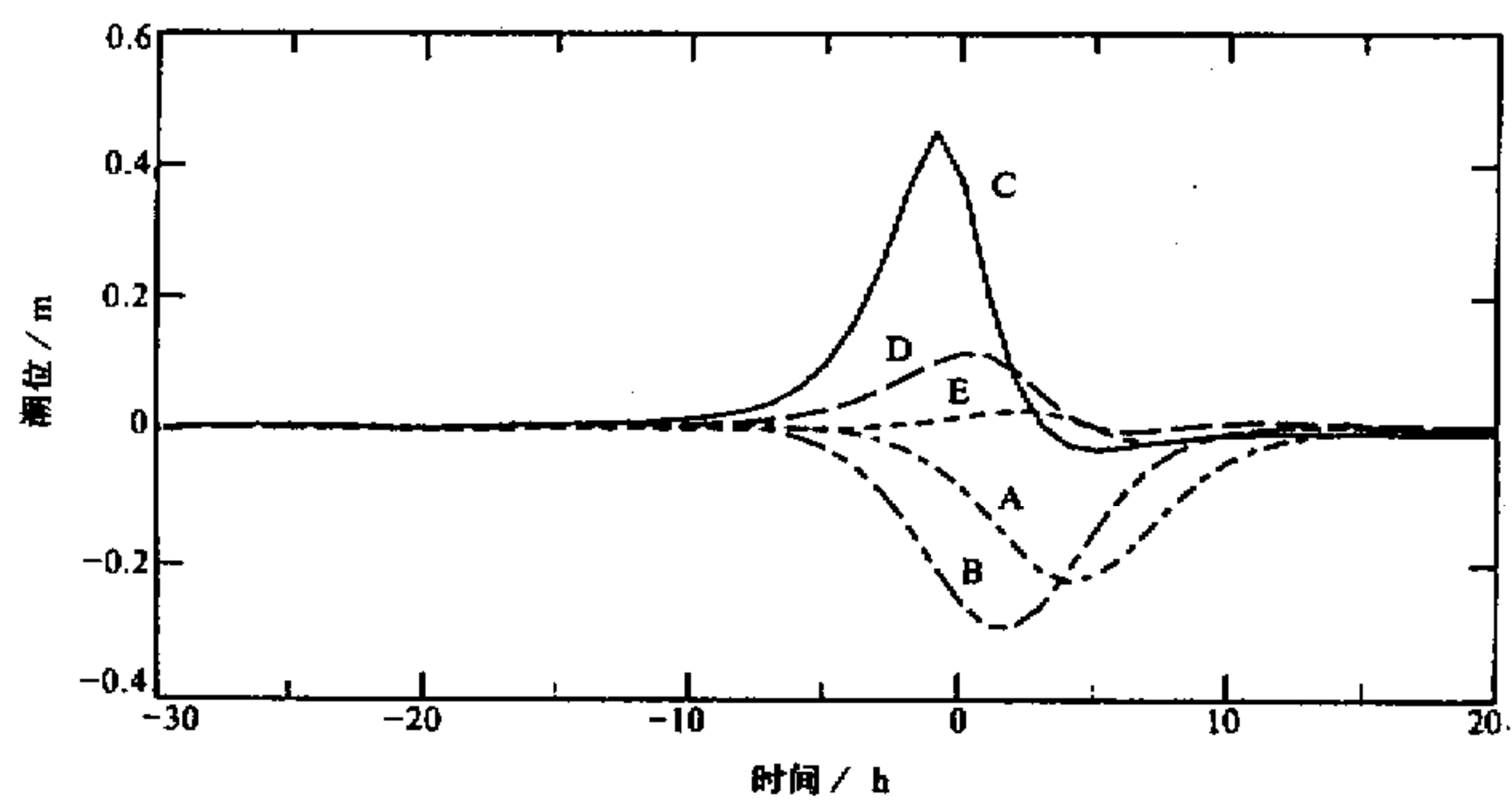


图3 均匀水深情况下岸边5个地点(A~E)的风暴潮过程曲线

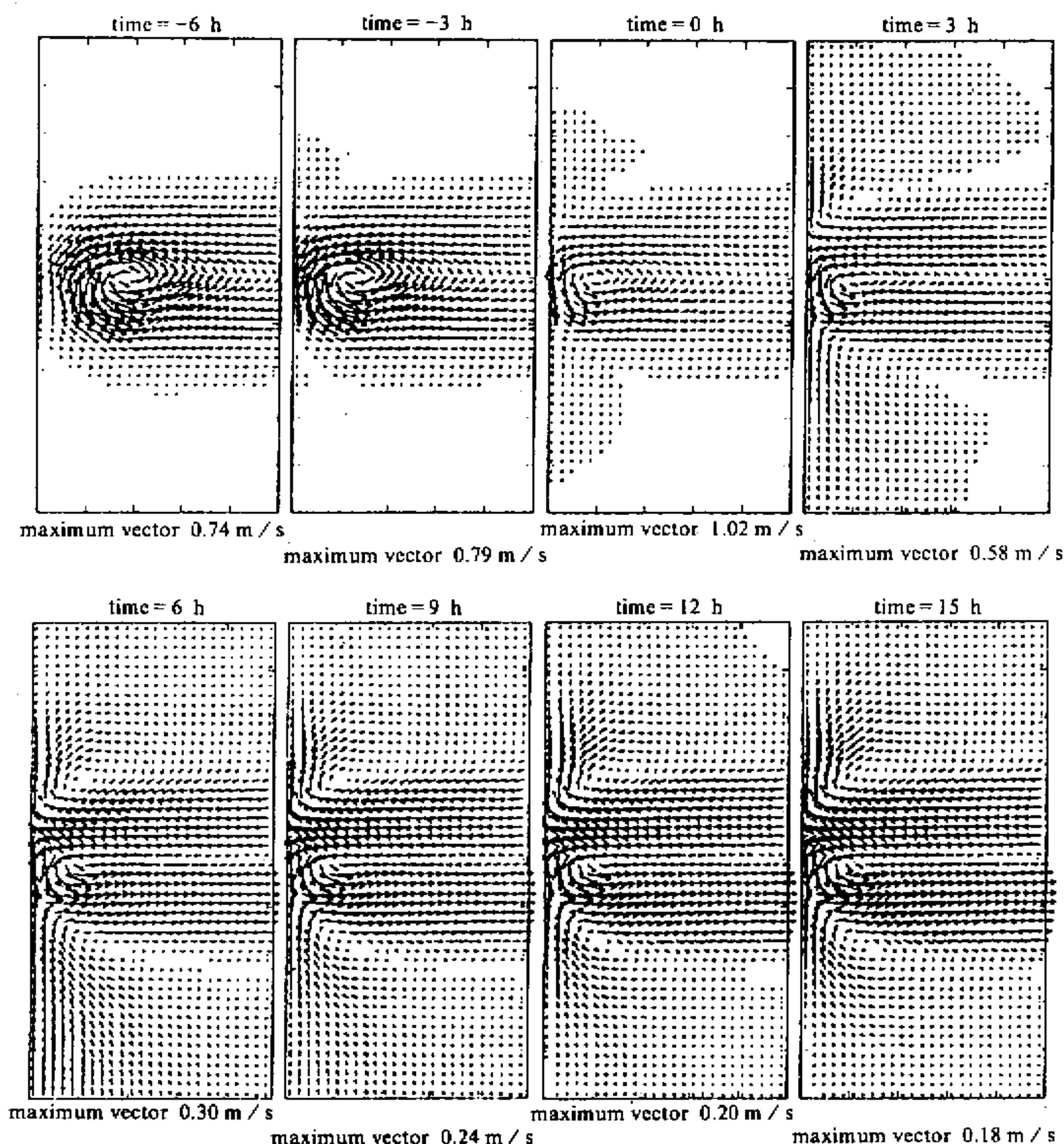


图4 与图2对应的近岸环流

小。特别地，在岸边可以看到有明显的边缘波产生。这类波动是弥散的^[6]，因而波的覆盖区域沿着岸边随时间不断伸展，除此之外，还可能存在着大陆架假潮。实际的波动（图5）为上述各种波动的叠加。图6是岸边5个地点（A~E）的风暴潮过程曲线。对比图6和图3可见，风暴潮位比平均陆架水深的情况增加了2倍。C点的风暴潮主要是由于台风引起的强迫振动造成的，而最高潮位正好在台风登陆时到达；在其它4个点（A、B、D、E），风暴潮则主要表现为自由波动的形式（与图3不同，那里基本上是孤立波）。此外，由于科里奥利力效应，向南移动的边缘波比向北移动的边缘波具有更大的能量^[7,8]，这可从它们的波动振幅的对比（图6）看出来。图7是与图5相应的风暴潮环流。从图7可见，由台风引起的强海流主要集中在大陆架浅水域。当台风移近海岸

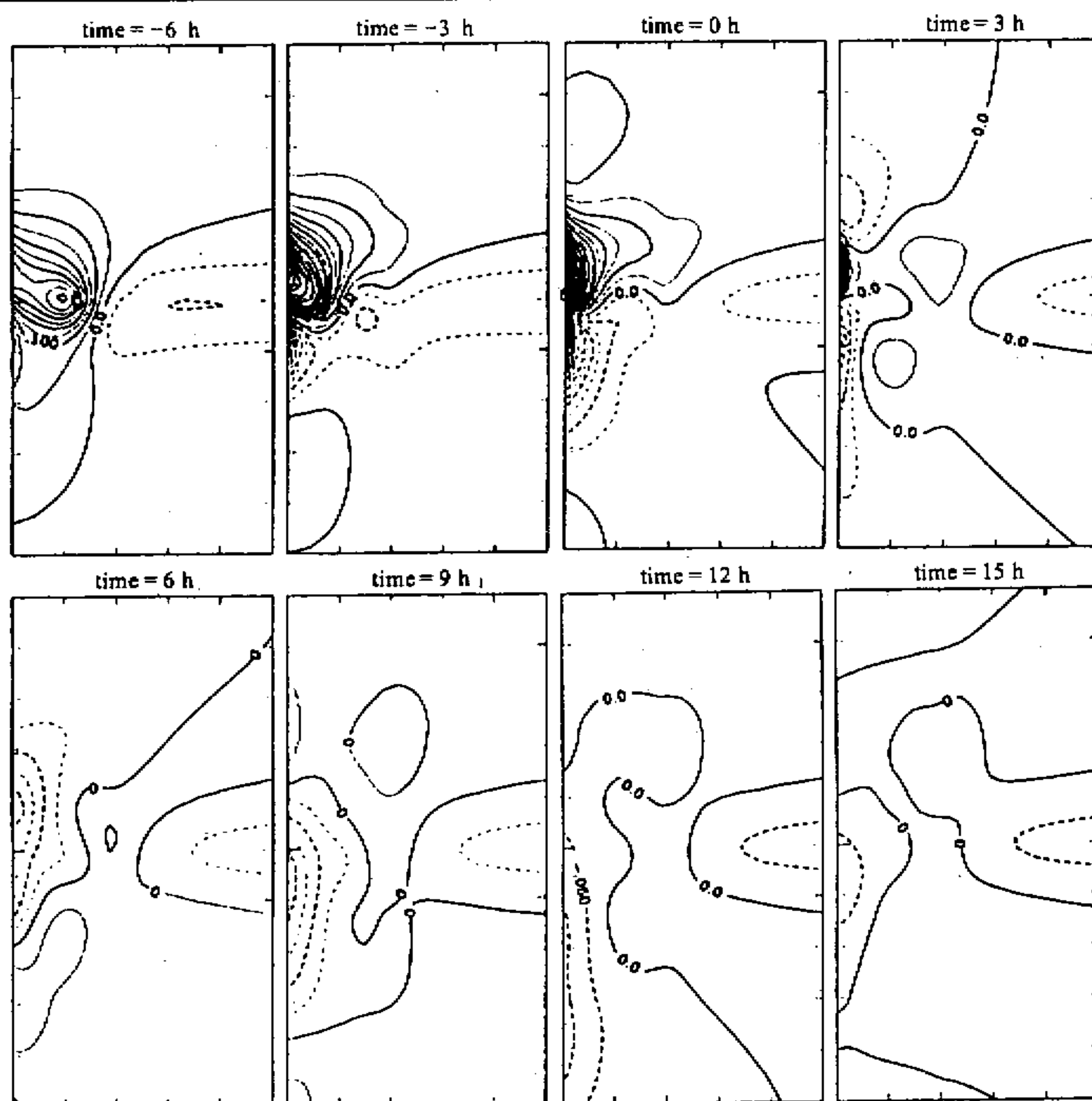


图 5 同图 2, 但为有陆架地形的情况

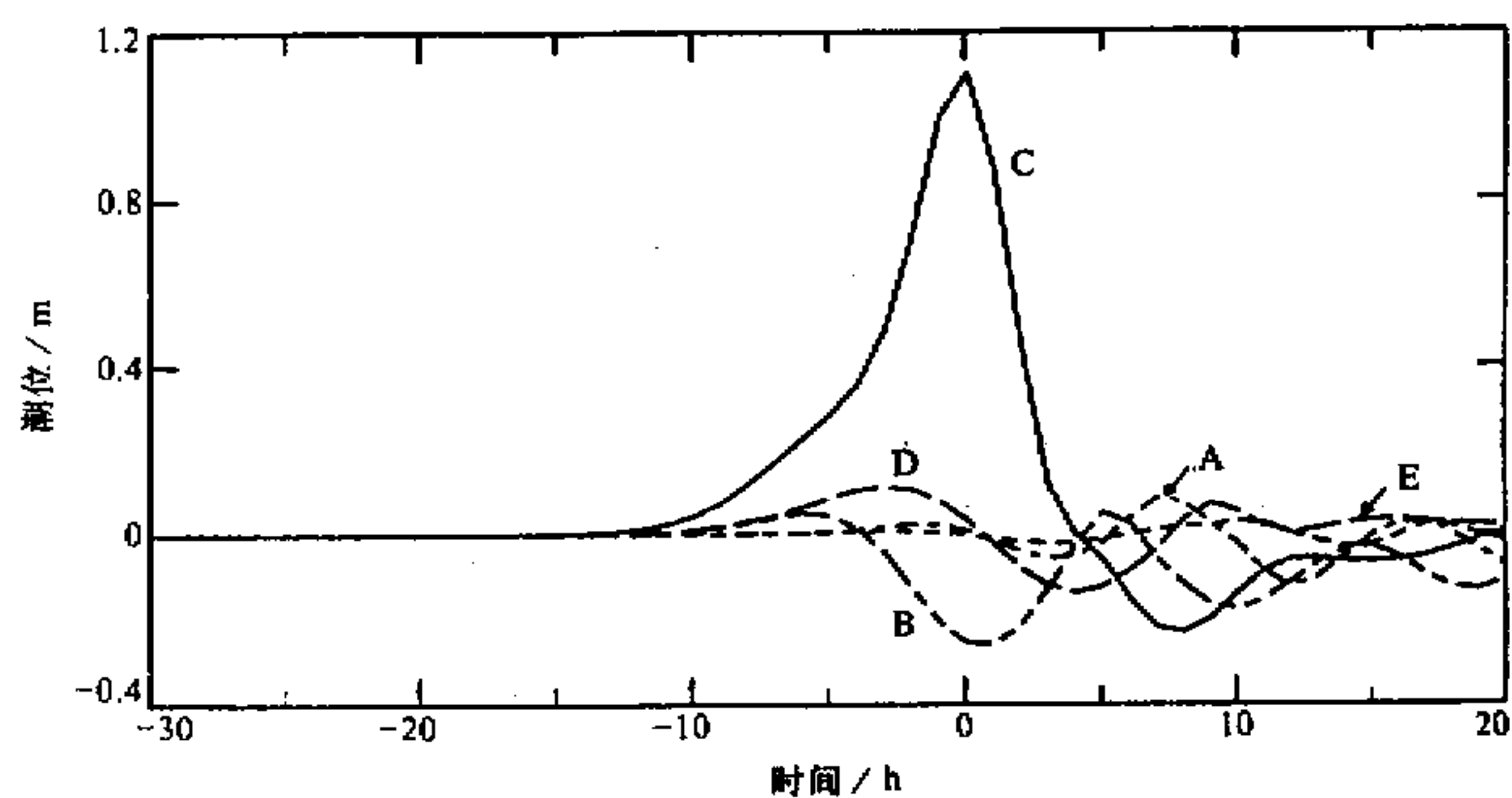


图 6 同图 3, 但为有陆架地形的情况

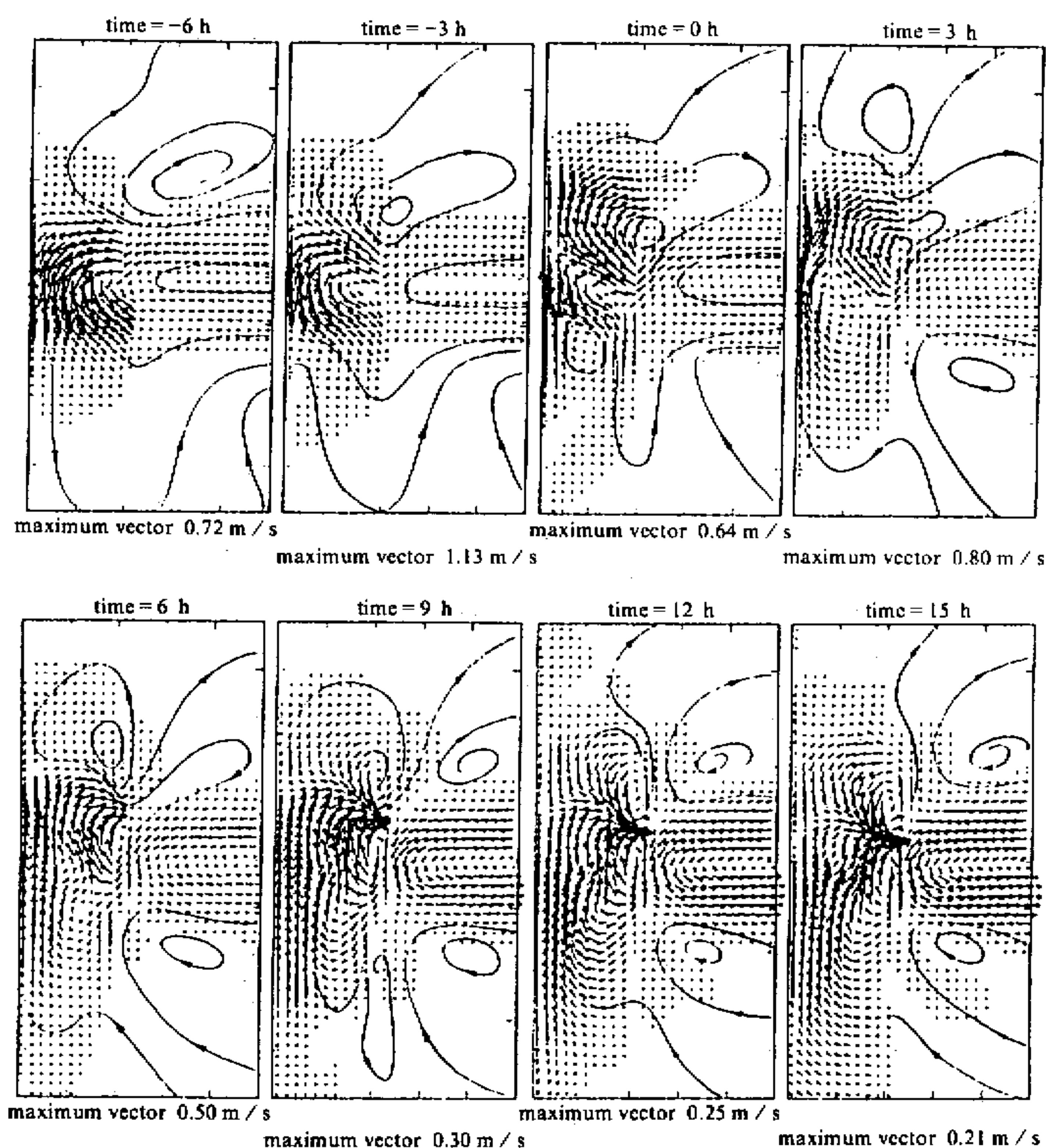


图7 与图5对应的近岸环流

时, 海流方向主要受风应力所控制; 当台风登陆后, 在岸边有一支很强的向北沿岸流。

3 台风路径与海岸斜交的情况

上一节对垂直海岸登陆的台风引起的风暴潮作了计算和分析, 本节讨论台风路径与海岸斜交的情况。在本节和以后的计算中均保留如图 1a 那样的陆架地形, 台风参数也均取为与上一节相同的值。

假定台风自东北向西南方向移行 (台风路径与海岸呈 45°), 并在 C 点登陆, 登陆时 $t=0$ h。计算区域在图 1b 的基础上向北适当扩展, 使得在积分的初始时刻 ($t_0 =$

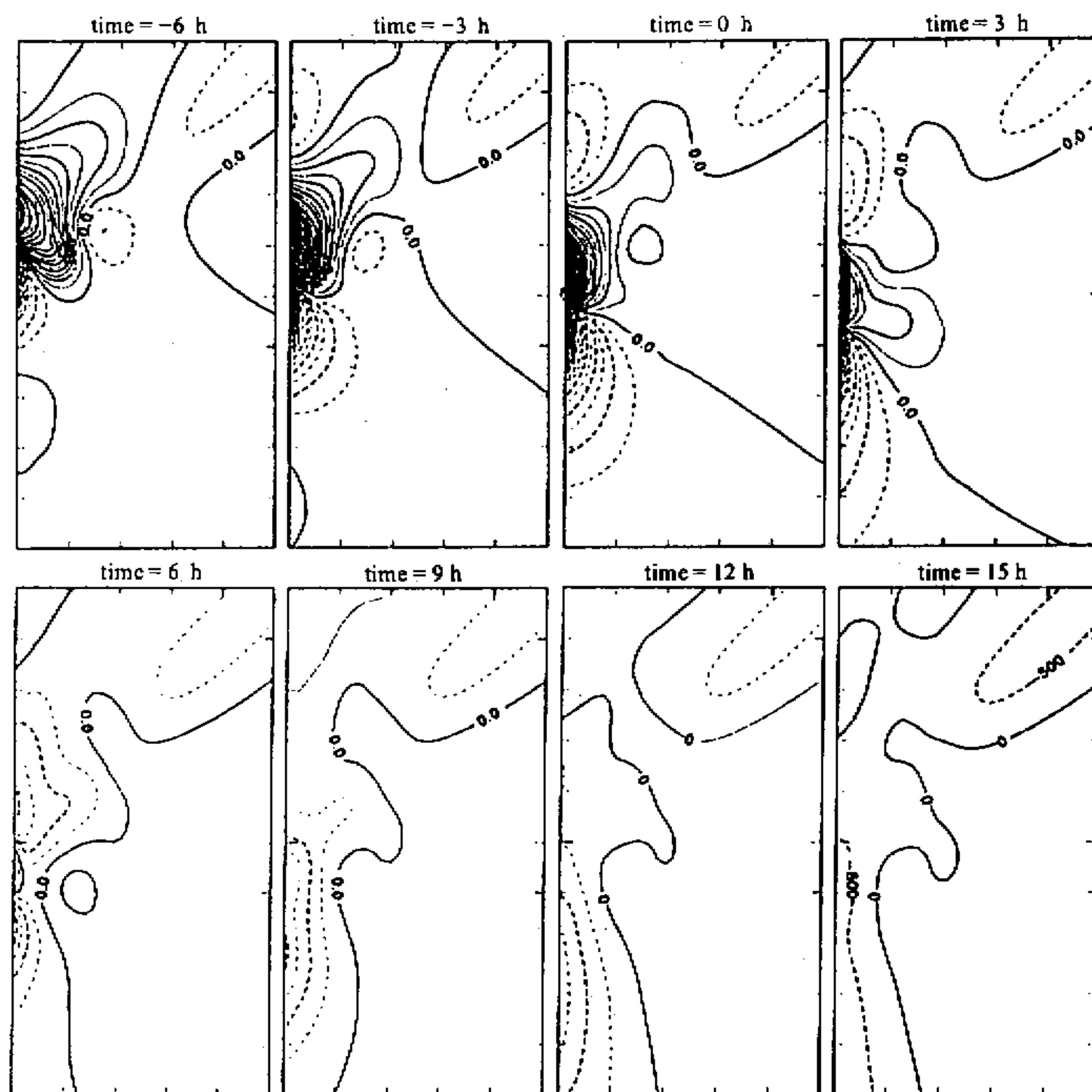


图 8 同图 5, 但为由东北向西南倾斜于海岸登陆台风的情况

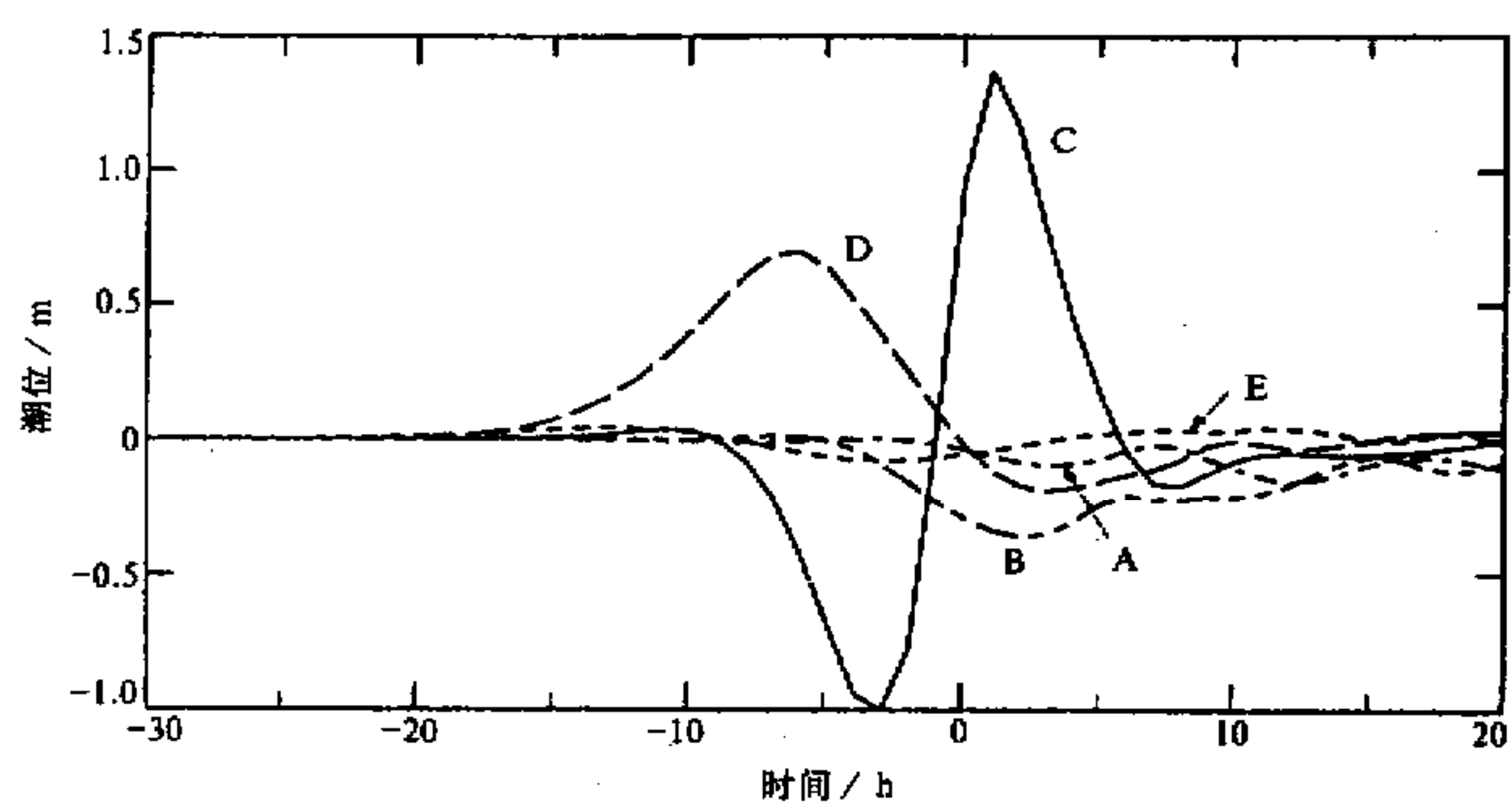


图 9 同图 6, 但为由东北向西南倾斜于海岸登陆台风的情况

-37.5 h), 台风中心 (530.3 km, 530.3 km) 位于计算区域内。从图 8 可以看到, 近岸区域海面起伏的分布特征基本上与台风路径垂直于海岸的情况是相似的 (但也有不同, 见图 9), 尤其在台风登陆以后。最大风暴潮位出现在岸边, 而陆架外海面起伏的量值很小。在陆架之上, 同样存在着明显的边缘波。从岸边 5 个地点 (A~E) 的风暴潮过程曲线 (图 9) 可以看出与台风垂直岸线登陆的情况的异同。相同的是: 风暴潮的主波都随台风一起移动, 因而它是一种强制波, 只有在台风登陆数小时以后, 或者在远离台风路径的地方, 岸边风暴潮才表现为自由波动的形式; 向北传播的边缘波振幅小于向南传播的边缘波振幅, 这是由于科里奥利力的存在, 使得底摩擦对于反向传播的边缘波的影响出现不对称性, 即向北传播的边缘波受到摩擦的影响较显著, 从而衰减也较快。不同的是: 对于台风路径与岸线斜交的情况, 各点潮位随时间的变化比较复杂。例如 C 点, 在台风登陆前处于台风左前方, 因而先有水位下降, 在台风登陆后才转为水位上升, 然后过了一段时间 (约 7 h) 水位又转为下降 (但很小)。又如 D 点, 在台风登陆前不久, 正好处于台风前水位上升, 因而也有较大增水。

作为对比, 我们还计算了台风自东南向西北方南移行并仍在 C 点登陆的情况。沿以上两种路径移行的台风所产生的风暴潮分布是极其相似的 (图略), 但在台风登陆点 C, 水位是在台风登陆前及登陆后不久上升, 然后很快下降, 可见不同路径台风产生的风暴潮过程曲线有很大的不同, 虽然最大增水值相近 (图 10)。

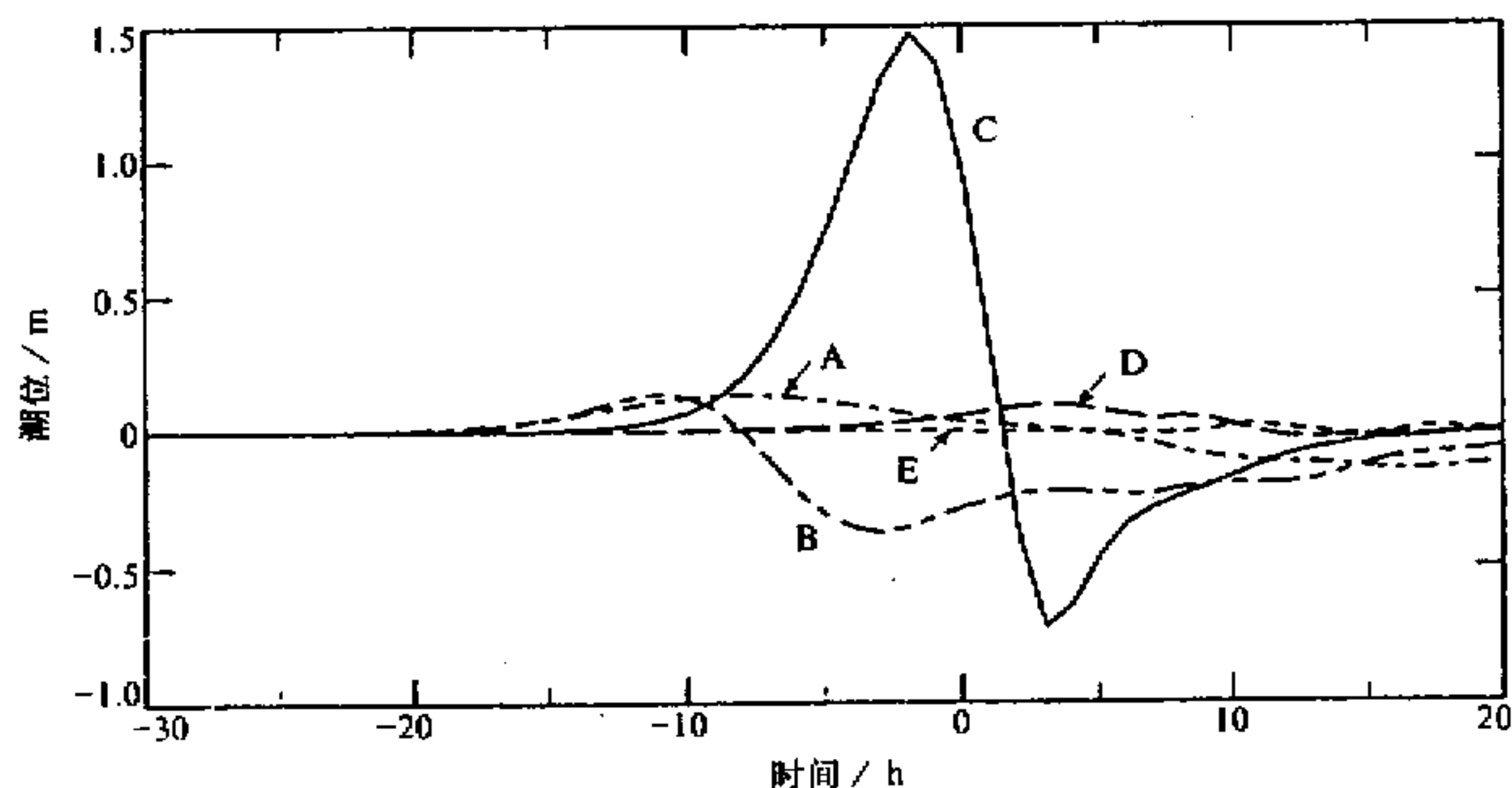


图 10 同图 9, 但台风的移行方向为由东南向西北

4 台风路径平行于海岸的情况

资料分析表明, 西北太平洋上生成的台风, 在移近我国东南沿海宽广的大陆架上时, 除了登陆以外, 也常有转向沿岸北上的情况。本节就来讨论这种平行海岸移行台风引起的风暴潮问题。模式区域取为东西长 500 km、南北长 2000 km 的矩形区域, 其中西边界为海岸。我们分别计算台风中心沿岸线向南和向北移行 2 种情形。

图 11 是台风沿岸向南移行时, 近岸区域海面起伏的分布及相应的风暴潮环流。可

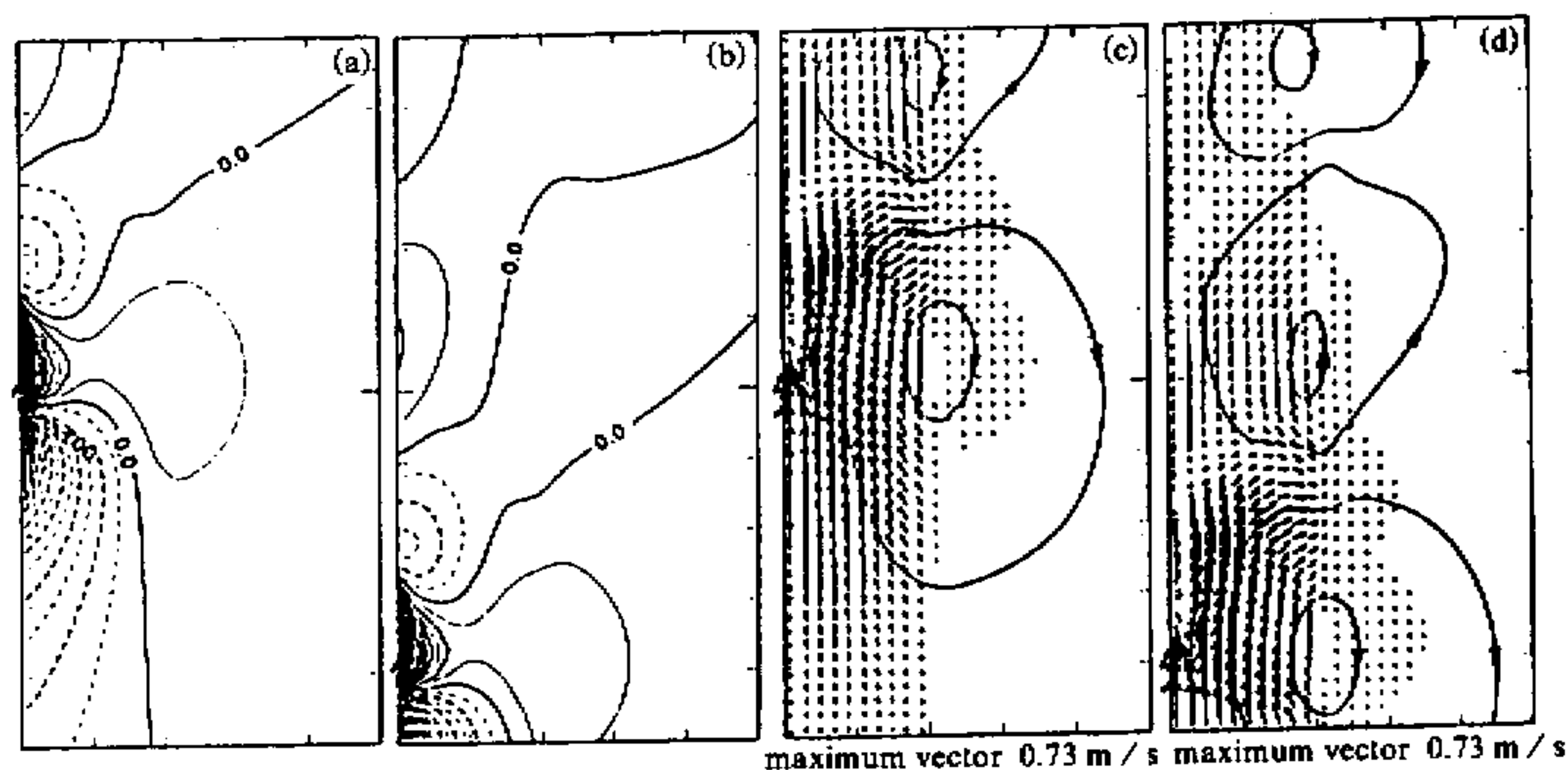


图 11 沿海岸移行台风引起的风暴潮及环流

(a) 台风中心位于图示区域左边界中心; (b) 20 h 以后;
(c) 与 (a) 对应的近岸环流; (d) 与 (b) 对应的近岸环流

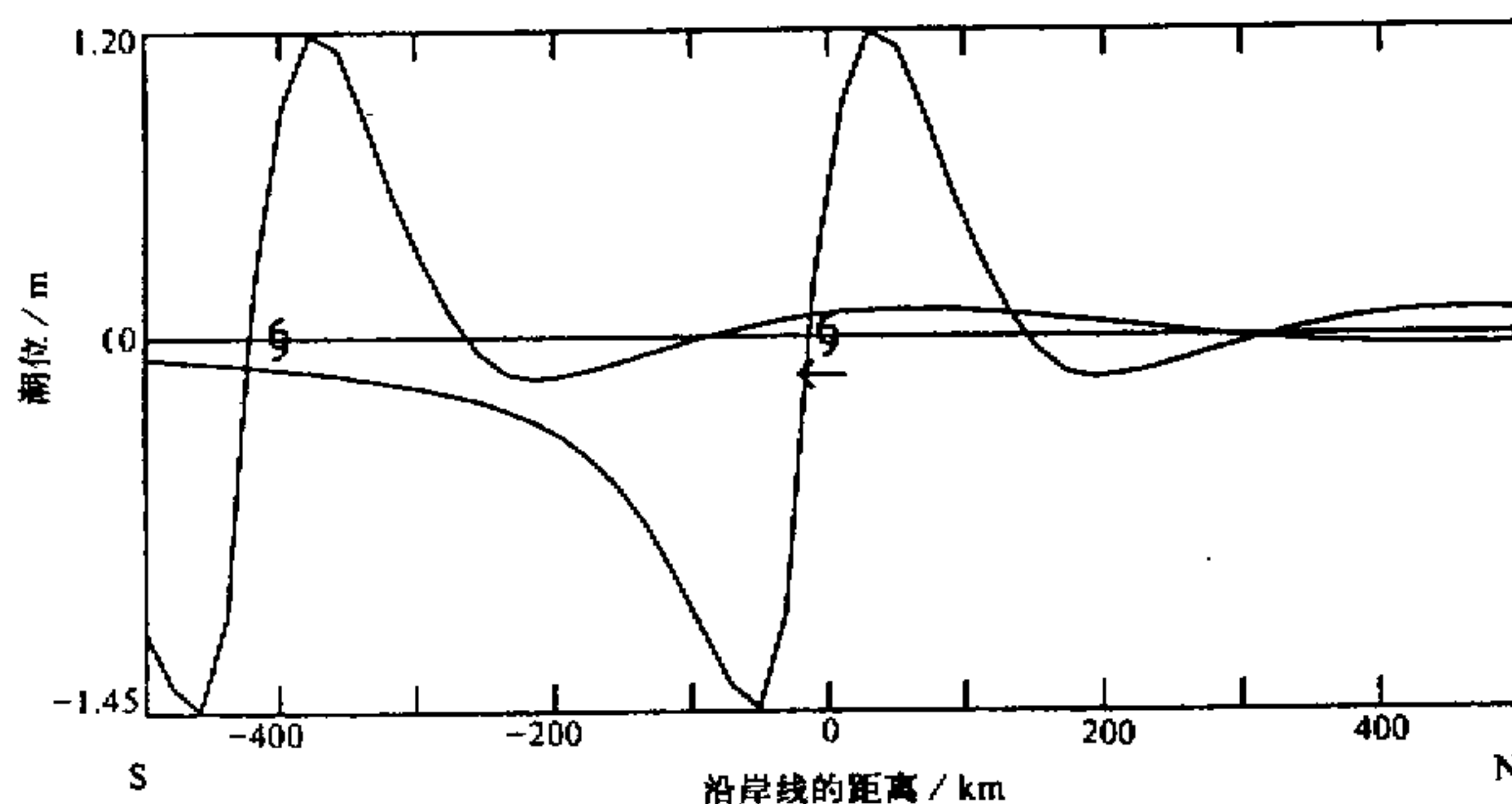


图 12 与图 11 对应的岸边风暴潮位的分布随时间的变化

以看到, 在台风尾后的陆架之上存在着一系列波动(陆架波), 它们随台风一起移动。很显然, 沿陆架外缘呈气旋式和反气旋式相间分布的涡旋是与陆架波相伴随的。图 12 和图 13 分别是岸边风暴潮位的分布和岸边某一固定点的风暴潮过程曲线。从图可见, 当台风经过时, 岸边出现较大的海面波动, 随后是振幅不大、变化缓慢的余波。余波的波长为 800 km, 周期约为 40 h。由此算出它的相速为 20 km/h, 正好是台风移动的速度, 可见这种余波是随台风一起移动的强制波。此外, 还可算出它的振动圆频率为 $0.6f$, 显然它又属于陆架波(或称第 2 类边缘波)的范畴。如果台风沿相反的方向移行, 即沿岸向北移行, 结果有很大的不同。这时只存在一个孤立波随台风一起移动, 而没有陆架波动现象(图 14)。

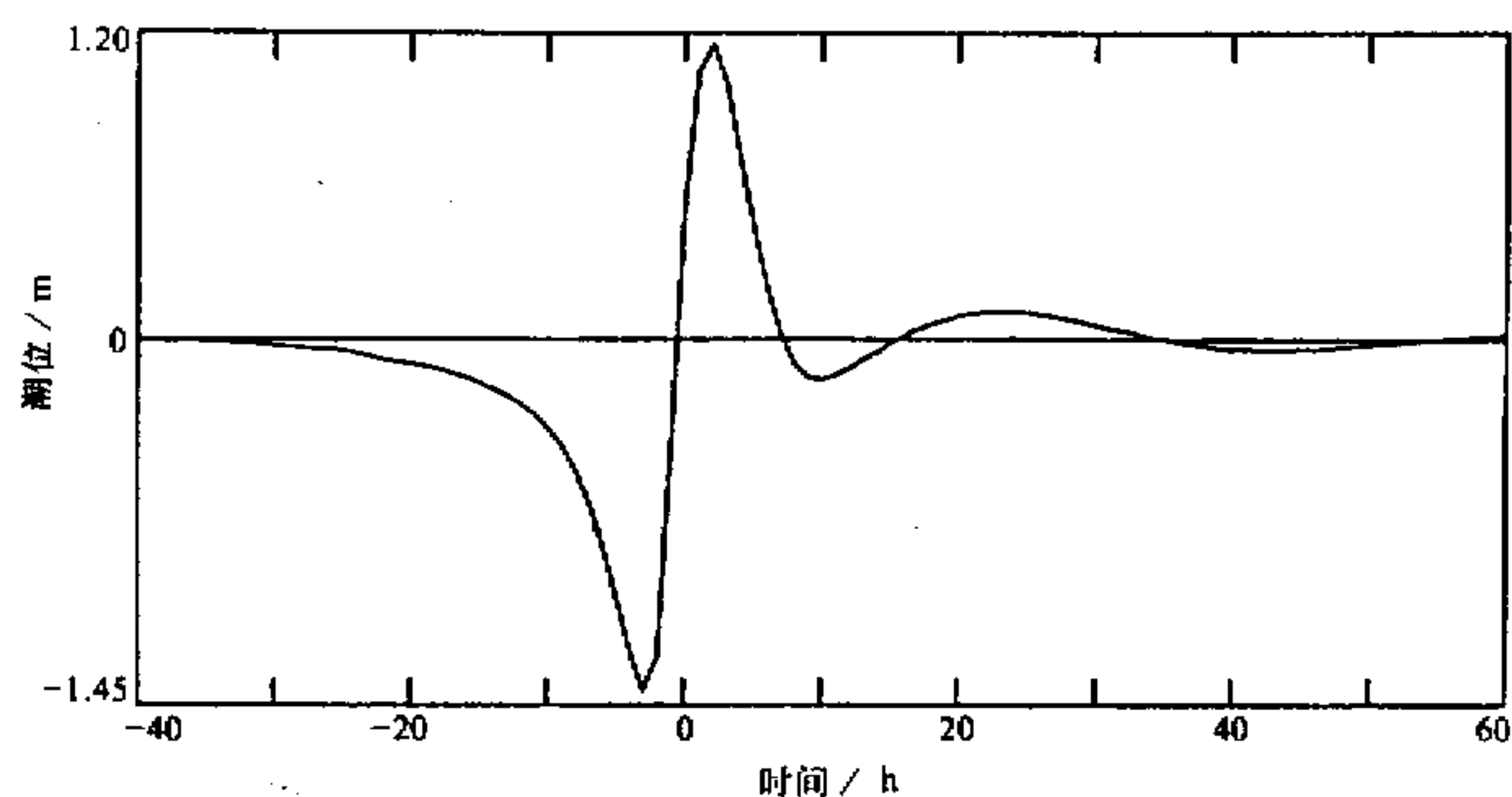


图 13 岸边某一地点的风暴潮过程曲线

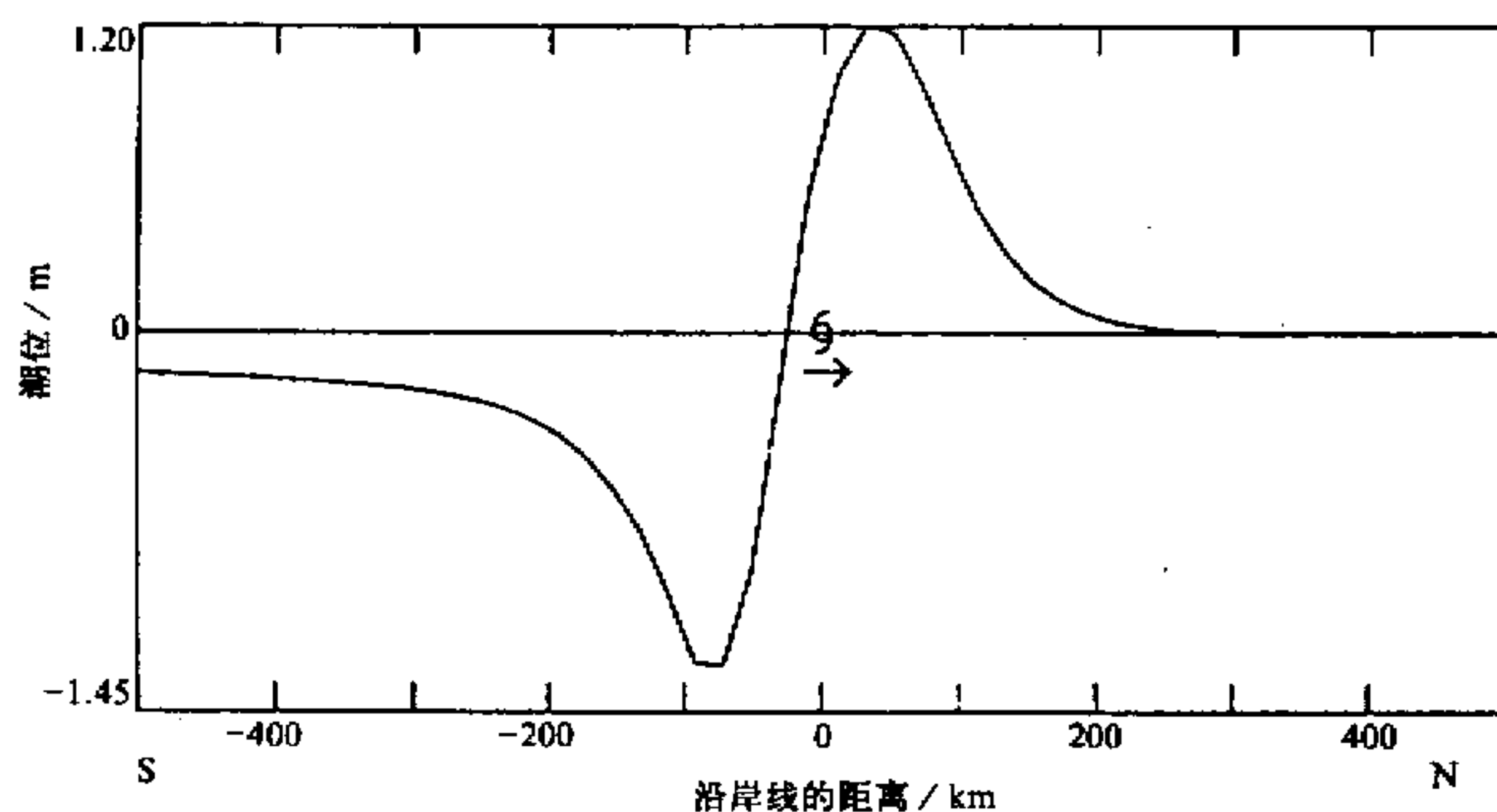


图 14 同图 12, 但台风的移行方向相反 (由南向北)

5 小结和讨论

本文的计算结果表明了海岸对台风下的海洋响应有着很大的影响。这是因为, 当台风移近海岸时, 主要由风应力产生的流动受到岸界和地形的阻挡必然要产生进一步的调整, 从而激发出新的波动——边缘波。本文计算了 3 个登陆型台风和 2 个平行海岸移行台风引起的风暴潮。它们的共同特点是, 岸边的潮位变化主要是由地台风引起的强迫振动造成的。而对于登陆型台风来说, 在远离台风路径的地方, 潮位的变化则是由于边缘波效应。对于本文模拟的平直海岸和二维大陆架, 自由边缘波的振幅远小于强迫波的振幅。但在复杂的海岸线和海底地形下的条件下, 边缘波效应也有可能大到不可忽视的程

度。平行海岸移行台风在岸边产生随台风一起移动的强制波, 这与观测事实相符合。观测资料表明, 当平行中国东海岸北上的台风在岸边某测站产生的风暴潮达到最大值时, 台风中心大致处在与该测站相同的纬度上^[9]。本文的计算结果还表明, 当台风沿着与 Kelvin 波相同的方向移行时, 岸边有陆架波产生; 反之则没有陆架波。

此外, 本文还讨论了与风暴潮相关的近岸环流。但应指出, 由于我们采用的是二维全球模式, 因而无法描述环流的垂直结构以及与斜压性相联系的现象, 如台风下冷水的涌升等^[10~12]。因此, 对这个问题的进一步研究应该采用三维的斜压模式。最后指出, 在本文中我们仅考虑了平直的海岸线和粗略的大陆架地形, 而台风模型也被简单化了。这对于我们研究和了解近岸海域对台风响应的主要特征是合适的也是必要的, 并有助于我们理解复杂海岸或海底地形的影响。

参 考 文 献

- 1 郭冬建、曾庆存, 1997, 理想海域中台风引起的潮、流及波的分析 I. 开阔海域的情况, 气候与环境研究, 2(4), 323~332.
- 2 曾庆存、季仲贞、李荣凤, 1985, 一个近岸海流数值计算模式及其检验, 南海石油开发环境国际研讨会论文集, 广州, 15~21.
- 3 曾庆存、季仲贞、李荣凤, 1988, 发展方程差分格式的构造与近岸海流数值模拟, 大气科学(特刊), 166~175.
- 4 郭冬建、曾庆存、季仲贞, 1992, 一个风暴潮数值计算模式及其开边界问题, 大气科学, 16(2), 193~204.
- 5 Guo Dongjian and Zeng Qingcun, 1995, Open boundary conditions for a numerical shelf sea model, *J. Comput. Phys.*, 116, 97~102.
- 6 LeBlond, P. H. and L. A. Mysak, 1977, Trapped coastal waves and their role in shelf dynamics, *The Sea*, Vol.6, Interscience Pub., 459~495.
- 7 Reid, R. O., 1958, Effect of Coriolis force on edge waves I. Investigation of the normal modes, *J. Mar. Res.*, 16, 109~144.
- 8 Kajiura, K., 1958, Effect of coriolis force on edge waves II. specific examples of free and forced waves, *J. Mar. Res.*, 16, 145~157.
- 9 Guo, H. S., 1987, Characteristics of storm surges along the coast of China, *Proc. Intern. Symp. Storm Surge*, Beijing, 291~292.
- 10 O'Brien, J. J. and Reid, R. O., 1976, The non-linear response of a two-layer, baroclinic ocean to a stationary, axially-symmetric hurricane I. upwelling induced by momentum transfer, *J. Atmos. Sci.*, 24, 197~207.
- 11 O'Brien, J. J., 1976, The non-linear response of a two-layer, baroclinic ocean to a stationary, axially-symmetric hurricane II. upwelling and mixing induced by momentum transfer, *J. Atmos. Sci.*, 24, 208~214.
- 12 Chang, S. W. and Anthes, R. A., 1978, Numerical simulations of the ocean's nonlinear, baroclinic response to translating hurricanes, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 468~480.

**Analysis of Surges, Currents and Waves Induced by
a Traveling Storm in Idealized Oceans**

Part II. Effects of the Coast and Shelf Topography

Guo Dongjian and Zeng Qingcun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract The response of an idealized coastal ocean to traveling storms which move in different directions is studied. The results show that the surges near the shore are mainly caused by forcing waves. As for landing storms, the tidal change due to edge waves is produced in the place which is far way from the storm track. The amplitude of edge waves is much smaller than that of forcing waves in the case of straight coastline and two-dimensional shelf topography. The storm traveling along the coast causes forcing waves which move along the storm near the shore. If the storm moves in the same direction with Kelvin waves, shelf waves are stimulated; otherwise, there is no shelf waves. In addition, the offshore currents associated with storm surges are also analyzed.

Key words storm surge forcing wave edge wave shelf wave
