

Formación y desecación del *sinus ilicitanus* (Sur de Alicante) en los últimos 15.000 años

Development and desiccation of the sinus ilicitanus (South Alicante) in the last 15,000 years

José Enrique Tent-Manclús y Jesús M. Soria

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Ap. 99, E-03080 Alicante, España. je.tent@ua.es, jesus.soria@ua.es

ABSTRACT

This paper describes the change of the coastline in the southern part of the province of Alicante for the last 15,000 years. It is obtained by integrating data from different sources and especially high-resolution seismic profiles of the nearby marine continental shelf. Ten periods have been distinguished ranging from the marine transgression after the last glaciation, following the development of the *sinus ilicitanus* between 4,000 and 3,000 BC, and finally it begins a slow drying process until today, when it is reduced to the lagoons of the Fondo and Salinas of Santa Pola.

Key-words: Bajo Segura, Alicante coast, sea-level changes, coastal maps, Holocene.

RESUMEN

En este trabajo se describe el cambio de la línea de costa en la parte sur de la provincia de Alicante para los últimos 15.000 años. Se ha obtenido integrando datos de diferentes fuentes y especialmente de perfiles sísmicos de alta resolución marinos de la plataforma continental anexa. Se han distinguido 10 periodos. Comienza con la transgresión marina tras la última glaciación, le sigue la formación del *sinus ilicitanus* entre los años 4.000 y 3.000 AC, y finaliza con un lento proceso de desecación hasta la actualidad, reducido a las lagunas del Fondo y Salinas de Santa Pola.

Palabras clave: Bajo Segura, costa de Alicante, cambio del nivel del mar, mapas costeros, Holoceno.

Geogaceta, 55 (2014), 35-38.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15 de julio de 2013
Fecha de revisión: 22 de octubre de 2013
Fecha de aceptación: 29 de noviembre de 2013

Introducción

El *sinus ilicitanus* era un golfo que existía al sur de Elche en la época romana y que se abría al mar por donde hoy se encuentran las ciudades de Santa Pola y Guardamar de Segura (Figs. 1 y 2). En mitad de dicha apertura se localizaba la isla del Molar. En diferentes estudios previos se han realizado reconstrucciones del *sinus ilicitanus* en época ibero-romana, como por ejemplo, Badie *et al.* (2000), Blázquez Morilla (2005), Seva Román y Vidal Bernabeu (2004), Gagnaison *et al.* (2006) y (2007). La mayoría de dichas reconstrucciones se basan en la descripción de Avieno en su *Ora Marítima* (Rabanal Alonso, 1985) donde destaca la presencia de tres islas. La mayoría de dichas reconstrucciones se fundamentan tanto en datos histórico-arqueológicos, como en geomorfológicos de la zona actualmente emergida. La reconstrucción de Blázquez Morilla (2005) integra también datos de sondeos propios.

En este trabajo se muestra una recons-

trucción del golfo realizada integrando los datos de tierra más los obtenidos en sucesivas campañas geofísicas en la parte marina adyacente.

Se han integrado los datos histórico-arqueológicos, geomorfológicos, subsuelo y de estratigrafía sísmica de la comarca del Bajo Segura (Sur de Alicante, Figs. 1 y 2) para obtener una serie de mapas de cómo pudo cambiar la línea de costa a intervalos de 100 años, desde la actualidad, hacia atrás en el tiempo, hasta hace 15.000 años (15.000 *Before Present*, BP).

La modelización abarca los últimos 15.000 años desde que el nivel del mar se encontraba a 70 metros por debajo del nivel actual y ascendía (Stanford *et al.*, 2011). En este trabajo se muestran 8 mapas de un total de 164 que se han confeccionado. Se debe remarcar que los mapas son producto de la síntesis de información disponible, pero con una importante dosis de interpretación que se explicará en este trabajo.

En primer lugar se ha utilizado información relativa a la posición de antiguos

puertos marítimos obtenida de los yacimientos arqueológicos, (Badie *et al.*, 2000; Seva Román y Vidal Bernabeu, 2004; Gagnaison *et al.*, 2006 y 2007). Además, a partir del estudio de subsidencia en sondeos existe un control local de que el nivel del mar se estabilizó en la zona hace 6.000 años (Soria *et al.*, 2001).

En segundo lugar se ha utilizado como referencia la curva de subida del nivel del mar tras el último máximo glacial ajustada con cambios en las tasas de ascenso y descenso (Stanford *et al.*, 2011).

También se debe considerar la subsidencia local. Este parámetro no se puede conocer con exactitud, pero se ha intentado estimar para la confección de los mapas que van desde el 4.000 hasta el 3.000 antes de Cristo (AC), donde el nivel del mar era más o menos el mismo, pero el *sinus ilicitanus* aumentaba su extensión debido a este efecto.

El contexto tectónico local de la plataforma continental contigua a la provincia de Alicante presenta dos comportamientos



Fig. 1.- Situación de la imagen satélite de la figura 2 respecto a las provincias de Alicante y Murcia.

Fig. 1.- Location of the figure 2 satellite imagen relative to the Alicante and Murcia provinces.

diferentes. En la zona septentrional, que va desde el Cabo de Nao (Jávea) hasta el Cabo de las Huertas (ciudad de Alicante), se caracteriza por el poco espesor de los sedimentos holocenos. Esta configuración indica una zona subsidente (Vara *et al.*, 2011). La zona meridional, correspondiente a las bahías de Alicante y Santa Pola y a la prolongación del Mar Menor, presenta superficies erosivas, lo que podría indicar que se está produciendo un levantamiento en esta zona meridional (Vara *et al.*, 2011).

La única estimación sobre las tasas de subsidencia y levantamiento en dichos sectores de la plataforma continental alicantina es que la diferencia entre ambas tasas para los últimos 8.000 años es de 3 m, lo que equivale a 3,7 cm cada 100 años (Tent-Manclús *et al.*, 2009).

Por último, los aportes de los ríos y las corrientes costeras van a modificar la línea de costa. La actuación de las corrientes de deriva litoral en las zonas costeras producen el retroceso de la costa mientras que en periodos pasados los ríos, al no estar influidos por el hombre, eran importantes agentes modeladores de la línea de costa.

Tras tener en cuenta los factores anteriormente mencionados, se realizó una primera estimación de la curva de variación local del nivel del mar. Ésta se ajustó conforme se generaban los diferentes mapas, principalmente para los intervalos de estabilización y bajada del nivel del mar, eventos Older Dryas (13.500 a 14.300 BP),

Younger Dryas (11.700 a 12.700 BP) y 8,2 miles de años (8.200 a 8.400 BP).

Confección de los mapas

El proceso de creación de los mapas se ha realizado hacia atrás en el tiempo. La separación temporal de los mapas ha sido de 100 años excepto, en el periodo de 2.000 hasta 1.900 *Anno Domini* (AD) donde la separación es cada 25 años, y de este último hasta 1.000 AD donde la separación es cada 50 años. Se han elaborado 164 mapas en total. En los periodos fríos, donde el nivel del mar se estabiliza, o incluso llega a bajar, se ha realizado primero un boceto de la posición del nivel del mar antes del inicio del periodo frío (anterior en el tiempo), utilizándolo como referencia para la confección de los mapas de tiempos posteriores. Luego se han ajustado los diferentes mapas intermedios y el previo del periodo frío para que la evolución sea coherente.

Se ha utilizado un programa de CAD (AutoCAD®) donde se han insertado datos georreferenciados de tipo batimétricos como puntos de apoyo. Para el fondo de los mapas se ha utilizado la imagen satélite de la figura 2 obtenida a partir de la colección mundial de imágenes satélite en falso color procesadas de la NASA (<http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>). Concretamente dicha imagen se obtuvo a lo largo de la década de los 90 del siglo XX. Sólo se han distinguido la zona emergida y la submarina. En

la figura 3 se muestran una serie de mapas representativos de la modelización.

Etapas de evolución de la costa

La modelización comienza hace 15.000 años (BP) cuando el nivel del mar se encontraba a 70 m por debajo del nivel actual y ascendía (Stanford *et al.*, 2011). La tasa de subida iba en aumento, debido a un periodo cálido conocido como el calentamiento Bølling (14.800 a 14.600 BP), donde probablemente las tasas de ascenso serían de más de 1 m cada 100 años (*op. cit.*). La traslación de la línea de costa hacia el continente no es muy acusada porque la topografía de la plataforma continental de la zona muestra en estas profundidades un aumento de pendiente. Este primer periodo va desde el inicio de la modelización (15.000 BP) hasta el año 14.600 BP.

A continuación, viene un periodo de subida lenta del nivel del mar, entre 14.600 BP y 13.500 BP, debido a una época fría conocida como Older Dryas (14.300 BP a 13.500 BP).

Le sigue un periodo de estabilidad y bajada del nivel del mar (13.500 BP a 12.700 BP). La estabilidad dura hasta 13.100 BP con el nivel del mar a -60 m a lo que sigue una bajada lenta hasta -61 m en el año 12.700 BP. Este periodo corresponde a una época de transición entre dos periodos fríos, el Older Dryas y el Younger Dryas. En las desembocaduras de los ríos se generan pequeños deltas. Las corrientes litorales trasladan los sedimentos de Norte a Sur haciendo progradar más las zonas costeras al sur de las desembocaduras que las del norte.

El siguiente periodo de 11.700 BP a 11.300 BP es en el que se produce una subida más rápida del nivel del mar en el modelo. En las zonas arenosas la línea de costa sufriría un fuerte retroceso mientras que al sur de Tabarca la fuerte pendiente produce pocos cambios en la horizontal.

Un largo periodo de subida rápida, de aproximadamente 1 m cada 100 años, sucede al anterior desde hace 11.300 BP hasta 8.500 BP. El nivel del mar comenzaría a -60,5 m y terminaría a -21 m.

Entre los años 8.500 BP a 8.200 BP (equivale a 6500 AC a 6200 AC) tiene lugar un periodo frío que produce una detención en la subida del nivel del mar que se mantendrá estable unos 200 años. Durante este periodo los pequeños estuarios dibujados

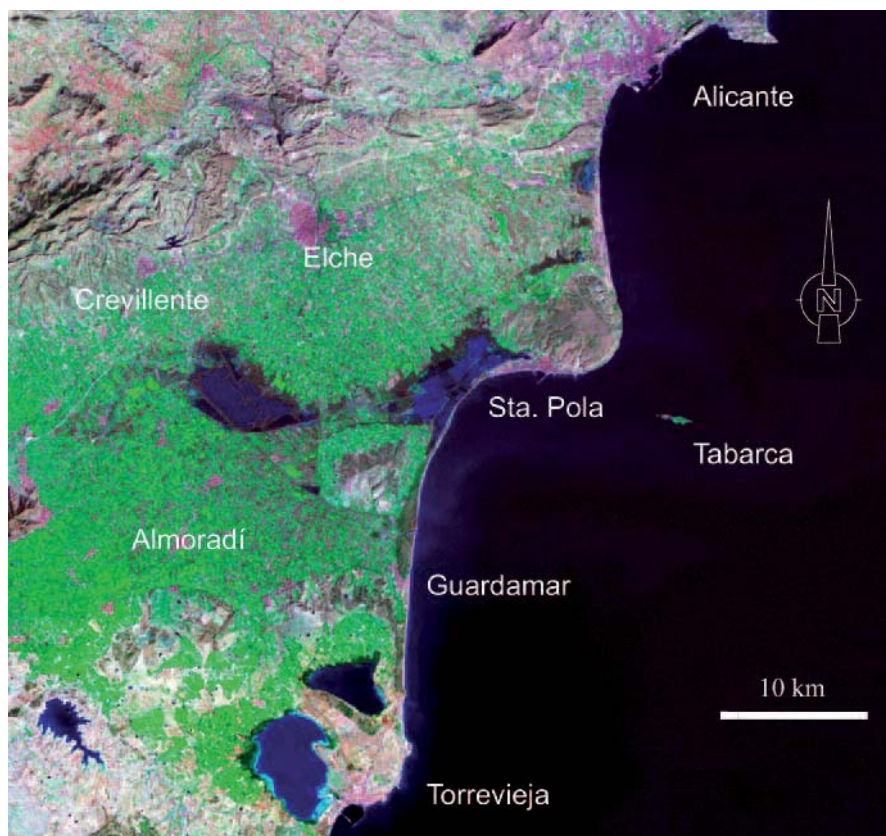


Fig. 2.-Imagen de satélite de la NASA tomada en la década de los 90 del siglo XX de la comarca del Bajo Segura y utilizada como base para la confección de los mapas de cambios de la posición de la línea de costa.

Fig. 2.- NASA Satellite image captured in the 90's of the XX century of the Bajo Segura and used as base map to build the coast line change maps.

de la desembocadura de los ríos Vinalopó y Segura se colmatan.

Seguidamente, de 6.200 AC con el nivel del mar a -20 m hasta el año 4.000 AC el nivel del mar sube hasta la misma posición que la actualidad. Sin embargo, la subsidencia ocurrida hasta la actualidad, hace que se localice aproximadamente a 3,8 m por debajo del nivel actual. La Isla de Tabarca se forma alrededor del año 4.600 AC por la inundación de la zona intermedia (Freu de Tabarca) entre esta y la Sierra de Santa Pola. Posteriormente, hacia el año 4.200 AC empieza a inundarse la llanura del Bajo Segura dando lugar al *sinus ilicitanus*.

De 4.000 AC a 3.000 AC la subsidencia en el *sinus ilicitanus* da lugar a que aumente la extensión de la laguna llegando a su máximo en el año 3.000 AC. La laguna llegaría hasta donde actualmente está ubicada la ciudad de Orihuela.

En el último periodo, de 3.000 AC a la actualidad se deseca la laguna. Se forman dos deltas dentro del *sinus ilicitanus*, al suroeste el río Segura va avanzando de Oeste a Este al sur de la Sierra de Callosa, mientras que, al norte, el río Vinalopó y los aba-

nicos aluviales del borde de Crevillente la colmatan de Norte a Sur. A principios de nuestra era (año 1 AD) la laguna tiene muy poca profundidad y el río Segura aporta gran cantidad de sedimentos produciéndose el fenómeno de que el río empieza a atravesar la laguna protegido por diques naturales y prolonga su cauce por mitad de la laguna. En pocos cientos de años su desembocadura pasa de estar situada en el centro de la laguna (año 1 AD) a estar en Guardamar (años 500 AD). La intervención del hombre produce un incremento en la reducción de la laguna (desecación del Cardenal Belluga, hacia principios de 1700 AD). En los últimos 100 años se observa el retroceso de las costas debido a la falta de aportes sedimentarios de los ríos.

Conclusiones

En la evolución de la línea de costa del Bajo Segura en los últimos 15.000 años se distinguen 10 periodos: 1) 15.000 BP-14.600 BP: de subida rápida; 2) 14.600 BP a 13.500 BP: el Older Dryas, subida lenta; 3) 13.500 BP a 12.700 BP: estabilidad y ba-

jada; 4) 12.700 BP a 11.700 BP: el Younger Dryas, descenso del nivel del mar; 5) 11.700 BP a 11.300 BP: subida muy rápida; 6) 11.300 BP a 8.500 BP: subida rápida; 7) 8.500 BP = 6.500 AC a 8.200 BP = 6.200 AC: evento de hace 8.200 años, estabilización; 8) 6.200 AC a 4.000 AC: subida, formándose la Isla de Tabarca; 9) 4.000 AC a 3.000 AC: subida lenta debida a la subsidencia, se forma el *sinus ilicitanus*; y 10) 3.000 AC a la actualidad (2.000 AD): se deseca el *sinus ilicitanus*. Este trabajo puede ser un punto de partida para mejorar el conocimiento del paisaje histórico de la región.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2009-07830/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación y el grupo GV04B-629 de la Generalitat Valenciana. Agradecemos al Editor junto con la Dra. Ana Blázquez y un revisor anónimo sus comentarios y sugerencias para la mejora del manuscrito.

Referencias

- Badie, A., Gailledrat, E., Moret, P., Rouillard, P., Sánchez, M.J. y Sillières, P. (2000). *Le site antique de La Picola à Santa Pola (Alicante, Espagne)*. Paris-Madrid, Casa de Velázquez, 379 p.
- Blázquez Morilla, A.M. (2005). *L'Albufera d'Elx: Evolución cuaternaria y reconstrucción paleoambiental a partir del estudio de los foraminíferos fósiles*. Memorias del MUPE, 1, 334 p.
- Gagnaison, C., Montenat, C., Moratalla, J., Rouillard, P. y Truszkowski, E. (2006). *Mélanges de la Casa de Velázquez* 36-1, 153-172.
- Gagnaison, C., Montenat, C., Barrier, P. y Rouillard, P. (2007). *ArchéoSciences* 31, 59-78.
- Rabanal Alonso, M.A. (1985). *Lucentum, Anejo*, 106 p.
- Seva Román, R. y Vidal Bernabeu, G. (2004). *Geo-Temas* 7, 307-312.
- Soria, J.M., Alfaro, P., Fernández, J. y Viseras, C. (2001). *Sedimentary Geology* 140, 271-289.
- Stanford, J.D., Hemingway, R., Rohling, E.J., Challenor, P.G., Medina-Elizalde, M. y Lester, A.J. (2011). *Global and Planetary Change* 79, 193-203.
- Tent-Manclús, J.E., Estévez, A., Soria, J.M., Benabdoued, N.Y.B., Corbí, H., Rey, J., Pina, J.A. y Yébenes, A. (2009). *Geogaceta* 47, 97-100.
- Vara, A. de la, Tent-Manclús, J.E., Estévez, A., Soria, J.M. y Rey, J. (2011). *Geogaceta* 50(2), 137-140.

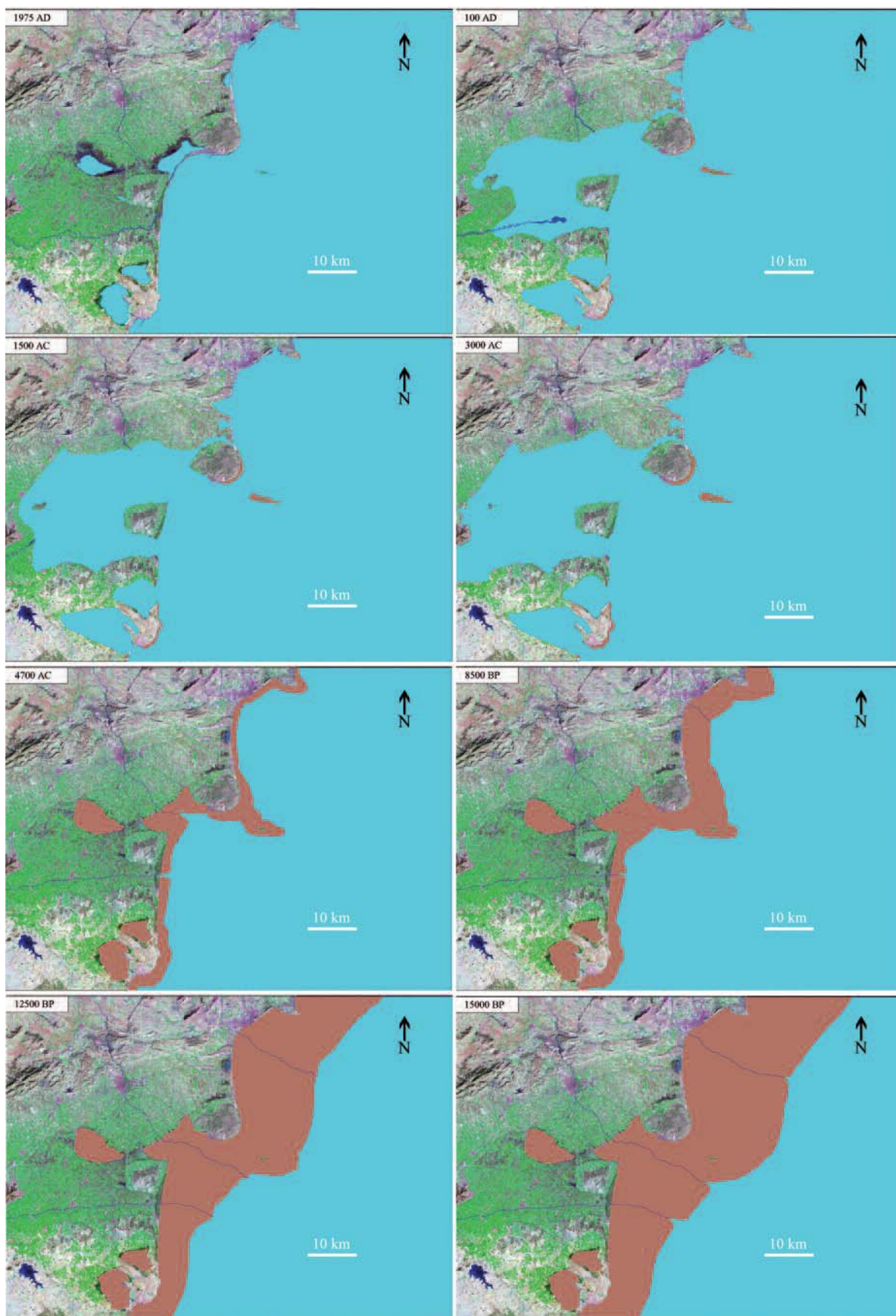


Fig. 3.- Reconstrucciones de la zona del sinus ilicitanus en diferentes años. 1.975 AD (Anno Domini); 100 AD; 1.500AC (Antes de Cristo); 3.000AC; 4.700 AC; 8.500 BP (Before Present) equivalente a 6.500 AC; 12.500 BP; y 15.000 BP.

Fig. 3.- Reconstructions of the sinus ilicitanus area in different years. 1,975 AD (Anno Domini); 100 AD; 1,500 BC (Before Crist); 3,000 AC; 4,700 AC; 8,500 BP (Before Present) equivalent to 6,500 AC; 12,500BP; and 15,000 BP.