Evidencias de actividad diapírica sobre las unidades deposicionales del Maastrichtiense en la zona de Laño (Sur de Vitoria, cuenca Vasco-Cantábrica)

Evidence of diapiric activity upon Maastrichtian depositional units in Laño (South of Vitoria, Basque-Cantabrian basin)

J.J. Gómez-Alday, F. García-Garmilla y J. Elorza

Departamento de Mineralogía y Petrología; Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Apartado 644, 48080 Bilbao.

ABSTRACT

The Laño quarry, situated near Vitoria in the south limb of the Miranda-Treviño Synclinorium, shows an interesting section of Maastrichtian rocks which were deposited in a variety of environments, such as marine, transitional and continental settings. These were directly influenced by the Pañacerrada diapir uplift as reflected by the numerous unconformities observed and their progressive relief towards the west.

Key words: *Miranda-Treviño synclinal, Maastrichtian, depositional systems, synsedimentary diapiric activity*

Geogaceta, 16 (1994), 90-93
ISSN: 0213683X

Introducción

El área de estudio se localiza a unos 20 km. al SE de la ciudad de Vitoria (fig.1), en la «Cantera de Laño», situada próxima a la localidad del mismo nombre. Geológicamente, se halla en el flanco S del Sinclinorio de Miranda-Treviño, dentro del Dominio Navarro-Cántabro de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Esta zona ha sido objeto de estudios geológicos de carácter general (Floquet, 1992), así como otros más específicos sobre la aparición de faunas de vertebrados fósiles (Astibia *et al.*, 1985-86, 1987, 1990). En este trabajo, se describen e interpretan aspectos sedimentológicos y petrológicos inéditos hasta la fecha, que acontecieron en este sector durante el Maastrichtiense. La complejidad en las asociaciones de facies de los diferentes sistemas deposicionales marinos, continentales y transicionales son el reflejo de una tectónica sinsedimentaria generada por la actividad diapírica, que provocó el desarrollo de frecuentes rupturas sedimentarias en las zonas cercanas a su radio de influencia.

Descripción de la serie estratigráfica. Ambientes deposicionales

En la serie de Laño (fig.2) pueden distinguirse, de muro a techo, los siguientes sistemas deposicionales:

1) Sistemas aluviales inferiores

a) Sistema fluvial arenoso-conglomerático de cantos «disk-shaped»

Está compuesto por 35 m. de arenas y arenas conglomeráticas muy micáceas, en ocasiones con cantos blandos, cantos de cuarzo de la variedad «Jacinto de Compostela» y cantos silíceos de morfología «disk-shaped». Las facies son de los tipos Fsl, Sl, Sp, Sr, St, Sh de bajo régimen de flujo, Gm, Gp, y Gt (Miall, 1978). Tambien se ven algunas superficies rojizas, asimilables a «hardgrounds». Asociado a ellas, se emplaza un yacimiento de vertebrados, con peces, anfibios, lagartos, ofidios, amphisbaénidos, cocodrilos, dinosaurios y mamíferos (Pereda *et al.*, 1993).

b) Sistema aluvial (mixto lutítico-arenoso)

Está compuesto por lutitas, areniscas y conglomerados que recortan los sedimentos del sistema anterior (fig.2). Su potencia máxima es de 50 m. La proporción de sedimentos lutíticos es alta (cerca del 47%) y la serie consta de secuencias positivas de relleno de canal, donde predominan las facies del tipo St. Las lutitas, de tonos oscuros, incluyen restos vegetales carbonizados y rizocreciones, por lo que representarían la llanura de inundación entre canales. En conjunto, este sistema fluvial es asimilable al tipo «braided» («mixed load channel»).

c) Sistema aluvial arenoso-conglomerático de cantos subesféricos

Se compone de 3 m. de arenas y arenas conglomeráticas amarillentas, cuya base es marcadamente erosiva, con cantos silíceos bien redondeados. Predominan las facies St, tanto de dunas subacuáticas como barras transversales linguoides. En estas últimas, aparecen cantos blandos centimétricos. El sistema puede interpretarse como de tipo «braided».

2) Sistema palustre inferior

Dispuesto en discordancia angular sobre los sistemas anteriores, se compone de 2-3 m. de lutitas grises y negras, y 9 m. de calizas, margas y dolomías sacaroideas en el tramo superior. Las lutitas contienen restos vegetales carbonizados, yeso, ámbar y fragmentos de huesos. Los carbonatos presentan nodulizaciones, grietas horizontales y rizocreciones asociadas a paleokarst, lo que sugiere fuertes retracciones y expansiones del sistema. El techo es una superficie de erosión a gran escala, que recorta los carbonatos, e, incluso, las lutitas inferiores.

3) Sistema aluvial intermedio

Rellenando una superficie de paleo-

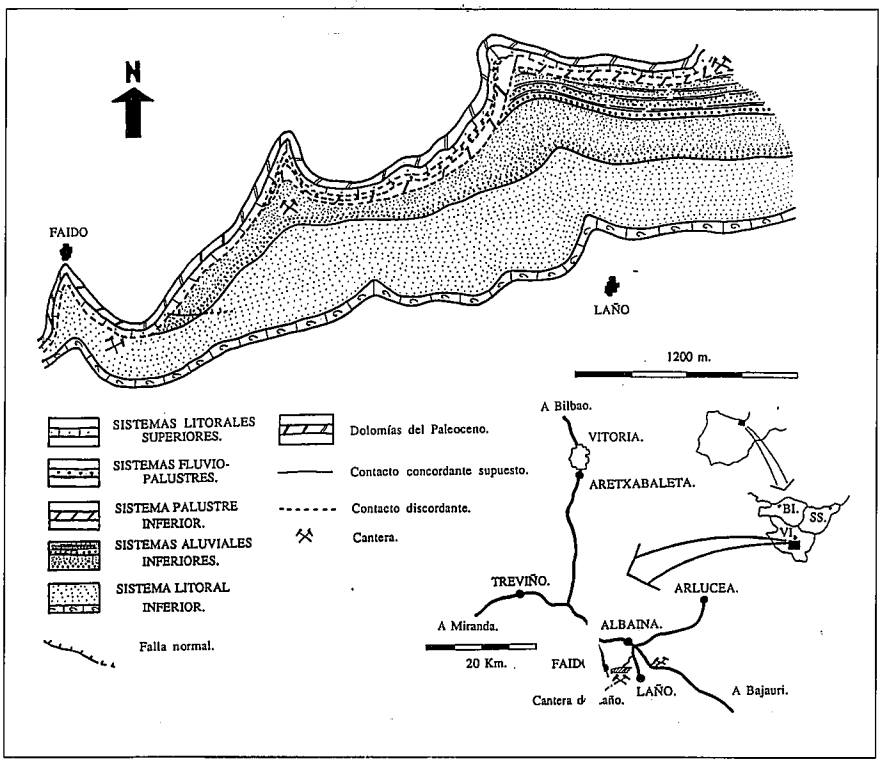

Fig.1.— Localización y cartog a geológica del área de estudio.

Fig.1.— Location and ge gic map of the studied area.

canal, el sistema comprende unos 10 m. de arenas y arenas conglomeráticas rojizas con cantos «disk-shaped». El cemento de yeso poikiloblástico enmascara la observación de estructuras sedimentarias. A techo, se observa un nivel de rizocreciones isócrono, claramente discordante con los carbonatos palustres inferiores. El conjunto podría corresponder a un nuevo sistema fluvial de tipo «braided».

4) Sistema palustre superior

Está representado por un nivel de 1m. de espesor, compuesto por lutitas negras con restos vegetales carbonizados, muy similares a las del sistema palustre inferior. Desaparece por erosión tanto hacia el E como el W. Este sistema es discordante sobre los anteriores, llegando a reposar directamente sobre los sistemas aluviales inferiores.

5) Sistema aluvial superior

Erosionando las lutitas negras infrayacentes, consta de arenas conglomeráticas que alcanzan un espesor máximo de tan sólo 1 m. A pesar de la carencia de estructuras sedimentarias, parece razonable pensar en un nuevo sistema de tipo «braided» que rellena otra depresión de paleocanal.

6) Sistemas litorales superiores

La influencia continental desaparece de manera brusca y da paso a una serie de aproximadamente 1,5 m. de espesor, en cuya base se observa un «lag» transgresivo compuesto por cantos silíceos subredondeados, al que siguen arenas con facies Sh de alto régimen de flujo, Sr de oleaje, St de dunas, «convolute», cantos blandos y Fl, interpretables como un sistema litoral (micromareal). La estratificación cruzada planar de gran escala sugiere un ambiente de «foreshore». Este sistema desaparece tanto hacia el E como el W.

Por encima, sigue un nuevo sistema litoral de unos 10 m. de potencia, que debuta con otro «lag» discordante sobre las unidades anteriores. Posee un marcado carácter erosivo, tiene una importancia regional, e incluso pudiera llegar a afectar a las calcarenitas con Pycnodonte (Campaniense, Gómez-Alday *et al.*, 1994). Esta superficie es asimilable a la ruptura de 68 m.a. descrita por Haq *et al.*, (1988). El «lag» asociado consta de cantos de hasta 40 cm., tanto de naturaleza silícea como carbonatada. El sistema se completa con calcarenitas en facies St y Sh de alto régimen de flujo, ricas en fósiles marinos de aguas someras: rudistas, gasterópodos, corales, briozoos, braquiópodos, etc., así como nectónicos (ammonoideos y dientes de seláceos). La asociación de facies descrita sugiere un ambiente de «offshore» en el tramo inferior y «shoreface» en el superior. A techo, aflora un tercer «lag» transgresivo compuesto de areniscas rojas con cantos blandos.

La edad de estas unidades es controvertida. Cappetta (1987) data estos sistemas litorales como de edad Maastrichtiense en base a la especie *Rhombodus binkhorsty* (un pez seláceo). Floquet (1992) hace equivaler nuestros «sistemas aluviales inferiores» con la Fm. de Sobrepeña (Maastrichtiense medio), y los «sistemas litorales superiores» con la Fm. de Torme (Maastrichtiense superior), aunque la correlación es difícil por la complejidad estratigráfica del sector.

Conclusiones. Relación diapirismo/ sedimentación

Uno de los rasgos más notorios de la serie de la Cantera de Laño es la existencia de numerosas rupturas que se manifiestan en forma de discordancias angulares (fig.3A). Su disposición relativa es tal que la inferior está solapada por la siguiente según un dispositivo en abanico (fig.3B). Este progresivo desplazamiento hacia el W de las superficies de ruptura puede explicarse mediante la actividad sinsedimentaria de un diapiro, con lo que éstas se dispondrían sobre sus flancos o su núcleo. La ubicación geográfica de las sales se encontraría en el área diapírica cercana a la localidad de Peñacerrada a unos 7 km. al W de Laño; así lo sugiere el sentido de solapamiento de las truncaciones.

Los diapiros, al menos a partir del Campaniense, se hallaban en una fase perforante, debido a la existencia de cuarzos detríticos de la variedad «Jacinto de Compostela» en varios tramos de la serie. Además, los bruscos cambios en la vertical de los sistemas sedimentarios, la frecuente aparición de evaporitas y la dolomitización pueden estar relacionados con la actividad diapírica en el sector y, por lo tanto, con la localización de las rupturas.

Por último, cabe señalar que los cambios eustáticos, tales como descensos globales del nivel del mar, pudieron tener en esta zona el efecto añadido de levantamiento o «uplift» diapírico, con

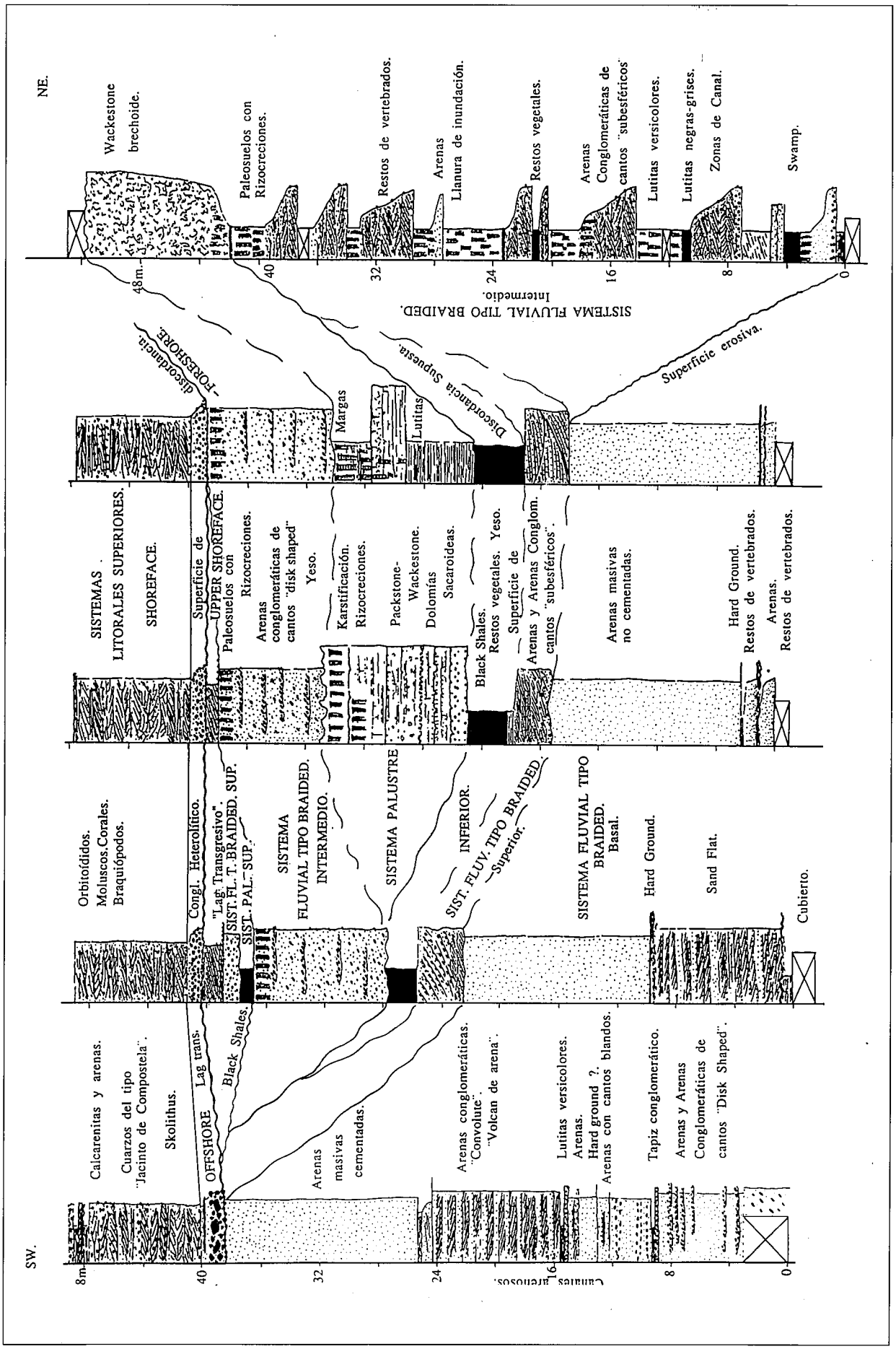

Fig.2.— Series estratigráficas de detalle del área de estudio.

Fig.2.— Detailed stratigraphic series of the studied area.

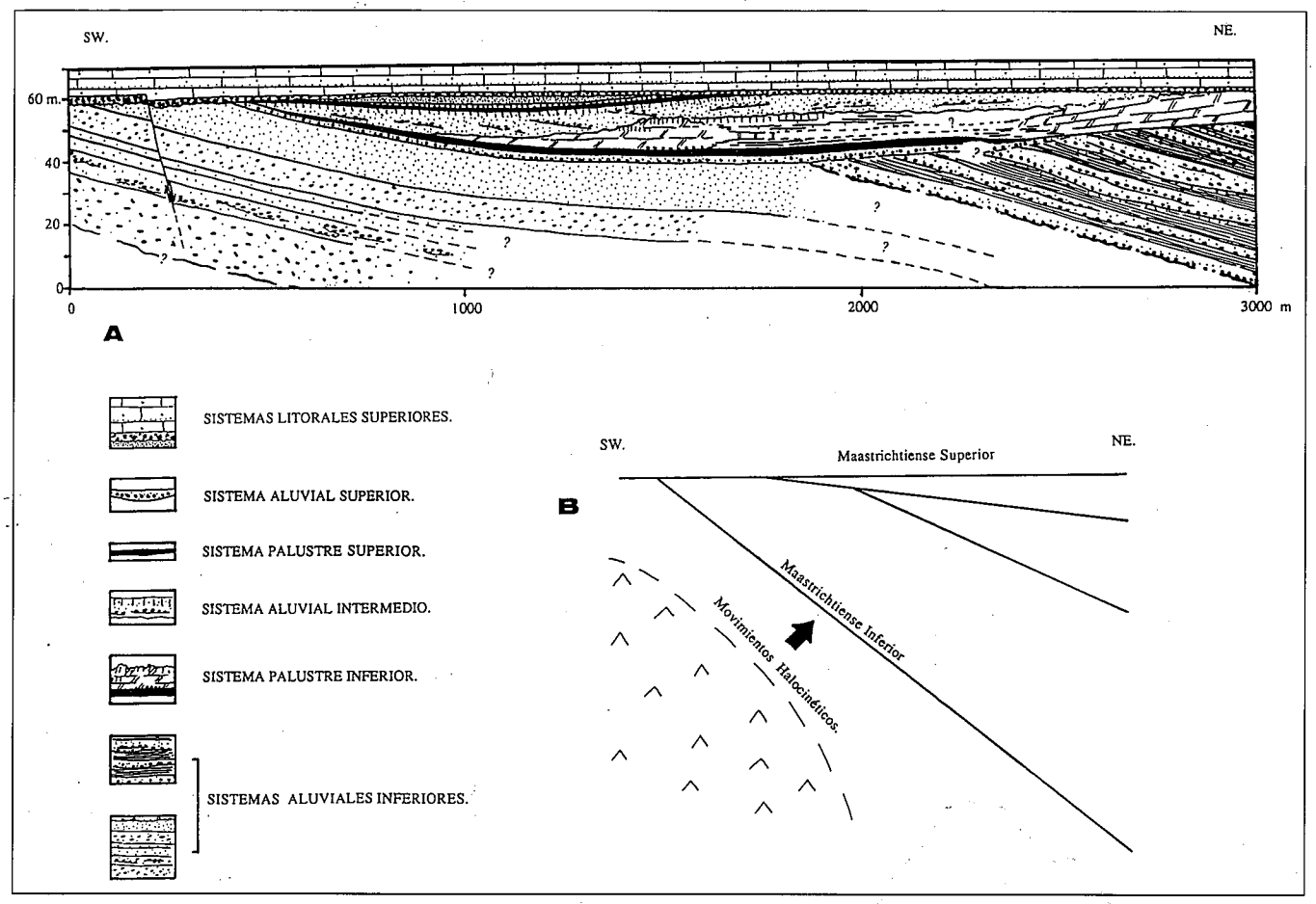

Fig.3.— A) Diagrama bidimensional de facies del área estudiada.
B) Esquema sinóptico del solapamiento de las discordancias sobre el área de levantamiento diapírico.

Fig.3.— A) Two-dimensional facies diagram of the studied area.
B) Synoptic scheme showing the overlapping of unconformities upon the diapiric uplift area.

lo cual el proceso se vería acelerado. Por el contrario, los ascensos globales quedarían obviamente ralentizados. Ello, sin duda, ha imprimido un estilo tectosedimentario y secuencial sumamente peculiar en el sector de Laño.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos de Investigación UPV/EHU 130.310-EA055/92 y CICYT PB-87-0264.

Referencias

Astibia, H.; García-Garmilla, F.; Orue-Etxebarria, X. y Rodríguez-Lázaro, J. (1985-86). Kobie, 15, 195-198.

Astibia, H.; García-Garmilla, F.; Orue-Etxebarria, X.; Rodríguez-Lázaro, J.; Buscalioni, A.D.; Sanz, J.L. and Jiménez-Fuentes, E. (1987). Cret. Res. , 8, 15-27.

Astibia, H. y 17 autores (1990). Terra Nova, 2, 460-466.

Cappetta, H. (1987). in Handbook of Paleoichth. (H.P. Schultze, ed.), 3B, 1-193. Stuttgart.

Floquet, M. (1992). Int. Sympos. Sequence. Strat. of Mesozoic-Cenozoic Basins. Field Guide Book, 130 p.

Gómez-Alday, J.J.; García-Garmilla, F. y Elorza, J. (1994). Geogaceta (este número).

Haq, B.U.; Hardenbol, J. and Vail, P.R. (1988). in Ch.K. Wilgus et al.(eds.), S.E.P.M. Spec.Publ. 42, 71-108.

Miall, A.D. (1978). Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 5, 597-604.

Pereda-Suberbiola, J.; Buffetaut, E. et Astibia, H. (1993). Pour la Science, 188, 22.