

¿En qué se parecen un bólido y un terremoto?: Procesos geofísicos asociados a las caídas de meteoritos

*How similar are a bolide and an earthquake?
Geophysical processes associated with meteorite falls*

MAR TAPIA¹ Y JOSEP M. TRIGO-RODRÍGUEZ²

¹ Laboratori d'Estudis Geofísics Eduard Fontserè – Institut d'Estudis Catalans (LEGEF-IEC). C./Carme 47, 08001 Barcelona. mtapia@iec.cat.

² Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias. Instituto de Ciencias del Espacio (CSIC-IEEC), Campus UAB, Facultat de Ciències, C5-p2, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain. trigo@ice.csic.es.

Resumen Un terremoto y un bólido a pesar de su diferente naturaleza provocan fenómenos geofísicos que pueden ser tratados con las mismas técnicas de análisis. Estos fenómenos son la generación de ondas mecánicas que se propagan a través de medios continuos y no necesariamente debido a su impacto con el suelo. Un bólido en su entrada a la atmósfera también genera ondas. Los meteoroides penetran en la atmósfera a velocidades hipersónicas que rompen la barrera del sonido y, a veces, se fragmentan generando violentos estallidos conocidos como airbursts. Como ondas que son, tanto las generadas por un terremoto como por un bólido, sufrirán el mismo tipo de efectos: reflexión, refracción, dispersión, atenuación de la energía, etc. En este artículo se pretende usar estas similitudes para explicar ciertamente en qué se parecen un bólido y un terremoto y como los geofísicos, particularmente los sismólogos, podemos ayudar con nuestros estudios a los astrónomos dedicados al estudio de bólidos y meteoritos. De igual forma también se pretende que el tema de este artículo sirva como eje conductor para explicar y sugerir experiencias al alumnado sobre toda una serie de conceptos y fenomenologías que a menudo cuesta imaginar acerca de las ondas.

Palabras clave: Bólido, estallido atmosférico, meteorito, ondas, terremoto, geofísica.

Abstract *Despite their different nature, an earthquake and a bolide produce geophysical phenomena that can be treated with the same techniques of analysis. These phenomena are the generation of mechanical waves propagating through continuous media and not necessarily because of its impact with the ground. A bolide entering the atmosphere also generates waves. The meteoroids penetrate into the atmosphere at hypersonic velocities breaking the sound barrier and are, sometimes, fragmented producing a violent explosions called airbursts. Being waves whether they are generated by an earthquake, or by a bolide, they undergo the same kinds of effects: reflection, refraction, dispersion, attenuation of energy, etc. The present paper intends to use these similarities to explain what certainly look like a bolide (or meteorite) and an earthquake and how geophysicists, particularly the seismologists, can, with their research help of astronomers who study bolides and meteorites. Similarly it is also intended that the scope of this article will serve as a guide to explain and suggest experiences to students on a range of concepts and phenomenology related to waves that are often difficult to visualize.*

Keywords: Fireball, airburst, meteorite, waves, earthquake, geophysics.

¿QUÉ TIENEN EN COMÚN LOS BÓLIDOS Y LOS TERREMOTOS? LAS ONDAS MECÁNICAS

A primera vista podríamos pensar que un terremoto y un bólido no guardan nada en común. En el primer caso un terremoto es un fenómeno natural ocurrido en el interior de la Tierra estudiado por los sismólogos y geofísicos. En cambio, un bólido es el fenómeno natural asociado a la entrada de un meteorioide a gran velocidad estudiado por los astróno-

mos que ocurre en la atmósfera debido a la entrada en ella de un objeto exterior a la Tierra.

Pero, al estudiar más a fondo estos dos fenómenos vemos que poseen una característica común que hace que los sismólogos puedan darse la mano con los astrónomos en el estudio de las caídas de meteoritos. Ambos fenómenos producen una perturbación en el medio en donde están ocurriendo y generan **ondas**. Las ondas son el objeto principal de estudio de los sismólogos para el estudio de los

terremotos y, por tanto, los métodos utilizados se podrán aplicar a las ondas generadas por bólidos al penetrar en la atmósfera y así extraer información complementaria a los estudios astronómicos.

Un terremoto genera básicamente tres tipos de ondas sísmicas: primarias (P), secundarias (S) y superficiales (Love y Rayleigh) como las que se observan en la Fig. 1 que viajan por el interior y superficie de la Tierra. En cambio un bólido o un meteorito según el caso, pueden generar ondas de sonido en la atmósfera y ondas sísmicas que viajen por la Tierra como las que se muestran en la Fig. 2, produciéndose en algunos de los casos una transformación entre onda de sonido y onda sísmica. Un terremoto, si es suficientemente energético para hacer vibrar la superficie de la Tierra cual piel de un tambor, también acabará generando ondas de sonido en la atmósfera.

Fig. 1. Ondas de un terremoto y cómo se observan en un sismograma obtenido en una estación sísmica (círculo). Modificado de Upseis: an educational site for budding seismologists (<http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/reading.html>)

LOS TERREMOTOS, SUS ONDAS Y ALGUNAS TÉCNICAS DE ESTUDIO

Definición de terremoto

Vayamos por partes. Antes de afirmar que un sismólogo puede aplicar sus conocimientos al fenómeno de los bólidos ¿por qué no explicar lo que es

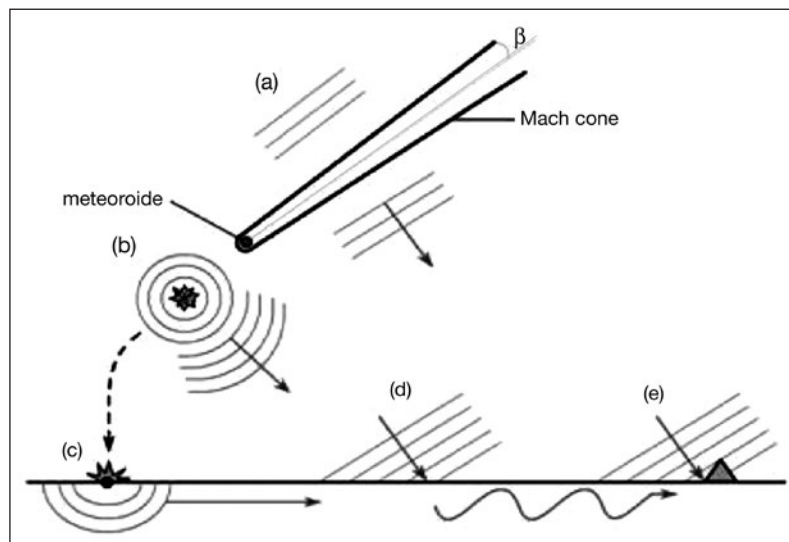
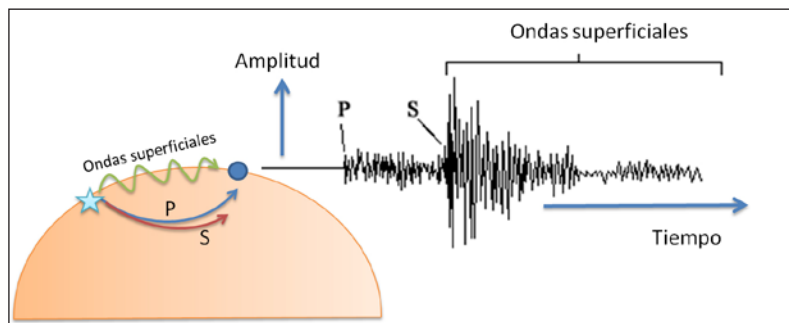


Fig. 2. Esquema general de la generación de ondas por parte de un bólido. Tres momentos de generación de ondas: a) Entrada hipersónica b) Explosiones asociadas a la fragmentación o interrupción del meteorito c) Generación de ondas sísmicas por impacto. Dos momentos de la transformación de ondas: (d) Onda de sonido al interactuar con el suelo y Generación de ondas sísmicas que viajan una distancia hasta la estación sísmica, triángulo (e) Generación directa de ondas sísmicas en los alrededores de la estación sísmica (adaptado de P.Brown). El triángulo representa una estación sísmica.

un terremoto? Es una liberación de energía que se produce en un corto espacio de tiempo al romperse o moverse masas de roca en la litosfera, es decir, una rotura o fricción en la capa sólida superficial de la Tierra. Esta liberación de energía repentina no puede quedarse concentrada y quieta, que era como estaba precisamente almacenada en las rocas mientras estas estaban deformadas antes de romperse formando el terremoto. Una vez las rocas rompen, la energía liberada se transmite alrededor y viaja a través del medio en forma de ondas sísmicas. De hecho, un terremoto no es más que la producción de **ondas mecánicas**, las cuales para generarse necesitan de una perturbación o foco (emisión de energía), en este caso el propio terremoto y, obviamente, un medio físico para propagarse.

Las ondas mecánicas

Las ondas mecánicas en general se definen como aquellas ondas que para desplazarse necesitan de un medio elástico de tal forma que las partículas de ese medio oscilarán alrededor de un punto fijo al paso de la onda (véase Cuadro al margen 1). No existirá pues un transporte de material sino simplemente de energía en el espacio. La velocidad a la que la onda se desplace dependerá de las características físicas del material en el que esté. Este es el punto importante para los geofísicos sobretodo los dedicados a la sismología de exploración, en la cual se estudian las velocidades de las ondas que se registran para deducir las propiedades del medio y así poder descubrir por ejemplo, reservas naturales de gas o hidrocarburos, sin necesidad de perforar el subsuelo. Por otro lado el conocimiento de las velocidades de las ondas sísmicas es lo que permite localizar los hipocentros o lugares donde se producen los terremotos.

Tipos de ondas

En un péndulo de Newton, la onda desplaza las partículas en la misma dirección que la perturbación inicial. Es un tipo de onda mecánica llamada onda longitudinal, pero no es el único caso. También hay otras ondas que desplazan las partículas en sentido perpendicular al avance de la onda, denominadas ondas transversales. Este desplazamiento de las partículas transversalmente al avance de la onda cabe observar que se puede realizar si las partículas entre sí están ligadas de algún modo porque sino no pueden transmitir ese movimiento transversal hacia una dirección perpendicular, es lo que se denomina técnicamente que el medio tenga rigidez. Es por eso que las ondas transversales no pueden generarse y transmitirse en un medio líquido (véase Cuadro 2). ¿Quién no ha querido mojar a otro en la playa? Fijémonos que siempre impulsamos el agua, es decir realizamos la perturbación, en la misma dirección donde está nuestro amigo-objetivo, y que si lo hiciéramos perpendicularmente lo que produciríamos serían ondas igualmente longitudinales en una dirección no deseada.

Las ondas sísmicas

Casi sin querer, hablando de ondas en general y luego de ondas longitudinales y transversales, hemos definido dos de las ondas más importantes que inter-

CUADRO 1.
EXPERIMENTANDO CON LAS ONDAS MECÁNICAS: CONCEPTOS BÁSICOS Y VELOCIDAD DE LAS ONDAS



Fig. 3. Péndulo de Newton (Autor: Dominique Tous-saint)

Un buen ejemplo de onda mecánica y su definición para experimentar en el aula sería el péndulo de Newton, como el que se muestra en la Figura 3. Aunque se utiliza normalmente para explicar al alumnado la conservación de la energía y el momento, en este caso servirá para explicar que la onda se propaga sin desplazar material alguno y estamos por tanto frente a una onda mecánica.

Todo el mundo reconoce esa configuración de bolitas colgantes aunque no todo el mundo sepa que se llama el péndulo de Newton, en el que desplazando la primera bolita al chocar con el resto, estas no se mueven hasta llegar a la última. Al chocar la primera bolita con la segunda representa la perturbación o liberación de energía, se crea la onda. La onda empieza a viajar y la perturbación se transmite a través de las otras bolitas hasta llegar a la última que no tiene a quien transmitirle la energía, con lo que se desplaza libremente volviendo a su posición inicial. En ese momento será nueva perturbación que creará una onda en la dirección contraria (véase Figura 4).

Este proceso, aunque muy rápido, no es instantáneo, necesita un tiempo desde que golpea la primera bolita hasta que llega a la última. Esto nos lleva a poder definir una de las características de las ondas: su velocidad que a su vez nos lleva a la definición de periodo y longitud de onda.

De hecho, si fuéramos capaces de medir el tiempo que tarda la perturbación en viajar a través de las bolitas, como sabemos la longitud total que ha recorrido obtendríamos la velocidad de la onda. Esta velocidad resulta ser independiente de si damos más o menos energía a la primera bola que golpea: es decir será siempre la misma.

En cambio sí que cambiara la velocidad si se realiza el experimento con bolas de diferentes materiales como podría ser vidrio o acero. En el caso del acero la onda mecánica tiene una velocidad aproximada de 6.100 m/s, del vidrio de 5.640 m/s y de la goma 1.600 m/s. Si la distancia total recorrida por la onda (Figura 4) fuera de 8cm porque las bolitas fueran de 2 cm de diámetro, el tiempo que tarda la onda en ir de un lado al otro en el caso del acero sería de 0,00013 s, del vidrio 0,00014 s y de la goma 0,0005. Como se puede observar son tiempos muy pequeños, difíciles de medir experimentalmente en el aula con un cronómetro. Pero a raíz de conocer esos tiempos, si pensáramos que cada bola podría representar un ciclo de una onda como se indica en la Figura 4, sabiendo el número de bolitas implicadas en la transmisión de la onda se nos podría ocurrir sugerir al alumnado calcular una velocidad expresada en bolas/s para que se familiarizaran con las magnitudes implicadas y el significado de la velocidad de la onda, y lo que representa un ciclo del fenómeno ondulatorio.

Un poco más sofisticado podría ser la utilización de este péndulo de Newton virtual que se encuentra en <http://www.lhup.edu/~dsimanek/scenario/newton.htm> junto con un analizador de frecuencias en una tableta o Smartphone (por ejemplo, el sound spectrum analyzer https://play.google.com/store/apps/details?id=sk.SSA_Free) y comprobar que por más alto que lancemos la primera bola y, por tanto, más energía produzcamos en la perturbación inicial, el ritmo y periodo de las oscilaciones del péndulo se mantienen. Por ello, siempre nos darán el mismo pico en el analizador de frecuencias.

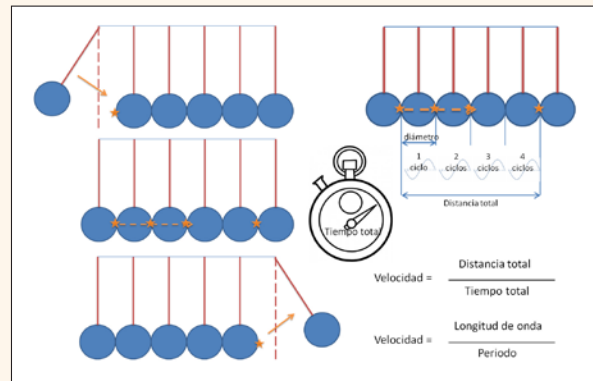


Fig. 4. Funcionamiento del péndulo de Newton. Se produce una perturbación que luego viaja de bola en bola por sus puntos de contacto, hasta darle el impulso a la última que realizará una semi-oscilación y volverá a golpear su bola contigua para generar el mismo proceso en sentido inverso. El esquema a la derecha permite medir las velocidades de onda y su relación con las características propias de la onda.

CUADRO 2

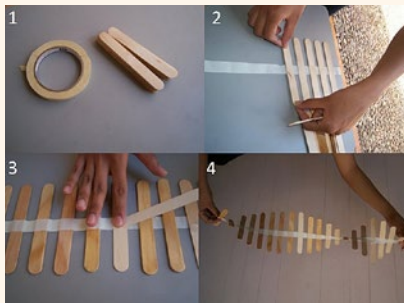


Fig. 5. Construcción de un generador de ondas transversales (extraído de <http://www.grupoquark.com>)

Un buen ejemplo práctico y casero para visualizar una onda transversal sería construir una ristra de palitos como se muestra en la Figura 5. Otro experimento clásico para crear los dos tipos de ondas sería usar un muelle con resorte (slinky) con el cual se pueden recrear tanto ondas longitudinales como transversales (Figura 6) y con el que podemos medir longitudes de onda, relacionarlas con la frecuencia o periodo que estamos perturbando el muelle y tratar de encontrar la velocidad de las ondas, tanto las longitudinales como las transversales y relacionarlas.

Tanto en el ejemplo del péndulo de Newton como en estos dos últimos se puede jugar con grabar en vídeo el experimento ya que tan fácil es ahora con móviles y tabletas y posteriormente trabajar con los fotogramas para medir tiempos, periodos, longitudes de onda y amplitudes según el caso que convenga.

Para la visualización y entendimiento básico de las ondas mecánicas se recomienda una web con contenidos educativos relacionados con las ondas: es la web de Dan Russell, catedrático de acústica de la Penn State University sobre "Acoustics and Vibration Animations". Muy recomendable darse un paseo por su rincón educativo que encontraréis en <http://www.acs.psu.edu/drussell/demos.html>. Os ofrecerá animaciones muy clarificadoras y explicaciones sencillas pero completas (en inglés).

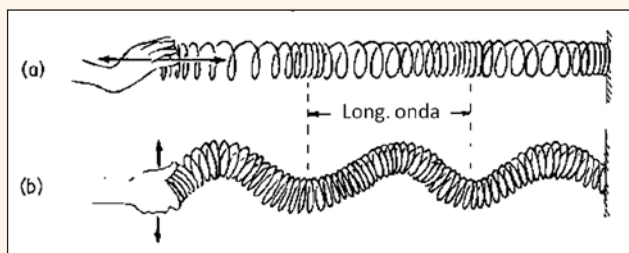


Fig. 6. Muelle con resorte (slinky) para la generación de ondas a) longitudinales b) transversales

vienen en el fenómeno de los terremotos. Estas son las ondas primarias o P, que son de tipo longitudinal; y las ondas secundarias o S, que son de tipo transversal. Ambas representan los tipos de ondas sísmicas que viajan por el interior de la Tierra. Su nombre hace referencia a sus velocidades, la onda P siempre es más rápida que la S en el mismo medio y siempre llegará primero allí donde la estemos observando. En general, para los materiales de los que están compuestas las capas más externas de la Tierra se puede aproximar que la velocidad de las ondas P es prácticamente el doble de la velocidad de las ondas S.

En un experimento controlado en que generemos una perturbación artificial (explosión, máquina

de vibraciones, cañones de burbujas en el agua...) y registremos las ondas producidas, sabremos la distancia entre el foco y el punto de observación y el tiempo que tardó la onda en iniciarse y llegar. Con esto pueden los sismólogos deducir la velocidad de las ondas y extraer propiedades del subsuelo sin tener que perforar.

Por otro lado, la presencia de estos los dos tipos de ondas (P y S) que recorren el mismo trayecto desde el foco del terremoto hasta nuestra estación sísmica o punto de observación, si conocemos los valores aproximados de sus velocidades en la litosfera terrestre nos permitirá a los sismólogos localizar donde ocurrió el terremoto (Cuadro 3).

CUADRO 3 LA LOCALIZACIÓN DE TERREMOTOS

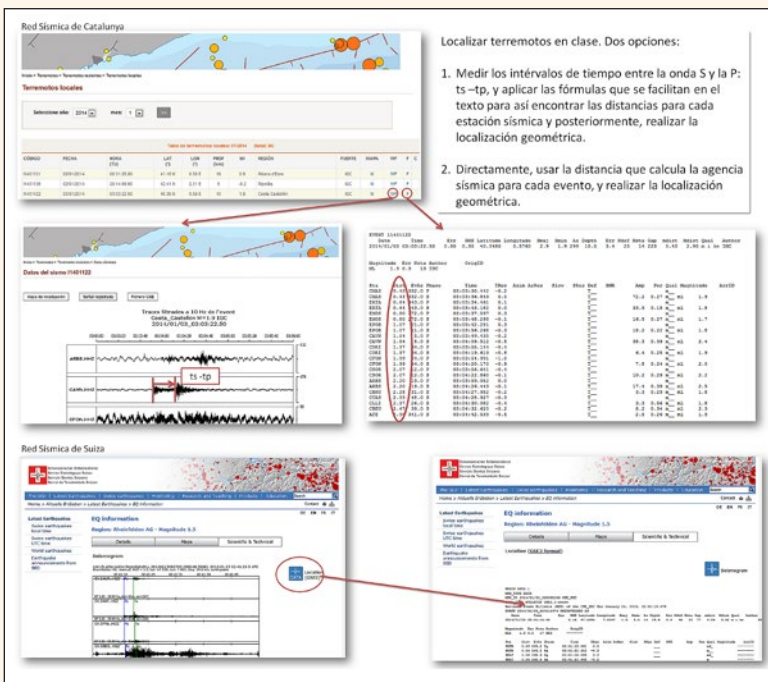


Fig.7. Recursos en red para la realización de una localización de terremoto en el aula. Agencias sísmicas catalana (IGC) y suiza (SED).

$T_s - T_p = (\text{distancia}/v_s) - (\text{distancia}/v_p) = \text{distancia} (1/v_s - 1/v_p)$

Con esta última expresión y teniendo en cuenta que para un rango de distancias entre 50-500km, lo que serían terremotos no muy lejanos, las velocidades son $v_s = 3.45 \text{ km/s}$ y $v_p = 8 \text{ km/s}$ se puede sustituir en la expresión el $T_p - s$ medido del sismograma y las velocidades de las ondas podemos obtener la distancia a la que está el terremoto de nuestra estación sísmica. Esta distancia es la que al mismo tiempo nos ofrecen las agencias sísmicas sugeridas y que podemos utilizar directamente.

Para cada estación habrá una distancia a la cual ocurrió el terremoto, distancia epicentral, pero como puede venir de cualquier dirección esto nos da una circunferencia de radio la distancia calculada. Para encontrar el epicentro del terremoto se necesitarán al menos tres estaciones sísmicas para encontrar el punto de encuentro tal y como se muestra en la Fig. 8, ya que dos nos daría dos posibles soluciones y es solo con una tercera estación que se define un único punto de coincidencia que es donde se originó el terremoto. Y voilà! ya hemos encontrado donde fue el terremoto.

Esto puede realizarse como ejercicio avanzado en el aula. Para ello utilizaremos la información que algunas agencias sísmicas ofrecen. Por ejemplo, la red sísmica de Catalunya a través de su web <http://www.igc.cat/web/es/terratremols.php> encontraremos un listado de eventos sísmicos recientes de los cuales nos muestran sus sismogramas, en los que se puede medir la llegada de la onda P y S directamente o simplemente usar las medidas que ellos realizan para cada estación sísmica. La agencia sísmica suiza (http://www.seismo.ethz.ch/index_EN) también ofrece los sismogramas y la medición de la distancia por estación sísmica. Luego en las mismas webs hay que encontrar donde se sitúa cada estación en el mapa. Seguido de la recopilación de esta información (Fig. 7) hemos de resolver el problema como se cuenta a continuación.

Para localizar un terremoto nos basaremos en que sabemos que la onda P ha tardado cierto tiempo en llegar del terremoto a la estación sísmica, y que es la distancia recorrida dividida la velocidad de la onda P lo que nos da el tiempo que ha tardado la onda P en llegarnos

$$T_p = \text{distancia}/v_p$$

Para la onda S ocurre lo mismo, tardará un tiempo mayor en llegar porque habrá recorrido la misma distancia que la onda P.

$$T_s = \text{distancia}/v_s$$

Pero nosotros solo sabemos el intervalo de tiempo que podemos medir en un sismograma entre la onda P y la S, por tanto el tiempo que tarda de más la onda S en recorrer la misma distancia que la onda P será:

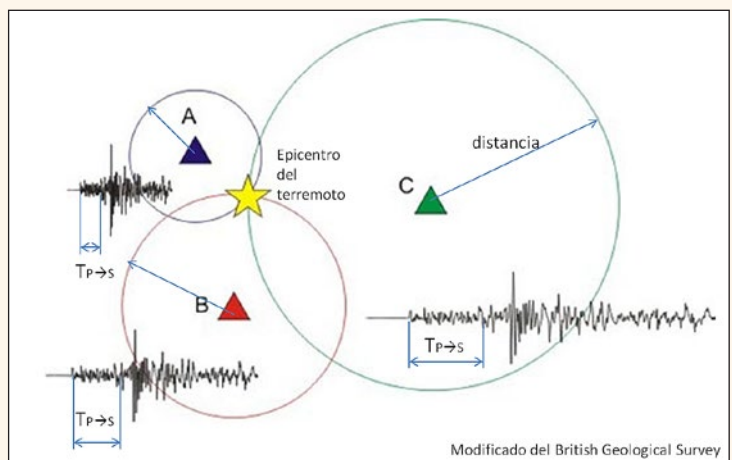


Fig. 8 Localización de un terremoto una vez hemos averiguado las distancias epicentrales de cada estación sísmica.

Visto está que las ondas P y S sirven para muchas cosas, pero no son las únicas que existen relacionadas con los terremotos. Otro tipo de ondas que tenemos cuando un terremoto ocurre son las **ondas superficiales**. Estas son la manifestación de las ondas P y S interaccionando con la superficie de la Tierra, una vez que han viajado libremente por su interior. Estas ondas son las principales causantes de los daños que producen los terremotos. Por ejemplo, las ondas Love se crean por la interacción de la onda S con la superficie de la Tierra y son completamente ondas horizontales. Por otro lado, las ondas Rayleigh de la interacción conjunta de las ondas P y S, siendo ondas de revolución, realizan movimientos elípticos retrógrados al mismo tiempo que avanzan. Ambas ondas son más lentas que las P y S siendo sus velocidades entre 1-6 km/s (Fig. 9)

Con lo descrito hasta ahora sobre ondas sísmicas y sus velocidades, se puede entender porqué un sismograma tiene el aspecto que tiene. Debido a que las ondas P son las más rápidas, las S la mitad de rápidas que las P y las superficiales (Love y Rayleigh) las más lentas de las tres, es en ese orden que se observan las ondas en un sismograma (Fig. 1). Para los científicos, observar esta especie de retrato de los seísmos que representan los sismogramas permite estudiar los tiempos de llegada y las amplitudes de las ondas que, además, permite inferir características internas de la estructura en capas de nuestro planeta (Díaz Cusí, 2012). De hecho, ¡es gracias a esto que conocemos que nuestro planeta está formado de distintas capas con características heterogéneas, ya que nunca nadie ha podido viajar al centro de la Tierra! Además, como se verá cuando hablemos de bólidos, los sismogramas nos permitirán también estudiar las ondas que estos producen para deducir las alturas y energía a las que se fragmenta, entre otros aspectos.

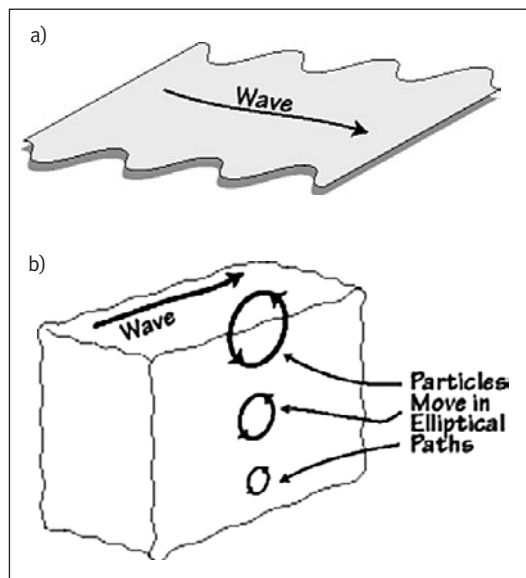


Fig. 9. a) Las ondas Love son estrictamente ondas de movimiento horizontal b) Las ondas Rayleigh se parecen a las ondas en el océano dado que su amplitud decrece con la profundidad (extraído de *Seismic Waves and Earth's Interior* por Charles J. Ammon; http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

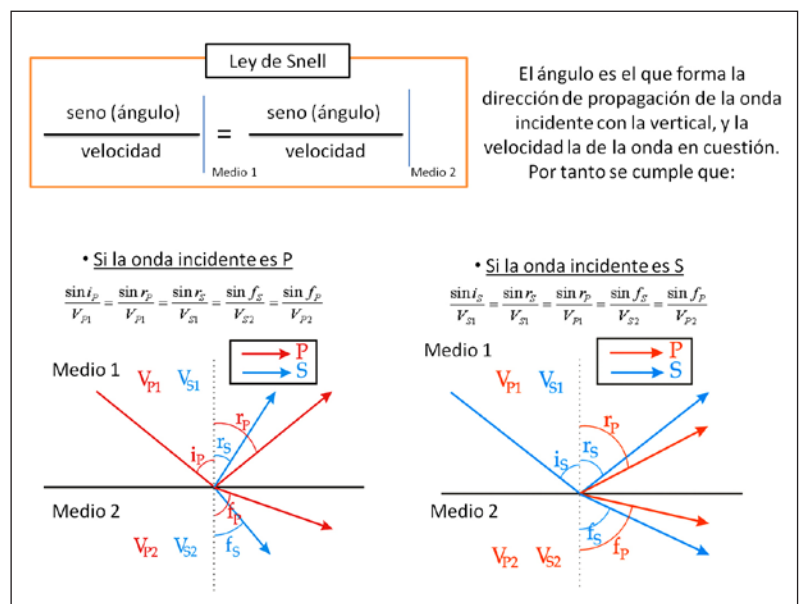
Pero los sismogramas encierran cierta complejidad ya que las ondas no son netamente ondas de un tipo u otro que viajan homogéneamente. Justamente porque el interior de la Tierra no es homogéneo a menudo se encuentran con fronteras y distintos medios en los cuales deben cambiar sus velocidades. Cuando esto ocurre las ondas sufren refracciones y reflexiones. La *ley de Snell* matemática estos fenómenos que ocurren cuando estamos en presencia de dos medios con características diferentes y por tanto diferentes velocidades de ondas. Cuando una onda llega a la zona de cambio del material, parte de ella rebota y se queda en el medio en donde estaba propagándose (reflexión) y parte de ella se transmite al nuevo medio (refracción). En la Fig. 10 se encuentra un esquema explicativo de este fenómeno.

LAS ONDAS GENERADAS POR BÓLIDOS

Como se mencionaba en la introducción y se describe en el artículo introductorio, los meteoroides penetran en la atmósfera a velocidades muy elevadas que varían entre 11 y 72 de km/s. Con lo que hemos visto hasta ahora sobre ondas podemos pensar que la onda mecánica generada por la propagación de un bólido dependerá del medio en donde se mueva, es decir, la atmósfera.

Los bólidos en su entrada a la atmósfera generan luz y gracias a ello son observables sus trayectorias. Es lo que utilizan los astrónomos para calcular sus trayectorias junto con estrellas de referencia y triangulación. Pero, al mismo tiempo, su penetración en la atmósfera genera ondas en su camino. Las ondas mecánicas que se crean por las características del medio donde desarrolla su trayectoria son ondas de sonido o infrasonido, ondas tipo longitudinales del mismo tipo que las ondas P en los terremotos pero que viajan con otra velocidad. Es importante mencionar que no tendremos presencia de ondas transversales, como las S que se daban en el caso de un terremoto ya que el aire como medio de propagación carece de rigidez.

Fig. 10. Ley de Snell. (Izq) Caso en que la onda incidente es una onda P y se generan ondas S y P tanto reflejadas como refractadas (Dcha) Caso en que la onda incidente es una onda S.



En este caso la velocidad que toma la onda de sonido en la atmósfera es, obviamente, la muy conocida cifra de 340 m/s. Notemos que es una velocidad mucho menor que la asociada a las ondas sísmicas que son del orden de km/s. También cabe destacar la alta dependencia de esta velocidad con la temperatura y la composición del aire, por lo que ese valor variará según se propaga a través de las diferentes capas. Para ejemplificar esto, es muy gráfico el experimento del “efecto de la taza de chocolate caliente” o del “agua caliente”. Si llenamos una taza o un vaso con un líquido caliente y con la cuchara golpeamos su base oiremos la onda de sonido que creamos, pero al irlo repitiendo y el líquido enfriándose notaremos como la frecuencia del sonido va cambiando indicando el cambio de temperatura.

Pero no solo presentan un mecanismo que genere ondas. Tal como se adelantó con la Fig. 2, un bólido genera ondas sónicas por dos fenómenos principalmente. Uno, cuando en su entrada a la atmósfera viaja en régimen altamente hipersónico (Tabla 1); Dos, por la presencia de explosiones en su trayectoria. Ambos fenómenos pasamos a comentarlos al detalle.

Tabla 1. Clasificación de regímenes de velocidad según el número de Mach, M.

RÉGIMEN	Nº DE MACH, M	EJEMPLOS
Subsónico	<0.7	Tren de alta velocidad. Efecto Doppler.
Transónico	0,7 – 1,2	Alas de un avión en donde coexisten velocidades subsónicas y supersónicas.
Supersónico	1,2 – 5,0	Avión a reacción, Concorde.
Hipersónico	5.0 -25.0	Avión a reacción, Boeing X-51
	>25 (altamente hipersónico)	Reentradas atmosféricas. Bólidos.

Superando la barrera del sonido

Según penetra una roca en la atmósfera comienza a interactuar bruscamente con la atmósfera conforme profundizan en las capas más densas. El meteoróide genera ondas de sonido con una estructura cilíndrica casi cónica (similar a las producidas por los aviones a reacción) al propagarse por ese medio y según profundiza pierde masa como consecuencia del calentamiento producido por la fricción (ablación). Vamos a ver porqué.

Primeramente hay que destacar que en el caso del bólido, a diferencia del terremoto, tenemos que el foco de perturbación es móvil lo que nos lleva a

un nuevo fenómeno que pueden experimentar las ondas: el *efecto Doppler*. De hecho el meteoróide va avanzando a gran velocidad a través de la atmósfera y, a medida que penetra en ella, va generando nuevas ondas de sonido. Y es más, va a una velocidad muy superior (11-72 km/s), a la velocidad de las ondas que crea, las ondas sonido (343 m/s a 20°C) con lo que estamos en presencia de otro nuevo fenómeno: romper la barrera del sonido. Es en este punto en que el meteoróide genera ondas con estructura cónica.

En la Fig. 11 se ejemplifican estos casos con el ejemplo de un avión que también es un foco móvil al igual que un meteoro o bólido. A velocidades por debajo del sonido o sub-sónicas (véase Tabla 1), lo que se tiene es el efecto Doppler y si tenemos velocidades por encima del sonido rompemos la velocidad del sonido pasando a regímenes supersónicos o hipersónicos, emitiendo ondas más deprisa que la velocidad en que se propaga la onda. Esto provoca un apilamiento de ondas en forma de cono que no tienen más que sumarse y a partir de ahí emitirse como ondas planas, es el momento en que se crea el boom sónico tan característico. Entonces, cuanto más rápido va el foco más estrecho se hace el cono, por lo que el frente de ondas planas formado en forma de cono, cada vez será más paralelo a la dirección de propagación del foco, pasando a una geometría casi cilíndrica como la se observa en la Fig. 2. De hecho, la relación de la abertura del cono y la velocidad (en este caso del avión), se relacionan a través de la fórmula que se muestra en la Fig. 11. La M es lo que comúnmente se conoce como el número de Mach y no es más que la proporción entre la velocidad que llevaría en este caso el avión respecto a la velocidad del sonido. Si el avión fuera al doble de la velocidad del sonido, el número de Mach será 2, y estaremos en una situación de M=2 y por tanto en régimen supersónico.

En el caso de los bólidos el número de Mach supera el valor de 30, una situación altamente hipersónica no alcanzada por los humanos artificialmente más que acercarse con números de Mach alrededor de 25 en el caso de re-entradas en la atmósfera de los transbordadores espaciales.

Romper la barrera del sonido en nuestra vida cotidiana es algo que parecería no encontrarse a nuestro alcance, pero podemos experimentar con un par de casos. Los aviones que rompen la barrera del sonido condensan el agua, por la bajada de presión de la onda creada y su consecuente bajada

Fig. 11. (Izq) situación de velocidad subsónica, efecto doppler. (centro) situación velocidad igual a la del sonido (dcha) velocidad supersónica y rompimiento de la barrera del sonido. Relación entre el ángulo b, que define la abertura y la velocidad que lleva el proyectil. (adaptado de www.molesybits.es)

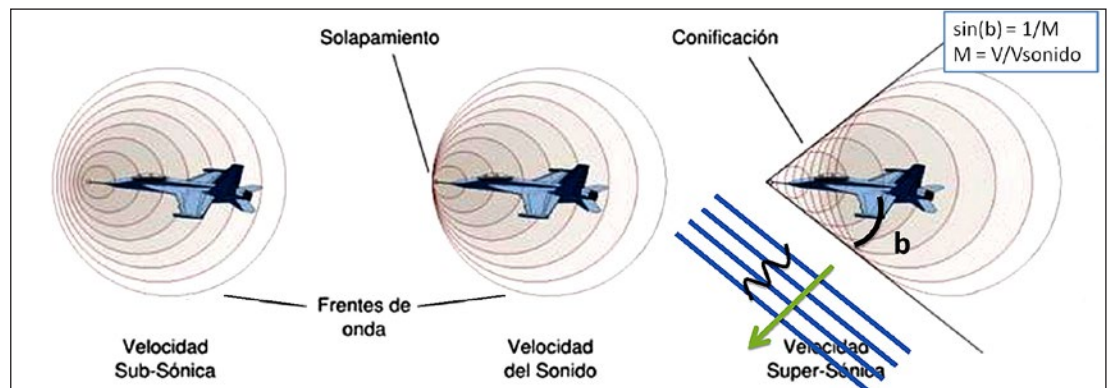




Fig. 12. ¿A qué velocidad va este avión? Si el ángulo fuera aproximadamente 30° , $\sin(30^\circ)=0.5$ y por tanto, $M=2$, este avión va al doble de la velocidad del sonido.

de temperatura, y esa nube toma la forma del cono precisamente (Singularidad de Prandtl-Glauert). Aprovechando esto podemos medir ese ángulo que forma la nube con forma de cono y averiguar a qué velocidad puede estar yendo el avión, como por ejemplo la fotografía que se muestra en la Fig. 12. Por otro lado, un sonido similar al chasquido de un látigo es el producido durante la rotura de la barrera del sonido que, por tanto, podemos identificar fácilmente. Esto se manifiesta en una onda que se propaga a lo largo del látigo, a una velocidad que es proporcional a la energía que se haya aplicado. A medida que la onda viaja hacia el extremo más delgado y más ligero del látigo, su velocidad aumenta. Puesto que la energía cinética se debe conservar, si la masa del látigo va disminuyendo a lo largo del recorrido de la onda, entonces la velocidad de la onda debe aumentar para mantener la cantidad de energía (la energía cinética es proporcional a la masa y la velocidad). Así, finalmente, la punta del látigo llega a superar la velocidad del sonido y produce el chasquido característico: el boom sónico.

Creando sonido a través de las explosiones: los airbursts

Un bólido puede penetrar en las capas más densas de la atmósfera a velocidades hipersónicas y perdiendo masa. Si este sigue profundizando, cada vez siente mayor presión hidrodinámica en su parte frontal dado que esta viene a ser proporcional a la densidad del medio y el cuadrado de la velocidad de entrada. Tal fenómeno puede producir la explosión del meteoritoide o lo que se denomina *estallido atmosférico* o en inglés se conoce como *airblast* ó *airburst* (Wasson, 2003; Trigo-Rodríguez y Llorca, 2006; Trigo-Rodríguez y Blum, 2009).

Tales estallidos son muy energéticos creando también ondas sónicas con suficiente potencial para después generar ondas sísmicas (Ens et al., 2012). Las ondas que se crean en estos estallidos o *airburst* son en este caso un frente de ondas esféricas (Fig. 2)

En Internet también podéis encontrar numerosos vídeos del boom sónico que se registró después de la caída del meteorito de Rusia el pasado 15 de Febrero de 2013. Posiblemente este sea el caso que más ha popularizado el hecho que un meteorito o meteorito también produce sonido (véase Trigo-Rodríguez et al., 2013)

Meteoritos e impactos: generación de ondas sísmicas

Y no todo termina con los dos casos anteriores. Existe un tercer caso de generación de ondas, concretamente cuando el bólido después de sufrir pérdidas de masa y explosiones, consigue llegar a la superficie de la Tierra. La velocidad que lleve le confiere una energía que al impactar con el suelo generará ondas sísmicas, así como excavará un cráter o (véase el artículo sobre el proceso de craterización de Örmö y Oms del presente número de esta revista.). En ese proceso nos enfrentamos desde el comienzo a ondas puramente sísmicas. Este es el caso más evidente de detección de impactos mediante estaciones sísmicas y es el caso que todo el mundo tiende a imaginar. Sin embargo, como podemos imaginar, es el más raro dado que no se producen a menudo grandes cráteres. El caso más curioso de los últimos años es el cráter generado en Carancas (Perú) el 15 de septiembre de 2007 (Kenkmann et al., 2009).

Registro y estudio de las ondas sísmicas de un bólido

Tanto el boom sónico por romper la barrera del sonido como los *airblast* o ondas asociadas a las explosiones sufridas por el meteorito son ondas de sonido que dependiendo de si son audibles o no, se habla también de ellas como infrasonidos. Tales ondas se pueden estudiar directamente siendo detectadas por lugares de observación con sensores que registran infrasonido. Este tipo de ondas tienen una característica muy buena y es que viajan grandes distancias sin apenas disminuir en energía (Ens et al., 2012) No se hablará en más detalle aquí dado que nos concentraremos en las ondas sísmicas pero la detección de infrasonidos es una técnica adicional que permite comprender mejor las caídas de meteoritos (Llorca et al., 2005; Brown et al., 2007).

Así, si estas ondas de sonido o infrasonido, tienen suficiente energía pueden transmitirse al suelo, pueden hacerlo vibrar como si fuera la piel de un tambor. Entonces se habrán convertido en ondas sísmicas que podremos detectar con estaciones sísmicas cercanas, ya que en cambio las ondas sísmicas todo y ser más rápidas pierden energía también más rápidamente. De hecho, la onda de sonido al interactuar con la superficie terrestre no deja de ser un caso de reflexión-refracción como el de la Fig. 10, en el que la onda incidente es la onda de sonido longitudinal y al transmitirse al suelo genera las correspondientes ondas sísmicas.

Una estación sísmica que las registre nos ofrecerá el sismograma o retrato de estas ondas y las podremos estudiar igual que se ha explicado para los terremotos. Para empezar, el aspecto que tendrán los registros no serán los característicos de los terremotos puesto que las ondas no son de los mismos tipos ni llegan en el mismo orden. Precisamente la identificación de ondas nos permitirá reconstruir el tipo de entrada que tuvo el meteorito y si experimentó diversas explosiones a lo largo de su trayectoria que evidencien su fragmentación. En la Fig. 13 se muestra un par de ejemplos de registro sísmico correspondiente a bólidos donde se pueden observar distintas ondas sísmicas que provienen de las distintas maneras de crear ondas. A veces solo se registra una o varias de las explosiones que sufre el

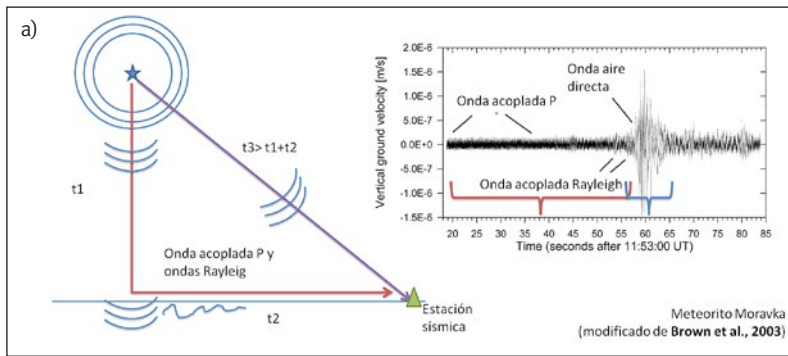
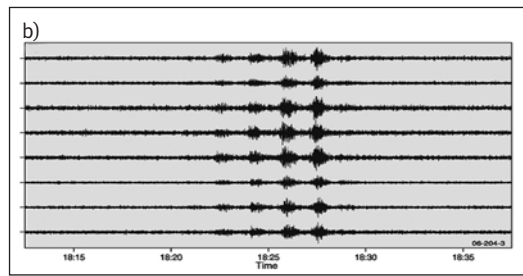


Fig. 13 a) Ejemplo de registro sísmico de un bólido. Se observa la llegada de las ondas sónicas que primero se convirtieron en ondas sísmicas y la posterior detección de la onda sonora en la estación sísmica. b) Ejemplo de registro donde se observan diversas fragmentaciones a lo largo de su trayectoria. Adaptado de Brown et al. (2003)

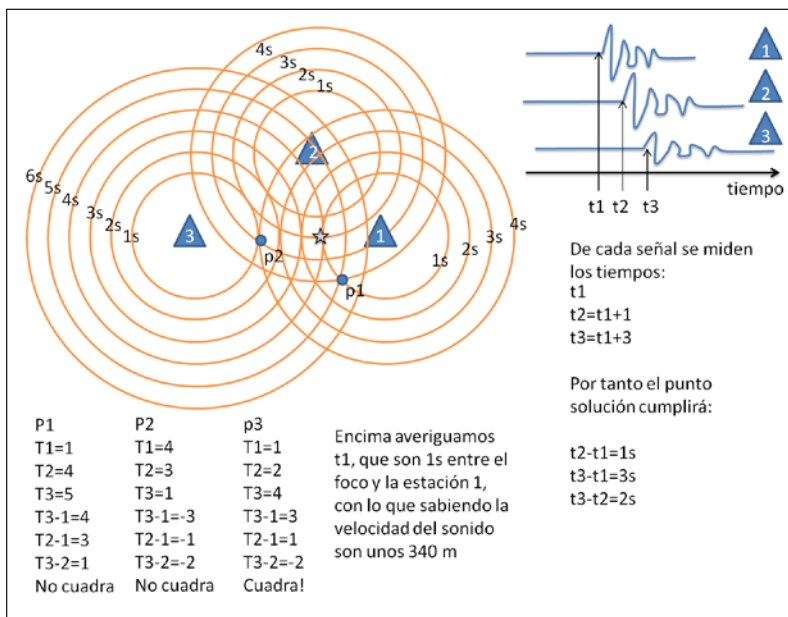


bólido (Fig. 13b), con que el punto delicado de la interpretación de los sismogramas es saber identificar qué ondas hemos recibido (Fig. 13a) y a qué pueden corresponder.

Una vez se analizan los sismogramas se puede intentar extraer más información que el tipo de recorrido que pudo tener el meteoro. Por ejemplo, si tenemos un registro correspondiente a una fragmentación explosiva en función de la amplitud que registremos podremos saber cuánta energía liberó esa explosión y deducir el tamaño del bólido. Para ello se usan calibraciones experimentales balísticas de disminución de la energía con la distancia (Ens et al., 2012, Brown et al., 2002).

Por otro lado, si tenemos la suerte de tener el bólido registrado en más de dos estaciones sísmicas, también podemos aspirar a localizarlo. En este caso, considerando solo aquellas ondas que son la onda directa de aire, tal y como se muestra en la Fig. 14, deduciremos que la velocidad de la onda en

Fig. 14. Ejemplo de localización de un meteoro. Los puntos p1, p2, p3 son cogidos como ejemplo de posibles puntos solución. P1, p2 no son soluciones posibles debido a los tiempos medidos en los registros (dcha) y en cambio p3 sí que es un punto solución (marcado con una estrella).



todo su recorrido es la del sonido a pesar de que varía mucho con la temperatura. Aquí el problema que surge es que solo tenemos un tipo de ondas, no como en el caso del terremoto en que disponíamos de una segunda onda que permitía directamente encontrar a qué distancia de cada estación se situaba el terremoto. Por tanto, al contar con una única onda se deberán generar circunferencias de tiempo alrededor de las estaciones para poder deducir su punto de la trayectoria atmosférica aproximada al que corresponda la onda analizada como se muestra en la Fig. 13. Por ejemplo usando la onda de un *airblast*, localizaríamos el punto donde fue la explosión. Además de las circunferencias de tiempo y sus puntos de intersección, podemos contar con la diferencia de tiempos entre estaciones. Obtendremos un conjunto de puntos de intersección entre las diversas estaciones, pero solo será solución aquel que cumpla no solo ser una intersección sino también que las diferencias de tiempo medidas entre estaciones sean consistentes. Este método ha sido usado en artículos como Pujol et al. (2006) ó Edwards y Hildebrand (2004).

EL PAPEL DE LA GEOFÍSICA EN LA RED ESPAÑOLA DE INVESTIGACIÓN SOBRE BÓLIDOS Y METEORITOS

Toda la fenomenología geofísica aquí expuesta al paso de grandes bólidos por la atmósfera terrestre no es habitual que pueda ser estudiada para todas las caídas de meteoritos. Desgraciadamente muchas veces se carece de datos científicos suficientes pero es cierto que la red global de infrasonidos liderada por el físico Peter Brown de la Universidad de Western Ontario (Canadá) está recopilando información de la mayoría de grandes eventos que pueden registrarse con esa técnica complementaria. De hecho el reciente artículo de Ens et al. (2012) se hace un estudio estadístico de bólidos que ofrecen suficientes datos para su análisis desde un punto de vista geofísico y un repaso de las técnicas usadas.

A pesar de eso, la Red Española de Investigación sobre bólidos y meteoritos (www.spmn.uji.es) integrada por un equipo interdisciplinario de investigadores lleva casi 20 años registrando grandes bólidos sobre la Península Ibérica y regiones limítrofes por lo que se ha interesado en tener en cuenta este tipo de estudios geofísicos como complemento a sus investigaciones astronómicas y químicas sobre meteoritos, haciendo que estas investigaciones sean, si cabe, aún más multidisciplinarias. Nosotros esperamos a tener constancia de la ocurrencia de un bólido registrado en nuestras 25 estaciones de detección ópticas o 3 de radio (forward scatter) con suficiente potencial. Entonces se reconstruye astrométricamente su trayectoria, triangulada en base a las imágenes del meteoro desde estación múltiple mediante las cámaras CCD o de vídeo detección (Trigo-Rodríguez et al., 2004, 2008; Madiedo et al., 2010). Posteriormente se comprueba la existencia de estaciones sísmicas y por tanto la existencia de registros para ser estudiados en la región cercana en superficie a la trayectoria.

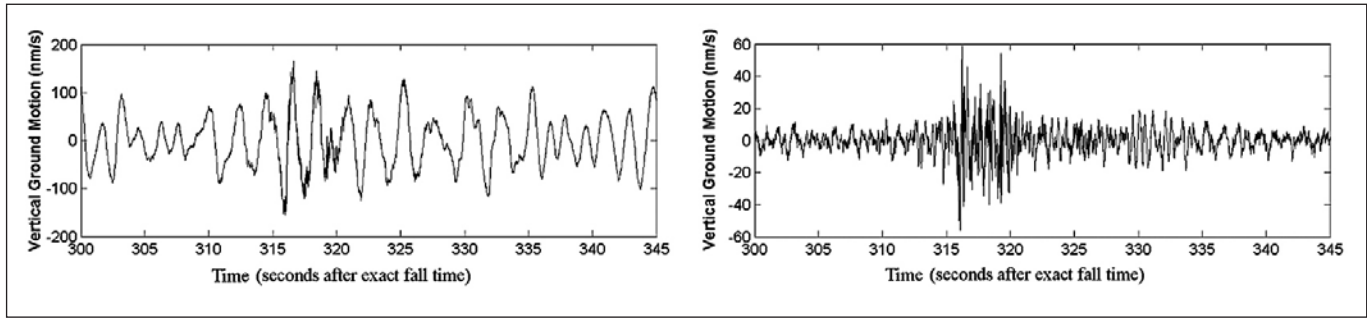


Fig. 15. Registro sísmico del meteorito Villabeto de la Peña de la componente vertical de la estación sísmica EAR1 de la Red Sísmica Española (IGN)

Gracias a la infraestructura creada por la Red ya se ha conseguido recuperar dos caídas de meteoritos en España. El primer caso fue la caída del meteorito de Villabeto de la Peña ocurrida en el pueblo palentino del mismo nombre el 4 de enero de 2004. En este caso una estación sísmica de la red sísmica española y la estación francesa de infrasonidos en Le Fleurs registraron la señal asociada de la cual se pudo extraer información que daba apoyo a los cálculos de la trayectoria y la energía liberada en una de las fragmentaciones (Llorca et al, 2005) (Fig. 15). En base a esos datos se obtuvo por novena vez en el mundo y primera en España la órbita heliocéntrica de la roca (meteoroides) de unos 70 cm de diámetro que generó esa caída de meteoritos (Trigo-Rodríguez et al., 2006).

la explosión final que sufrió el bólido. Las señales sísmicas de diferentes estaciones y la trayectoria deducida de las imágenes sugieren que se produjeron meteoritos aunque no se han podido encontrar hasta la fecha. El análisis tiempo-frecuencial también pone en relevancia un desplazamiento de las frecuencias asociado al efecto Doppler. (Tapia y Trigo-Rodríguez, 2012).

Esperamos que nuevos bólidos se sucedan y podamos contar en adelante con más datos sísmico o incluso infrasónicos que nos permitan seguir estudiando esta parte geofísica de estos fenómenos, avanzar en el conocimiento y perfeccionar técnicas aplicadas. Es un campo que genera estudios de gran belleza y singularidad, los meteoroides y meteoritos se ven (luz) pero también nos hablan (sonido)!

También lideramos desde el Grupo de Meteoritos del Instituto de Ciencias del Espacio (CSIC-IEEC) el estudio de la caída de un meteorito en Cali, Colombia. Entre los trabajos que se realizaron de caracterización del meteorito, una condrita ordinaria a medio camino entre las de clase H y L, también se pudo acceder a las señales sísmicas. Aunque todos los datos recopilados no correspondían a la señal del meteorito, dos de ellas eran claras y resultaron ser compatibles con los cálculos de trayectoria del meteorito (Fig. 16) (Trigo-Rodríguez et al 2009).

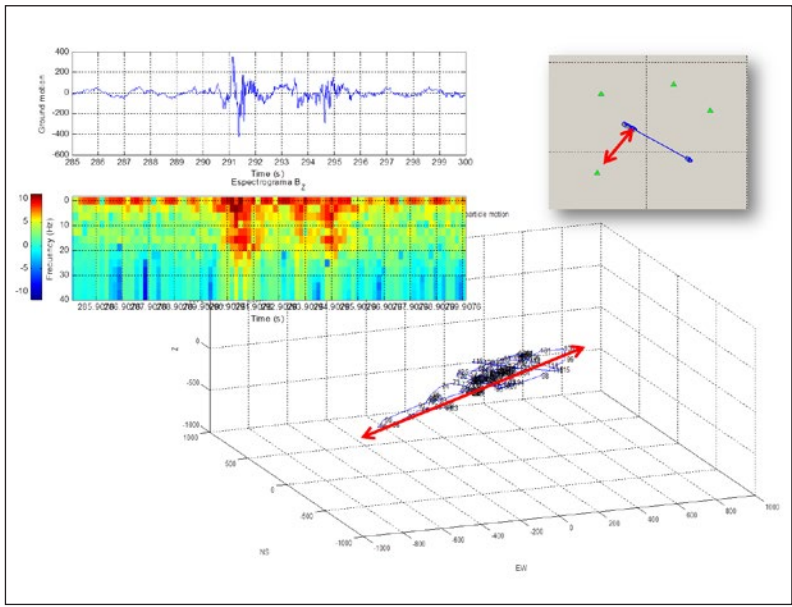


Fig. 17. Registro sísmico vertical de un bólido ocurrido en los Pre-Pirineos en el 2011. Corresponde a una estación de la Red Sísmica Catalana. Se muestra su espectro y el movimiento de la partícula el cual corresponde a onda longitudinal, por tanto onda P y coincide con la situación relativa entre estación y trayectoria del bólido.

Actualmente estamos trabajando en el caso de un bólido ocurrido sobre el Pre-Pirineo catalán que fue registrado el 12 de mayo de 2011 por varias estaciones catalanas operadas desde el Instituto de Ciencias del Espacio (CSIC-IEEC) y catalogado por la Red SPMN como SPMN120511. La región es una zona sísmicamente activa con lo que tiene una densidad elevada de estaciones sísmicas. Esto proporcionó registros sísmicos en más de dos estaciones cercanas. Los análisis siguen en curso pero algunos resultados permiten identificar distintas clases de ondas sísmicas, de ese modo corroborando la trayectoria del bólido en su fase de generación de ondas longitudinales (se muestra en la Fig. 17) y otras correspondientes a

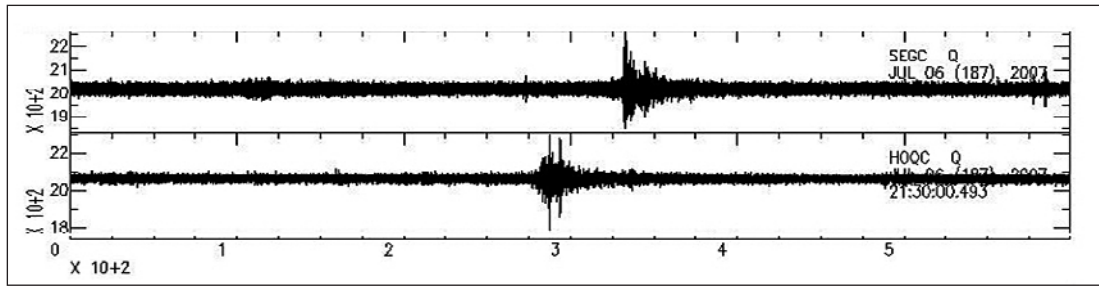


Fig. 16. Registro sísmico del meteorito de Cali de las componentes verticales de las estaciones sísmicas SEGC y HOQC de la Red Sísmica Chilena

RECURSOS EN LA WEB (CONSULTADOS DICIEMBRE 2013) (CÓDIGOS QR)

A parte de las sugerencias que se han ido haciendo durante el texto de este artículo, más experiencias y páginas web divulgativas son dignas de mención y se listan aquí (se acompañan de códigos QR para un fácil acceso a los links)

MÁS INFORMACIÓN SOBRE BÓLIDOS

Página web Red SPMN: www.spmn.uji.es

Listado de bólidos de la Red SPMN:

<http://www.spmn.uji.es/ESP/SPMNlist.html>

Página de reporte de bólidos:

<http://www.spmn.uji.es/ESP/reporte.html>

<http://www.catfisica.com/11s02/11s02.htm>



EXPERIMENTOS Y CURIOSIDADES SOBRE EL SONIDO:

Experimento “apagar la vela”:

<http://www.youtube.com/watch?v=OjA4Ve1dYLg>



Experimento “ver ondas sonoras”:

<http://todoesfisicayquimica.blogspot.com.es/2012/03/inauguro-seccion-experimentos.html>;



<http://www.youtube.com/watch?v=5LRk4AB43G8>



<http://www.youtube.com/watch?v=TzERdpwLFU>



Vídeo explicativo sobre la barrera del sonido:

http://www.youtube.com/watch?feature=player_embedded&v=Go2uVZn4ROo



El sonido: recursos de física

http://www.rrfisica.cat/num/num11/article_num=26&pos=8&total=9&art=133.html



EXPERIMENTOS SOBRE ONDAS:

<http://intercentres.edu.gva.es/iesleonardodavinci/Fisica/Ondas/Ondas03.htm>



<http://www.acs.psu.edu/drussell/demos.html>



Experimentos con el péndulo de Newton:

<http://www.lhup.edu/~dsimanek/scenario/cradle.htm>



Videos sobre ondas:

<https://www.khanacademy.org/science/physics/waves-and-optics>



Ondas sísmicas e interior de la Tierra:

http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html



<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/>



BIBLIOGRAFÍA

Brown, P.G., ReVelle, D.O., Tagliaferri, E and Hildebrand, A.R. 2002 An entry model for the Tagish Lake fireball using seismic, satellite and infrasound records. *Meteoritics and Planetary Science* 37, 661-675.

Brown, P. G.; Kalenda, P.; Revelle, D. O.; Borovička, J. (2003) The Morávka meteorite fall: 2 Interpretation of infrasonic and seismic data. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 989-1003.

Brown P.G., Edwards W.N., ReVelle D.O., Spurný P. 2007. Acoustic analysis of shock production by very high-altitude meteors – I: infrasonic observations, dynamics and luminosity, *J of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69: 600-620.

Díaz Cusí, J. (2012) L'estructura interna de la Terra. En *La Terra a l'Univers*, Suplement Història Natural dels Països Catalans, Enciclopèdia Catalana, Barcelona, pàgs.. 69-81.

Edwards W.N., Hildebrand A.R. 2004. SUPRACENTER: Locating fireball terminal bursts in the atmosphere using seismic arrivals, *Meteoritics and Planetary Science*, 39: 1449-1460.

Ens T.A., Brown P.G., Edwards W.N. y Silber E.A. (2012) Infrasound production by bolides: A global statistical study. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 80 (2012) 208–229.

Kenkmann T., Artemieva N.A., Wünnemann K., Poelchau M.H., Elbeshhausen D. y Núñez del Prado H. (2009) The Carancas meteorite impact crater, Peru: Geologic surveying and modeling of crater formation and atmospheric passage. *Meteoritics and Planetary Science* 44, 985-1000.

Llorca J., Trigo-Rodríguez J.M., Ortiz J.L., Docobo J.A., García-Guinea E., Castro-Tirado A.J., Rubin A.E., Eugster O., Edwards W., Laubenstein M. y Casanova I. The Villalbeto de la Peña meteorite fall: I. Fireball energy, meteorite recovery, strewn field, and petrography. *Meteoritics & Planetary Science* 40, Nr 6, 795–804 (2005).

Madiedo J.M., Trigo-Rodríguez J.M., Ortiz J.L. y Morales N. (2010) Robotic systems for meteor observing and Moon Impact flashes detection in Spain. *Advances in Astronomy*, article ID 167494, 5 pàgs.

Pujol J., Rydelek P. y Ishihara Y. (2006) Analytical and graphical determination of the trajectory of a fireball using seismic data. *Planetary and Space Science* 54 (2006) 78–86

Tapia, M., Trigo-Rodríguez, J. M. (2012) Using seismic data to detect and study bolides: the case study of May 11th, 2011 bolide., *European Planetary Science Congress 2012*, id. EPSC2012-443.

Trigo-Rodríguez J.M. y J. Llorca (2006) Cometary meteoroids strength: clues to the structure and evolution of comets. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 372, 655-660.

Trigo-Rodríguez J.M. y J. Blum (2009) “Tensile strength as an indicator of the degree of primitiveness of undifferentiated bodies”, *Planetary and Space Science* 57, 243-249.

Trigo-Rodríguez J.M., A. Castro-Tirado, J. Llorca, J. Fabregat, V. J. Martínez, V. Reglero, M. Jelínek, P. Kubánek, T. Mateo and A. de Ugarte Postigo (2004) The development of the Spanish Fireball Network using a new all-sky CCD system. *Earth, Moon Planets* 95, 553-567.

Trigo-Rodríguez J.M., J. Borovička, P. Spurný, J.L. Ortiz, J.A. Docobo, A.J. Castro-Tirado, and J. Llorca (2006) “The Villalbeto de la Peña meteorite fall: II. Determination of the atmospheric trajectory and orbit”, *Meteoritics & Planetary Science* 41, 505-517.

Trigo-Rodríguez J.M., J.M. Madiedo, P.S. Gural, A.J. Castro-Tirado, J. Llorca, J. Fabregat, S. Vitek, and P. Pujols (2008) Determination of meteoroid orbits and spatial fluxes by using high-resolution all-sky CCD cameras, *Earth Moon and Planets* 102, 231-240.

Trigo-Rodríguez, J.M., Llorca, J., Rubin, A., Grossman, J.N., Sears, D.W.G., Naranjo, M., Bretzius, S., Tapia, M. and Guarín Sepúlveda, M. (2009). The Cali meteorite fall: a new H/L ordinary chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, vol 44, Issue 2, p211-220.

Trigo-Rodríguez J.M., M. Tapia, J. Dergham, C.E. Moyano-Camero C.E. y J.M. Madiedo (2013) El superbólide de Cheliábinsk. *Revista Enseñanza de las Ciencias de la Tierra-AEPECT* nº 21-1, Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Madrid, pp. 95-100.

Wasson J.T. (2003) Large Aerial Bursts: An Important Class of Terrestrial Accretionary Events, *Astrobiology* 3:1, 163-179. ■

Este artículo fue solicitado desde ECT el día 22 de julio de 2013, y aceptado definitivamente para su publicación el 3 de diciembre de 2013