

加利福尼亚流系流场的季节性演变*

郭琳^{1,2} 刘娜² 王国建³ 修鹏²

(1. 中国海洋大学 青岛 266100; 2. 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室 广州 510301;
3. 澳大利亚联邦科学与工业研究组织海洋与大气研究所 维多利亚州 3195)

摘要 本文利用三维数值模型(ROMS-CoSiNE)分析了整个加利福尼亚流系水平流场的季节性演变过程,研究了美国加州中部海域流场垂直结构的季节性变化特征,并探讨了其动力学机制。研究发现:(1)数值模型能够较为准确的模拟流场的季节性变化,与浮标观测数据以及前人的研究结果符合良好;(2)从表层到 200m,加利福尼亚潜流向高纬度扩张,近岸上升流急流则向高纬度撤退,加州南部海域的中尺度涡更显著;(3)在加州中部海域,近岸急流的最大值(约 15cm/s)发生在夏季,位于近岸的表层海域;加利福尼亚潜流最大值(约 4cm/s)发生于冬季,出现在离岸 100km 的 125m 处;加利福尼亚流在春季达到全年最大值(约 5cm/s),流轴位于离岸(400—600km)的表层海水。加利福尼亚流系的流场具有显著的季节性变化,研究进一步表明这主要受地转关系调控。

关键词 加利福尼亚流系;近岸上升流区;三维数值模型;季节性变化;地转流

中图分类号 P731 **doi:** 10.11693/hyhz20150500137

加利福尼亚流系位于北美西部太平洋东岸美国加利福尼亚州岸外,属于东边界上升流流系,以丰富的渔场和较高的生产力著称。加利福尼亚流系的流场不仅影响温盐分布、热量输运以及局地的气候变化,还对海洋生态系统的动力过程起重要作用。光合作用需要阳光、水、温度以及营养盐,而上层海洋浮游植物的生长及其时空分布主要受营养盐的影响,因此使上层海洋营养盐浓度增加的物理过程将决定生态系统的生产力及其组成。在加利福尼亚流系,上层海洋营养盐的来源主要有:(1)上升流;(2)加利福尼亚流;(3)与加利福尼亚流有关的等密度面的抬升,其中上升流的水团可能来自次表层加利福尼亚潜流(Chavez *et al.*, 2002)。此外,流场还通过输运浮游生物碎屑来影响生物地球化学循环;海水的水平和垂向流动影响浮游生物、鱼卵和仔鱼的空间输运和分布等等。因此,研究加利福尼亚流系的流场有重要意义。

加利福尼亚流系主要包括离岸的加利福尼亚流以及近岸上升流区的流场(图 1)。其中,加利福尼亚流是北太平洋流在太平洋东边界流向低纬度的分支

(阿拉斯加流是北太平洋流流向高纬度的分支)。相对于西边界流,加利福尼亚流深度较浅、流速较弱、流辐宽广(Lynn *et al.*, 1987)。在近岸上升流区,流场主要包括近岸上升流急流、表层的加利福尼亚逆流以及次表层的加利福尼亚潜流(图 1),该区域占据近岸(0—150km)的海域,具有较强的季节性变化,其驱动力主要是沿岸风,后者受亚留申低压与副热带高压的调控(Huyer, 1983)。春季,沿岸风吹向赤道方向,海水离岸运动,产生上升流,近岸海表面高度降低,水温降低,表层产生流向赤道方向的沿岸流——近岸上升流急流(Reid *et al.*, 1958; Hickey, 1979; Lynn *et al.*, 1987; Strub *et al.*, 1987a, b)。夏季,沿岸风增强,表层沿岸流增强,次表层产生了与表层流方向相反的加利福尼亚潜流,此时沿岸流在垂直方向上的梯度与水平方向的密度梯度平衡(Huyer *et al.*, 1979; Huyer, 1983)。秋季,沿岸风减弱,近岸上升流减弱,表层流向赤道方向的沿岸流减弱,次表层的加利福尼亚潜流开始抬升。冬季,吹向赤道方向的沿岸风继续减弱,甚至在加州北部海域发生转向,吹向高纬度,表层沿

* 广东省杰出青年科学基金项目, 2014A030306049 号。郭琳, 博士研究生, E-mail: guolin0536@hotmail.com

收稿日期: 2015-05-11, 收修改稿日期: 2016-06-26

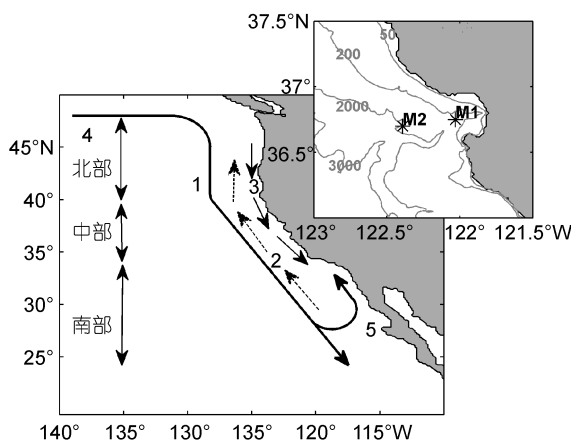


图1 加利福尼亚流系流场的空间分布图

Fig.1 Map of the currents in the California Current System
1: 加利福尼亚流; 2: 表层的加利福尼亚逆流或次表层的加利福尼亚潜流; 3: 近岸上升流急流; 4: 北太平洋流; 5: 加州南部海域的中尺度涡; Cape Mendocino (40.5°N)与 Point Conception (34.5°N)将 CCS 海域划分为北部、中部与南部三个部分。右上子图为蒙特利湾海域, 星花为浮标 M1 (36.75°N, 122.03°W)与 M2 (36.70°N, 122.39°W)的位置; 灰线为等深线; 灰色数字代表等深线深度, 单位为 m

岸流也发生转向, 出现加利福尼亚逆流, 与次表层的潜流一起流向高纬度(Hickey, 1979; Collins *et al.*, 2000, 2003)。

根据近岸地形的特征以及沿岸风的季节性变化, 加利福尼亚流系以 34.5°N 与 40.5°N 为界可划分为北部、中部和南部三个区域(图 1)。与加州中部海域相比, 北部海域的离岸区域受阿拉斯加流的影响; 南部海域季节性变化较弱, 在风场与地形相互作用下, 近岸海域形成气旋式闭合环流, 即加州南部海域的中尺度涡(Di Lorenzo, 2003), 因此南部海域更具有局地特征。总之, 在加利福尼亚流系, 中部海域的流场最能体现东边界上升流区的普遍特征, 而且该海域初级生产力最高(Carr *et al.*, 2003; Lachkar *et al.*, 2011)。

随着现场观测数据的积累以及遥感探测技术的发展, 人们对加利福尼亚流系的认识不断完善, 但是目前观测资料在时间与空间上仍具有局限性。例如现场观测大都只包含一个或几个断面, 且多局限于近岸海域, 观测时段也较短; 虽然加州海洋渔业研究合作组织(CalCOFI)自 1949 年开始在加州西海岸设置了一系列的观测站, 拥有时间最长的观测资料, 但是自 1984 年以后观测多集中在加州南部海域, CalCOFI 每一季度观测一次, 近岸相邻站点的距离大于 30km, 即时空分辨率较低, 难以准确捕捉近岸流场的时空分布特征。卫星遥感虽然能够覆盖大面积的海域, 但

是观测的物理量较少, 且仅仅局限于海表。因此, 数值模型成为重要研究手段, 本文主要利用三维数值模型(ROMS-CoSiNE)来研究加利福尼亚流系流场尤其是中部海域的季节性演变特征, 并对其动力学机制进行探讨。

1 数据与方法

1.1 观测资料

蒙特利湾海洋研究所(MBARI)自 1989 年开始在蒙特利湾(Monterey Bay)建立浮标观测系统, 主要包括湾内的 C1、湾口的 M1(36.75°N, 122.03°W)以及濒临大洋的 M2(36.7°N, 122.39°W)。其中, M2 离岸 35 海里, 水深大于 2000m, 能够受到加利福尼亚海流的影响(图 1)。M2 附近存在著名的蒙特利湾中尺度涡(Monterey Bay Eddy), 该中尺度涡与沿岸风密切相关: 如果吹向赤道方向的沿岸风大于多年平均值, 处于盛行状态(upwelling event), 该中尺度涡离岸运动; 如果沿岸风小于多年平均值, 处于松弛状态(relaxation event), 该中尺度涡向岸运动。沿岸风的盛行状态与松弛状态仅仅维持几天, 即蒙特利湾中尺度涡向岸-离岸运动的周期仅为几天(Rosenfeld *et al.*, 1994), 甚至有时该中尺度涡对 M2 处流场的影响很弱, 如 1998 年 8 月 17—20 日(Ramp *et al.*, 2005), 因此该中尺度涡对 M2 处流场季节性变化的影响属于白噪声。

本文所采用的流场数据的时间间隔是 1 天, 其中 M1 的有效数据从 1992 年 1 月到 1998 年 8 月, M2 的有效数据从 1998 年 6 月到 2011 年 8 月。

1.2 三维数值模型(ROMS-CoSiNE)

本文所采用的三维数值模型(ROMS-CoSiNE)是一个物理-生态模型, 其物理模块是基于区域海洋模型系统(ROMS)基础上开发的。ROMS 模式是近年来新发展起来的三维非线性的斜压原始方程模式, 本文采用加利福尼亚大学与洛杉矶大学(UCLA)两校共同研发的版本。Ezer 等(2002)针对 POM 与 ROMS 的不同演算法在数值计算上的误差与模式计算的效率进行比较, ROMS 所使用的方法可以减少计算上的误差, 以及允许使用较大数值积分步长以增加计算的效率。ROMS 模式中使用新的高阶水平压力梯度算法(Shchepetkin *et al.*, 2003), 相较于 POM 所采用的水平压力梯度算法, 也可以有效减少模式计算误差的累积。ROMS-CoSiNE 的生态模块采用的是 Chai 等(2002)和 Dugdale 等(2002)建立的 CoSiNE 模型。Guo 等(2014)显示该模型能够很好地模拟加州中部海域物理—生

态过程的季节性变化。

ROMS-CoSiNE 是建立在太平洋海域(45°S — 65°N , 99°E — 70°W)的数值模型(如图 2 所示), 初始场为世界海洋 WOA01 多年平均的温度、盐度和营养盐, 初始流速为 0, 南北边界设置为封闭边界, 水平空间分辨率为 12.5km , 垂直方向上分为 30 层, 先用 NCEP/NCAR 气候态的海气通量驱动模型几十年达到平衡, 然后从 1991 年开始用每天的 NOAA 混合风场数据(Zhang *et al*, 2006)和 NCEP/NCAR 海气热通量以及淡水通量(Kalnay *et al*, 1996)驱动, 最终输出 3 天平均的结果, 该模型一直运行到 2012 年, 本文选用加利福尼亚流系 1993—2012 的模拟结果来分析流场的季节性变化及其动力学机制。事实上, ROMS-CoSiNE 也曾被用来研究太平洋的其它海域, 如阿拉斯加湾(Xiu *et al*, 2012), 结果良好。

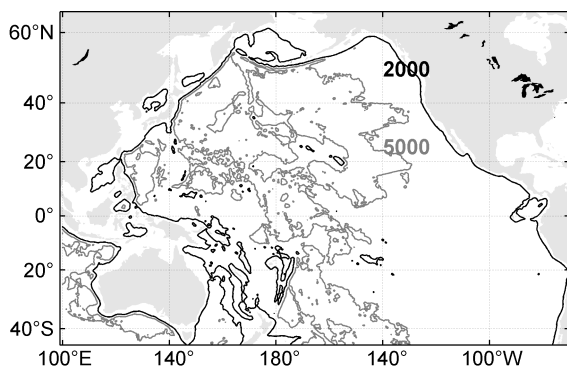


图 2 数值模型(ROMS-CoSiNE)所涵盖的海域
(45°S — 65°N , 99°E — 70°W)

Fig.2 The model domain (45°S — 65°N , 99°E — 70°W) of ROMS-CoSiNE
黑线: 2000m 等深线; 灰线: 5000m 等深线

2 数值模型(ROMS-CoSiNE)结果

2.1 水平流场的季节性演变

2.1.1 表层流 图 3 显示了加利福尼亚流系表层流场以及温度的季节性变化。春季, 整个北美西海岸的沿岸流(近岸上升流急流)都流向赤道方向; 在离岸($>500\text{km}$)的海域, 40°N 以南的海水几乎都流向低纬度, 加利福尼亚流明显; 相对于近岸、高纬度海域, 低纬离岸大洋的水温较高(图 3a)。夏季, 加利福尼亚流系的水温普遍升高; 近岸的上升流急流增强; 加州中部海域(34.5° — 40.5°N)存在较强的离岸流, 近岸水温明显低于周围海水; 在离岸海域, 加利福尼亚流减弱(图 3b)。秋季, 加利福尼亚流系的水温继续升高, 达到全年峰值; 近岸的上升流急流减弱, 加州中部海

域的海水继续离岸输送, 近岸水温仍然低于周围海域(图 3c)。冬季, 加利福尼亚流系的水温普遍降低; 在离岸海域, 加利福尼亚流增强; 近岸的上升流急流进一步减弱, 尤其在 40°N 以南, 沿岸流甚至发生转向流向极地方向, 在(30° — 35°N , 0 — 500km)的海域存在一个气旋式的闭合流场(图 3d)。

2.1.2 50m 深处的流场 图 4 显示了加利福尼亚流系 50m 深处流场与温度的季节性变化。与表层相比, 50m 处水温的季节性变化较弱, 而流场仍有较强的季节性变化。春季, 整个北美西海岸的沿岸流都流向赤道方向, 离岸的加利福尼亚流较强(图 4a)。夏季, 沿岸流流速增强, 加州中部海域(34.5° — 40.5°N)的海水开始离岸输送, 而加利福尼亚流减弱(图 4b)。秋季, 近岸的沿岸流减弱, 在 40°N 附近离岸运动, 在离岸($>500\text{km}$)的海域与加利福尼亚流汇合, 一起流向低纬度的近岸海域(图 4c)。冬季, 在离岸海域, 加利福尼亚流增强; 在近岸, 沿岸流进一步减弱, 甚至在 40°N 以南发生转向流向高纬度, 因此两支流向相反的沿岸流在 40°N 附近相遇, 而后离岸运动, 与加利福尼亚流汇合后一起流向低纬度, 在 30°N 附近流向近岸海域, 与近岸沿岸流汇合一起流向高纬度, 因此冬季在(30° — 40°N , 0 — 500km)的海域形成一个气旋式的闭合流场(图 4d)。

2.1.3 200m 深处的流场 图 5 显示了加利福尼亚流系 200m 深处流场与水温的季节性演变过程。春季, 类似于表层流与 50m 处流场, 沿岸流几乎都流向赤道方向, 40°N 以南的离岸海域存在加利福尼亚流; 与表层流与 50m 处流场不同, 加州南部(26° — 34.5°N)、离岸(0 — 500km)海域存在气旋式的闭合流场(图 5a)。夏季, 不同于表层流与 50m 处流场, 沿岸流在 38°N 以南发生转向, 流向高纬度, 因此两支流向相反的沿岸流在 38°N 相遇, 近岸海水在该处发生离岸输送(图 5b)。秋季, 流向赤道方向的沿岸流(近岸上升流急流)减弱, 而流向高纬度方向的沿岸流(加利福尼亚潜流)增强并向较高纬度扩展, 二者在 40°N 汇合, 近岸海水离岸运动, 在 35°N 附近, 与加州南部的中尺度涡相遇, 此后随着该气旋式流场向近岸移动, 并随着加利福尼亚潜流流向高纬度(图 5c)。冬季, 近岸的加利福尼亚潜流进一步增强, 整个北美西海岸的沿岸流都流向高纬度, 此时离岸的加利福尼亚流也增强, 因此在离岸(0 — 500km)的海域流场呈现明显的“U”形(图 5d)。类似于 50m, 200m 深处水温的季节性变化较弱。

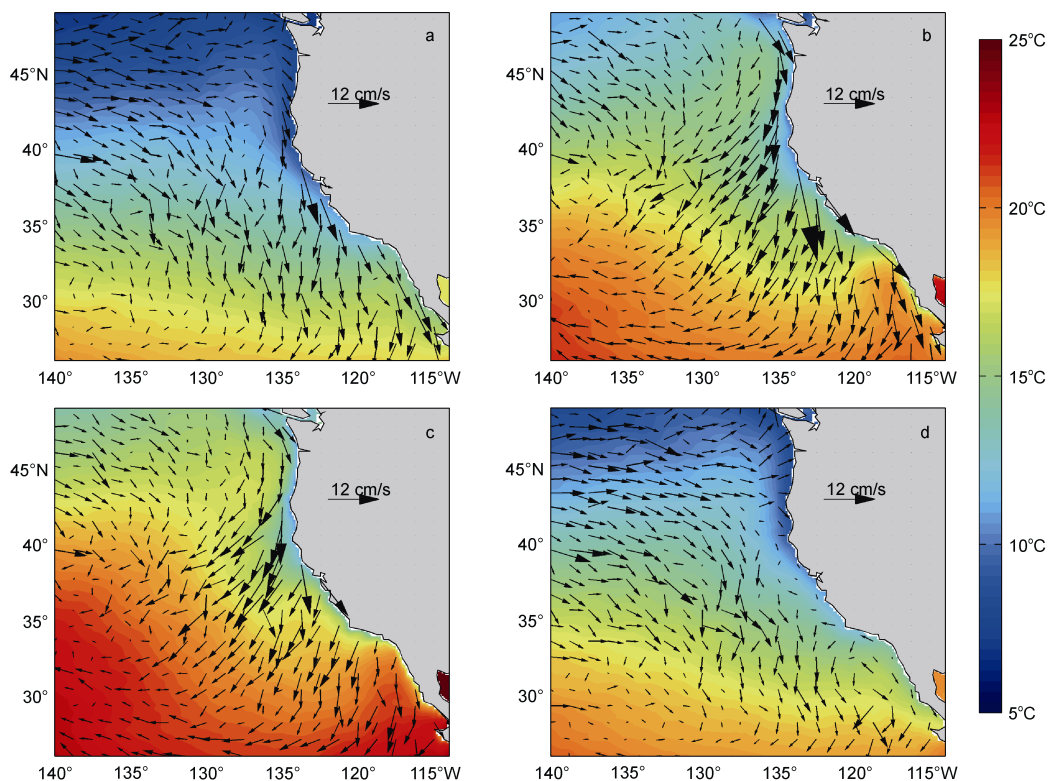


图3 加利福尼亚流系表层流场与温度的季节性变化

Fig.3 Seasonal evolutions of currents and temperature at surface in the California Current System

a: 春季(2—4月); b: 夏季(5—7月); c: 秋季(8—10月); d: 冬季(11—1月)

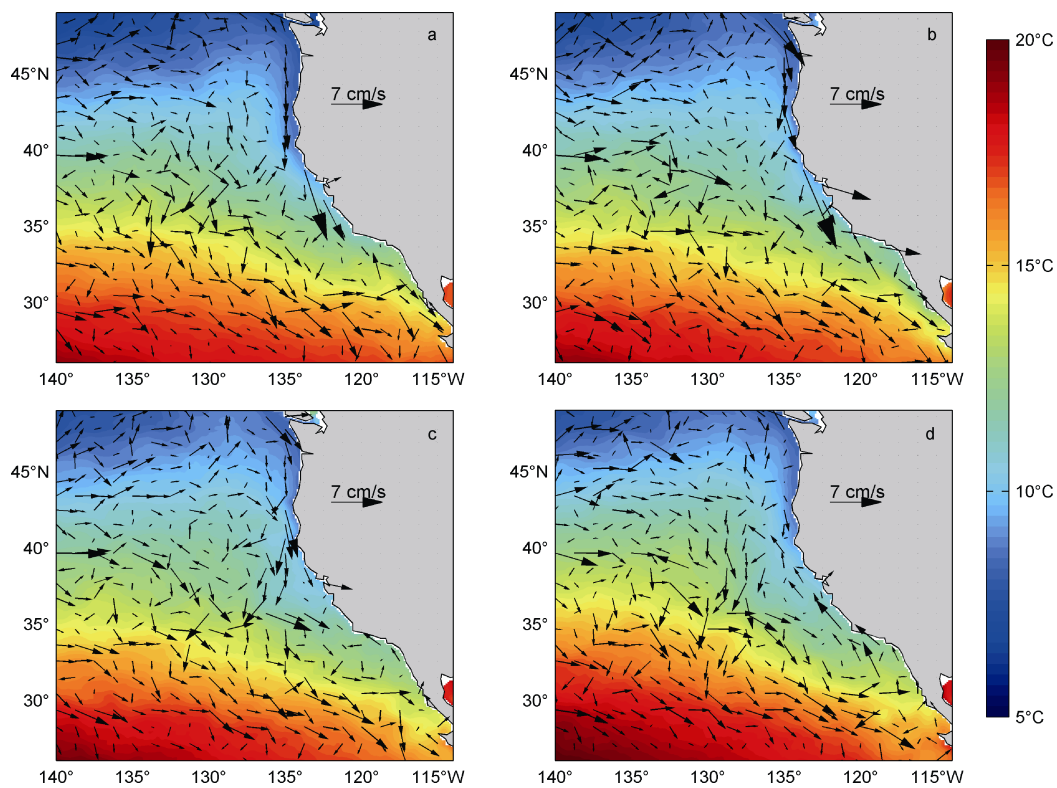


图4 加利福尼亚流系 50m 深处流场与温度的季节性变化

Fig.4 Seasonal evolutions of currents and temperature at 50 m depth in the California Current System

a: 春季(2—4月); b: 夏季(5—7月); c: 秋季(8—10月); d: 冬季(11—1月)

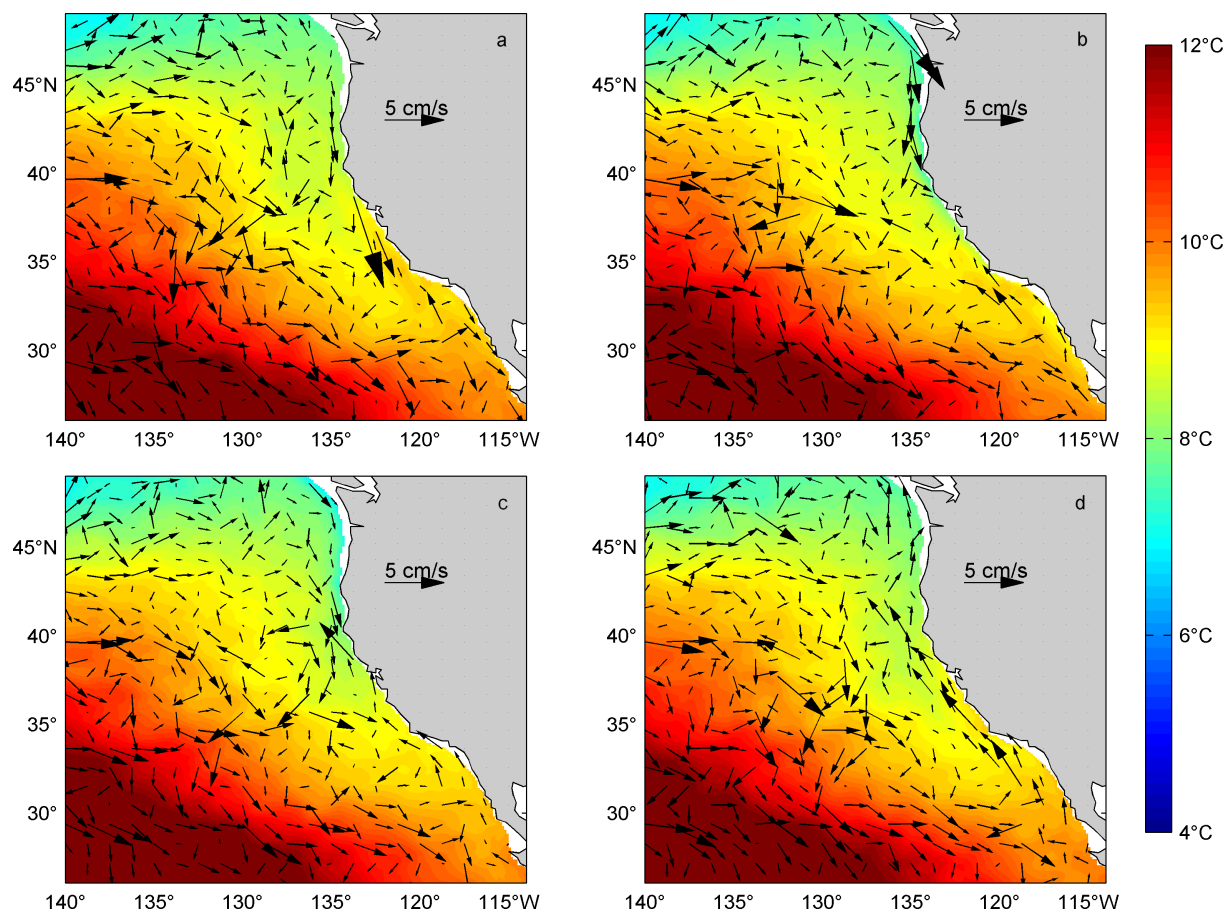


图 5 加利福尼亚流系 200 m 深处的流场与温度的季节性变化

Fig.5 Seasonal evolutions of currents and temperature at 200 m depth in the California Current System
a: 春季(2—4 月); b: 夏季(5—7 月); c: 秋季(8—10 月); d: 冬季(11—1 月)

2.2 中部海域流场垂向结构的季节性演变

在加州中部海域(34.5°—40.5°N)、离岸(0—1000)km、水深为(0—300)m的水层,纬向平均的沿岸流以及密度的季节性演变过程如图6所示。春季,在近岸(<100km)的海域,等密度面西深东浅,沿岸流都流向赤道方向,最大值接近10cm/s,发生在表层;离岸(>400km, <300m)的海水也都流向赤道方向,最大值也发生在表层,但流速约5cm/s,明显小于近岸,等密度面虽然也西深东浅,但倾角小于近岸海域;在离岸(100—400km)的海域,表层海水都流向赤道方向,次表层海水方向不定,这主要是由中尺度涡的扰动引起的(图6a)。夏季,在近岸(0—100km)的海域,等密度面仍然西深东浅,但倾角增加,100m以浅流速增大,最大值约15cm/s,发生在表层,同时次表层150m以深出现与表层流方向相反的加利福尼亚潜流;在离岸(>500km)的海域,海水仍然流向赤道方向,但是相对于春季流速减弱,50m以浅等密度面的倾角也减小(图6b)。秋季,50m以浅等密度面的倾角普遍减

小,垂直密度梯度增加;在近岸(0—100km)的海域,表层流速减小,但仍然流向赤道方向,次表层的潜流增强,向上抬升到100m以浅,最大值发生在近岸;在离岸(>100km)的海域,海水几乎都流向赤道方向(图6c)。冬季,表层沿岸流发生转向流向极地,次表层的潜流进一步增强,离岸扩展到200km,最大值约4cm/s,发生在离岸100km的125m深处,此时等密度面西深东浅的角度随深度增加而减小,甚至在次表层东深西浅;在离岸(>200km)的海域,海水几乎都流向赤道方向,流速增强,等密度面仍然西深东浅(图6d)。

3 讨论

3.1 与观测以及前人研究结果的比较及分析

3.1.1 与观测结果的比较及分析 图7显示在蒙特利湾M2浮标处沿岸流季节性平均的数值模型(ROMS-CoSiNE)结果与观测值符合很好。具体而言,春季,模拟值几乎与观测结果重合,即300m以浅沿岸流(近岸上升急流)都流向赤道方向,最大值接近

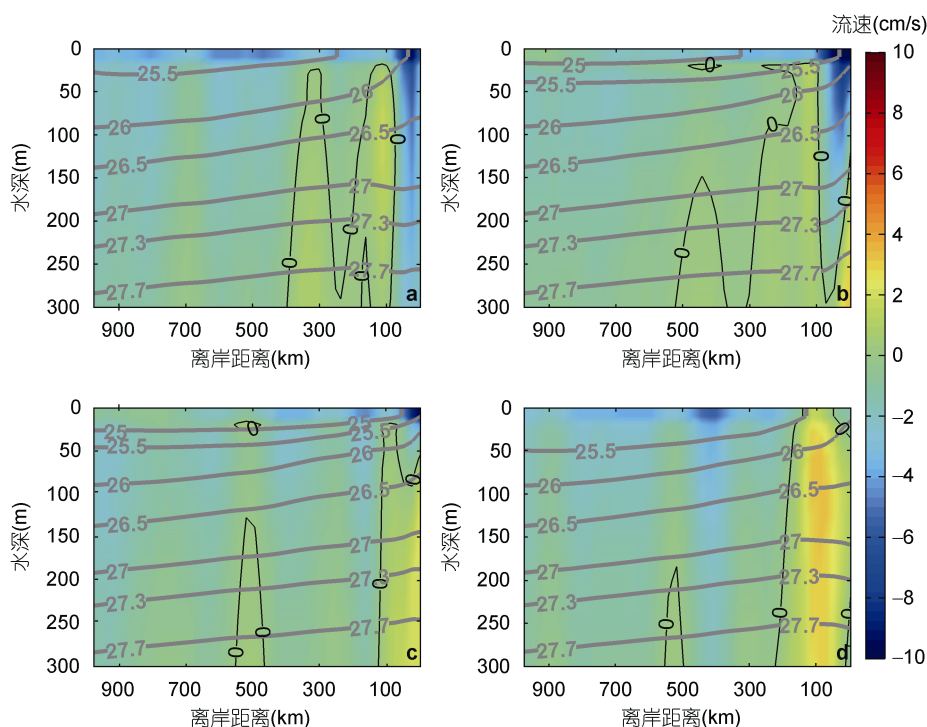


图6 在加州中部区域(34.5—40.5°N)、离岸(0—1000)km、水深为(0—300)m 的海域, 纬向平均的沿岸流以及密度的季节性变化

Fig.6 Seasonal evolutions of the alongshore currents and density in the upper 300 m layer of the (0—1000) km offshore region in the central California Current System (34.5—40.5°N)

a: 春季(2—4 月); b: 夏季(5—7 月); c: 秋季(8—10 月); d: 冬季 11—1 月); 灰线: 等密度面; 黑线: 流速为零的等值线; 流场流向极为正, 流向赤道为负

5cm/s, 发生在表层(图 7a); 夏季, 模拟值与观测值都显示沿岸流在表层流向赤道, 在次表层流向极地, 虽然二者在垂向上发生转向的位置不同, 但二者的差异在观测值的一个标准差之内, 可以认为模拟值接近观测值(图 7b); 秋季, 相对于夏季, 模型与观测结果都显示流向赤道的表层沿岸流减弱, 而流向极地的次表层流增强并向上抬升, 二者的差异也都在观测值的一个标准差之内(图 7c); 冬季, 虽然 150m 以浅二者的差异超出了观测值的一个标准差, 但是模型与观测都显示表层的沿岸流与次表层加利福尼亚潜流一起流向极地(图 7d)。

浮标资料的时间较短, 会增加模拟值与观测值的差异, 但以上数值模拟结果与浮标观测数据的差异主要是由观测资料空间分布的局限性、数值模型中近岸海底地形的平滑方案以及空间分辨率引起的。在蒙特利湾, M1 浮标比 M2 更靠近海岸, 水深较浅, 受地形影响更大, 相对于 M2 站点沿岸流的数值模拟结果与观测值差异更大。图 8 比较了 M1 处流场的数值模拟与观测结果: 春季, 在 50m 以深, 模拟值与观测

值的差异超出观测值的一个标准差, 在 75m 以深, 模拟值与观测值的流向相反; 夏季, 模拟值与观测值的差异在 30m 以深都大于观测值的一个标准差; 在冬季, 二者的差异在 75m 以浅也都超出了观测值的一个标准差。在 M1 处, 虽然模型结果与观测差异较大, 但是整体上数值模拟结果仍然能够反映近岸沿岸流的季节性变化: 春季表层的沿岸流(近岸上升流急流)都流向赤道方向, 夏季次表层出现与表层流方向相反的加利福尼亚潜流, 秋季流向赤道方向的表层流减弱, 而流向极地方向的次表层流增强并向上抬升; 冬季表层沿岸流与次表层的潜流一起流向极地方向。因此, 数值模型(ROMS-CoSiNE)整体上能够很好地模拟近岸流场的季节性变化。

3.1.2 与前人结果的比较及分析 整个加利福尼亚流系水平流场的季节性演变过程与前人研究结果符合良好。例如, 水平流场的季节性变化类似于 Strub 等(2000)基于高度计资料与 SST 的卫星观测数据所得到的结果: 春季整个北美西海岸的沿岸流都流向赤道, 此后该水团随时间离岸移动, 冬季沿岸流发生转

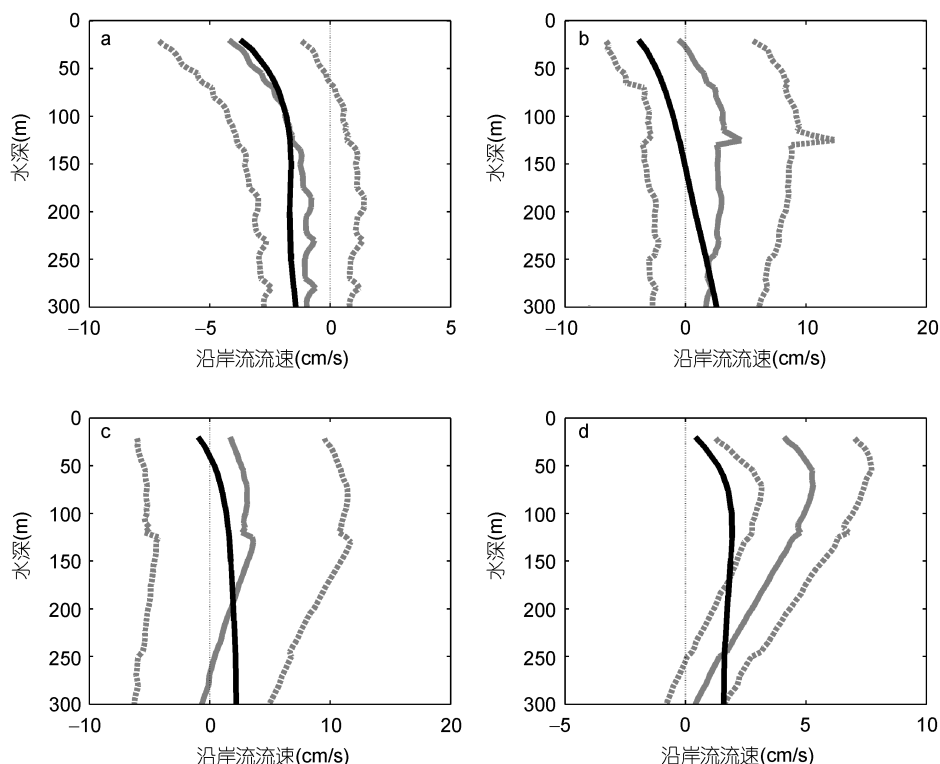


图 7 在蒙特利湾 M2 浮标处, 观测与数值模拟的沿岸流的季节性平均值

Fig.7 Comparison in seasonal cycle of the alongshore currents at M2 mooring in the Monterey Bay between observations and model results

a: 春季(2—4 月); b: 夏季(5—7 月); c: 秋季(8—10 月); d: 冬季(11—1 月)

黑色实线: 数值模拟的季节性平均值; 灰色实线: 观测的季节性平均值; 灰色虚线: 观测的季节性平均值±标准差; 黑色虚线: 流速为 0cm/s; 正值代表流向极地, 负值代表流向赤道

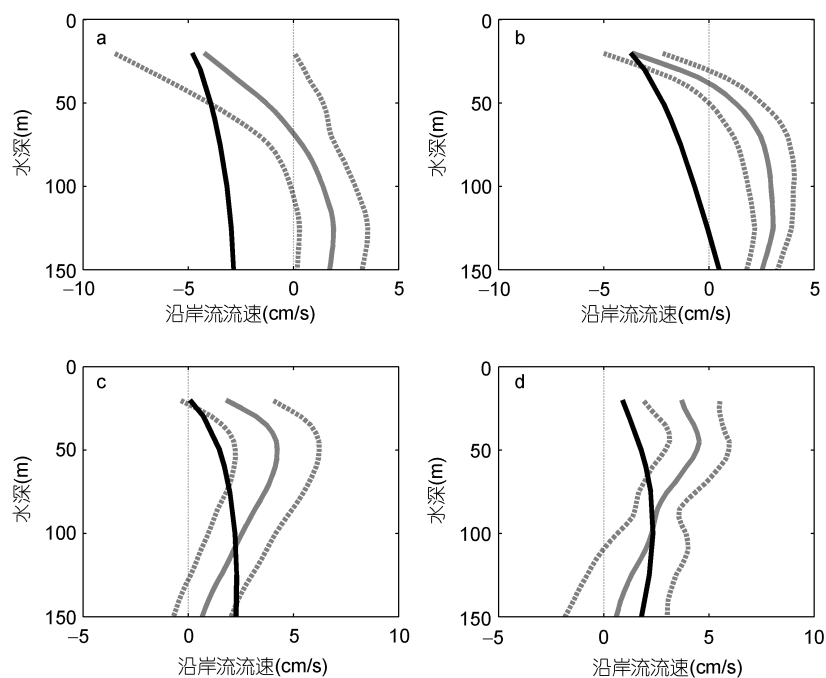


图 8 在蒙特利湾 M1 浮标处, 观测与数值模拟的沿岸流的季节性平均值

Fig.8 Comparison in seasonal cycle of the alongshore currents at M1 mooring in the Monterey Bay between observations and model results

a: 春季(2—4 月); b: 夏季(5—7 月); c: 秋季(8—10 月); d: 冬季(11—1 月)

黑色实线: 数值模拟的季节性平均值; 灰色实线: 观测的季节性平均值; 灰色虚线: 观测的季节性平均值±标准差; 黑色虚线: 流速为 0cm/s; 正值代表流向极地, 负值代表流向赤道

向, 流向极地, 与离岸流向低纬度近岸海域的加利福尼亚流形成“U”形。在次表层, 图 5 显示加利福尼亚潜流从 26°N 向北一直延绵到 50°N , 与前人观测 (Pierce *et al.*, 2000; Thomson *et al.*, 2010) 相符。Collins 等 (2003) 计算了加州中部海域的地转流, 并分析了其季节性变化, 其中近岸 (0—300km) 海域次表层流与本文数值模拟结果相似。

对于加州中部海域沿岸流的季节性变化, 数值模型 (ROMS-CoSiNE) 的模拟结果与前人的观测结果类似, 尤其是近岸的沿岸流 (Huyer, 1983; Hickey, 1979; Collins *et al.*, 2000, 2003; Chavez *et al.*, 2002; Pelland *et al.*, 2013)。例如, 数值模拟结果显示冬季沿岸流流向极地, 平均流速的最大值约 4cm/s , 发生在离岸 100km 的 125m, 且沿岸流 (加利福尼亚逆流和加利福尼亚潜流) 与离岸加利福尼亚流的分界线位于离岸约 200km 处 (图 6)。Collins 等 (1996) 发现 1988—1993 年 (36.3°N , 122.17°W) 的 350m 处沿岸流流向极地, 平均流速为 7.6cm/s 。Collins 等 (2000) 发现 1988—1991 秋-冬沿岸流流向高纬度, 最大值的平均值约为 7cm/s , 发生在离岸 33km 的 125m 处, 计算得到的地转流最大值的平均值约为 6cm/s , 其发生位置与观测结果相同, 且观测结果与地转流都显示加利福尼亚逆流或者潜流与加利福尼亚流的分界线离岸大约 125km。Pierce 等 (2000) 基于 1995 年 7—8 月的 ADCP 数据发现加利福尼亚潜流最大值的平均值为 18cm/s , 流速的平均值为 10cm/s , 流轴位于离岸 (20—25)km 的 (200—275)m 处。此外, Thomson 等 (2010) 发现潜流的流轴在加州北部也位于 $150\text{m} \pm 25\text{m}$ 。

ROMS-CoSiNE 模拟结果与前人观测的差异主要由以下几个原因引起: (1) 数据资料的时段不同, 例如数值模型为 1993—2012 年, 而 Strub 等 (2000) 为 1992—1993 年; (2) 数据资料空间分布不同, 例如对于加州中部海域, 模型为 (34.5° — 40.5°N)、离岸 (0—1000km) 的海域, 而 Collins 等 (2000) 只是蒙特利湾附近 (36.25°N) 的一个横断面; (3) 时间与空间的分辨率不同, 比如模型的空间分辨率为 12.5km , 时间序列是三天平均的结果, 而 Collins 等 (2003) 的相邻站点都大于 30km, 数据每一季度采集一次; (4) 模型中近岸地形的平滑方案、空间分辨率通过地形以及与其它因素相互作用 (如风场) 影响近岸流场, 等等。

3.2 关于流场动力学机制的探讨

数值模型 (ROMS-CoSiNE) 结果显示加州中部海域流场与密度的季节性变化受地转关系调控, 图 6 显

示, 春季 (2—4 月) 近岸上升流急流与离岸的加利福尼亚流都流向赤道, 它们的等密度面都呈现西深东浅的空间分布; 在夏季, 近岸上升流急流增强, 其等密度面西深东浅的倾角增加; 从秋季到冬季, 加利福尼亚潜流增强并向上扩展, 其等密度面西深东浅的倾角减小, 甚至在冬季呈现东深西浅。

为了进一步证实, 本文基于图 6 密度的时空分布并以 1000m 深处为参考面计算了地转流, 图 9 显示计算所得的地转流能够很好地捕捉流场的季节性演变特征: 例如近岸上升流急流在春季流向赤道, 夏季增强, 秋季减弱, 冬季几乎被加利福尼亚逆流替代; 加利福尼亚潜流从秋季到冬季, 强度增强并向上抬升。相对于原始流场 (图 6), 地转流流速普遍偏低, 尤其在离岸 ($>500\text{km}$) 的海域, 而且夏季在近岸的次表层也没有出现加利福尼亚潜流, 等等。这些差异主要是由数据的时空分布引起的, 例如图 6 是基于 3 天的平均值计算的, 而图 9 的地转流则是基于季节性平均值计算的; 原始流场是加州中部海域 (34.5° — 40.5°N) 离岸 (0—1000km) 所有断面的平均值, 而地转流则是在加州中部海域所有断面平均值的基础之上计算的。

事实上, 前人也普遍认为加利福尼亚流系的流场主要受地转关系调控: Chelton 等 (1982) 认为加利福尼亚流系等密度面西深东浅的空间分布与加利福尼亚流维持地转平衡; Collins 等 (2000) 计算所得的地转流与观测到的加利福尼亚逆流以及潜流符合良好, 尤其是流速的最大值以及流场的空间结构; Collins 等 (2003) 首先计算得到流场, 并利用该流场研究加州中部海域某一断面的表层流以及次表层流的季节性变化; Strub 等 (2000) 认为近岸上升流急流的空间分布与海面风场有关, 主要是通过沿岸风产生上升流, 抬升近岸等密度面, 增强等密度面东西方向的水平梯度, 从而产生流向赤道方向的沿岸流。由于缺乏覆盖整个加州的连续观测资料, 目前沿岸流的生成机制尚无定论, 尤其加利福尼亚潜流, 例如 Brink (2010, 2011) 认为该潜流与加州复杂的地形有关, Connolly 等 (2014) 却认为该潜流与沿岸压强梯度力有关。

4 结论

加利福尼亚流系的流场不仅影响海洋中热量的输送、温盐的分布以及局地的气候变化, 在生态系统中也起重要作用, 尤其是营养盐的供给以及浮游生物的时空分布等。目前, 人们对加利福尼亚流系的认知仅限于表层海洋或者近岸 (0—300km) 海域某一个

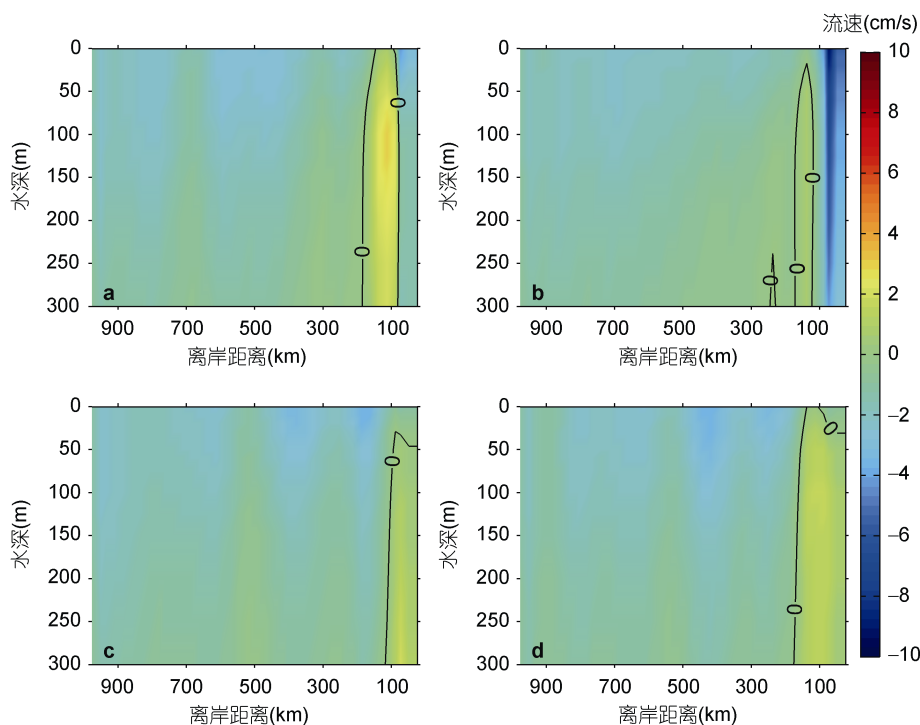


图 9 基于图 6 加州中部海域密度季节性平均值计算所得地转流

Fig.9 Geostrophic currents that calculated based on the seasonal cycle of density in the central California Current System as shown in Fig.6

a: 春季(2—4 月); b: 夏季(5—7 月); c: 秋季(8—10 月); d: 冬季(11—1 月)

黑线: 流速为零的等值线; 流向极为正, 流向赤道为负

或者某几个断面, 为了进一步了解流场的时空分布特征, 本文利用 1993—2012 年三维数值模型(ROMS-CoSiNE)结果研究了整个加利福尼亚流系(220°—245°E, 26°—50°N)水平流场以及加州中部海域流场垂直结构的季节性变化, 与浮标观测数据以及前人的研究结果进行比较分析, 并进一步探讨了动力学机制, 主要结论如下:

(1) 关于流场的季节性变化, 数值模型(ROMS-CoSiNE)结果与浮标观测数据以及前人的研究结果符合良好, 差异主要来源于观测资料时空分布的局限性以及模型中海底地形的平滑方案与空间分辨率等。

(2) 加利福尼亚流系(220°—245°E, 26°—50°N)的水平流场具有明显的季节性变化, 但是次表层的流场不同于表层流场。在表层, 整个北美西海岸的沿岸流从春季到秋季都流向赤道, 在夏季达到全年峰值, 冬季较弱, 甚至在 40°N 以南发生转向流向高纬度; 加利福尼亚流主要占据 40°N 以南的离岸海域, 从春季到秋季, 流速逐渐减弱, 从秋季到冬季, 流场逐渐增强。同一季节, 从表层到 200m 深处, 近岸上升流急流与离岸的加利福尼亚流都逐渐减弱, 且近

岸急流向高纬度撤退; 加利福尼亚潜流增强, 向高纬度扩张; 加州南部海域的中尺度涡增强, 区域扩大。在 200m 处, 近岸上升流急流发生在春季, 夏季向北部撤退, 但流速增强, 秋季继续向北撤退, 流速减弱, 冬季消失; 加利福尼亚潜流最早出现在夏季 38°N 以南的海域, 随着时间的推移, 强度增强并向北扩张, 到冬季占据整个北美西海岸; 加州南部的中尺度涡从春季到冬季, 强度逐渐增强, 覆盖区域逐渐增大。

(3) 加州中部海域(34.5°—40.5°N)、离岸(0—1000km)的流场具有明显的季节性变化: 春季, 近岸(0—100km)形成流向赤道方向的沿岸流, 即近岸上升流急流, 同时离岸的加利福尼亚流流速达到全年最大值(约 5cm/s), 流轴位于离岸(400—600km)的表层; 夏季, 表层的上升流急流增强, 达到全年最大值(约 15cm/s), 次表层出现与表层流向相反的加利福尼亚流潜流, 而加利福尼亚流减弱; 秋季, 近岸上升流急流减弱, 加利福尼亚流潜流增强, 向离岸扩张的同时向上抬升; 冬季, 表层的沿岸流发生转向, 出现加利福尼亚逆流, 与次表层的潜流一起流向高纬度, 此时加利福尼亚潜流达到全年最大值(约 4cm/s), 发生在

离岸 100km 的 125m 处, 同时加利福尼亚流增强。

(4) 数值模型(ROMS-CoSiNE)能够展示流场的动力学机制: 在加州中部海域, 流场与等密度面的季节性变化反映了流场受地转关系调控, 为了进一步证实, 本文基于密度的季节性平均值计算了地转流, 发现该地转流能够较为准确地反映流场的季节性变化。

参 考 文 献

- Brink K H, 2010. Topographic rectification in a forced, dissipative, barotropic ocean. *J Mar Res*, 68(3): 337—368
- Brink K H, 2011. Topographic rectification in a stratified ocean. *J Mar Res*, 69(4): 483—499
- Carr M E, Kearns E J, 2003. Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. *Deep-Sea Res II*, 50(22—26): 3199—3221
- Chai F, Dugdale R C, Peng T H *et al*, 2002. One-dimensional ecosystem model of the equatorial Pacific upwelling system. Part I: model development and silicon and nitrogen cycle. *Deep-Sea Res II*, 49(13—14): 2713—2745
- Chavez F P, Pennington J T, Castro C G *et al*, 2002. Biological and chemical consequences of the 1997-1998 El Niño in central California waters. *Prog Oceanogr*, 54(1—4): 205—232
- Chelton D B, Bernal P A, McGowan J A, 1982. Large-scale interannual physical and biological interaction in the California current. *J Mar Res*, 40(4): 1095—1125
- Collins C A, Paquette R G, Ramp S, 1996. Annual variability of ocean currents at 350m depth over the continental slope off Point Sur, California. *CalCOFI Rep*, 37: 257—263
- Collins C A, Garfield N, Rago T A *et al*, 2000. Mean structure of the inshore countercurrent and California undercurrent off Point Sur, California. *Deep-Sea Res II*, 47(5—6): 765—782
- Collins C A, Pennington J T, Castro C G *et al*, 2003. The California Current system off Monterey, California: physical and biological coupling. *Deep-Sea Res II*, 50(14—16): 2389—2404
- Connolly T P, Hickey B M, Shulman I *et al*, 2014. Coastal trapped waves, alongshore pressure gradients, and the California undercurrent. *J Phys Oceanogr*, 44(1): 319—342
- Di Lorenzo E, 2003. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. *Deep-Sea Res II*, 50(14—16): 2371—2388
- Dugdale R C, Barber R T, Chai F *et al*, 2002. One-dimensional ecosystem model of the equatorial Pacific upwelling system. Part II: sensitivity analysis and comparison with JGOFS EQPac data. *Deep-Sea Res II*, 49(13—14): 2747—2768
- Ezer T, Arango H, Shchepetkin A F, 2002. Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects. *Ocean Model*, 4(3—4): 249—267
- Guo L, Chai F, Xiu P *et al*, 2014. Seasonal dynamics of physical and biological processes in the central California Current System: A modeling study. *Ocean Dynam*, 64(8): 1137—1152
- Hickey B M, 1979. The California current system—hypotheses and facts. *Prog Oceanogr*, 8(4): 191—279
- Huyer A, Sobey E J C, Smith R L, 1979. The spring transition in currents over the Oregon continental shelf. *J Geophys Res*, 84(C11): 6995—7011
- Huyer A, 1983. Coastal upwelling in the California current system. *Prog Oceanogr*, 12(3): 259—284
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R *et al*, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Am Meteorol Soc*, 77(3): 437—472
- Lachkar Z, Gruber N, 2011. What controls biological production in coastal upwelling systems? Insights from a comparative modeling study. *Biogeosciences*, 8(10): 2961—2976
- Lynn R J, Simpson J J, 1987. The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *J Geophys Res*, 92(C12): 12947—12966
- Pelland N A, Eriksen C C, Lee C M, 2013. Subthermocline eddies over the Washington continental slope as observed by Seagliders, 2003-09. *J Phys Oceanogr*, 43(10): 2025—2053
- Pierce S D, Smith R L, Kosro P M *et al*, 2000. Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude north Pacific. *Deep-sea Res II*, 47(5—6): 811—829
- Ramp S R, Paduan J D, Shulman I *et al*, 2005. Observations of upwelling and relaxation events in the northern Monterey Bay during August 2000. *J Geophys Res*, 110(C7): C07013, <http://dx.doi.org/10.1029/2004JC002538>
- Reid J L, Roden G I, Wyllie J G, 1958. Studies of the California Current system. *Calif Coop Ocean Fish Invest Rep*, 6: 27—56
- Rosenfeld L K, Schwing F B, Garfield N *et al*, 1994. Bifurcated flow from an upwelling center: a cold water source for Monterey Bay. *Cont Shelf Res*, 14(9): 931—964
- Shchepetkin A F, McWilliams J C, 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *J Geophys Res*, 108(C3): 3090
- Strub P T, Allen J S, Huyer A *et al*, 1987a. Seasonal cycles of currents, temperatures, winds, and sea level over the Northeast Pacific continental shelf: 35°N to 48°N. *J Geophys Res*, 92(C2): 1507—1526
- Strub P T, Allen J S, Huyer A *et al*, 1987b. Large-scale structure of the spring transition in the coastal ocean off western North America. *J Geophys Res*, 92(C2): 1527—1544
- Strub P T, James C, 2000. Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. *Deep-Sea Res II*, 47(5—6): 831—870
- Thomson R E, Krassovski M V, 2010. Poleward reach of the California Undercurrent extension. *J Geophys Res*, 115(C9): C09027, <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006280>
- Xiu P, Chai F, Xue H J *et al*, 2012. Modeling the mesoscale eddy field in the Gulf of Alaska. *Deep-Sea Res I*, 63: 102—117
- Zhang H M, Bates J J, Reynolds R W, 2006. Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed. *Geophys Res Lett*, 33(17): L17714, <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027086>

SEASONAL EVOLUTION OF CURRENTS IN THE CALIFORNIA CURRENT SYSTEM

GUO Lin^{1, 2}, LIU Na², WANG Guo-Jian³, XIU Peng²

(1. *Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 2. *State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China*; 3. *CSIRO Oceans and Atmosphere Flagship, Aspendale, Victoria 3195, Australia*)

Abstract A three-dimensional model (ROMS-CoSiNE) was used to study the seasonal evolution of currents in the California Current System (CCS), especially the alongshore currents in the central CCS, and further to investigate the underlying dynamics. It was found that the model could simulate well the seasonal evolution of currents in CCS, with results close to mooring data and previous studies. From surface to 200m, Southern California eddy became stronger, and California Undercurrent extended poleward while coastal upwelling jet retrieved. In the central CCS, coastal upwelling jet reached a mean maximum velocity of about 15cm/s at surface near coast in summer, California Undercurrent obtained a maximum velocity of about 4cm/s at 125 m in distance of 100 km off coast in winter, and California Current reached a maximum velocity of about 5cm/s with the core in the offshore (400—600km) surface waters in spring. Thus, CCS currents had significant seasonal cycle, which was mainly modulated by geostrophic balance.

Key words California Current System; coastal upwelling region; three-dimensional model; seasonal cycle; geostrophic currents