

GEOCRONOLOGIA Y MORFOESTRATIGRAFIA DE TERRAZAS MARINAS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR: EL CASO DE SAN JUAN-MARCONA, PERU

Luc ORTLIEB¹ & José MACHARE²

1. Mission ORSTOM au Pérou, Apartado 18-1209, Lima 18.

2. Instituto Geofísico del Perú, Apartado 3747, Lima 100

El área de San Juan-Marcona (Dpto. de Ica) es probablemente la región de todo el subcontinente sudamericano que ha sido levantada con la más alta velocidad, desde el Plioceno y de manera aparentemente continua. Pero si esta área es famosa por la espectacular serie de terrazas de abrasión marina escalonadas hasta una altura de casi +800 m, todavía falta establecer la tasa del levantamiento responsable de tal registro de líneas de costa del Cuaternario. Se discuten, pues, las distintas interpretaciones propuestas recientemente, y se argumenta que, al menos para los últimos 125,000 años, la velocidad máxima de levantamiento ha sido de 700 mm/10³ años. Esta hipótesis, fundada en evidencias geomorfológicas y compatible con el conjunto de los datos cronológicos disponibles, lleva a reconsiderar la calibración elaborada recientemente para la aminoestratigrafía regional.

Abstract

The San Juan-Marcona area (Departamento de Ica, Peru) is probably the region of the whole South-American subcontinent which experienced the most rapid, and apparently continuous, uplift motion since the Pliocene. Although the region is famous for its spectacular sequence of staircased marine platforms which climbs up to an elevation of almost +800 m, there are still uncertainties regarding the uplift rate which produced such a record of Quaternary shorelines. We discuss the distinct interpretations that have been recently developed, and purport that at least during the last 125,000 years, the maximum uplift rate has been about 700 mm/ky. This hypothesis, founded on geomorphological data, and compatible with most of the available chronological data, implies a re-evaluation of the calibration recently proposed for the regional aminostratigraphy.

INTRODUCCION

Terrazas marinas, variaciones del nivel marino y neotectónica

El estudio de las antiguas líneas de costa y terrazas marinas labradas durante episodios interglaciales del Cuaternario permite poner en evidencia y cuantificar las deformaciones verticales sufridas por las regiones costeras en el último millón de años. Para tal efecto se identifican las huellas emergidas del paleo-geóide en determinados instantes del pasado y se comparan las posiciones altimétricas actuales. La reconstrucción de las deformaciones verticales que afectan el borde de los continentes utiliza el hecho que el nivel marino materializa el geóide y que los restos de líneas de costa representan antiguos planos horizontales. Pero como las terrazas marinas de diferentes edades son generalmente muy parecidas entre sí, y que las posibilidades actuales de fechar

los restos litorales del Pleistoceno quedan prácticamente restringidas a los últimos dos o tres ciclos climáticos, este tipo de estudios neotectónicos presenta diversas dificultades de aplicación. El problema fundamental es la correlación en el tiempo de las huellas de líneas de costa, sea dentro de una misma región (deformaciones relativas locales) o con respecto a las fases conocidas de alto nivel marino (evaluación de las tasas de levantamiento "absoluto").

Cronología de las fluctuaciones del mar

Recordemos que, de manera general, las terrazas marinas emergidas han sido formadas durante episodios de alto nivel marino coetáneos de los máximos interglaciales. La sucesión de fases de altos y bajos niveles del mar, correlacionados con interglaciales y glaciales, ha sido establecida de manera indirecta a partir del estudio de núcleos oceánicos

21 OCT. 1991

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 34.821 ex 1

Cote : B

M

PBG

profundos (Emiliani, 1955, 1966; Broecker & van Donk, 1970; Chappell, 1974; Imbrie & Imbrie, 1978; Imbrie et al., 1984). A raíz de esta estrecha correspondencia, los episodios de alto nivel marino del Pleistoceno se identifican por los números impares de los estadios isotópicos (= E.I.) (1,5,7,9, etc.) tales como fueron definidos en la cronoestratigrafía paleoclimática elaborada en el curso de los últimos 20 años (Shackleton & Opdyke, 1973, 1976; Emiliani & Shackleton, 1974; Chappell & Shackleton, 1986; Shackleton, 1987) (Fig. 1).

Para el último ciclo climático, el marco cronológico de las variaciones del nivel marino está bien definido y descansa sobre dataciones radiométricas (radiocarbono y uranio-torio) de conchas litorales y arrecifes coralinos de diversas regiones del orbe (Mesolella et al., 1969; Bloom et al., 1974; Chappell, 1974, 1983; Edwards et al., 1987a, 1987b). Así, se ha establecido que el máximo del último ciclo interglacial ocurrió hace 125,000 años (125 "kiloanno" antes del presente, =125 ka) durante el subestadio 5e de la cronología isotópica (Fig. 1). En otras dos oportunidades, a los 105 ka y 80 ka (respectivamente, subestadios 5c y 5a), se produjeron fluctuaciones positivas del nivel del mar, durante las cuales este nivel se acercó a su posición actual. El siguiente episodio de alto nivel marino ha estado ocurriendo en el interglacial holoceno (E.I. 1) que empezó hace 10,000 años.

Durante el Pleistoceno medio (150-700 ka) e

inferior (700-1800 ka), las fluctuaciones del nivel del mar son conocidas con menos detalle. La cronología de las fases de alto nivel marino no ha podido ser establecida con una gran precisión porque no se dispone todavía de métodos de fechamiento directo de los episodios interglaciales, ni en los fondos oceánicos ni en los depósitos litorales emergidos. El método uranio-torio, en particular, carece de la precisión deseable para las fases de alto nivel marino de los E.I. 7 (≈ 200 ka) y 9 (≈ 320 ka), mientras que los otros métodos no proveen más que datos de geocronología relativa. En consecuencia, la edad de los episodios de alto nivel marino se deduce esencialmente de la cronología isotópica elaborada a partir de correlaciones laterales entre núcleos profundos de los distintos océanos y de otros métodos indirectos (paleomagnetismo y dataciones K/Ar) (Pisias et al., 1984; Imbrie et al., 1984; Martinson et al., 1987; Williams et al., 1988).

En la mayor parte del Pleistoceno inferior, antes de 1 Ma, las fluctuaciones del nivel del mar no han sido marcadas por una ciclicidad de 100,000 años sino por una de 41,000 años (Shackleton & Opdyke, 1976; Williams et al., 1981, 1988; Prell, 1982; Joyce et al., 1990). Todavía han sido escasos los estudios relativos a la reconstrucción del nivel del mar del Pleistoceno inferior. La región de San Juan-Marcona, con su registro excepcional de terrazas antiguas bien podría proveer datos interesante en esta perspectiva.

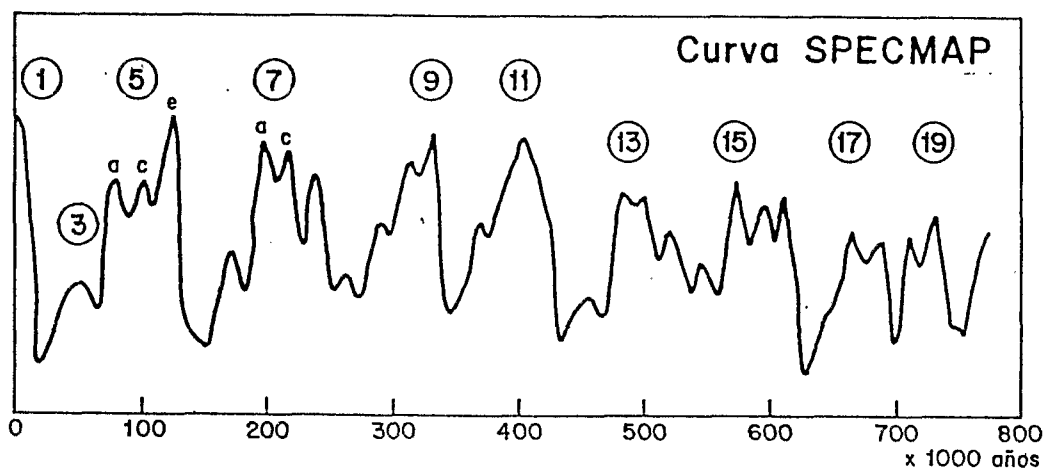


Figura 1.- Curva sintética de las variaciones en la composición isotópica del Oxígeno de biocarbonatos marinos desde el principio del Pleistoceno medio, conocida como curva SPECMAP (Imbrie et al., 1984). Este tipo de curva figura a grandes rasgos las fluctuaciones globales del nivel marino. Los números indican los estadios (y subestadios) isotópicos que corresponden a episodios interglaciales de alto nivel del mar y que forman la base de la cronoestratigrafía del Cuaternario (Shackleton & Opdyke, 1973).

Posición original del geóide

Además de las dificultades de orden cronológico, los estudios de terrazas marinas realizados con fines neotectónicos se enfrentan con el problema de la reconstrucción de la posición original del paleogeóide en momentos determinados del pasado. Este aspecto, también es prácticamente dominado en el caso de las fluctuaciones del mar en el Pleistoceno superior y queda más problemático para el Pleistoceno medio e inferior.

Existe un consenso para considerar que hace 125,000 años, el geóide se hallaba unos 6 metros arriba de su posición actual, y en los subestadios posteriores 5c y 5a el geóide llegó a unos pocos metros debajo de su posición actual (Bloom et al., 1974; Stearns, 1976; Chappell & Shackleton, 1986; Ortlieb, 1987). Entre 80 y 10 ka, o sea durante el último periodo glacial, el nivel marino ha fluctuado pero ha permanecido varias decenas de metros debajo del cero actual. Su posición más baja, cerca de -120 m, ocurrió durante el máximo glacial de hace 21,000 años (Bard et al., 1990). La posición alta que le conocemos actualmente fue alcanzada en el transcurso del Holoceno, entre 7,000 BP y el presente. La fecha a la cual llegó el nivel del mar a su posición actual, así como las fluctuaciones que pueden haberse registrado en los últimos milenios, varían en función del comportamiento tectónico e isostático de las márgenes continentales, la latitud, la proximidad de las zonas anteriormente deprimidas por los casquetes de hielo, etc. (Walcott, 1970; Cathles, 1975; Clark et al., 1978).

Para el Pleistoceno medio e inferior, se ha considerado, en primera aproximación, que el paleogeóide ha estado en una posición similar a la actual en la mayoría de los máximos interglaciales. En base a datos isotópicos de algunos núcleos oceánicos profundos, se infiere que esta aproximación está confirmada por lo menos para los E.I. 5, 9 y 11, y tal vez 23, y que durante los otros estadios isotópicos del Pleistoceno medio (E.I. 7, 13, 15, 17, 19) el nivel oceánico no ha llegado a la altura del cero actual (Shackleton, 1987). Algunos estudios detallados de secuencias de terrazas marinas también llevan a la conclusión que los máximos marinos de los E.I. 5, 9 y 11 han sido comparables, mientras que durante el E.I. 7 el nivel del mar se ha de haber quedado ligeramente debajo de su posición actual (Ortlieb, 1987).

La identificación de la línea de costa del último máximo interglacial

En los estudios de terrazas marinas con perspectiva neotectónica, es muy importante la identificación de la huella dejada por el mar durante el máximo marino del último período interglacial (subestadio isotópico 5e). Este corto evento en la historia de las fluctuaciones del nivel marino es un dato fundamental puesto que su edad está bien establecida (=125 ka) y teóricamente al alcance de los principales métodos cronológicos, y porque se ha determinado con una cierta precisión la posición "eustática" del nivel del mar (6 metros encima del cero actual). Para todos los demás episodios de alto nivel marino, sean máximos interglaciales o fluctuaciones secundarias coetáneas con interestadios (subestadios isotópicos), hay más incertidumbre en cuanto a edad de los eventos y posición del nivel "eustático" del mar.

El establecer en una región dada, cuál de las plataformas ha sido labrada en la fase de alto nivel marino de hace 125,000 años, hace posible la interpretación de la cronoestratigrafía de las demás terrazas y provee un dato indispensable en el cálculo de las tasas de levantamiento. Esta determinación es particularmente necesaria en regiones rápidamente levantadas, como la de San Juan-Marcona, donde existen varias plataformas escalonadas susceptibles de haber registrado las fluctuaciones del nivel marino en el Pleistoceno superior.

El registro de terrazas marinas de San Juan-Marcona

Trabajos anteriores

Desde hace varios decenios, se conoce la existencia de terrazas marinas en la región de San Juan-Marcona (Steinmann, 1930, por ejemplo) pero fue Broggi (1946) quien por vez primera describió diez terrazas escalonadas hasta una altura de 250 m en el flanco sur-occidental de Cerro el Huevo (Fig. 2), haciendo hincapié en la importancia geodinámica de esta secuencia. Después, en un estudio inédito realizado para la Compañía minera Marcona, Legault (1960) estableció que esta secuencia contaba con 27 plataformas de abrasión marina, y que esta serie se extendía hasta los 780 m de altura.

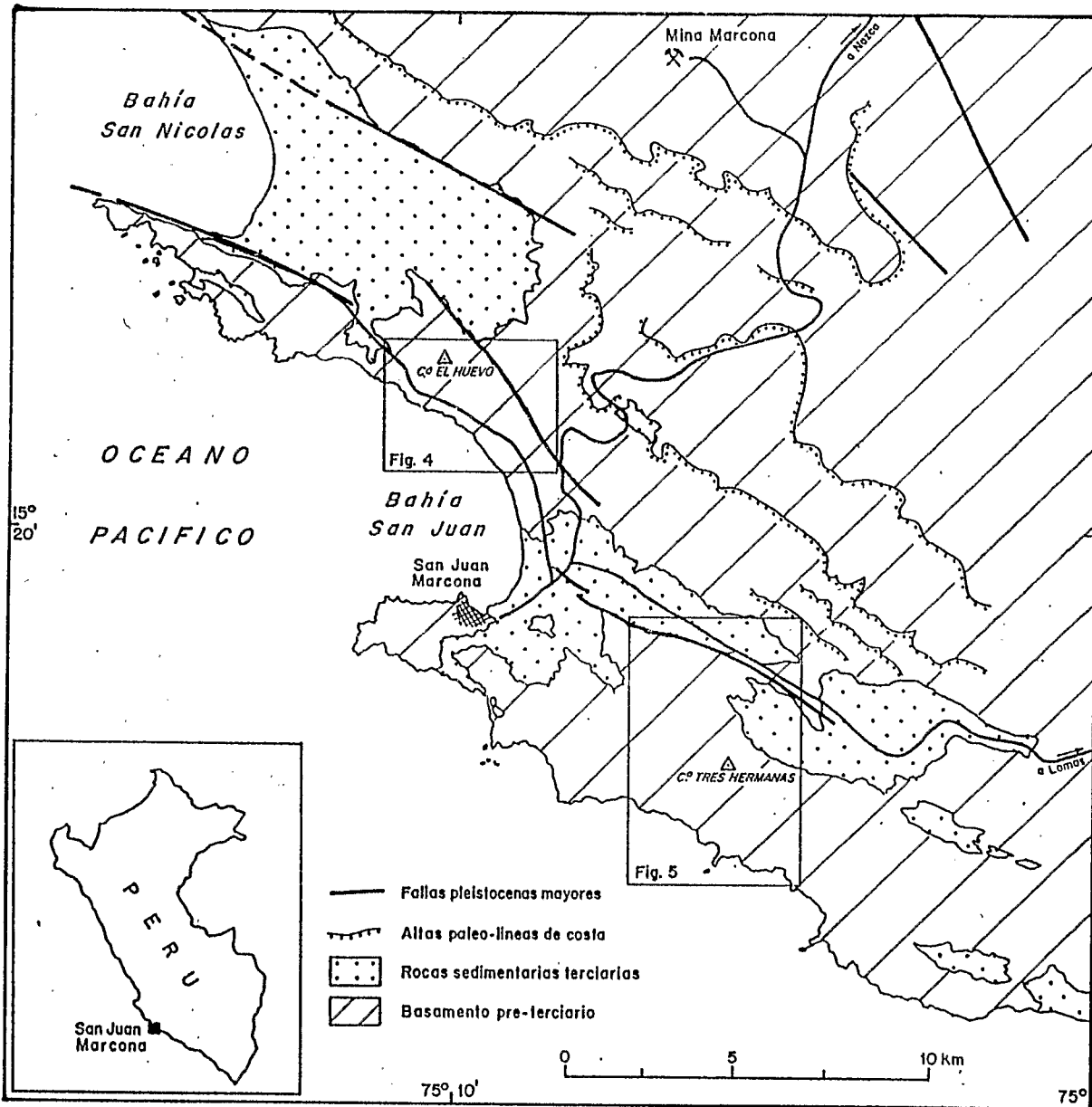


Figura 2.- Localización del área de estudio, con indicación de los principales afloramientos de rocas sedimentarias terciarias (más blandas), de las principales fallas con actividad cuaternaria (probada o probable), y los bordes internos de las terrazas marinas más elevadas del área (Pleistoceno inferior).

La terraza marina más alta (+780 m) contiene restos fósiles litorales que han sido examinados por varios autores (ver: Atchley, 1957, y Macharé, 1987). Estos fósiles tienden a indicar que la terraza se formó al finalizar el Plioceno (DeVries, com. pers., 1986), lo que implica que el levantamiento del área ha empezado hace más de 2 Ma.

Tanto Broggi (1946) como Legault (1960) y otros autores (Rüegg, 1956, 1962, por ejemplo) atribuyeron el escalonamiento de las terrazas a una serie de movimientos telúricos repetidos, ya que, en esta época, todavía no se conocían la amplitud y frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar en fase con las variaciones climáticas del Cuaternario. Es de notar, sin embargo, que no se equivocaban estos autores al interpretar que la espectacular secuencia de plataformas de San Juan-Marcona registraba un proceso relativamente regular de levantamiento de la zona y que este movimiento vertical había sido más rápido que en el resto de la costa peruana.

Con el afán de precisar las características del levantamiento del área, se han realizado una serie de estudios en la región y en particular sobre la secuencia de Cerro el Huevo (Fig. 2). Algunos de estos estudios incluyeron mediciones altimétricas y la realización de perfiles topográficos (Macharé & Huamán, 1982; Hsu, 1988a), mientras otros se enfocaron sobre la determinación de la cronoestratigrafía de la secuencia de terrazas con perspectivas tectónicas (Teves, 1975, 1989; Macharé et al., 1986; Macharé, 1987; Hsu, 1988a, 1988b; Hsu et al., 1989; Macharé & Ortlieb, 1990, en prensa; Ortlieb & Macharé, 1990). Estos trabajos propusieron diversas interpretaciones para la cronoestratigrafía de las terrazas, y consecuentemente varias estimaciones de tasa de levantamiento del área.

La diversidad de interpretaciones en cuanto a lo que podría ser la línea de costa de 125 ka en la secuencia de terrazas de Cerro el Huevo es ilustrativa de la dificultad de fijar un marco cronológico para una serie de terrazas. En 1985, Hsu y Bloom emitieron la hipótesis que la línea de costa de 125 ka podía estar localizada a +148 m. Dos años más tarde, los mismos dos autores junto con J. Wehmiller, quien realizó los primeros análisis aminoestratigráficos, opinaban que la huella del máximo marino de 125 ka más bien sería la que está localizada a +110 m (Hsu et al., 1987). Independientemente, Macharé (1987),

basándose en argumentos de orden geométrico, propuso que la terraza de +110 m sea atribuida al interglacial anterior (E.I. 7) y que el mar de hace 125,000 años haya labrado la amplia plataforma de +90 m (máximo en +95 m). Después, Hsu (1988a, 1988b) y Hsu y colaboradores (1989) interpretaron que, finalmente, sería el pie de acantilado de +65 m el que fue formado a 125 ka. En función de estas interpretaciones, las tasas de levantamiento del área para el Cuaternario superior variarían de manera considerable, entre 470 y 1130 mm/10³ años.

En esta nota se propone una nueva hipótesis morfoestratigráfica que toma en cuenta diversos datos morfológicos y una serie de resultados geocronológicos anteriormente obtenidos. Se discuten conceptos de cronoestratigrafía del Cuaternario marino y principios básicos de los métodos geocronológicos aplicables a los fósiles de terrazas marinas. En este proceso, se criticará la última interpretación propuesta por Hsu (1988a) y Hsu y colaboradores (1989), y se llegará a concluir que la velocidad de levantamiento de la región estudiada ha sido probablemente superior a la inferida por los autores mencionados.

GEOMORFOLOGIA Y GEOLOGIA DE LAS TERRAZAS DE SAN JUAN-MARCONA

Terrazas y cordones litorales

Los remanentes geológicos de transgresiones pleistocenas del Perú pertenecen a dos categorías de rasgos morfológicos: las terrazas marinas y las series de cordones litorales. Las terrazas consisten en plataformas de abrasión marina, generalmente cubiertas por una capa delgada, de apenas unos decímetros de potencia, de arenas y conglomerados litorales con contenido variable de fauna. Localmente, se encuentran también depósitos lagunares, o infralitorales, con arenas bien clasificadas y fauna *in situ* (individuos en posición de vida, pelecípodos con valvas conectadas).

Los cordones litorales corresponden a alineamientos de cuerpos sedimentarios alargados, de altura métrica, formados por cantos y arenas acumulados en la zona supralitoral. Los cordones descansan generalmente sobre un plano de abrasión preexistente (o sea que no fue labrado coetáneamente con el depósito de los cordones). Este tipo de cordones se forman durante las fases de descenso del mar, durante

las regresiones. A diferencia de las terrazas de abrasión que permiten reconstruir la posición del nivel marino durante el máximo de la transgresión correspondiente, las series de cordones ofrecen un interés reducido para los estudios de fluctuaciones del nivel del mar. La altura de los cordones regresivos no puede relacionarse con las fases conocidas de alto nivel marino (Ortlieb, 1987).

La región de San Juan-Marcona presenta pues estos dos tipos de geofomas litorales. Las terrazas están bien marcadas en las zonas con sustrato de rocas plutónicas (complejos precámbricos y jurásicos) que forman los cerros el Huevo y Tres Hermanas (Fig. 2). Las series de cordones litorales se formaron en el fondo de las bahías de San Juan y San Nicolás, sobre el sustrato predominantemente areno-limoso, más blando, de las formaciones terciarias (Fig. 2).

Morfología de las terrazas

Las plataformas de abrasión de la región están ligeramente inclinadas hacia el mar, de manera que existe comúnmente un desnivel de 10 a 20 metros entre los bordes interno y externo de las plataformas. Al suroeste del Cerro el Huevo, el ancho de las terrazas principales varía de 150 a 500 metros, mientras que al sureste del mismo cerro, como al oeste del Cerro Tres Hermanas, algunas terrazas muy desarrolladas miden hasta 3 km del borde interno al borde externo. Las dimensiones de las terrazas de abrasión varían en función de factores de diversas índoles: duración de la fase de alto nivel marino, naturaleza y grado de alteración del sustrato, morfología y orientación de la costa, parámetros oceanográficos (energía de las olas, dirección de las corrientes, movimientos de los sedimentos, etc.) (Ortlieb, 1987).

En la secuencia de Cerro el Huevo, los acantilados que separan las terrazas miden entre 5 y 50 m, con una altura promedio de 20 m. Se considera que la altura de los acantilados es función de la velocidad de levantamiento del área, del lapso transcurrido entre las fases de abrasión de las terrazas, de la posición eustática del nivel del mar en cada episodio, y de la duración de las fases de erosión marina (más tiempo dura la transgresión, más erosión se produce provocando así un mayor retroceso del acantilado) (Ortlieb, 1987).

Algunas terrazas muestran, en su borde interno, un pequeño replano de dimensiones reducidas que

puede interpretarse de varias maneras. El replano podría ser el remanente de una terraza ligeramente más alta formada durante un episodio anterior de alto nivel marino (en el seno del mismo período interglacial, o durante un episodio anterior), o podría corresponder a un levantamiento brusco del área litoral, de unos metros de amplitud, sin que se haya producido necesariamente una modificación de la posición del nivel marino.

Debe enfatizarse que las terrazas se identifican por la altura (sobre el nivel del mar actual) correspondiente al pie de acantilado que limita tierra adentro la plataforma de abrasión. Este rasgo morfológico indica el nivel máximo al cual ha llegado el mar durante el episodio transgresivo correspondiente. En la medida en que se intenta correlacionar las terrazas marinas emergidas con fases de alto nivel marino, es importante no referirse a la altura promedio de las mismas, sino a la altura a la cual ha llegado el mar durante el máximo de la transgresión correspondiente.

Descripción de las terrazas

El conjunto de la secuencia

Las terrazas marinas visibles al este de San Juan-Marcona pueden dividirse en dos conjuntos: las que se observan sobre el flanco del Cerro el Huevo y que llegan a una altura de +450 m, y las que se escalonan al este del mismo cerro, hasta una altura de casi +800 m. Las últimas mencionadas tienen un desnivel promedio de 50 m. La más alta tiene una gran extensión lateral (varios cientos de km²), mientras las demás son comparables a las terrazas más recientes. Es de notar que algunas de las terrazas altas suelen tener una inclinación hacia el este, lo que tiende a indicar que han sufrido un leve basculamiento desde su formación. Esta deformación fue limitada en el tiempo (solo parece haber afectado las terrazas más antiguas), y concierne a un área limitada por la falla el Huevo, al oeste, y por la zona de fallas Tunga-Treinta Libras, al este. Esta última familia de fracturas ha tenido un movimiento inverso durante el Cuaternario. A consecuencia de la deformación que afectó varias terrazas altas, se observan superficies ligeramente onduladas y casos de drenaje endorréico.

La cubierta sedimentaria de las terrazas altas es generalmente muy reducida. Los únicos datos paleontológicos disponibles para las terrazas antiguas provienen de la más alta y conciernen unos pelecípodos atribuidos al límite Plio-Pleistoceno (De Vries, com. pers., 1986).

Las terrazas bajas

Las terrazas más recientes de la región están mejor definidas al pie del Cerro el Huevo, y al oeste del Cerro Tres Hermanas. Al noreste de San Juan-Marcona, las geoformas no corresponden precisamente a terrazas marinas, ya que predominan secuencias de cordones litorales.

En el conjunto de la bahía de San Juan, resalta el carácter particular del paleo-acantilado localizado entre las cotas +105 y +135m en el flanco suroccidental del Cerro el Huevo (Fig. 3 y 4) y entre alturas de +70/85 m y +100/130 m al oeste del Cerro Tres Hermanas (Fig. 5). Este escarpe es particularmente empinado y bien definido, pareciéndose mucho al acantilado vivo actual. Es el rasgo morfológico más continuo desde el oeste del Cerro el Huevo hasta la costa al sur de Cerro Tres Hermanas (Fig. 3, 4 y 5).

Al sureste del Cerro el Huevo, dos acantilados de menor importancia limitan dos pequeñas plataformas (la más alta de éstas con un replano secundario, Fig. 3 y 4). Estas dos terrazas están encajadas en la plataforma ampliamente desarrollada entre +75 y +105 m. Al sureste del Cerro el Huevo, estas dos terrazas más recientes tienen una extensión limitada: miden respectivamente 100 y 300 m de ancho, pero se amplían hacia el sur (Fig. 3 y 4). Los pies de acantilado respectivos están preservados a +40 y +67 m (el pequeño replano de la penúltima terraza está recortado a +57 m) (Fig. 3, 4 y 6).

En la parte oriental de la bahía, no se diferencian los tres escalones visibles al sureste del Cerro el Huevo. Pero al oeste del Cerro Tres Hermanas, se vuelven a observar dos escarpes bien marcados, a alturas de +54 y +41 m, que separan tres plataformas marinas escalonadas. En esta última área, el pie del acantilado equivalente lateral del de +105 m del Cerro el Huevo está ubicado a +71 m (Fig. 5).

Geomorfológicamente, queda bien establecida la correlación entre las líneas de costa de +105 m (Cerro el Huevo) y +84/71 m (oeste de Cerro Tres Hermanas), así como las de +67 (Cerro el Huevo) y +54 m (oeste de Cerro Tres Hermanas), respectivamente.

Adelantaremos que la disposición geométrica de las bajas terrazas del área, como la morfología

comparada de los paleo-acantilados más recientes nos llevan a considerar que la huella del máximo marino del último interglacial corresponde al pie del gran acantilado fósil de +105 m (Cerro el Huevo) / +84 m (Cerro Tres Hermanas). Según esta hipótesis de trabajo, las dos plataformas más recientes de la secuencia de Cerro el Huevo (+67 y +40 m) podrían corresponder a los subestadios isotópicos 5c (105 ka) y 5a (80 ka), o 5c/a y 3 (60 ka). Esta interpretación nueva se basa en datos morfológicos y no concuerda con las conclusiones de los trabajos anteriores.

ESTUDIOS GEOCRONOLOGICOS E INTERPRETACIONES CRONOESTRATIGRAFICAS

En estos últimos años, dos acercamientos distintos del problema geocronológico de las terrazas marinas de la región San Juan-Marcona han sido seguidos. El primero descansaba esencialmente sobre consideraciones geomorfológicas y geométricas y carecía de datos geocronológicos propios (Macharé, 1987). El segundo acercamiento consistió en intentar combinar los resultados arrojados por los distintos métodos geocronológicos disponibles actualmente (Hsu, 1988a). En el marco de este último procedimiento, Hsu (1988a) realizó un estudio regional de la costa sur del Perú, pero la gran mayoría de sus análisis conciernen a la zona San Juan-Marcona. Básicamente, este autor elaboró una correlación aminoestratigráfica entre los restos de terrazas, y utilizó algunos datos radiométricos proveídos por los métodos uranio-torio y "ESR" para determinar la cronología de las aminozonas definidas a nivel regional.

Análisis aminoestratigráficos

Principios del método aminoestratigráfico

La aminoestratigrafía puede ser descrita como un método de geocronología relativa, recientemente desarrollado, basado en las tasas de racemización de amino-ácidos contenidos en la red de la aragonita de conchas fósiles (Wehmiller, 1977, 1982, 1984; Miller & Hare, 1980; Wehmiller et al., 1988). En este método bio-geoquímico se miden las proporciones relativas de amino-ácidos enantiómeros o diastereoisómeros como allo-isoleucina e isoleucina, las cuales aumentan en función del tiempo transcurrido y de la temperatura ambiental. El método no proporciona edades absolutas, pero sí puede ser utilizado de



Figura 3.- Fotografía aérea del flanco sureste de Cerro el Huevo (Servicio Aerofotográfico Nacional), mostrando las terrazas de abrasión marina del Pleistoceno superior y medio. Ver en Fig. 4 algunos datos altimétricos y la delimitación de las principales terrazas.

manera semi-cuantitativa en ciertas condiciones. Se llama "aminozona" el agrupamiento de los valores promedio de la relación allo/isleucina (o de otros amino-ácidos) medida en muestras de una especie determinada de moluscos, en una misma región donde se puede suponer que las condiciones de temperatura (desde la fosilización de las conchas) han sido homo-

géneas. Cada aminozona es, en principio, característica de un lapso (episodio de alto nivel marino) determinado. Luego, si se logra calibrar la aminoestratigrafía regional en base a datos radio-isotópicos, se puede pretender determinar indirectamente la edad de fósiles en función de la equivalencia inferida entre aminozonas y fases de alto nivel marino.

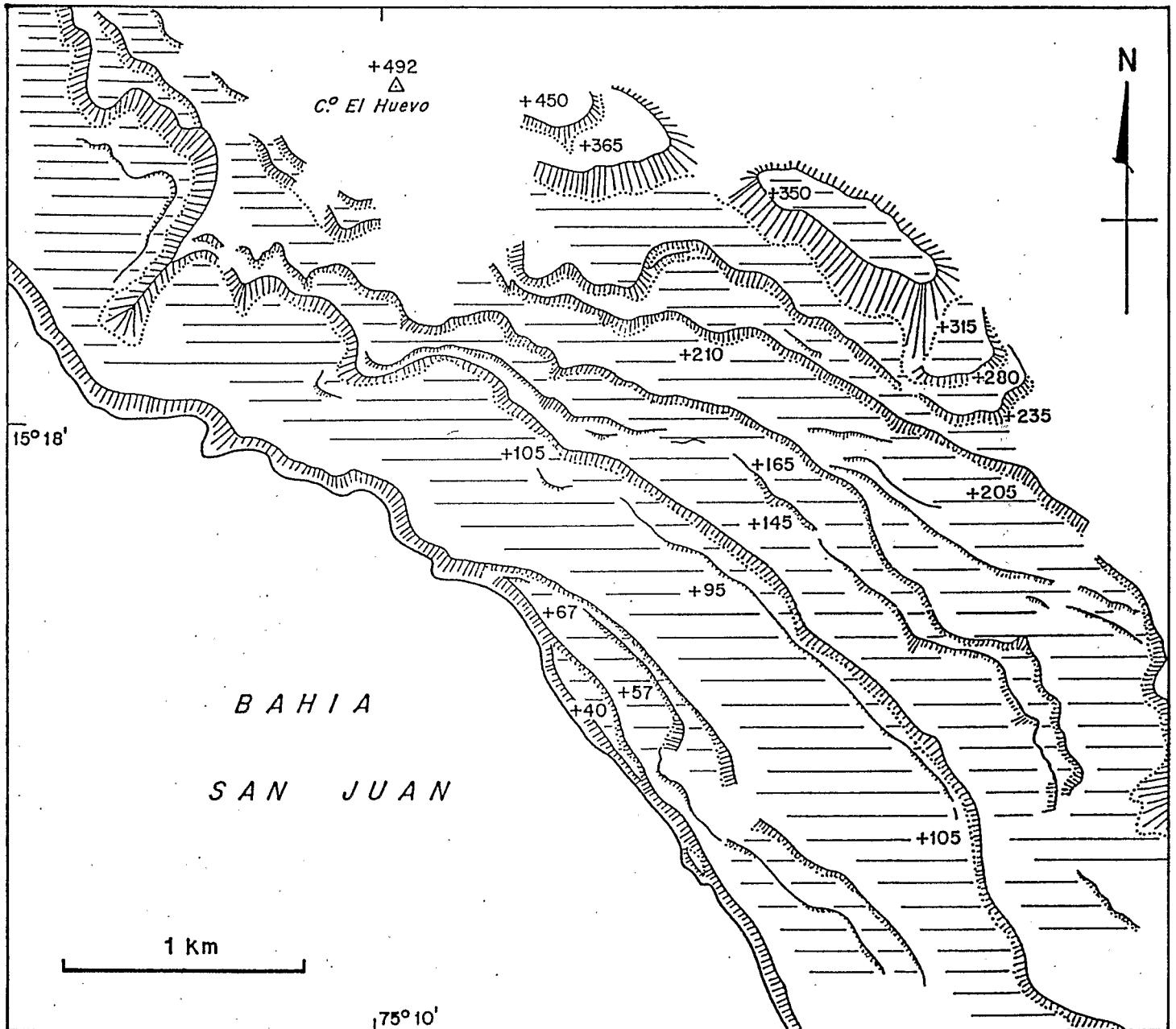


Figura 4.- Cartografía de las terrazas marinas y de los acantilados que las limitan, realizadas a partir de las fotografías aéreas de la Figura 3, al sureste de Cerro el Huevo. Los valores indicados en la base de los paleo-acantilados figuran la altura (en metros sobre el nivel medio del mar actual) de las líneas de costa principales (máximos transgresivos). Estos valores (que pueden diferir en unos cuantos metros de los valores de Hsu, 1988a, ver Tabla 1 y Fig. 6) sirven para identificar, en el texto, las distintas terrazas.

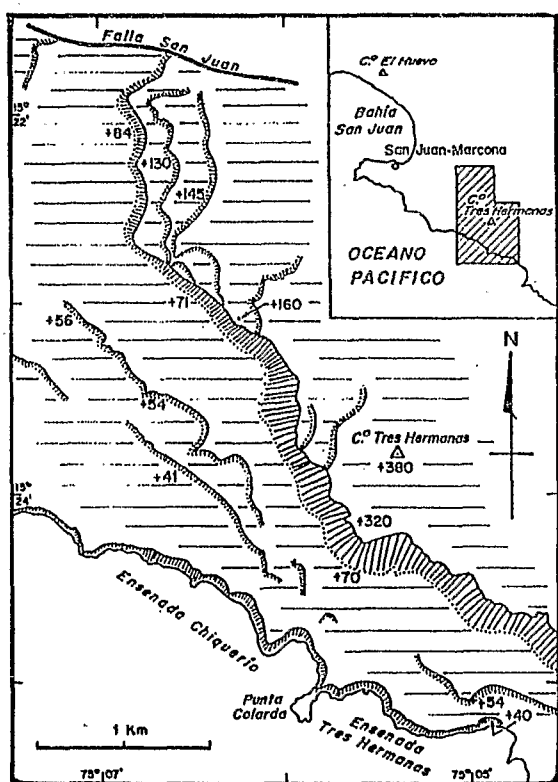


Figura 5.- Cartografía esquemática de las terrazas marinas más recientes al oeste de Cerro Tres Hermanas. Los valores indicados en la base de los paleo-acantilados figuran la altura (en metros sobre el nivel medio del mar actual) de las líneas de costa principales (máximos transgresivos).

Resultados e interpretaciones

En la región de San Juan-Marcona y en algunas otras localidades del Perú meridional, unos 275 fósiles de varias terrazas marinas han sido analizados por J. Wehmiller y J. Hsu (Hsu, 1988a; Hsu et al., 1989). Estos numerosos análisis han llevado a los mencionados autores a definir seis aminozonas (Fig. 6) numeradas I, IIa, IIb, III, IV y V caracterizadas por los siguientes valores de la relación allo/isoleucina: 0,27; 0,44; 0,55; 0,62; 0,78 y 1,02. Estos valores corresponden a análisis del pelecípodo *Protothaca thaca* y de algunas otras especies cuyos valores han sido convertidos a relaciones equivalente de *Protothaca*.

En la Tabla 1, se recopilan los principales datos aminostratigráficos obtenidos por Hsu en la región de San-Marcona, junto con todos los demás análisis geocronológicos disponibles (Hsu, 1988a; Hsu et al., 1989). Estos datos de San Juan-Marcona han sido fundamentales para calibrar la edad de las aminozo-

nas y elaborar un modelo aminostratigráfico supuestamente válido para el sur del Perú y norte de Chile.

Después de haber emitido la hipótesis que las aminozonas IIa y IIb podrían corresponder respectivamente a los subestadios isotópicos 5a (y/o c) y 5e (Hsu & Bloom, 1985), Hsu (1988a) y Hsu y sus colaboradores (1989) optaron por correlacionar la aminozona IIa con el subestadio 5e (y 5a/c *pro parte*) y la IIb con el E.I. 7. Estos autores llegaron a esta conclusión basándose en algunas "dataciones" por el método ESR, unos cuantos datos radio-isotópicos (método U/Th y radiocarbono), y una correlación entre resultados aminostratigráficos del Perú y de la costa oeste de Estados Unidos (Wehmiller, 1982, 1984; Hsu, 1988a; Hsu et al., 1989).

La validez de esta última interpretación nos parece discutible, por diversas razones que más adelante se comentarán. En particular, consideramos que no ha sido demostrado de manera tajante que la aminozona IIb no corresponde al subestadio 5e.

Análisis geocronométricos U/Th

Principios del método uranio-torio

El método radiocronológico uranio/torio (U/Th) es el principal medio de fijar edades "absolutas" para carbonatos marinos del Pleistoceno superior y del final del Pleistoceno medio. El método consiste en deducir el tiempo transcurrido desde la muerte del animal a partir de un análisis de las proporciones relativas de los isótopos ^{230}Th y ^{234}U que contienen su esqueleto carbonatado (Blanchard, 1963; Ku, 1976; Schwarcz & Gascoyne, 1984). La transformación de uranio en torio se hace en conformidad con las leyes de decrecimiento radioactivo. Este método da buenos resultados con material coralino pero es de empleo más delicado con conchas de moluscos, ya que estos últimos organismos incorporan comúnmente una cantidad importante de uranio después de la muerte del animal (Kaufman et al., 1971). Con muestras de coral o de conchas, el principal problema es determinar el carácter cerrado del medio químico del carbonato: se debe determinar si se han producido migraciones de uranio y torio entre el material analizado y el ambiente (sedimento y aguas continentales).

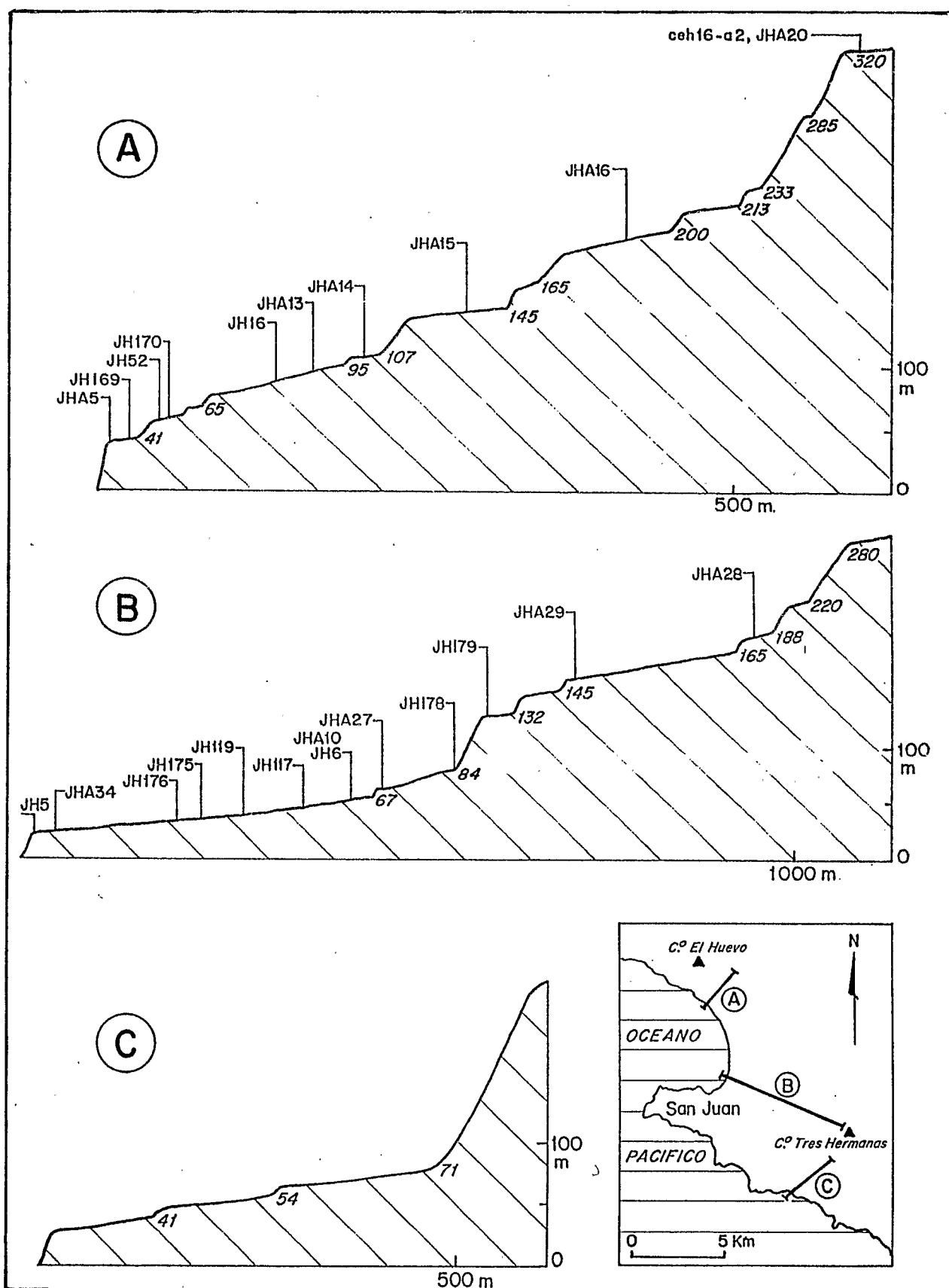


Figura 6.- Perfiles de las secuencias de terrazas marinas más recientes de la región de San Juan-Marcona. A: Cerro el Huevo (según Hsu, 1988a); B: noroeste de Cerro Tres Hermanas (según Hsu, 1988a); C: suroeste de Cerro Tres Hermanas. Los números simples indican las alturas (m sobre el NMM), mientras las otras indicaciones (letras y números) corresponden a las muestras de Hsu (1988a), ver Tabla 1.

Tabla 1. Datos geocronológicos reportados por Hsu (1988a) y obtenidos a partir de conchas fósiles de las principales terrazas de la región de San Juan de Marcona. Ver en el texto los comentarios sobre los métodos empleados (aminoestratigrafía, U/Th y ESR), y sobre los resultados aquí indicados

SECUENCIA DE CERRO EL HUEVO							
Terraza altura máx. <i>Según Hsu, 1988a</i>	Localidad	Aminozona	Muestra Osmond	²³⁰ Th ²³⁴ U	"Edad" U/Th (ka)	Muestra Radtke §	"Edad" ESR* (ka)
"+41 m"	JHA5	I	574	0.70	145	D-1305A.M	145
	JH169	I				D-1323.ER	138
						D-1460.EL	82
						D-1461.EL	87
						D-1452.M	67
						D-1463.ER	62
"+65 m"	JH52						
	JH170						
"+95 m"	JH16	IIb	584	0.93	285		
			584	0.93	289		
			585	0.82	185		
			585	0.82	186		
			586	0.86	210		
			586	0.86	213		
			587	0.85	205		
			587	0.85	206	D-1309A.E	>279
			1	0.88	230	D-1309B.E	>284
			2	0.84	199	D-1325.E	>354
			3	0.86	213		
			5	0.83	192		
			8	0.87	221		
			10	0.91	261		
			13	0.78	164		
14	0.84	199					
18	0.89	239					
19	0.90	250					
20	0.92	274					
	JHA13	IIb					
" +107 m"	JHA14	IIb					
"+145 m"	JHA15	III				D-1306A.ER	>251
						D-1306B.ER	>222
" +200 m"	JHA16	IV					
"+330 m"	JHA20	V?	581	0.76	155		
	CEH16	V?				D-1310A.ER	>>209
						D-1310B.ER	>>212
						D-1322.ER	>>224
SECUENCIA DE CERRO TRES HERMANAS							
"+67 m" (?)	JH5	IIa				D-1308A.PT	102
	JHA34	IIa	582	0.73	135	D-1308B.PT	114
			583	0.59	95	D-1324.PT	129
"+67 m"	JH175	IIa				D-1464.M	115
	JH176	IIa				D-1465.M	137
	JH119	IIa/III				D-1466.M	112
	JH117	IIb/III					
	JH6	IIa					
	JHA10	IV					
"+84 m"	JHA27	IIb				D-1307A.ER	>325
	JH178	IIa/IIb				D-1307B.M	>171
" +132 m"	JH179	IIa					
" +165 m"	JHA29	IV					
" +188 m"	JHA28	III	565	0.70	130		

* Edad ESR calculada en base a una acumulación inicial de uranio

§ M = *Mulinia*; ER = *Eurhomalea rufa*; EL = *Eurhomalea lenticularias*; PT = *Protothaca thaca*

Resultados e interpretaciones

Varias series de conchas colectadas por Hsu (1988a) en la secuencia de Cerro el Huevo han sido sometidas al método uranio/torio. Una proporción importante de los resultados arrojados por el método puede considerarse como incoherente, a tal grado que Hsu (1988a) expresó grandes reservas en cuanto a la validez del método U/Th aplicado a pelecípodos fósiles de la región.

Sin embargo, Osmond (1987), quien realizó los análisis en laboratorio de las muestras colectadas por J. Hsu, consideró que parte de los resultados era utilizable, siempre y cuando las muestras estudiadas fuesen suficientemente numerosas y cuando más allá de las edades aparentes $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, se comparasen las relaciones $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ de cada muestra. Para ilustrar esto, este autor reportó que una docena de resultados producidos por muestras de la terraza de +148 m de la secuencia de Cerro el Huevo (edades aparentes variando entre 85 ka a 210 ka) indicaba una edad del orden de 185 ka. Según esta interpretación la terraza de +148 m correspondería entonces al E.I. 7.

Por otro lado, Hsu (1988a) reporta edades aparentes U/Th de unos 15 ejemplares del pelecípodo *Eurhomalea rufa* provenientes de la terraza que culmina a +107 m, las cuales varían de 164 a 289 ka (Tabla 1). Obviamente, este rango de fechados es muy amplio y manifiesta un esparcimiento artificial muy probablemente ligado a aperturas del sistema químico de las conchas. Estas edades aparentes, que son globalmente mayores a las que se obtuvieron en la terraza de +145 m, condujeron a Hsu (1988a) a correlacionar la terraza de +107 m con el E.I. 7.

Los resultados de análisis U/Th de las otras muestras aisladas mencionadas en la Tabla 1 no deben tomarse más que como "edades aparentes". Como lo recalcó Hsu (1988a), la mayoría de estos datos son incoherentes.

Así se destaca que el método geocronológico U/Th aplicado a conchas litorales de la región es de empleo muy delicado y de utilidad reducida. En escasos casos, este método puede dar resultados aceptables desde un punto de vista morfoestratigráfico, pero de manera general no se puede confiar en las edades aparentes arrojadas, en particular si éstas provienen de muestras aisladas.

Análisis por el método ESR

Principios del método ESR

El método geocronológico llamado ESR "Electron Spin Resonance" (resonancia electromagnética del "spin" del electrón) ha sido desarrollado en los años ochenta (Ikeya y Ohmura, 1981, 1984; Henning & Grün, 1983; Ikeya, 1985; Radtke et al., 1985). El principio del método consiste en medir la cantidad relativa de electrones "libres" atrapados en sitios inocuados (defectos) de la red cristalina del material utilizado (aragonita de conchas, por ejemplo). Los electrones "libres" provienen por una parte de las radiaciones de los radio-isótopos contenidos en el cristal mismo del carbonato y en el sedimento circundante y por otra parte de las radiaciones cósmicas (∂). Para realizar los análisis, se determina con un espectrómetro especial, la dosis total de radiaciones de la muestra y se estima la dosis de radiación que anualmente ha afectado dicha muestra. Esta última estimación es un serio factor limitante para la precisión del método. Radtke (1987) considera que algunos fósiles de terrazas marinas de la costa nor-chilena arrojaron resultados con una precisión (supuesta) del orden de $\pm 15\%$; sin embargo, hay que tomar en cuenta que el método no ha sido capaz de resolver varios problemas cronoestratigráficos de la misma área (Radtke, 1987; Hsu, 1988a; Hsu et al., 1989).

Es importante notar que si se produjeron migraciones de radio-isótopos en las conchas estudiadas, como lo sugieren generalmente los análisis por el método U/Th, ésto afectó directamente la dosis anual recibida. De tal forma, están relacionadas de manera estrecha los métodos U/Th y ESR, al grado que parece difícil rechazar los resultados proveídos por el primer método en base a los resultados obtenidos con el segundo método.

Resultados e interpretaciones

Los resultados obtenidos por U. Radtke en 22 muestras colectadas por Hsu (1988a) en la región de San Juan-Marcona están indicados en la Tabla 1. Una proporción importante de estos datos está fuera del alcance del método, ya que solamente las muestras de las aminozonas I y IIa proveyeron resultados utilizables.

Los datos de la localidad JH169, en la terraza de +41 m de la secuencia de Cerro el Huevo (Fig. 6),

llevan a considerar que la aminozona I tendría una edad de 60 ka ó 85 ka, mientras los resultados de la localidad vecina JHA5 (138 y 145 ka) estarían invalidados por problemas técnicos (cantidad de matriz insuficiente), según Hsu (1988a). El conjunto de resultados ESR obtenidos en conchas de la aminozona IIa en la secuencia de Cerro Tres Hermanas (102-137 ka, Tabla 1) llevó a Hsu (1988a) a correlacionar esta aminozona con el subestadio 5e.

Los demás resultados ESR de las terrazas de +107, +148 y +330 m en la secuencia de Cerro el Huevo son incoherentes (cronología inversa). En la secuencia de Cerro Tres Hermanas, dos muestras colectadas debajo del gran acantilado (+84 m) y atribuidas a la aminozona IIb arrojaron resultados imprecisos (>170 y >324 ka, Tabla 1). Como lo hizo notar Hsu (1988a), el método ESR parece perder su utilidad para muestras correspondientes a la aminozona IIb, o más antiguas.

Para las muestras de los depósitos más recientes del área, el método ESR ha producido resultados aparentemente coherentes. Sin embargo debe notarse que no es capaz de determinar si la aminozona I tiene una edad de 62-66 ka o 82-87 ka, y determina para la aminozona IIa un margen de edad relativamente amplio (89-137 ka). Pero el problema mayor es la calibración de estas determinaciones geocronológicas. El método ESR requiere una calibración regional, que tome en cuenta una serie de parámetros locales, antes que pueda servir para determinar edades "absolutas" confiables. Sin disminuir el valor del método geocronológico y de los análisis realizados, expresamos reservas en cuanto a la validez, para la región considerada, de la calibración elaborada en el norte y centro chileno (Radtke, 1987).

DISCUSION

Interpretaciones morfoestratigráficas

El fondo del problema considerado aquí es determinar cuál de las tres plataformas más recientes de la región de San Juan-Marcona ha sido labrada durante el máximo del último interglacial (125 ka). En la secuencia de Cerro el Huevo, las tres principales líneas de costa más recientes están ubicadas a +40, +67 y +105 m. En el tramo de costa situado al sur del Cerro el Huevo, las tres terrazas mencionadas y los acantilados que las limitan, tienen una morfología desigual. La terraza más alta (máximo a +105 m) es indudablemente la mejor definida y más desarrolla-

da; al oeste del Cerro el Huevo, esta plataforma es la única que aparece arriba de la línea de costa actual. La terraza intermedia es relativamente angosta, pero luego se amplía hacia el sur de la bahía hasta ser cubierta por una extensa serie de cordones litorales. Tanto la terraza alta como la intermedia tienen la particularidad de presentar un replano que separa una huella de máximo avance del mar (respectivamente +105 y +67 m) de una línea de costa posterior, situada unos 10 metros más abajo (respectivamente +95 y +57 m). La terraza más baja es de extensión limitada en el perfil del Cerro el Huevo; su correlación lateral en la Bahía de San Juan es discutible.

Si se considera que el episodio de alto nivel marino de 125 ka debe ser bien marcado, como en la mayoría de las costas emergentes del mundo, es mucho más probable que su huella corresponda a la gran terraza que llega a +105 m al sureste del Cerro el Huevo. Suponer que este alto nivel marino esté representado por la línea de costa de +65 m implicaría necesariamente que no hay restos de la terraza del último interglacial en un largo tramo de la costa al oeste y al suroeste del Cerro el Huevo!

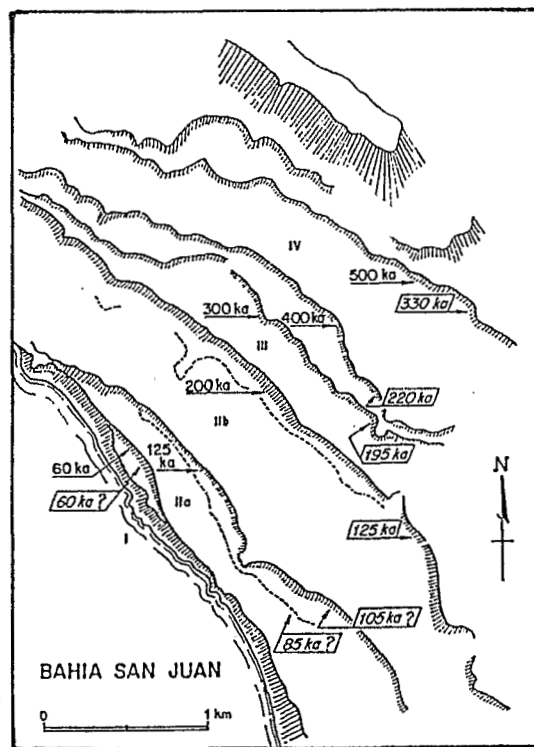


Figura 7.- Aminostratigrafía e interpretaciones cronoestratigráficas de la secuencia de Cerro el Huevo, según Hsu (1988a, 1988b) y según los autores. Los números romanos figuran las aminozonas determinadas por Hsu (1988a). Las edades indicadas para los pies de acantilados (en miles de años antes del presente) figuran las dos interpretaciones cronológicas discutidas: los valores enmarcados son los propuestos por los autores.

Hsu (1988a, 1988b) interpreta que el alto nivel marino de 125 ka está registrado por la línea de costa de +65 m. Su mayor argumento de orden morfológico se refiere a la gran extensión de esta "terrazza" al sur del Cerro el Huevo y en la Bahía de San Juan. Discutimos la validez de esta interpretación porque, en primera instancia, el gran desarrollo de una serie de cordones litorales, en un fondo de bahía relativamente protegido, no tiene el mismo significado geomorfológico que una amplia terraza de abrasión labrada en una zona rocosa expuesta (como la de +105 m). Otro argumento en contra de aquella interpretación concierne a la morfología de los acantilados que limitan las terrazas bajas de la región. Es difícil aceptar que el mar de 125 ka no haya formado un escarpe más nítido que el de unos pocos metros de altura que se observa en la secuencia de Cerro Tres Hermanas y en la Bahía de San Juan. Recordemos que casi todas las terrazas de la región (Cerro el Huevo y Cerro Tres Hermanas) están separadas por escarpes del orden de 15-20 metros.

El resumen, en cuanto a argumentos morfológicos, nos resultaría muy difícil concebir que en esta excepcional secuencia de terrazas de San Juan-Marcóna, haya zonas donde falten totalmente los restos de la plataforma y del acantilado formados durante el máximo transgresivo del E.I. 5. Por otro lado, sería muy sorprendente que uno de los mayores acantilados de la región, cuyo pie se sigue de manera continua entre +105 m (Cerro el Huevo) y +70 m (oeste de Cerro Tres Hermanas) corresponda al penúltimo interglacial (E.I. 7).

Interpretamos pues que las terrazas marinas y el conjunto de cordones litorales que se extienden entre el pie del gran acantilado y la cima del acantilado vivo actual pueden ser atribuidas al conjunto del último interglacial (80-125 ka). Una posible excepción sería la pequeña plataforma de +40 m en la secuencia de Cerro el Huevo, la cual podría haber sido formada en un interestadio del último período glacial (E.I. 3, 60 ka).

Interpretaciones geocronológicas y cronoestratigráficas

Las interpretaciones cronoestratigráficas elaboradas por Hsu (1988a) y Hsu y colaboradores (1989) están basadas en un modelo aminoestratigráfico que fija las edades de cinco aminozonas.

La determinación de los rangos característicos de las aminozonas nos parece discutible en algunos casos. Pero aún si se acepta el agrupamiento de las relaciones allo/isoleucina obtenidas en toda la región, consideramos que la correlación propuesta entre las aminozonas y la cronología de los estadios y subestadios isotópicos no es correcta. En relación a los numerosos problemas que presentan las interpretaciones de estos autores, insistimos en los siguientes puntos:

- no se puede considerar que las "calibraciones" de las aminozonas con datos radiométricos proveídos por los métodos U/Th y ESR hayan sido establecidas de manera firme; existen demasiadas incertidumbres, aproximaciones y hasta incoherencias en los resultados arrojados por estos métodos geocronológicos para que se pueda confiar en unos cuantos de ellos.

- la eventualidad que las aminozonas IIa y IIb correspondan, respectivamente, a los subestadios isotópicos 5a y 5e, ha sido mencionada por dichos autores, pero no fue debidamente discutida. El rechazo de una correlación entre la aminozona IIb y el subestadio 5e no ha sido fundamentado satisfactoriamente ni en la tesis de Hsu (1988a) ni en el artículo de Hsu y colaboradores (1989).

- ¿cómo explicar la incertidumbre relativa a la posición cronológica de la aminozona I (60 ó 80 ka), y al mismo tiempo justificar que la aminozona IIa pueda, en ciertos casos, representar el subestadio 5e solo, y en otros casos abarcar los 3 subestadios 5a, 5c y 5e?

- a menos que la definición de las aminozonas sea inadecuada (determinación de los rangos de cada aminozona y de los límites de las mismas), es incomprendible que en esta región, y en ninguna otra parte del litoral meridional del Perú, el método aminoestratigráfico no haya permitido distinguir los subestadios isotópicos 5c (105 ka) y 5a (85 ka). Recordamos que según las tasas supuestas de levantamiento en el área, estos episodios de alto nivel marino deberían ser registrados.

- al pie del Cerro Tres Hermanas, como en varias localidades situadas al sur de San Juan-Marcóna (Lomas e Ilo), se observó que fósiles de una misma terraza corresponden a las aminozonas IIa y IIb (Hsu, 1988a; Hsu et al., 1989); una removilización de fósiles de dos (o tres) subestadios del último interglacial parece más probable que tener que involucrar, de manera casi sistemática, mezclas de fósiles de los dos últimos interglaciales.

En conclusión y en la espera de más datos aminoestratigráficos (análisis en curso en el laboratorio GEOTOP, Univ. de Québec en Montreal), consideramos que en los resultados reportados por Hsu, y más allá de las apariencias, no hay incompatibilidad para proponer una correlación entre las localidades identificadas como correspondientes a la aminozona IIb y el episodio de alto nivel marino de 125 ka. Se puede discutir si la aminozona IIa corresponde al subestadio 5c o si abarca los dos últimos subestadios isotópicos 5a y 5c. Este problema deberá ser re-examinado, considerando la cuestión de la definición del rango de las aminozonas (IIa y I), y averiguando si al nivel regional es cierto que, como lo afirma Hsu (op. cit.), la aminozona I es solamente identificada en dos localidades (terrace de +40 m de Cerro el Huevo y una localidad en Punta Caballas). No descartamos que la terraza de +40 m corresponda al alto nivel marino, rara vez registrado del estadio isotópico 3 (60 ka).

Desde el punto de vista de los análisis radiométricos, es muy ilusorio confiar en edades aparentes $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ sin tomar en cuenta *a priori* que el sistema geoquímico del carbonato de las conchas de pelecípodos ha muy probablemente estado "abierto" (introducción y salida de radio-isótopos). Por lo tanto, es imprescindible estudiar series de muestras de una misma localidad, tratar los datos obtenidos en conjunto, y elaborar modelos de migraciones de los radio-isótopos, antes de pretender calcular una edad radiométrica (Ortlieb et al., 1990, en prep.). Osmond (1987), quien ha seguido este procedimiento, llegó a sugerir que la terraza de +145 m podría corresponder al E.I. 7. Esta interpretación que no ha sido discutida, ni siquiera mencionada, por Hsu (1988a), está en conflicto abierto con la validación por este último de las edades aparentes de cerca de 200 ka arrojadas por muestras de la terraza de +105 m. Las demás muestras analizadas por U/Th no proveyeron resultados confiables. En todo caso, valdría la pena re-examinar el conjunto de los datos radio-isotópicos ya obtenidos y reportados (de manera incompleta) por Osmond (1987) de un lado, y por Hsu (1988a) de otro lado.

En cuanto a los datos del método ESR ("Electron Spin Resonance") no se comparte la confianza que les acuerdan Hsu (1988a) y Hsu y colaboradores (1989). Son todavía demasiado escasos los resultados en la región considerada y se estima que la

calibración misma de las mediciones ESR no ha sido realizada aún de manera satisfactoria. El método ESR requiere de condiciones de aplicación aún más difíciles de reunir que el método U/Th. Consecuentemente, los firmantes consideran que hasta que se conozca mejor la morfoestratigrafía de las terrazas de la región, es prematuro usar los pocos resultados de ESR disponibles para pretender calibrar los datos aminoestratigráficos.

Implicancias neotectónicas

La costa peruana ha registrado movimientos verticales de amplitud variable desde el Plioceno. La distribución actual de las terrazas marinas cuaternarias a lo largo del litoral del país indica que las zonas más levantadas se sitúan al norte del paralelo 6°S (DeVries, 1986) y al sur del paralelo 14°S (Macharé, 1987; Hsu, 1988a; Ortlieb & Macharé, 1990; 1991). La región costera de San Juan-Marcona es indudablemente la que ha sido más rápidamente levantada, y eso desde finales del Plioceno. La relación que puede existir entre estos movimientos verticales fuertes y la subducción de la Dorsal de Nazca sigue siendo objeto de debate (Macharé, 1987; Hsu, 1988a; Teves, 1989; Macharé & Ortlieb, 1990, en prensa). Persisten varias incógnitas en cuanto al mecanismo preciso que explique el movimiento vertical observado. Hasta la fecha, los intentos de modelaje físico del fenómeno (Moretti, 1982; Hsu 1988a) han sido tentativos y no han logrado explicar en particular por qué la zona más levantada está ubicada inmediatamente al sur de la prolongación de la dorsal (Macharé & Ortlieb, en prensa).

Uno de los datos más útiles que se requieren para el modelaje de la deformación, y por ende la comprensión de los procesos geodinámicos involucrados, es una reconstitución precisa de la evolución en el tiempo de los levantamientos. Se ha señalado que, en el estado presente del conocimiento de las fluctuaciones del nivel del mar y en función de las posibilidades actuales de fechamiento de restos litorales pleistocenos, los datos más precisos que se pueden alcanzar conciernen al Pleistoceno superior. Autores anteriores han sugerido que la línea de costa de hace 125,000 años se halla a una altura máxima de +65 m, mientras nosotros opinamos que ésta se ubica, en el mismo perfil, a una altura máxima de +105 m. En término de tasas de levantamiento (neto), las evaluaciones varían entre 470 mm/10³ años y 700

mm/10³ años. En el resto de la región de San Juan-Marcona, la línea de costa de 125 ka está localizada a alturas de +84/+71 m, y las tasas de levantamiento correspondientes se reducen a 625 y 520 mm/10³ años respectivamente.

Por la presencia de una fauna atribuible al final del Plioceno en los depósitos de terraza más altos de la secuencia de Cerro el Huevo (+780 m) se infiere que el levantamiento neto de esta región a sido del orden de 800 m en cerca de 2 millones de años. Esto corresponde a una tasa media aproximada (neta) de 400 mm/10³ años, sin presumir de la regularidad del movimiento vertical. Es muy probable que la velocidad de levantamiento haya variado en el tiempo. Por otro lado, se considera *a priori* que han ocurrido fenómenos de levantamiento brusco, de corta duración, a manera de deformaciones cosísmicas como las que han sido descritas en varias partes de las orillas del Pacífico: Japón (Ando, 1975; Matsuda et al., 1978), Alaska (Plafker, 1969, 1972), Chile (Plafker, 1972, Kaizuta et al., 1973) o Nuevas Hebridas (Taylor et al., 1980). De hecho, la dificultad de establecer correlaciones laterales entre los restos de las diferentes terrazas alrededor de la bahía de San Juan, se debe a la presencia de fallas que desplazan verticalmente bloques distintos, y también a la ocurrencia de basculamientos y deformaciones cosísmicas (¿repetidos?).

En conclusión, este trabajo demuestra cómo el análisis morfológico de las terrazas es necesario para interpretar más verosímilmente los datos proveídos por métodos geocronológicos experimentales. Esto es particularmente cierto en una región como la de San Juan-Marcona, donde los indicios de deformaciones bruscas y de fallamiento reciente permiten deducir que el levantamiento del área no se ha producido con una tasa constante. Este hecho va sin perjuicio de considerar a la secuencia de terrazas de San Juan-Marcona como un alto potencial para precisar la velocidad de levantamiento del área, así como la evolución en el tiempo de estos movimientos neotectónicos.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado en el marco de un convenio científico entre el IGP y el ORSTOM (Dept. TOA, UR 1E). Los autores le agradecen a J. Hsu por haberles proporcionado gentilmente un ejemplar de su

tesis. También, agradecen la colaboración brindada por C. Hillaire-Marcel, B. Ghaleb y P. Pichet (Lab. GEOTOP) y por C. Zazo y J.L. Goy (CSIC de Madrid y Univ. Complutense), en el estudio de las terrazas marinas peruanas.

Es una contribución al Proyecto PICG 274.

REFERENCIAS

- ANDO, M. (1975): "Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan": *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- ATCHLEY, F.M. (1957): *Geology of the Marcona iron deposits*, thesis, Stanford Univ., Stanford.
- BARD, E.; HAMELIN, B.; FAIRBANKS, R.G. & ZINDLER, A. (1990): "Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals": *Nature*, 345, 405-410.
- BLANCHARD R.L. (1963) "*Uranium decay series disequilibrium in age determination of marine calcium carbonates*", PhD thesis, Washington Univ., St. Louis. 175 p.
- BLOOM, A.L.; BROECKER, W.S.; CHAPPELL, J.M.A.; MATTHEWS, R.K. & MESOLELLA, K.J. (1974): "Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast; new ²³⁰Th/²³⁴U dates from the Huon Peninsula, New Guinea": *Quatern. Res.*, 4, 185-205.
- BROECKER, W.S. & Van DONK, J. (1970): "Insolation changes, ice volumes and the ¹⁸O record in deep sea cores": *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8, 168-198.
- BROGGI, J.A. (1946): "Las terrazas marinas de la bahía de San Juan en Ica": *Bol. Soc. Geol. Perú*, 19, 21-33.
- CATHLES, L. (1975): "*The viscosity of the Earth's mantle*", Princeton Univ. Press, Princeton, 386 p.
- CHAPPELL, J. (1974): "Relationships between sea levels, ¹⁸O variations and orbital perturbations, during the past 250,000 years": *Nature*, 252, 199-202.
- CHAPPELL, J. (1983): "A revised sea-level record for the last 300,000 years on Papua-New Guinea", *Search*, 14, 99-101.
- CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N.J. (1986): "Oxygen isotopes and sea level": *Nature*, 324, 137-140.
- CLARK, J.A.; FARRELL, W.E. & PELTIER, W.R. (1978): "Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation": *Quatern. Res.*, 9, 256-287.
- DeVRIES, T.H. (1986): "*The geology and paleontology of the tablazos in northwest Peru*", PhD thesis, Ohio State Univ., Columbus, 964 p.
- EDWARDS, R.E.; CHEN, J.H.; KU, T.L. & WASSERBURG, G.J. (1987a): "Precise timing of the last interglacial period from mass spectrometric determination of thorium-230 in corals": *Science*, 236, 1547-1553.

- EDWARDS, R.E.; CHEN, J.H. & WASSERBURG, G.J. (1987b): " $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years": *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 81, 175-1902.
- EMILIANI, C. (1955): "Pleistocene temperatures": *J. Geol.*, 63, 538-578.
- EMILIANI, C. (1966): "Paleotemperature analysis of Caribbean cores P. 6304-8 and P. 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years": *J. Geol.*, 74, 109-126.
- EMILIANI, C. & SHACKLETON, N.J. (1974): "The Brunhes Epoch: Paleotemperatures and geochronology": *Science*, 183, 511-514.
- HENNIG, G.J. & GRUN, R. (1983): "ESR dating in Quaternary geology": *Quatern. Sci. Rev.*, 2, 157-238.
- HSU, J.T. (1988a): "Emerging Quaternary marine terraces of southern Peru: Sea level changes and continental margin tectonics over the subducting Nazca ridge", Ph. D. thesis, Cornell Univ., 310 p.
- HSU, J. T. (1988b): "Optional field stops: Quaternary marine terraces", in: Cenozoic geology of the Pisco Basin, R. Dunbar & P. Baker (eds.), Guidebook for the Regional IGCP 156 field workshop (Peru, 1988), 231-238.
- HSU, J.T. & BLOOM, A.L. (1985): "Quaternary marine terraces and maximum tectonic uplift rate of the Peruvian coast at 15.5° S latitude": *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.*, 17, 614.
- HSU, J.T.; BLOOM, A. & WEHMILLER, J.F. (1987): "Quaternary tectonism over the subducting Nazca Ridge, south-central Peru", XII INQUA Congr. (Ottawa, 1987), Abstr. v., 235.
- HSU, J.T.; LEONARD, E.M. & WEHMILLER, J.F. (1989): "Aminostratigraphy of Peruvian and Chilean Quaternary marine terraces": *Quatern. Sci. Rev.*, 8, 255-262.
- IKEYA, M. (1985): "Electron Spin Resonance", in: Dating methods of Pleistocene deposits and their problems, N.W. Rutter (ed.), Geoscience Canada Reprint series 2, 73-87.
- IKEYA, M. & OHMURA, K. (1981): "Dating of fossil shells with Electron Spin Resonance": *J. Geol.*, 89, 247-250.
- IKEYA, M. & OHMURA, K. (1984) "ESR age of Pleistocene shells by radiation assessment": *Geochem. J.*, 18, 11-17.
- IMBRIE, J. & IMBRIE, K.P. (1978): "*Ice Ages: Solving the mystery*", Enslow Publ., Short Hills, 213 pp.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.D.; MARTINSON, D.G.; MCINTYRE, A.; MIX, A.C.; MORLEY, J.J.; PISIAS, N.G.; PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): "The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine 0-18 record", in: Milankovitch and Climate, Berger et al. (eds.), Reidel, Boston, 269-305.
- JOYCE, J.E.; TJALSMA, L.R.C. & PRUTZMAN, J.M. (1990): "High-resolution planktic stable isotope record and spectral analysis for the last 5.35 m. y. : Ocean Drilling Program Site 625 northeast Gulf of Mexico": *Paleoceanography*, 5, 507-529.
- KAIZUKA, S.; MATSUDA, T.; NOGAMI, M. & YONEKURA, N. (1973): "Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, central Chile": *Tokyo Metropol. Univ. Geogr. Repts.*, 8, 38 p.
- KAUFMAN, A.; BROECKER, W.S.; KU, T.L. & THURBER, D.L. (1971): "The status of U-series methods of mollusk dating": *Geochim. cosmochim. Acta*, 35, 1155-1183"
- KU, T.L. (1976): "The Uranium-series methods of age determination", *Ann. Rev. Earth Planet. Sciences*, 4, 347-379.
- LEGAULT, R. (1960) "Preliminary study of marine terraces in the Marcona-San Juan area of southern Peru", Inf. inédito, Univ. Michigan, 23 p.
- MACHARE, J. (1987): "*La marge continentale du Pérou: Régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes centrales*", Thèse Doct. Sc., Univ. Paris XI, 391 p.
- MACHARE, J. & HUAMAN, D. (1982): "Informe sobre los estudios neotectónicos de la región Ica-Nazca", Inf. Inst. Geof. Perú, 19 p. (inédito).
- MACHARE, J.; SEBRIER, M.; HUAMAN, D. & MERCIER, J. L. (1986): "Tectónica cenozoica de la margen continental peruana": *Bol. Soc. Geol. Perú*, 76, 45-78.
- MACHARE, J. & ORTLIEB, L. (1990): "Recent vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru", Symp. Inten. Géodynamique Andine (Grenoble, 1990), Ed. ORSTOM, Paris, 91-94.
- MACHARE, J. & ORTLIEB, L. (en prensa): "Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru": *Tectonophysics*, spec. vol. on Andean Geodynamics (en prensa).
- MARTINSON, D. G.; PISIAS, N. G.; HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. J. (1987): "Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-yr chronostratigraphy": *Quatern. Res.*, 27, 1-29.
- MATSUDA, T.; OTA, Y.; ANDO, M. & YONEKURA, N. (1978): "Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto District, Japan, as deduced from coastal terrace data": *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1610-1618.
- MESOLELLA, K. J.; MATTHEWS, R. K.; BROECKER, W. S. & THURBER, D. L. (1969): "The astronomical theory of climatic change: Barbados data": *J. Geol.*, 77: 250-274.

- MILLER, G. H. & HARE, P. E. (1980): "Use of amino acid reactions in some arctic marine fossils as stratigraphic and geochronological indicators", *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 74, 612-617.
- MORETTI, I. (1982): "*Subduction des rides aséismiques*", Thèse Doc., Univ. Paris XI, Orsay, 107 p.
- ORTLIEB L., (1987): "*Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique*", Etudes et Thèses ORSTOM, Bondy (France), 2 vol., 779 + 257 p., 4 microfichas.
- ORTLIEB, L. & MACHARE, J. (1990): "Quaternary marine terraces on the Peruvian coast and recent vertical motions", Symp. Intern. Géodynamique Andine (Grenoble, 1990), Ed. ORSTOM, Paris, 95-98.
- ORTLIEB, L.; GHALEB, B.; PICHET, P. & HILLAIRES-MARCEL, C. (1990): "Th/U disequilibria and allo/iso-leucine ratios in fossil shells from raised marine terraces of southern Peru: Methodological problems and dating potential": *Geol. Assoc. Canada-Mineral. Assoc. Canada 1990 ann. Mtg. (Vancouver)*, abstr. v. 15, A99.
- ORTLIEB, L. & MACHARE, J. (1991): "Peruvian marine terraces: Regional correlations and neotectonic implications", XIIth INQUA Congr. (Beijing, 1991), Abstr. vol. (aceptado)
- OSMOND, J.K. (1987): "Thorium/uranium disequilibrium age of a suite of mollusc shells from a Peruvian terrace", XII INQUA Congr. (Ottawa, 1987), Abstr. v, 235.
- PISIAS, N.G.; MARTINSON, D.G.; MOORE, T.C.; SHACKLETON, N.J.; PRELL, W.; HAYS, J. & BODEN, G. (1984): "High resolution stratigraphic correlation on benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years": *Marine Geol.*, 56, 119-136.
- PLAFKER, G. (1969): "*Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake*": U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 543-I, 74 p.
- PLAFKER, G. (1972): "Alaska earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics": *J. Geophys. Res.*, 77, 901-925.
- PRELL W. L. (1982): "Oxygen and carbon stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability", *Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj.*, 68, 455-464.
- RADTKE U. (1987): "Palaeo sea levels and discrimination of the last and the penultimate interglacial fossiliferous deposits by absolute dating methods and geomorphological investigations": *Berliner geogr. Studien*, 25, 313-342.
- RADTKE, U.; MANGINI, A. & GRUN, R. (1985): "ESR dating of marine fossil shells": *Nuclear Tracks*, 10, 879-884.
- RUEGG, W. (1956): "Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00' - 14°27' Sud-Peru": *Geol. Rundsch.*, 45 (3), 775-856.
- RUEGG, W. (1962): "Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano": *Bol. Soc. Geol. Perú*, 38, 97-142.
- SCHWARCZ, H. & GASCOENE, M. (1984) "Uranium-series dating of Quaternary deposits". in: *Quaternary dating methods*, W.C. Mahaney, Elsevier, Amsterdam, 33-51.
- SHACKLETON, N.J. (1987): "Oxygen isotopes, ice volumes and sea level": *Quatern. Sci. Rev.*, 6, 183-190.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973): "Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239" *Quatern. Res.*, 3, 39-55.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1976): "Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to latest Pleistocene": *Geol. Soc. Amer. Mem.* 145, 449-464.
- STEARNS, C.E. (1976): "Estimates of the position of sea level between 140,000 and 75,000 years ago": *Quatern. Res.*, 6: 445-449.
- STEINMANN, G. (1929): "Results of the geotectonic movements on the western coast of South America with prospects of future researches", *Proceed. IVth Pacific Science Congr. (Java, 1929)*, 797-803.
- TAYLOR, F.W.; ISACKS, B.L.; JOUANNIC, C.; BLOOM, A.L. & DUBOIS, J. (1980): "Coseismic and Quaternary vertical tectonic movements, Santo and Malekula Islands, New Hebrides islands arc": *J. Geophys. Res.*, 85, 5367-5381.
- TEVES, N. (1975): "Aspectos sedimentarios y estructurales del sector costanero Peruano frente a la dorsal de Nazca": *Bol. Soc. Geol. Perú*, 50, 87-98.
- TEVES, N. (1989): "Neotectonics in Peruvian littoral", *Pacific Sci. Assoc.*, VI Inter-Congr. (Valparaíso-Viña del Mar, 1989), Abstr. v., 225.
- WALCOTT, R. I. (1970): "Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere": *J. Geophys. Res.*, 75, 3941-3954.
- WEHMILLER, J. F. (1982): "A review of amino acid racemization studies in Quaternary mollusks; stratigraphic and chronologic applications in coastal and interglacial sites, Pacific and Atlantic coast United States, United Kingdom, Baffin Island, and tropical islands": *Quatern. Sci. Rev.*, 1, 83-120.
- WEHMILLER, J.F. (1984): "Relative and absolute dating of Quaternary mollusks with amino acid racemization: evaluation, application, questions", in: *Quaternary dating methods*, Mahaney, W. C. (ed.), Elsevier, Amsterdam, 171-193.
- WEHMILLER, J.F.; LAJOIE K., R.; KVENVOLDEN, K.A.; PETERSON, E.; BELKNAP, D. F.; KENNEDY, G.L.; ADDICOTT, W.O.; VEDDER, J.G. & WRIGHT, R. (1977): "*Correlation and chronology*

of Pacific coast marine terrace deposits of continental United States by fossil aminoacid stereochemistry. Technique evaluation, relative ages, kinetic model ages and geologic implications", U. S. Geol. Surv., Openfile Report, n° 77-680.

WEHMILLER, J.F.; BELKNAP, D.F.; BOUTIN, B.S.; MIRECKI, J.E.; RAHAIM, S.D. & YORK, L.L. (1988): "A review of the aminostratigraphy of Quaternary mollusks from United States Atlantic

Coastal Plain sites". *in: Dating Quaternary sediments*, D.L. Easterbrook (ed.), Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 69-110.

WILLIAMS, D.F.; MOORE, W.S. & FILLON, R.H. (1981): "Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records": *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 157-166.

WILLIAMS, D.F.; LERCHE, I. & FULL, W.E. (1988): "*Isotope Chronostratigraphy: Theory and Methods*", Academic Press, San Diego, 346 pp.