

LOS CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS COSTEROS Y LA PRESERVACIÓN DE LOS SITIOS ARQUEOLÓGICOS Y PALEONTOLÓGICOS EN BAJA CALIFORNIA

ANDREA GUÍA-RAMÍREZ, FERNANDO OVIEDO-GARCÍA, GREGORIO PACHECO, AND RYAN MORTIZ

El final del último Máximo Glacial y los cambios en la geomorfología costera

La transición Pleistoceno Tardío- Holoceno Temprano representó importantes cambios en la geomorfología costera como resultado del aumento en el nivel del mar. Tras la culminación del Último Máximo Glacial, hace 20,000 años, a nivel mundial, se originó una transgresión marina que generó inundaciones en las zonas costeras. Este evento afectó los procesos costeros y llevó a cambios importantes en la forma y localización del litoral marino.

La inundación de las costas y los cambios en la posición de la línea costera fue un proceso complejo y diferente en cada uno de los continentes, respondiendo a las características de la corteza terrestre, presencia de fallas, movimientos tectónicos, cambios en el volumen global del océano, la lejanía de los casquetes polares, entre otros (Reeder et al. 2011; Reeder-Myers et al. 2015; Shugar et al. 2014). Los modelos en la elevación del nivel del mar en Norteamérica indican que en la región sur de California el nivel fue de -120 m en el Máximo Glacial, -100 m cercano a los 18,000 años y a -75 m alrededor de los 16,500 años. Por un levantamiento glacio-isostático regresó a -100 m alrededor de los 13,000 años; después de esta fecha el aumento fue muy lento hasta el presente (Shugar et al. 2014). Otros autores indican que en el Último Máximo Glacial el nivel se encontró 140 m por debajo del nivel actual, 75 m hace 13,000 años, 60 m hace 11,000 años y 30 m hace 9,000 años, el que subió rápidamente hasta la actualidad (Porcasi et al. 1999; Reeder et al. 2011).

Modelos de reconstrucción de paleogeografía realizados en el conjunto norte de las Islas del Canal sugieren que el nivel del mar en el Máximo Glacial se encontraba 111 m por debajo del nivel actual en la plataforma oeste y 101 m en la este, momento en que el conjunto de islas formaba una gran isla denominada Santarosa. La tasa de cambio más alta en el nivel del mar se presentó de los 13,500 a los 8,000 años a.P.; por debajo de esta última fecha los cambios fueron en promedio de 20 m y de 2 m en los últimos 2,000 años (Reeder-Myers et al. 2015). Reconstrucciones de la línea costera en Isla Cedros sugieren que ésta se mantuvo unida al macizo continental hasta hace 10,000 años y se separó de éste unos 9,000 años atrás (Des Lauriers 2006; Reeder-Myers et al. 2015). Otros trabajos proponen cambios geomorfológicos costeros en la península bajacaliforniana durante el Pleistoceno Tardío (Gusick y Davis 2010).

EL CAMPO VOLCÁNICO SAN QUINTÍN

Esta área se ubica a unos 300 km de la línea fronteriza San Diego-Tijuana. Recibe su nombre por la presencia de al menos una docena de volcanes que son los responsables de su morfología. En su extremo sureste se limita por la Bahía San Quintín y al norte por el volcán Medialuna (Figura 1).

El litoral costero que bordea el Campo Volcánico San Quintín tiene evidencias claras de que se ha transformado a través del tiempo. Los datos estratigráficos y sedimentológicos, obtenidos del sitio denominado La Chorera, ubicado aproximadamente a 1 km al norte del poblado del mismo nombre, muestran la presencia de al menos tres paleosuelos y dos horizontes culturales (Figura 2). Análisis granulométricos exponen que a través de estos estratos dominan las arenas finas y medias con bajo porcentaje de limo, con excepción del paleosuelo más antiguo que corresponde a un depósito del Pleistoceno formado por 83% de arena fina y 17% de limo (Gabriel Rendón [CICSE], comunicación personal). Éste es el único depósito que muestra estas proporciones granulométricas, lo que puede sugerir una dinámica de depósito diferente al resto de la estratigrafía y podrían corresponder a un ambiente más

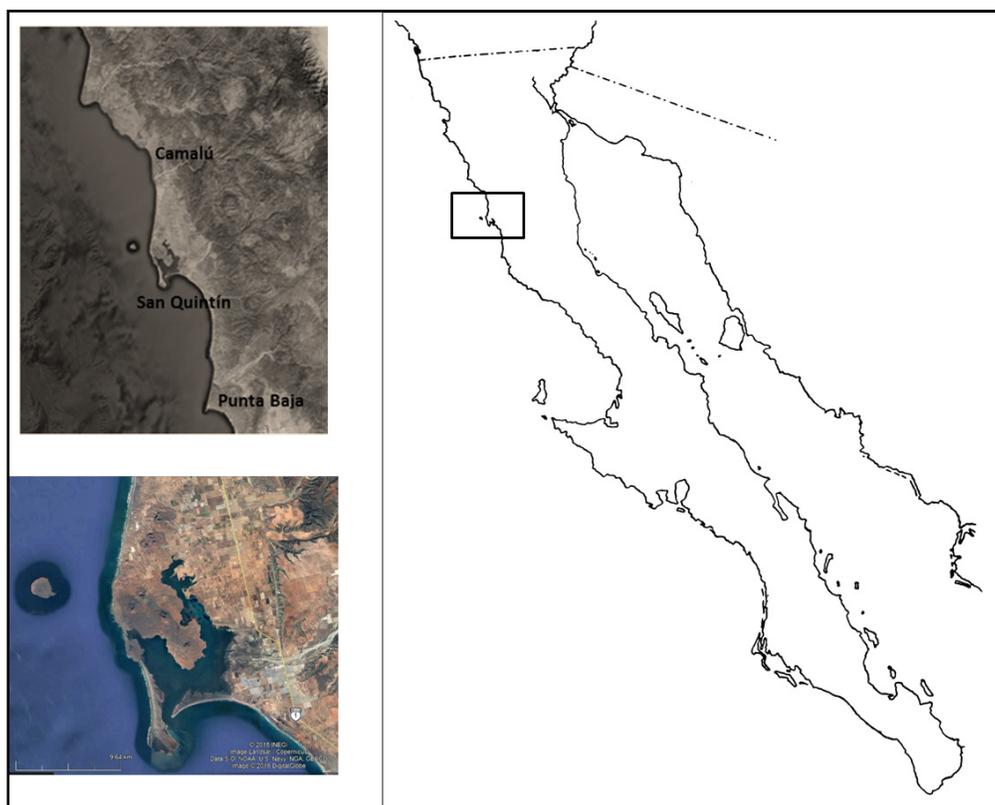


Figura 1. Ubicación del Campo Volcánico San Quintín.

húmedo que el observado en la actualidad. En este depósito se recuperó un esqueleto semicompleto de *Mammuthus columbi*, pero muestras enviadas al laboratorio para fechamiento no arrojaron resultados favorables. El estrato se ubica 7 m por debajo del suelo moderno. El segundo paleosuelo está representado por un estrato de caliche, carbonatos secundarios, con una gran cantidad de bioturbación, producto de las raíces de un posible matorral costero. Este depósito se ubica a 5.50 m por debajo del suelo actual. El carbonato secundario se trató fechar a través de los isotopos U/Th pero la relación no cumplió con los estándares de laboratorio ($U/Th \geq 2$). El tercer depósito está sobre una duna soplada por viento que sirve de base para un depósito de almeja pismo (*Tivela stultorum*) cuya datación arrojó fechas de entre 6000 y 7000 años a.P. (Moore 2001). Sin embargo será necesario datar los sedimentos de la duna que subyacen a la capa de almeja pismo; se debe mencionar que entre la capa de esta almeja no se registraron elementos culturales, ni otro tipo de restos faunísticos. Las características granulométricas indican un depósito de arenas medias moderadamente seleccionadas que representan el 96% del contenido granulométrico; el 4% restante está compuesto por limos. Esta capa está a 3 m por debajo del suelo actual.

El horizonte cultural más antiguo se ubicó a 2.3 m por debajo del nivel de la duna actual. De acuerdo a los resultados granulométricos está compuesto de un 96% de arena fina moderadamente seleccionada y un 4% de limo. En esta capa se registró gran cantidad de almeja pismo y *Protothaca* además de otros materiales culturales. El segundo horizonte cultural, y por lo tanto más reciente, corresponde a un depósito formado por abullón, mejillón y lapa ubicado a 1 m por debajo del suelo moderno. Este horizonte se colocó por correlación en la columna estratigráfica, pues en el sitio de excavación se había erosionado y sólo se había conservado una pequeña proporción a unos 25 m al sur de la excavación principal.

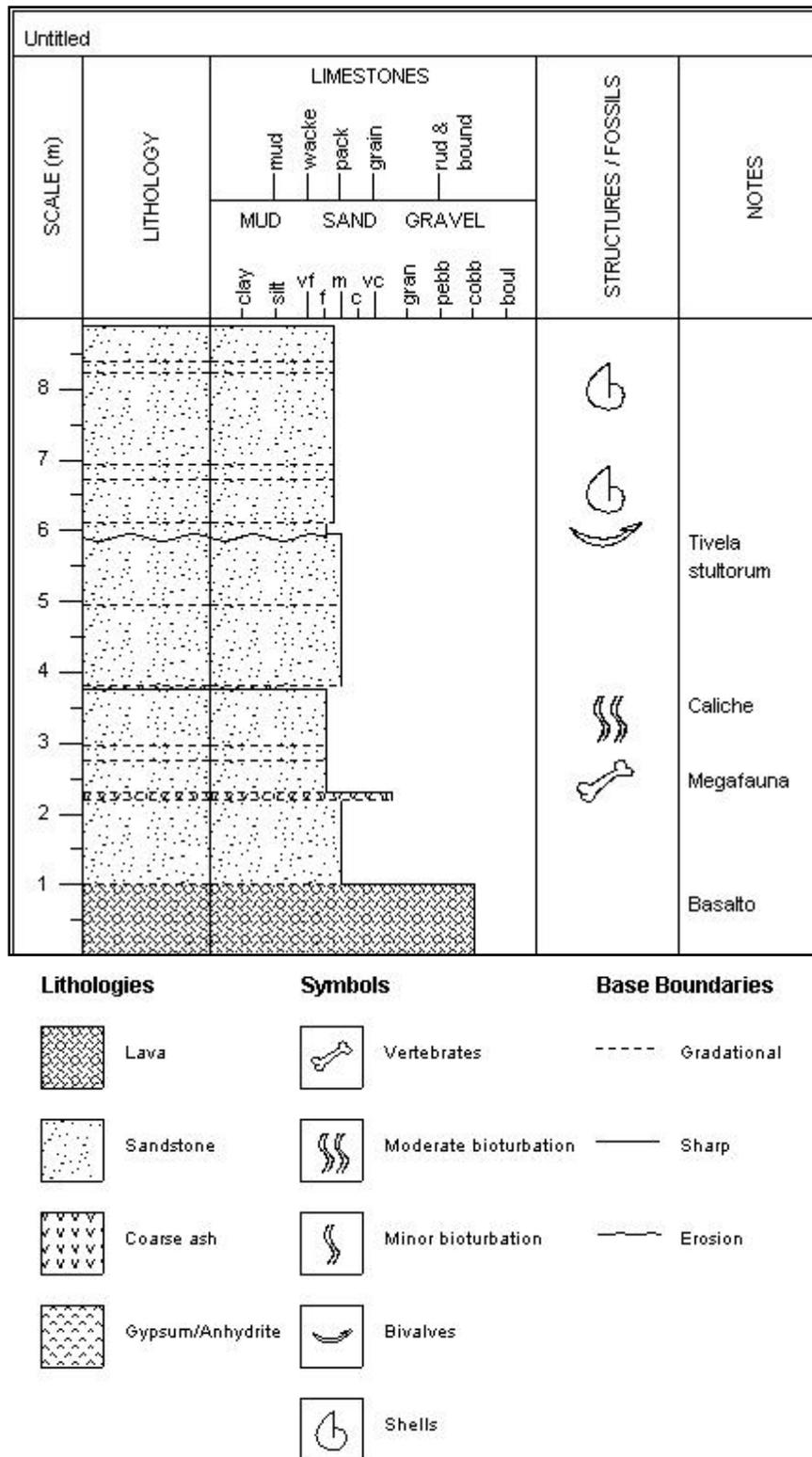


Figura 2. Estratigrafía en el Sitio La Chorera, Campo Volcánico San Quintín. La Columna Estratigráfica se Generó a Través del Programa Sedlog.

La posición de los paleosuelos y los horizontes culturales indican una forma de los márgenes costeros diferentes a los observados en la actualidad. La presencia de megafauna sugiere una posible planicie costera más extendida para el Pleistoceno Tardío. No ha sido posible fechar el depósito, pero por la presencia de megafauna es posible determinar que éste se depositó al menos hace 10,000 años, tiempo de extinción de la megafauna a nivel global (Bright et al. 2016; Koch y Barnosky 2006). Por la datación de la almeja pismo en el horizonte a 4 m por arriba del depósito de megafauna podemos hipotetizar que su presencia se extiende mucho más allá de los 10,000 años. A esto se debe sumar la asociación de material piroclástico que puede provenir de los volcanes más jóvenes de la región, Picacho Vizcaíno con su última erupción registrada hace 23,000 años o de la Isla San Martín de hace 32–46,000 años. De ahí que la presencia de una planicie costera podemos ubicarla al menos en los 23,000 años atrás, tiempo cercano al Máximo Glacial.

De acuerdo a la reconstrucción de las curvas batimétricas y tomando las curvas de nivel del mar utilizadas por Porcasi et al. 1999, se realizó una aproximación de las antiguas líneas costeras. Como resultado se obtuvo que hace 20,000 años una planicie costera extendida mantenía unidos a Isla San Martín y el Campo Volcánico San Quintín (Figura 3); conforme el mar fue aumentando su nivel, ésta planicie se hacía más estrecha, cambiando así la geomorfología costera y, hacia los 9,000 años quizás sucedió la separación de la Isla San Martín y el Campo Volcánico, congruente con los modelos de otras zonas costeras con islas asociadas. Es necesario tomar en cuenta otros factores en la reconstrucción de las paleocostas para entender con mayor exactitud el proceso evolutivo que generó los ecosistemas y geoformas actuales. Sin embargo, la ubicación de los sitios arqueológicos y paleontológicos y el análisis de los materiales faunísticos ofrecen un panorama de las posibles transformaciones de los litorales costeras.

De acuerdo a los trabajos de Moore (2001) las fechamientos más antiguos en la zona se obtuvieron en muestras de almeja pismo, aunque la zona hoy en día ofrece una heterogeneidad de ecosistemas que se van entremezclando. Hay localidades que en la actualidad son dominadas por un intermareal rocoso o una playa arenosa de mar abierto, cada uno con su estructura de especies características. Algunos asentamientos arqueológicos están cercanos a actuales playas rocosas; sin embargo, en algunos de ellos, en los cortes estratigráficos, principalmente en los ubicados en el litoral costero, se observa un cambio de organismos típicos de playas arenosas, como la almeja pismo, a organismos típicos de playa rocosa, como el mejillón y el abulón. Este cambio en la composición de las colecciones arqueofaunísticas siguieron un cambio en la forma de las costas, como ya se ha sugerido en trabajos anteriores (Moore 2001). Una serie de fechamientos resultado de un proyecto arqueológico reciente realizado en el sitio, tomando en cuenta los resultados mayores a 5,000 años, parece indicar que las almejas pismo, de la submareal de playa arenosa, representan las fechas más antiguas en los sitios estudiados y actualmente dominado por playas rocosas, en el intervalo de 8000 a 6000 a.P.; mientras que las especies características de playas rocosas muestran fechamientos más abundantes entre los 6000 a 5000 a.P. (Figura 4). Esto parece sugerir un cambio en los sistemas intermareales que parece corresponder al modelo de nivel del mar aquí propuesto y a los resultados obtenidos en otros sitios de Norteamérica. Por su parte, en los sitios que están sobre la línea de costa, en los estratos más profundos, la ictiofauna parece ser dominada por especies de fondos arenosos, como el lenguado. Y hacia los estratos más superficiales aumentan las especies de playas rocosas; sin embargo, aún está en proceso este análisis. Dos fechamientos realizados en abulón y lapa, característicos de playas rocosas, dieron como resultado 7140 y 8211.5 años a.P. calibrados, respectivamente. Esto podría deberse a la presencia de ecosistemas que emergían y desaparecían en un corto periodo de tiempo hasta llegar a la estabilización de los litorales marinos actuales.

Otro indicador de los cambios geomorfológicos en la zona es la ubicación de los sitios arqueológicos. La mayoría de los sitios ubicados sobre la actual línea de costa se encuentran erosionados; grandes cantidades de conchas y artefactos líticos pueden observarse en la playa siendo arrastrados por el oleaje. Así mismo, grandes bloques sedimentarios son desprendidos, arrastrados y sometidos a los procesos costeros. Estos bloques pueden verse a los largo de las playas rocosas.



Figura 3. Curvas Batimétricas Indicando el Posible Nivel de Mar desde el Máximo Glacial al Holoceno Medio, según lo Propuesto Porcasi et al. 1999.

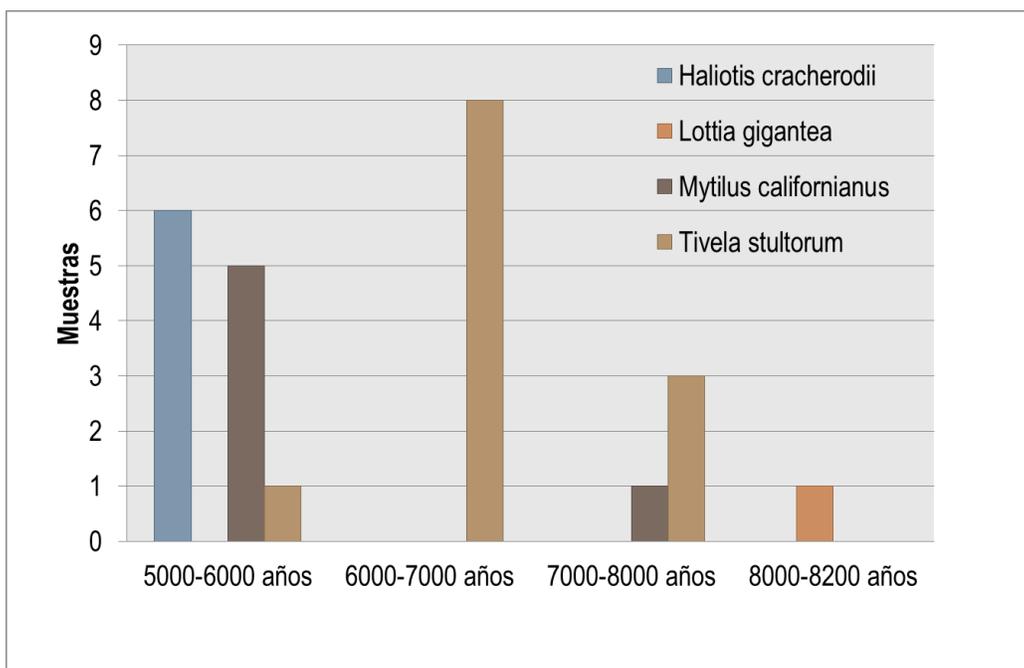


Figura 4. Resultados de Fechamientos Realizados en Diferentes Tipos de Moluscos.

El principal rasgo geomorfológico del campo volcánico corresponde a sus más de 12 volcanes que conforman el área. La transformación geomorfológica del Valle de San Quintín comenzó durante el Pleistoceno Tardío. Tiempo en que una gran bahía se extendió desde Punta Camalú hasta Punta Baja durante el último evento eustático, hace aproximadamente 125,000 años, con sus límites en los escarpes de Santa María. Con el inicio de la actividad volcánica que se intensificó durante el Pleistoceno Superior, una serie de islas volcánicas comenzaron a emerger. De acuerdo a dataciones realizadas a través de He (helio) en superficie e isótopos de Ar (argón), los volcanes más antiguos son el conjunto con orientación noroeste—sureste que corresponde al volcán Riverol- Kenton y Ceniza, y los más jóvenes corresponden a la alineación de Picacho Vizcaíno sudoeste y Monte Mazo. Las erupciones van de 166,000 años en el grupo más antiguo hasta 19,000 años en el conjunto más reciente (Böhnel et al. 2009; Lurh et al. 1995; Williams 1999). La presencia de flujos de lava con apariencia fresca llevo a diversos investigadores a considerar que la actividad volcánica se presentó durante el Holoceno Tardío quizás hace unos 3,000 años (Gorsline y Steward 1962) o incluso en tiempos históricos (Woodford 1928). Los volcanes sirvieron como trampas de arena, la cual posiblemente era transportada por corrientes litorales (Gorsline y Steward 1962; Lurh 1985), dando paso al paisaje actual.

Se conoce poco de cuál fue el proceso de transformación de la región, pero grandes arroyos debieron correr durante el Pleistoceno Tardío, transportando una importante cantidad de roca retrabajada que funcionó como pequeñas trampas de sedimento, dándole la conformación final a la zona. Entre estos arroyos, uno de los principales y que más sedimentos debió aporta a la región, bajo un régimen de precipitación pluvial mayor al actual, es el Arroyo Santo Domingo. Las dunas de El Socorro, ubicadas a 25 km al sur de la región, contienen sedimentos cuya caracterización mineralógica indica que son parte de los sedimentos vertidos por el Arroyo Santo Domingo, ubicado al norte de San Quintín (Moss et al. 2016; Rodríguez-Revelo et al. 2010). En los últimos años este arroyo ha restado en su aporte debido a la disminución en la cantidad de lluvias, lo que ocasiona que la tasa de erosión sea mayor que la tasa de deposición. Esto sumado al aumento en el nivel del mar como consecuencia del cambio climático cuyos pronósticos más reservados estiman un incremento en su nivel medio de 3–6 mm/año, lo cual nos conduce a generar estrategias para un manejo integrado de las zonas costeras para focalizar los sitios que podrían estar en peligro de desaparecer por un factor natural como es el aumento en el nivel del mar, además de aquellos factores externos de impacto. Entre estos factores se encuentran la extracción de materiales pétreos, extracción de arena en cualquiera de los puntos del cauce del Arroyo Santo Domingo y modificación del cordón de dunas, ya que éste debió instaurarse desde Holoceno como una estructura de protección costera.

Los escenarios deben construirse a partir de estos elementos como sistemas estabilizadores del paisaje, además de las otras fuentes que intervienen en el marco de transformación geomorfológica. Se debe evaluar la factibilidad de actividades como las antes mencionadas y generar las estrategias de gestión necesarias para evitar la transformación del paisaje, considerando la evolución del mismo y los impactos que podrían generarse a corto, mediano y largo plazo.

Es necesario generar modelos de las líneas costeras y sus respuestas ante el aumento en el nivel del mar para determinar las zonas de mayor impacto e identificar sitios arqueológicos y paleontológicos en peligro potencial. De acuerdo a los pronósticos en la Base de Datos Climáticos del Noroeste de México del CICESE, un aumento de 4 m en el nivel del mar inundaría gran parte de lo que hoy conocemos como el Campo Volcánico San Quintín y muchos de los sitios registrados en la zona podrían perderse irremediablemente.

REFERENCIAS CITADAS

- Böhnel, Harald N., Mark J. Dekkers, Luis A. Delgado-Argote y Martin N. Gratton
2009 Comparison between the Microwave and Multispecimen Parallel Difference pTRM Paleointensity Methods. *Geophysical Journal International* 177:383–394.
- Bright, Jordan, Caitlin A. Orem, Jim I. Mead, y Arturo Baez
2016 Late Pleistocene (OIS 3) Paleoenvironmental Reconstruction for the Térapa Vertebrate Site, Northcentral Sonora, Mexico, Based on Stable Isotopes and Autecology of Ostracodes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 33(2):239–253.
- Des Lauriers, Matthew R.
2006 Terminal Pleistocene and Early Holocene Occupations of Isla de Cedros, Baja California, Mexico. *Journal of Island and Coastal Archaeology* 1(2):255–270.
- Gusick, Amy E., y Loren G. Davis
2010 Exploring Baja California's Submerged Landscapes. *Journal of California and Great Basin Anthropology* 30(1):35–49.
- Koch, Paul L., y Anthony D. Barnosky
2006 Late Quaternary Extinctions: State of the Debate. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 37(1):215–250.
- Moore, Jerry D.
2001 Extensive Prehistoric Settlement Systems in Northern Baja California: Archaeological Data and Theoretical Implications from the San Quintín – El Rosario Region. *Pacific Coast Archaeological Society Quarterly* 37(4):30–52.
- Moss, Madonna L., Antonia T. Rodrigues, Camilla F. Speller, y Dongya Y. Yang
2016 The Historical Ecology of Pacific Herring: Tracing Alaska Native Use of a Forage Fish. *Journal of Archaeological Science: Reports* 8:504–512.
- Porcasi, Paul, Judith F. Porcasi, y Collin O'Neill
1999 Early Holocene Coastlines of the California Bight: The Channel Islands as First Visited by Humans. *Pacific Coast Archaeological Society Quarterly* 35(2&3):1–24.
- Reeder, Leslie A., Jon M. Erlandson, y Torben C. Rick
2011 Younger Dryas Environments and Human Adaptations on the West Coast of the United States and Baja California. *Quaternary International* 242(2):463–478.
- Reeder-Myers, Leslie, Jon M. Erlandson, Daniel R. Muhs, y Torben C. Rick
2015 Sea Level, Paleogeography, and Archeology on California's Northern Channel Islands. *Quaternary Research* 83(2):263–272.
- Shugar, Dan H., Ian J. Walker, Olav B. Lian, Jordan B. R. Eamer, Christina Neudorf, Duncan McLaren, y Daryl Fedje
2014 Post-glacial Sea-level Change along the Pacific Coast of North America. *Quaternary Science Reviews* 97:170–192.