

Coneixement de la litosfera a partir de perfils sísmics

Emma Suriñach Cornet*

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona

Introducció

Una de les línies d'investigació en l'àmbit de les ciències de la Terra és l'estudi de la litosfera, és a dir, aproximadament els 100-200 primers quilòmetres de la Terra. La litosfera inclou l'escorça terrestre (30-40 km) i una part del mantell superior.

El coneixement de la litosfera és molt important per a la humanitat, ja que hi estan lligats els fenòmens relatius a l'activitat de la Terra, que alhora l'afecten, com ara els terratrèmols i els volcans. A més, el seu coneixement està directament relacionat amb el seu aprofitament (camps geotèrmics, energia fòssil...).

El coneixement que avui dia tenim dels paràmetres físics de la litosfera a partir de mesures directes és molt escàs. Existeixen diversos sondatges arreu del món que no superen els 3 o 4 km de fondària. Hi ha un sondatge profund (13 km) a la península de Kola i també n'està previst un altre de profund (anomenat KTB) a Bavària (Alemanya), que actualment no ha superat els 5 km. La informació obtinguda d'aquests sondatges és útil, però ni la cobertura ni la fondària són suficients per treure conclusions generals sobre les característiques de la litosfera. En realitat, el coneixement de la litosfera s'obté de manera indirecta a partir d'observacions a la superfície terrestre.

Tractem aquí del mètode de perfils sísmics que, possiblement, és el que permet obtenir informació de la litosfera amb més resolució. La qüestió s'emmarca en l'àmbit de la sismologia, la part de la geofísica que estudia la propagació d'ones a l'interior de la Terra, per tal de deduir-ne el comportament elàstic. De fet, els paràmetres elàstics no són directament obtenibles a partir de l'observació. El que se n'obté són les velocitats de propagació de les ones sísmiques i és a partir d'aquests valors que es dedueixen els paràmetres elàstics.

Els estudis de la litosfera, des del punt de vista que hem triat, van començar a final de la dècada dels seixanta. Les tècniques que s'utilitzen ja havien estat aplicades els anys vint en el camp de l'exploració geofísica, en qüestions relacionades amb la recerca de recursos energètics. No obstant això, l'aplicació a l'estudi de la

litosfera, que involucra una altra escala d'actuació i, per tant, de plantejament i de metodologia, es va generalitzar en l'àmbit acadèmic cap als anys setanta. Des de llavors i fins ara, les tècniques i la metodologia d'estudi han anat evolucionant. Aquesta evolució, que encara estem presenciant, és deguda, com en altres ciències, a les millores tecnològiques que permeten disposar, d'una banda, de la instrumentació adient per obtenir dades i, d'una altra, de l'equipament d'ordinadors adequat per fer els càlculs en un temps breu i amb gran quantitat de dades. La millora tecnològica permet configurar els experiments de la manera més adient per als estudis que interessin, però no hem d'oblidar la tasca de la comunitat científica que constantment millora i adequa els algorismes d'interpretació. Aquest és, també, un factor importantíssim. Com a conseqüència de l'evolució de les tècniques i la metodologia, el coneixement de la litosfera ha anat canviant, i per tant, també ho ha fet la imatge que en tenim.

Metodologia: els perfils sísmics

El reconeixement sísmic que utilitza fonts d'energia controlades que denominem perfils sísmics profunds, és el mètode que, fins ara, permet obtenir amb millor resolució el comportament elàstic de la litosfera.

La tècnica de perfils sísmics consisteix bàsicament en l'estudi de la propagació, en la zona d'interès, de les ones generades per una font puntual coneguda, el senyal de les quals és recollit en estacions portàtils. Tant aquestes com la font se situen a la superfície.

Existeixen, però, dues metodologies segons com siguin la geometria de l'experiment, el tipus de dispositiu i les freqüències utilitzades:

- a) sísmica de reflexió vertical i
- b) sísmica de refracció i reflexió de gran angle.

La sísmica de reflexió vertical estudia les ones que, després de penetrar a l'escorça, són recollides a la superfície a distàncies no superiors a 10 km de la font. Per tant, el seu recorregut és pràcticament vertical. És un mètode de gran resolució, donades les altes freqüències amb què treballa, que permet obtenir una imatge de les diferents discontinuïtats internes de l'escorça.

Per la seva banda, la sísmica de refracció-reflexió de gran angle estudia les ones que, després de travessar l'escorça, es recullen a grans distàncies (10-700 km) de

*Emma Suriñach Cornet (Barcelona, 1951) és doctora en física per la Universitat Complutense de Madrid (1981) i professora titular de geofísica a la Universitat de Barcelona. Aquest article arribà a la redacció el mes de març de 1993

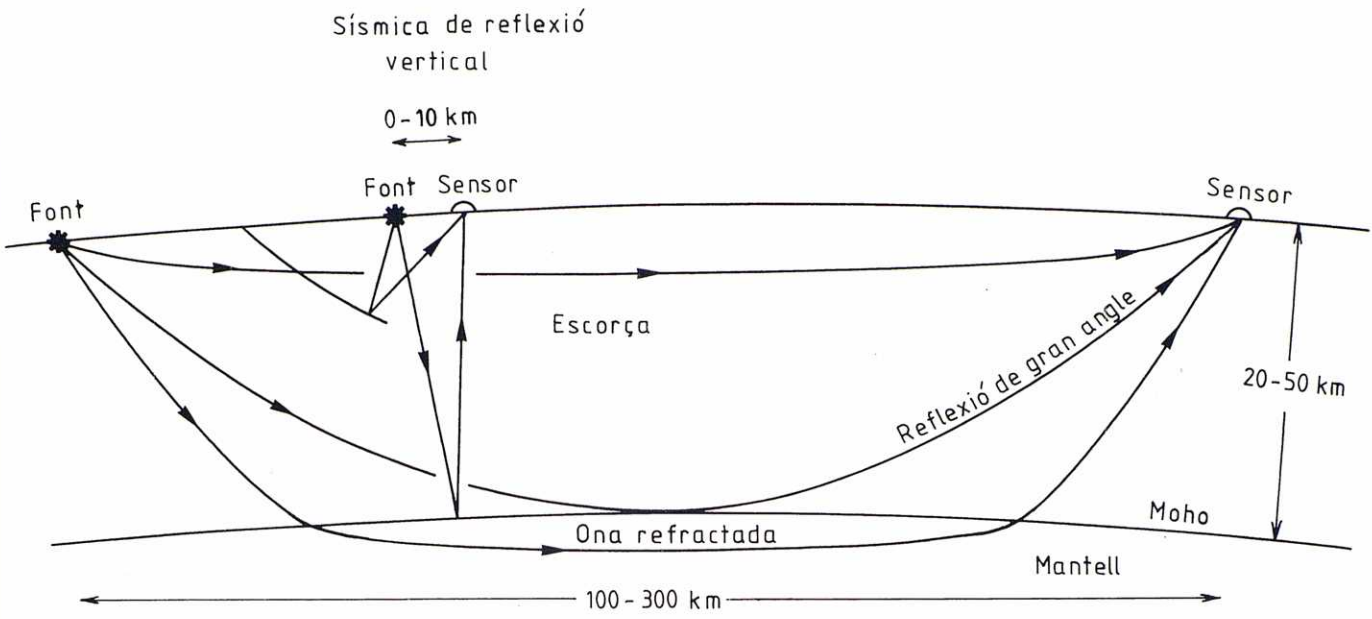


Figura 1: Esquema que representa les trajectòries dels raigs a l'escorça i el mantell superior segons els mètodes de la sísmica de reflexió vertical i la sísmica de refracció-reflexió de gran angle

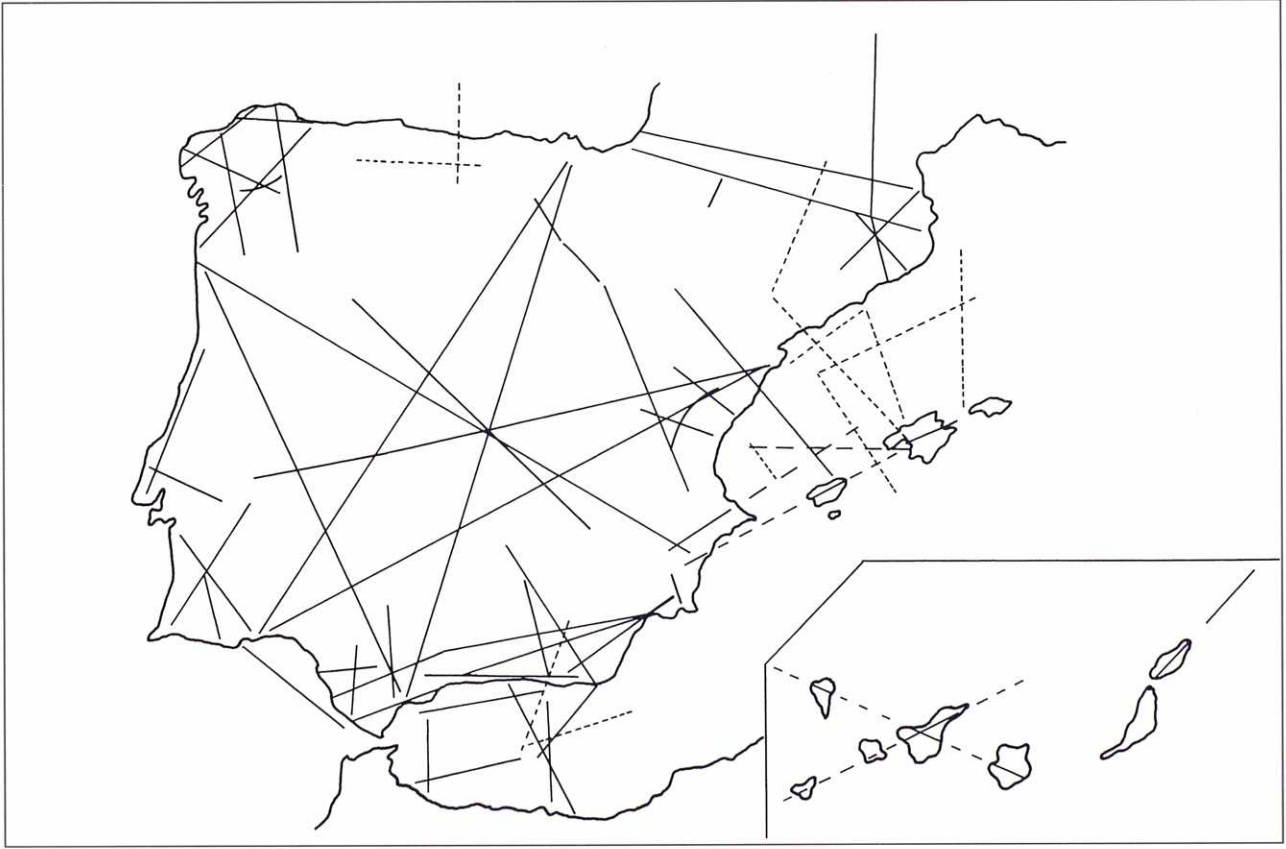


Figura 2: Perfils sísmics realitzats a la península Ibèrica i les illes Balears i Canàries: en ratlla contínua, refracció-reflexió de gran angle. En traç discontinu, reflexió vertical

la font. Aquesta metodologia és la més generalitzada i permet trobar, a més de les diferents discontinuïtats intracrostals, una estimació dels valors de les velocitats de propagació de les ones sísmiques a les diferents parts de l'escorça, cosa que no és possible amb el primer mètode. A la figura 1 presentem un esquema de les trajectòries de les ones segons cada mètode. Si bé avui s'està imposant en el món l'aplicació de la sísmica de reflexió vertical per al coneixement de la litosfera, les grans despeses que comporta l'experiment encara són una limitació perquè s'apliqui.

La sísmica de refracció-reflexió de gran angle és la més àmpliament utilitzada. Aquesta tècnica també comporta grans despeses, però no són tan grans com en el cas anterior, ja que el nombre de fonts d'energia que és necessari per cobrir la mateixa distància és menor, tot i que la font d'energia ha de ser més potent per arribar més lluny. A més, pot dur-se a terme en l'àmbit acadèmic, al contrari del cas d'abans en el qual la realització es deixa en mans d'empreses especialitzades. En la figura 2 indiquem alguns dels perfils sísmics realitzats a Espanya. Es pot observar que tant el traçat dels perfils com l'emplaçament de les fonts han estat marins o terrestres segons el cas. Pel que fa a les fonts en terra, algunes vegades s'han aprofitat voladures de canteres, mentre que en d'altres s'ha preparat expressament la voladura.

Les dues metodologies no es diferencien solament en el procediment d'obtenció de dades i en el recorregut de les ones, sinó que el mètode d'interpretació de les dades també és diferent. Mentre que en la sísmica de refracció-reflexió de gran angle la modelització és el mètode emprat per obtenir els models de litosfera, en la sísmica de reflexió, els esforços interpretatius es limiten actualment al tractament del senyal per obtenir una bona imatge de les discontinuïtats de l'escorça. Un cop tenim aquesta imatge, plantegem models qualitius de la litosfera. En aquest segon cas, la modelització s'utilitza molt limitadament i en zones molt concretes, connectades en general amb l'obtenció de recursos energètics. En aquest treball tractarem de la sísmica de refracció-reflexió de gran angle i dels seus mètodes interpretatius, ja que és la més comunament aplicada en l'àmbit acadèmic i la que comporta un contingut físic més general. A més, una adequació d'alguns dels algorismes corresponents a la teoria que aquí veurem, també és vàlida per a la sísmica de reflexió vertical.

Els experiments: obtenció de dades

Ja hem comentat anteriorment que les dues metodologies es basen en l'observació de les ones, en concret en el temps de propagació i la forma, una vegada han travessat la zona d'interès. El dispositiu que utilitza la sísmica de refracció-reflexió de gran angle és el següent: en un punt conegut, S , i en un temps determinat, T , es fa

una explosió controlada. Aquesta pot consistir en una voladura de cantera, una explosió provocada per aire comprimit, etc. En línia recta amb aquest punt S , col·loquem els sensors (geòfons) distants dX km, cobrint una distància de L km. Depenent de la distància X a l'origen S , les diferents estacions sensores rebran diferent tipus d'informació consistent en les diverses fases sísmiques generades. Un model elemental de litosfera ens ajudarà a introduir-les.

Suposem una litosfera composta per una capa (escorça) de gruix H , homogènia i isòtropa en relació amb les velocitats de propagació de les ones sobre un medi semiinfinít (mantell) amb característiques diferents (figura 3a).

Sabem que la propagació d'una pertorbació en un medi es pot descompondre en una ona compressiva i una altra de cisalla, que es propaguen amb velocitat diferent (Love, 1944). La primera, compressional, es denomina ona P i la segona, de cisalla, S . Siguin α_1 i β_1 , i α_2 i β_2 les velocitats de propagació de les ones P i S a l'escorça i el mantell respectivament. Per a un mateix material es compleix $\beta < \alpha$. A més, per a l'escorça i el mantell es compleix $\alpha_2 > \alpha_1$. En aquesta situació, la pertorbació provocada per una font puntual i instantània d'energia a la superfície lliure es propagarà per la capa i pel medi. Considerant la teoria de raigs (en aquest cas és acceptable, tenint en compte les freqüències que entren en joc en relació amb les estructures que es volen estudiar), és a dir, considerant l'òptica geomètrica i considerant només les ones P (també és podria fer amb les S), podrem distingir els tipus diferents de raigs observats a la superfície lliure (és la superfície lliure d'esforços que en el nostre cas coincideix amb la superfície de la Terra) (figura 3): - un raig directe (Pg), que es propaga per la discontinuïtat superfície lliure-escorça; - un raig reflectit ($P_M P$), a la discontinuïtat escorça-mantell (Moho), i - un raig refractat crític (P_n), que incideix a la base de l'escorça amb l'angle crític i_c ($i_c = \arcsin(\alpha_1/\alpha_2)$), que es transmet per la discontinuïtat i torna a refractar-se amb el mateix angle. A més, tindrem un raig refractat que passarà al segon medi i no arribarà a la superfície.

Un observador a la superfície¹ a una distància X de la font d'energia rebrà, en funció del temps de recorregut, les diferents fases o raigs generats. Aquest moviment del terra al pas de les ones sísmiques, en funció del temps, que queda enregistrat en els aparells de mesura és el que es denomina sismograma.

A partir de la geometria elemental i la llei de Snell,

¹Aquests observadors són sismòmetres, aparells de mesura a la superfície, que permeten determinar els moviments del terreny, ja siguin desplaçaments, velocitats o acceleracions. Hi ha una àrea d'estudi dedicada a la sismometria que tracta exclusivament de la construcció i el disseny d'aparells de mesura segons el tipus d'informació que es vol obtenir. Tractar d'aquest tema és fora del nostre propòsit. No obstant això, cal dir que és una línia molt àmplia i que és també gràcies a la millora dels equips que s'està avançant en el coneixement de l'interior de la Terra

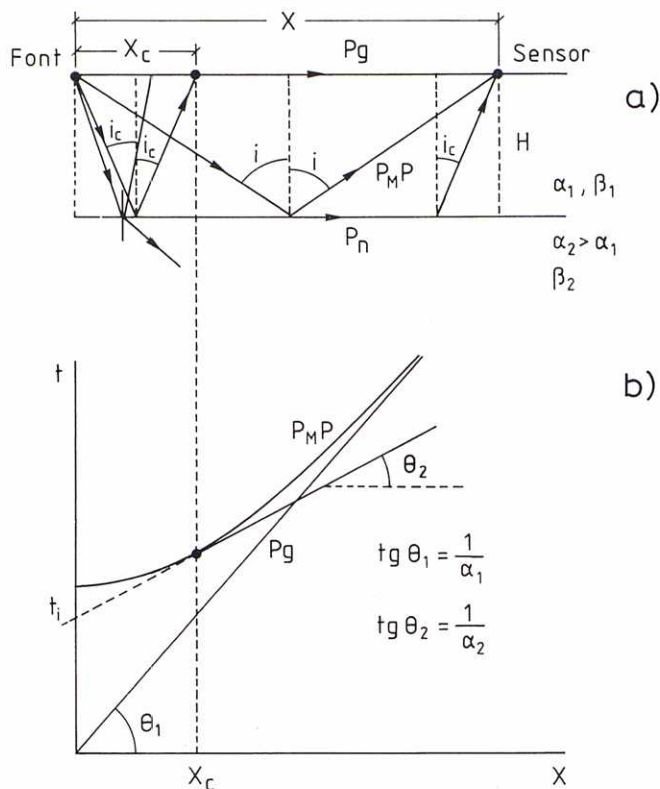


Figura 3: a) Propagació de raigs en una capa sobre un medi semiinfinit. b) Dromocrones dels diferents raigs

utilitzada en òptica, és possible obtenir l'equació del temps de propagació (o recorregut) de les diferents fases (o arribades) en funció de la distància horitzontal.

Per a la fase directa Pg

$$t = \frac{X}{\alpha_1} \quad (1)$$

per a la $P_M P$

$$t = \frac{2}{\alpha_1} \left(\left(\frac{X}{2} \right)^2 + H^2 \right)^{1/2} \quad (2)$$

i per a la P_n

$$t = \frac{X}{\alpha_2} + \frac{2H}{\alpha_1 \alpha_2} (\alpha_2^2 - \alpha_1^2)^{1/2} \quad (3)$$

La representació gràfica d'aquestes funcions del temps de recorregut-distància horitzontal, que s'anomenen dromocrones, es troba a la figura 3b.

Les dromocrones de les fases Pg i P_n són rectes amb pendent igual a la inversa de la velocitat de propagació de les ones a la capa (α_1) i el medi semiinfinit (α_2). L'ordenada a l'origen de la dromocrona P_n , anomenada temps d'intersecció, t_i , depèn d'aquestes velocitats i del gruix de la capa H .

La dromocrona corresponent a la fase $P_M P$ és una branca d'hipèrbola de vèrtex en l'eix t , tangent a la recta

P_n , que físicament existeix a partir de la distància crítica X_c i és asymptota a la recta Pg .

Fins ara hem considerat un model de medi homogeni amb velocitat constant. Un altre model elemental de medi que cal estudiar és aquell en què la velocitat de propagació de les ones sísmiques $v(z)$ varia gradualment amb la profunditat. Aquesta situació es dona a la natura, a causa de l'augment de la pressió amb la fondària.

Suposant una variació contínua de la velocitat amb la fondària en la capa (escorça), les ones que es propaguin per aquesta tindran trajectòries corbes, com indica la figura 4, i estaran regides per la llei de Snell que, per a un medi pla (en aquests estudis l'aproximació de Terra plana és bona), és:

$$p = \frac{\sin \theta}{v(z)} = Cnt,$$

on p es el paràmetre del raig, que roman constant i θ és l'angle entre el raig incident i la normal a la superfície en el punt de velocitat $v(z)$.

Si la velocitat augmenta gradualment amb la fondària, el raig gira a una fondària z_m . Per tant, es compleix que

$$p = \frac{1}{v(z_m)} = \frac{\sin \theta_0}{v(z_0)},$$

on θ_0 i $v(z_0)$ són l'angle i la velocitat a la font. La figura 4 presenta aquesta situació.

Ara, les equacions de la distància d'emergència a la superfície, X , i del temps de recorregut, T , d'un raig que emergeix de la font amb paràmetre p són:

$$X(p) = 2p \int_0^{z_m} \frac{dz}{(\eta^2(z) - p^2)^{1/2}} \quad (4)$$

$$T(p) = 2pX(p) + \int_0^{z_m} (\eta^2(z) - p^2)^{1/2} dz, \quad (5)$$

on $\eta(z) = 1/v(z)$.

Si considerem una variació creixent de la velocitat $v(z)$ amb la fondària, la corba dromocrona és cònca respecte de l'eix de distàncies, ja que a les corbes dromocrones es compleix que $dT/dX = p = 1/v(z_m)$ i, tenint en compte la llei de Snell, també ho són les trajectòries en el medi considerat.

A la figura 5 es representa una simulació del que apareixeria si poséssim les diverses observacions (sismogrames), que depenen del temps, en funció de la distància a la font. Aquest tipus de representació es denomina muntatge o secció de registres i es correspon amb la que s'efectua amb les observacions obtingudes al camp.

La interpretació de les dades, és a dir, l'obtenció dels paràmetres de la litosfera, consisteix a determinar,

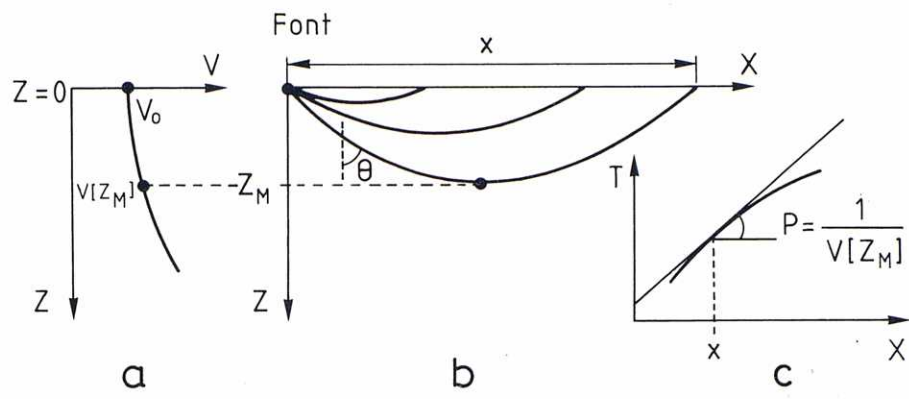


Figura 4: Propagació dels raigs en un medi amb augment de velocitat amb la fondària. a) Model de la distribució de velocitat. b) Trajectòries dels raigs. c) Corba dromocrona

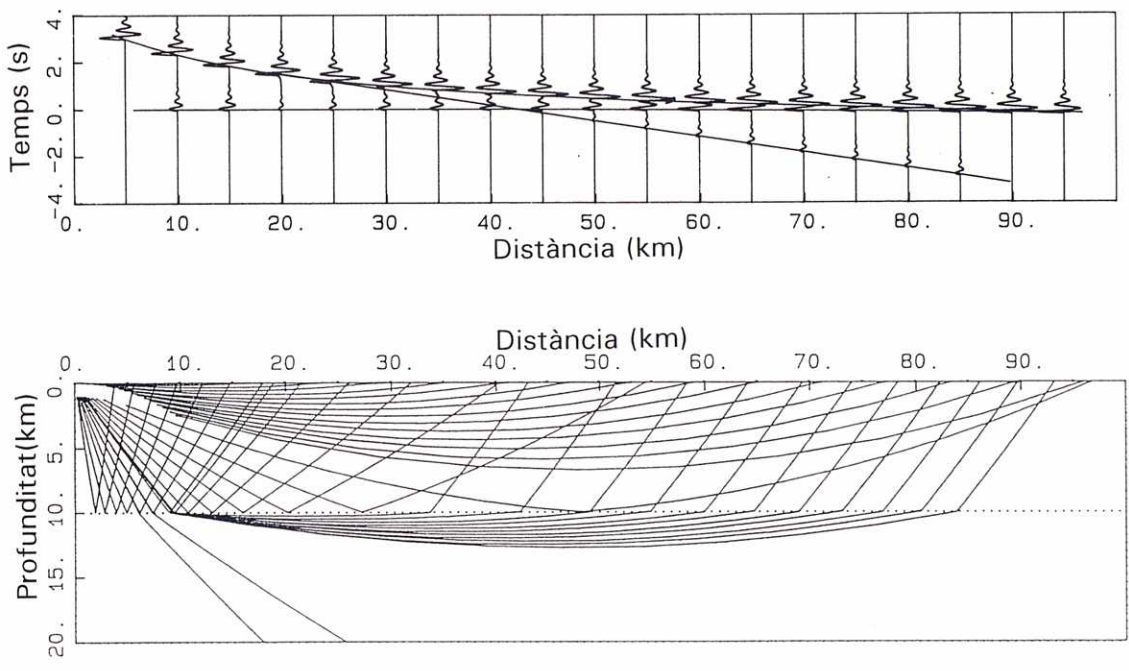


Figura 5: Part superior: muntatge sintètic amb escala de temps reduït corresponent a un model de capa sobre un medi semiinfinit, on s'han indicat les corbes dromocrones; la part inferior representa les trajectòries dels raigs

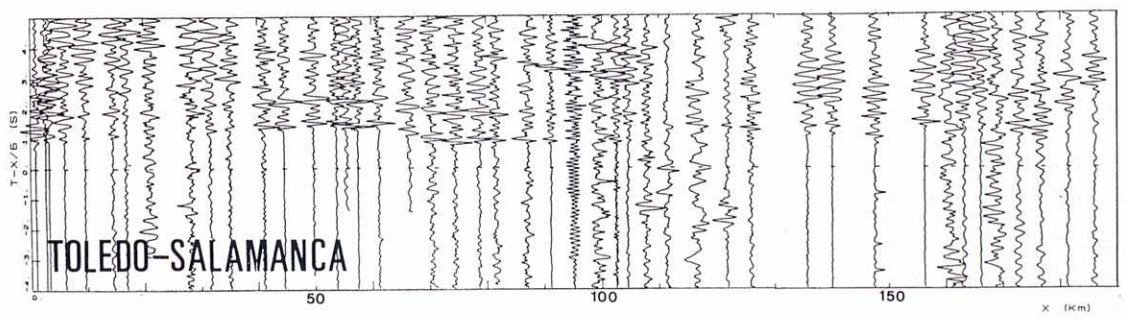


Figura 6: Muntatge corresponent a un perfil sísmic de refracció-reflexió de gran angle que travessa la regió central de la península Ibèrica

en aquest cas hipotètic d'escorça elemental, les velocitats de propagació de les ones a l'escorça i al mantell, i el gruix de la capa H , a partir dels pendents de les dromocrones i dels altres paràmetres obtinguts de correlar els temps de recorregut de les diverses fases.

Per a la representació de les observacions, s'utilitza usualment una escala de temps reduït, $T - X/V_r$, amb velocitat de reducció V_r , amb la finalitat d'exagerar els pendents de les dromocrones.

A la figura 6 mostrem un muntatge real amb escala de temps reduït (amb velocitat de reducció $V_r = 6$ km/s), que correspon a una zona on l'escorça no té gaire complicacions, en la qual és vàlida una primera aproximació al model elemental que estem presentant en aquest article.

Depenent de les característiques de la regió que cal estudiar i dels propòsits de la investigació, es dissenyen diferents tipus d'experiments. Així, un augment de la longitud del dispositiu permet obtenir informació a més fondària; un augment de la densitat de les observacions o una determinada freqüència predominant en la font poden canviar la resolució. Una disposició no lineal dels dispositius permet estudiar unes estructures determinades. No podem ara entrar en detalls sobre els tipus diferents de configuració dels experiments.

La modelització

La distribució de velocitats en la litosfera no és tan simple com hem presentat fins ara. Els estudis litosfèrics indiquen l'existència de diversos tipus de distribucions de velocitat de propagació de les ones. Dependent de les zones, la litosfera s'estructura en capes que poden ser lateralment homogènies o, al contrari, presentar heterogeneïtats laterals, on les discontinuïtats no són ni paral·leles ni horitzontals. Dins de les diferents capes, els gradients de velocitat amb la profunditat poden ser tant positius com negatius, i més o menys forts.

En aquestes situacions la resolució del problema invers no és possible amb l'aplicació de les expressions deduïdes dels models elementals anteriors, ja que les correlacions entre els diversos temps d'arribada no es corresponen amb les que resulten d'aquests models elementals.

De fet, l'obtenció de models complexos de litosfera es fa a partir de l'aplicació iterativa del problema directe. Els paràmetres lliures del model (paràmetres elàstics) es modifiquen iterativament per tal que els temps d'arribada obtinguts teòricament s'ajustin a les observacions experimentals. La resolució del problema invers de manera numèrica no s'aplica en aquest camp, tenint en compte la gran quantitat de paràmetres lliures i la quantitat relativament escassa d'observacions. Els mètodes d'inversió numèrica s'utilitzen en altres estudis com, per exemple, els estudis tomogràfics, on es disposa de moltes fonts (terratrèmols) i on les observacions són

els temps de recorregut de les ones sísmiques registrats a les estacions sísmiques (Aki, 1977). També s'aplica en el cas de la sísmica de reflexió vertical a perfils molt concrets on el model de medi es pot suposar lateralment homogeni en el seu recorregut pràcticament vertical.

En l'apartat anterior, hem considerat la qüestió des d'un enfocament purament cinemàtic, és a dir, considerant únicament els temps de recorregut dels diversos raigs que es propaguen dins el medi segons les lleis de l'òptica geomètrica. No obstant això, la informació continguda en un sismograma és força més àmplia. Les relacions entre les amplituds de les diverses fases en un mateix sismograma, i amb les de la mateixa fase en sismogrames adjacents, i la seva forma, també aporten informació sobre l'estructura de la litosfera. És més: la consideració conjunta dels temps de propagació i de l'amplitud de les ones permet eliminar possibles ambigüitats en la interpretació, que es realitza mitjançant l'ajut de sismogrames sintètics.

Sismogrames sintètics

Un sismograma sintètic reproduceix el registre del moviment del terra al pas de les ones generades per una font sísmica coneguda, després d'haver-se propagat per un medi de determinades característiques elàstiques. En el càlcul d'un sismograma sintètic hem de considerar:

- a) la funció font,
- b) els efectes de transmissió pel medi, i
- c) la resposta dels sistemes de detecció.

En el cas concret dels perfils sísmics, els punts a) i c) se suposen coneguts, i l'esforç se centra a l'apartat b). No es així en altres casos. Per exemple, en el cas dels terratrèmols, el que es busca és la funció font i suposem coneguda la resta.

En la interpretació de perfils sísmics, es calculen els diversos sismogrames sintètics per a diferents distàncies a la font i es construeixen muntatges sintètics, com els de la figura 5, que reproduceixen els obtinguts a partir de l'experiment. És a dir: mitjançant la simulació s'intenta trobar la distribució de velocitats de propagació de les ones sísmiques de tal manera que els temps de recorregut de les diverses fases i les seves formes i amplituds coincideixin amb les observacions.

Ja hem dit que un sismograma sintètic reproduceix el moviment del sòl al pas de les ones generades, en el nostre cas, per una font sísmica coneguda després d'haver-se propagat per un medi.

Matemàticament pot representar-se com

$$F(t) * TT(t) * E(t) = S(t), \quad (6)$$

on $F(t)$ és la funció de la font, $TT(t)$, la resposta del terra, i $E(t)$, una funció relacionada amb els sensors i els processos quasi lineals. El símbol $*$ significa convolució. La part $TT(t)$, relacionada amb el càlcul de la propagació de la pertorbació i dels efectes del medi

en la forma de les ones, és la que comporta més dificultats i més temps de càlcul d'ordinador. És en aquest camp on hi ha molt esforç abocats. Tractarem aquí la qüestió de la propagació de la pertorbació en un medi i discutirem alguns dels algorismes de càlcul emprats.

La propagació d'una pertorbació en un medi de densitat ρ , en absència de forces internes ², ve controlada per l'equació elastodinàmica del moviment ³

$$\rho \frac{\partial^2 u_j}{\partial t^2} = \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_i} \quad (7)$$

on $u_j(x_i, t)$ són els desplaçaments i T_{ij} és el tensor d'esforços. En un medi perfectament elàstic, la relació entre el tensor d'esforços, T_{ij} , i el de deformacions, e_{kl} , s'estableix a través del tensor de paràmetres elàstics A_{ijkl} segons la llei de Hooke,

$$T_{ij} = A_{ijkl} e_{kl} \quad (8)$$

Considerant la teoria d'esforços infinitesimals, les deformacions estan relacionades amb els desplaçaments segons l'expressió:

$$e_{kl} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right] \quad (9)$$

Per tant, l'equació del moviment (7) es podrà expressar en funció dels desplaçaments.

Depenent de les característiques elàstiques del medi, el nombre de termes independents del tensor A_{ijkl} variarà. En un espai de tres dimensions sense cap restricció, considerant únicament la simetria dels tensors d'esforços i deformacions, el tensor, que té 81 components, en tindrà 36 d'independents. Si considerem un medi perfectament elàstic i isòtrop, els components del tensor dependran de dos paràmetres elàstics independents, els paràmetres de Lamé, λ i μ , de manera que la relació (8) entre els esforços i les deformacions es redueix a:

$$\tau_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (10),$$

on θ és el coeficient de dilatació cúbica, μ el mòdul de cisalla i $\lambda = K - 2/3\mu$, on K és el mòdul de compressibilitat. δ_{ij} és la delta de Kronecker.

Per consegüent, la propagació de la pertorbació en un medi inhomogeni, perfectament elàstic i isòtrop, està controlada per l'equació elastodinàmica, que, expressada mitjançant operadors vectorials, és

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) + \mu \nabla^2 \vec{u} + \nabla \lambda (\nabla \cdot \vec{u}) +$$

²Són forces per unitat de massa que actuen a l'interior del medi on es propaguen les ones sísmiques (per exemple, forces de la gravetat o forces relacionades amb la font sísmica)

³Una història breu, però interessant, del desenvolupament de la teoria matemàtica de l'elasticitat, base de la propagació de les ones sísmiques, es pot trobar al capítol introductori de Love (1944)

$$\nabla \mu \wedge (\nabla \wedge \vec{u}) + 2(\nabla \mu \cdot \nabla) \vec{u}, \quad (11)$$

on els paràmetres de Lamé (λ i μ) i ρ són funcions del punt.

Càlcul dels sismogrames sintètics

Una part de la interpretació dels fenòmens sísmics es realitza mitjançant la simulació, utilitzant sismogrames sintètics. A la comunitat científica hi ha una línia d'investigació sobre l'estudi teòric de la propagació de la pertorbació en un medi, per ser després aplicat a la simulació dels sismogrames sintètics. Depenent de les característiques del medi les equacions de partida són diferents.

Si suposem medis perfectament elàstics i isòtrops, el problema de la propagació de la pertorbació pel càlcul dels sismogrames sintètics es basa en la solució de l'equació (11). Si el medi és homogeni, aquesta equació se simplifica en l'equació de Navier. Si el medi és anisòtrop i inhomogeni, cada punt es caracteritza per la densitat ρ i el tensor A_{ijkl} , amb 36 paràmetres elàstics independents i, per tant, l'equació que regeix la propagació de la pertorbació no es pot simplificar en l'equació (11). El càlcul de la propagació i dels sismogrames sintètics es complica notablement.

Actualment existeixen diversos algorismes per resoldre el problema directe, és a dir, l'equació de la propagació de la pertorbació. Cada un d'aquests algorismes té avantatges i inconvenients pel que fa a l'aplicabilitat i l'exactitud. Alguns simulen la propagació en medis tan complexos que la seva aplicació és conflictiva, ja que poden comportar una resolució en el model teòric més elevada que la que es pot obtenir amb l'observació experimental. D'altres, per evitar la complexitat dels càlculs, fan aproximacions de manera que no és possible obtenir determinats tipus d'ones.

Com que la interpretació amb sismogrames sintètics es basa en la simulació, es fa necessari conèixer les limitacions de l'aplicabilitat de cada mètode de simulació i escollir en cada situació l'algorisme més adient. No és el mateix calcular sismogrames sintètics per a estudis litosfèrics que per a estudis de terra global, on el tipus de freqüència utilitzada i el medi són diferents. Mentre que en els estudis de terra global els models unidimensionals amb variacions laterals molt lentes o amb simetria radial són vàlids, no ho són en la majoria d'estudis litosfèrics, on la utilització de models tridimensionals és molt més realista, a causa de les heterogeneïtats laterals que es presenten en la litosfera.

Parlarem ara dels dos mètodes de càlcul de sismogrames sintètics més utilitzats en la interpretació de perfils sísmics.

De fet, en l'obtenció dels sismogrames sintètics no és possible reproduir cada detall del sismograma observat. El que s'intenta ajustar en el procés de modelització, variant les característiques del medi, són els temps de

recorregut i les amplituds relatives de les fases més importants i alguna forma d'ona. Els dos mètodes que tractarem calculen aquestes dues variables, però amb aproximacions diferents.

El primer mètode és el de *reflectivitat* (Fucks i Müller, 1971), en el qual el medi és estratificat i no admet variacions laterals a la zona on hi ha reflexions. L'altre mètode és el que anomenem *mètode de raigs* (Červený, 1977); no és tan exacte com l'anterior, però admet un medi amb variacions laterals de velocitat i discontinuïtats corbades. D'altres algorismes no tan generals o d'aplicació no tan generalitzada i variacions sobre ells es poden trobar a Doornbos, D.J. (1988) i Kelly, K.R. i Marfurt K.J. (1990).

El mètode de reflectivitat

En aquest mètode, desenvolupat per Fucks i Müller (1971), els sismogrames sintètics representen el camp d'ones com un tot. L'obtenció dels sismogrames sintètics es basa en les propietats de la transformada de Fourier i en l'equació (6).

Es calcula la resposta del medi en el domini de les freqüències, $TTF(w)$. La representació en el domini del temps dels sismogrames es realitza mitjançant la transformada inversa de Fourier del producte del potencial de la funció font, $FF(w)$, per la resposta del medi, $TTF(w)$, en el domini dels nombres d'ona horitzontal i de la freqüència.

En el càlcul de la resposta del medi se suposa que aquest està estratificat en capes lateralment homogènies sobre un medi semiinfinit i es consideren les diverses reflexions i transmissions de les ones en les diverses discontinuïtats del medi com també les conversions que l'ona sofreix des de la font fins al receptor. La resposta del

amb els quals es pot representar el camp de desplaçaments, aplicant el teorema de Helmholtz.

Els desplaçaments (\vec{u}) es poden representar com

$$\vec{u} = \nabla\phi + \nabla \wedge \vec{\psi} \quad \text{amb} \quad \nabla\vec{\psi} = 0, \quad (12)$$

on ϕ i $\vec{\psi}$ són els potencials elastodinàmics.

Aquests potencials, ϕ i $\vec{\psi}$, tenint en compte (11), compleixen l'equació d'ones,

$$\nabla^2\omega = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2\omega}{dt^2}, \quad (13)$$

on ∇^2 és l'operador laplaciana.

La velocitat v per a $\omega = \phi$ és $\alpha = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$, que és la velocitat de propagació de les ones P . En canvi, la velocitat de propagació per a w igual a cadascuna de les components de $\vec{\psi}$ és $\beta = \sqrt{\mu/\rho}$, que és la velocitat de propagació de les ones S . Això implica un desacoblament de la propagació de la pertorbació en ones P i ones S , que permet estudiar-les separatament.

En incidir una ona plana en les diverses discontinuïtats es crearan les corresponents ones reflectides, transmèses i convertides (de P a S i viceversa), depenent de les característiques dels medis afectats.

A la figura 7 presentem, per simplicitat, un cas particular d'una ona P que incideix amb un angle Θ des d'un semiespai sòlid 1 a la superfície de discontinuïtat que el separa del semiespai sòlid 2. A la discontinuïtat es crearan una ona reflectida, una de transmèses i les conversions d'ones P a S (de fet serà SV). R^{PP} , T^{PP} , R^{SP} , T^{SP} són els coeficients de transmissió i reflexió per a les diverses ones.

El cas d'un medi amb n capes lateralment homogènies és una generalització del presentat fins ara.

La propagació dels desplaçaments a la capa i , lateralment homogènia, caracteritzada pels coeficients de Lamé (μ_i i λ_i), la densitat ρ_i i el gruix h_i , es pot obtenir en funció dels potencials de les ones P i S , ja que a cada capa es compleix (11).

Per tant, la propagació dels desplaçaments en aquest medi estratificat es pot expressar en funció dels potencials dels desplaçaments que compleixen l'equació d'ones (13) per a cada capa i per a cada tipus d'ona, i dels coeficients de reflexió i de transmissió del medi. Els potencials estan afectats per la matriu $TT(\omega, \theta)$, resposta del medi, producte de les matrius dels coeficients de transmissió i reflexió a les diferents discontinuïtats, considerant que les ones es propaguen en les dues direccions (cap avall i cap amunt). Els valors d'aquests coeficients s'obtenen de les equacions que es deriven de les condicions de continuïtat d'esforços i deformacions a les diverses discontinuïtats i depenen de la freqüència, del nombre d'ona horitzontal (o de l'angle d'incidència) en cada discontinuïtat, a més de les propietats dels diversos medis que travessen les ones.

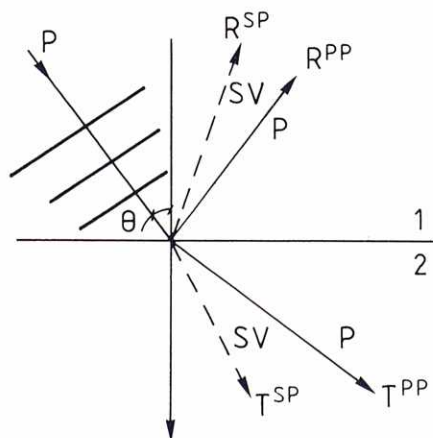


Figura 7: Refraccions i reflexions d'una ona plana P en una discontinuïtat que separa dos medis sòlids

medi es troba a partir dels potencials elastodinàmics

Com que la font impulsiva no és monocromàtica, en el càlcul de $TT(\omega, \theta)$ s'han de considerar les diferents freqüències. Això fa que l'obtenció dels sismogrames sintètics, utilitzant el mètode de reflectivitat, sigui un procés de càlcul lent. Tinguem en compte, no obstant això, que el càlcul de la resposta de medi només es fa una vegada per a cada model de medi i per alleugerir la modelització, el contingut freqüencial i els angles d'incidència es limiten de manera que en el sismograma només es consideren les arribades més significatives.

Mètode de raigs

Aquest mètode és el més simple dels mètodes asimptòtics d'alta freqüència. És un mètode aproximatiu, desenvolupat per la seva aplicació al camp de la sismologia per Červený *et al.* (1977), que pot ser aplicat en medis inhomogenis en què la dimensió característica de les inhomogeneïtats sigui considerablement gran en comparació a la longitud d'ona de l'ona que es propaga. A més, els paràmetres elàstics i les seves derivades han de ser funcions contínues de les coordenades.

En aquest mètode el camp d'ones (és a dir, els sismogrames sintètics) s'obté a partir de la contribució de les diverses ones elementals (refractades, reflectides, convertides, etc.) que arriben a un punt.

L'equació de partida per a l'obtenció de sismogrames sintètics és la mateixa equació (11) que en el mètode de reflectivitat.

Els desplaçaments $\vec{u}(x_j, t)$, solució de l'equació (11), es busquen de la forma denominada sèrie de raigs (*ray series*), que en el cas concret d'ones monocromàtiques d'alta freqüència es poden representar per

$$\vec{u}(x_j, t) = \exp\{-i\omega(t - \nu(x_j))\} \sum_{k=0}^{\infty} (-i\omega)^{-k-\gamma} \cdot \vec{u}_k(x_j), \quad (14)$$

on x_j són les coordenades cartesianes, $\vec{u}_k(x_j)$ són els coeficients de l'amplitud d'ordre k , i $\nu(x_j)$ és la funció de fase o eikonal. L'equació del front d'ona és $t = \nu(x_j)$.

La solució de la equació (11) en forma de sèrie de raigs s'obté formalment introduint (14) en (11). De la identificació dels termes d'igual k s'obté un sistema d'equacions recurrent en els coeficients d'amplitud, $\vec{u}_k(x_j)$, per als diferents valors de k que permet determinar les equacions que regeixen la funció de fase $\nu(x_j)$ i els coeficients d'amplitud dels desplaçaments $\vec{u}_k(x_j)$ en funció dels paràmetres elàstics del medi.

A partir de l'equació per a $k = 0$ es pot obtenir l'equació de fase o eikonal

$$(\nabla\nu)^2 = c^{-2} \quad (15)$$

per a $c = \alpha = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$ i $c = \beta = \sqrt{\mu/\rho}$, que són les expressions de les velocitats de propagació de les ones P i S respectivament.

L'equació (15) és bàsica per al càlcul de la trajectòria dels raigs i dels seus temps de recorregut. Les equacions

eikonals (15) per a α i β indiquen la independència de propagació de les ones P i S que permet estudiar-les separatament.

La solució de l'equació eikonal permet obtenir la trajectòria del raig, ja sigui P o S . És per això que el mètode de raigs es considera una aproximació d'ordre zero a l'equació elastodinàmica, vàlida per a altes freqüències.

Els coeficients d'amplitud dels desplaçaments $\vec{u}_k(x_j)$ s'obtenen de les equacions d'ordre k més elevat. El mètode que estem considerant (Červený, 1977) resol el problema utilitzant un sistema de coordenades centrat en el raig amb el trífedre de vectors unitaris segons la tangent, normal i binormal al raig en cada punt. És a dir, una vegada trobada la trajectòria d'un raig determinat⁴, es calculen els coeficients d'amplitud que li corresponen.

Fins aquí hem considerat un medi semiinfinit inhomogeni. En medis amb discontinuïtats de primer ordre per a la velocitat s'aplica el mateix, considerant, però, la llei de Snell, les conversions dels diferents tipus de raigs i les condicions de continuïtat en les discontinuïtats del medi per trobar els coeficients de reflexió-transmissió.

Un dels avantatges del mètode de raigs en relació amb d'altres és que permet estudiar separatament les diferents ones elementals. El sismograma complet s'obté a partir de la superposició dels diferents sismogrames elementals que arriben a un punt. A més, aquest és un mètode àgil de càlcul que permet versions per a ordinadors personals.

Discussió

Hem ofert aquí els trets generals dels dos mètodes més utilitzats en la interpretació dels perfils sísmics profunds seguint la tècnica de refracció-reflexió de gran angle. Ja hem vist que ambdós tenen avantatges i inconvenients. És competència dels estudiosos de la litosfera saber escollir en cada situació l'algorisme més idoni a les necessitats concretes.

El fet que aquests mètodes siguin els més emprats en la interpretació no implica que no estiguin exempts de limitacions. Per tal de solucionar-les, existeix una àmplia bibliografia que tracta del perfeccionament dels algorismes anteriorment exposats. S'ha de dir, però, que molts d'aquests algorismes estan en fase de desenvolupament teòric i la seva aplicació és minoritària.

Un dels problemes que planteja el càlcul de sismogrames sintètics en el cas que ens ocupa és l'anomenat *two point ray tracing*, és a dir, tenir condicionats els extrems del raig (font i receptor). Com que aquests han de ser fixos, el que s'utilitza normalment és el mètode de llançament del raig, variant l'angle de sortida a la font, de manera que arribi al punt desitjat. Aquest mètode és molt lent i per evitar-ho s'han desenvolupat algorismes que, partint de l'òptica paraaxial i dels feixos gaussians,

⁴Aquest mètode es denomina *ray tracing*, traçat de raigs.

fan innecessari que el raig emergeixi en un punt determinat.

Dins del mateix context de solució del problema directe, també s'estan desenvolupant algorismes que tracten medis amb presència simultània d'anisotropies i heterogeneïtats.

Tots aquests mètodes comporten models de medi deterministes, encara que amb variacions laterals. Són més realistes els models que suposen fluctuacions aleatòries de la velocitat en el medi. Actualment s'estan desenvolupant algorismes de càlcul de sismogrames sintètics que inclouen l'efecte d'aquestes fluctuacions en el temps de recorregut i les perturbacions que ocasionen en la posició del raig. El càlcul dels sismogrames sintètics es realitza en aquest cas mitjançant diferències finites.

Tot i que hem parlat bàsicament de la modelització de les dades de perfils que involucren grans distàncies entre la font i els receptors (trajectòries llargues de les ones), crec convenient mencionar, encara que sigui molt breument, la metodologia que utilitza la sísmica de reflexió, ja que estic convençuda que acabarà imposant-se.

En la majoria de situacions, ja ho hem dit més amunt, els esforços estan encaminats a construir una imatge fiable de l'escorça. Ara bé, el recorregut pràcticament vertical de les ones en aquest tipus d'experiments, fa possible un procés d'inversió numèrica del camp d'ones, ja que es pot suposar que en la trajectòria font-receptor el raig viatja per un medi lateralment homogeni. No obstant això, com que els processos d'inversió són no-lineals, per salvar aquest obstacle de manera eficient s'estan introduint recentment en aquest camp algorismes alternatius als mètodes d'optimització de Monte Carlo, com poden ser els algorismes genètics. Es pot veure, doncs, que l'activitat actual de la comunitat científica en el camp de la modelització està enfocada cap a la millora dels algorismes i a introduir noves tècniques per tal de poder obtenir models més realistes i alhora poder reduir el temps de càlcul dels sismogrames sintètics. Això, que en part és degut a la vinculació de la sísmica de reflexió vertical amb la indústria de recursos energètics (petroli, gas...), està beneficiant molt el coneixement de la litosfera.

Estructura sísmica de la litosfera

Com dèiem en començar, a partir de l'aplicació de les tècniques d'interpretació que acabem d'exposar ha estat possible conèixer l'estructura sísmica de la litosfera determinada per una distribució de velocitats. Podem afirmar que els estudis portats a terme fins ara no solament descarten la possibilitat d'estructures estàndard generals, sinó que només permeten parlar d'estructures típiques d'algunes regions. Intentarem descriure'n les característiques més generals. Hi ha una gran diferència entre litosfera continental i litosfera oceànica i dins d'aquestes, hi ha altres variants. En el cas de la litosfera oceànica, l'estructura sísmica depèn de la distància

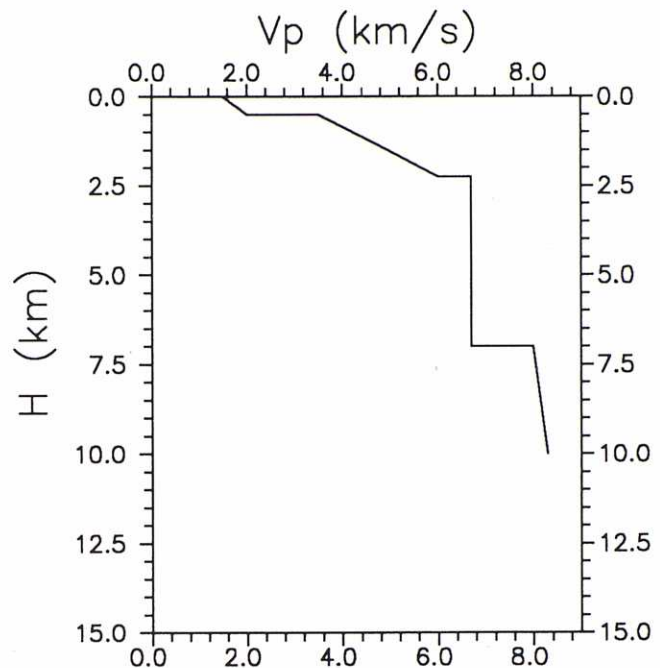


Figura 8: Distribució de velocitats amb la fondària per a una escorça oceànica típica. Eix horitzontal, velocitat per a les ones P en km/s. Eix vertical, fondària en km

a les dorsals on es crea la litosfera, cosa que vol dir que depèn de la seva edat. En general, en regions de la mateixa edat, els perfils de velocitat-profunditat són semblants. Podem dividir l'escorça en diferents capes segons les velocitats en què es propaguen les ones P (figura 8): una primera capa sedimentària, el gruix de la qual va creixent en funció de l'edat fins a uns 0,5 km; la velocitat de les ones P en la part més superficial és d'1,5 km/s i creix amb la fondària fins a uns 2 km/s en consolidar-se els sediments. Una segona capa, d'uns 2 km de gruix, que es caracteritza per la presència d'un gradient de la velocitat de propagació de les ones P d'1-2 km/s/km, partint de 3,5 km/s a la part més superficial. Sota aquestes capes, trobem una tercera capa molt més uniforme i d'un gruix d'uns 5 km, amb velocitats entre 6,5 i 7,0 km/s, i amb gradients de velocitat de 0,1 km/s/km. En alguns experiments, sota aquesta capa s'han trobat velocitats d'ones P més elevades (7,2-7,7 km/s). Per consegüent, el gruix total de l'escorça oceànica és d'uns 7-8 km. D'altra banda, la velocitat del mantell superior té una mitjana de 8,1 km/s i la discontinuïtat escorça-mantell pot ser interpretada tant com una transició brusca (discontinuitat de primer ordre en les velocitats), com una zona amb un fort gradient de velocitat. En el mantell superior el gradient de la velocitat és de 0,01 km/s/km. A més, hi ha evidències de comportament anisòtrop del mantell en relació amb les velocitats de propagació de les ones: les velocitats mesurades perpendicularment a les dorsals centro-oceàniques són

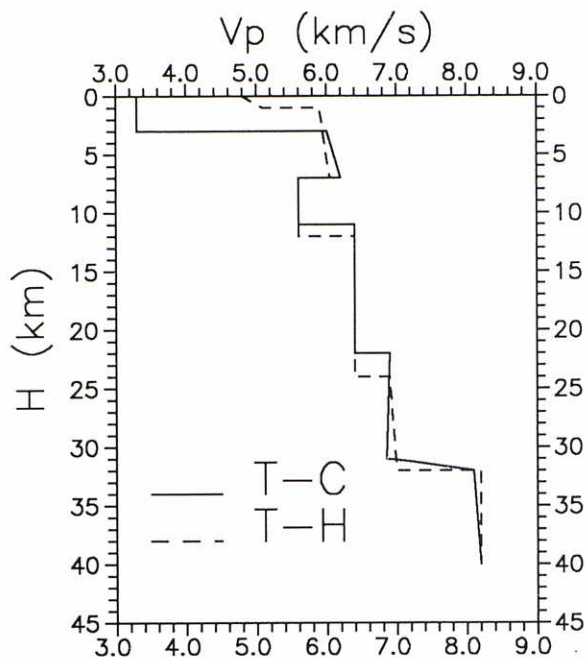


Figura 9: Estructures sísmiques de l'escorça a la regió central de la península Ibèrica. Eix horitzontal, velocitat de propagació de les ones P en km/s. Eix vertical, fondària en km

més grans que les mesurades en la direcció paral·lela.

Si és difícil generalitzar l'estructura sísmica de la litosfera oceànica, encara ho és més fer-ho amb la de la continental. És pràcticament inviable formular una estructura estàndard, ja que les variacions en l'estructura estan directament relacionades amb els diversos processos als quals ha estat sotmesa la litosfera al llarg del temps; processos que, en afectar la mateixa zona en diferents èpoques, hi poden haver deixat sobreposats els seus efectes. Així, tot i que el valor mitjà del gruix de l'escorça és de 35 km, hi ha zones on pot arribar als 60 km i altres, on no supera els 15 km. En general, l'escorça està dividida en capes. Aquestes varien segons les àrees i no tenen per què ser lateralment homogènies.

Els valors que donem a continuació són mitjanes per a la velocitat de propagació de les ones P: una primera capa de sediments de velocitats entre 3 i 4,5 km/s superficial, però de diferents gruixos segons les àrees és seguida d'una altra amb valors que oscil·len entre 5,9 i 6 km/s i, per sota d'aquesta i fins als 10 primers quilòmetres, una altra amb valors entre 6,0 i 6,3 km/s. Dins d'aquestes capes, en algunes regions s'han trobat zones de baixa velocitat que oscil·len entre 5,2 i 5,6 km/s. La velocitat de propagació de les ones en aquestes capes és menor que en les superiors. Sota aquestes, hi ha normalment un altra capa de 6,5 km/s. En alguns emplaçaments, hi ha una última capa, la denominada escorça inferior, de 7 km/s. La discontinuïtat escorça-mantell (Moho) en alguns casos es presenta com un gra-

dient de velocitat i, en d'altres, com un salt bruscat de la velocitat. El mantell per sota del Moho oscil·la entre 7,9 i 8,1 km/s, amb un gradient de 0,01 km/s/km. També s'han trobat regions on el mantell presenta anisotropia.

A la figura 9 es presenta, com a exemple, l'estructura sísmica de l'escorça en la regió central de la Península.

Els valors obtinguts a les diferents regions, tant per a les velocitats com per als gruixos de les diferents capes, són mitjanes que han estat obtingudes a partir de la interpretació de les dades de sísmica de refracció-reflexió de gran angle, aplicant els mètodes que hem presentat. Aquests valors estan afectats per la resolució del mètode, directament lligada amb la longitud d'ona dels senyals, la qual cosa comporta imprecisions màximes d'uns ± 2 km en les fondàries i de $\pm 0,1$ km/s en la velocitat.

L'estudi de la litosfera a partir del mètode de la sísmica de reflexió vertical, que aconsegueix més resolució, permet obtenir més detalls de l'estructura de l'escorça. Un exemple és l'observació d'una laminació en l'escorça inferior, que pot estar associada amb els gradients de velocitat observats i que, en la modelització, es justifica per l'existència d'estructures lenticoidals (forma de llençia) de dimensions de l'ordre dels centenars de metres.

Amb la implantació relativament recent de la sísmica de reflexió vertical profunda s'obtenen imatges noves, com correspon a una metodologia diferent, que afegeixen noves incògnites a les explicacions ja existents sobre les diferents estructures litosfèriques obtingudes a partir dels experiments anteriors. Resoldre-les és la tasca del futur.

Agraïments

L'autora vol agrair els Drs. A. M. Correig, J. Llosa i A. Molina els comentaris crítics, els quals han contribuït a la millora del text.

Referències

- AKI, K., CHRISTOFFERSON, A. i HUSEBEYE, E.S., Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **82**, 277-296 (1977).
- ČERVENÝ, V., MOLOTKOV, I. A. i PŠENCIK, I., *Ray method in seismology*, Univerzita Karvova, Praga, (1977).
- DOORNBOS, D. J. (ed.), *Seismological Algorithms. Computational Methods and Computer Programs*, Acad. Press (1988).
- FUKS, K. i MÜLLER, G., Computation of Synthetic Seismograms with the Reflectivity Method and Comparison with Observations, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **23**, 417-433 (1971).
- KELLY, K.R. i MARFTU, K.J. (eds.), *Numerical Modeling of Seismic Wave Propagation*, Geophysics Reprint Series n.13, (1990).
- LOVE, A.E.H., *A treatise on the mathematical Theory of elasticity*, 4 ed. Dover. Pub. Inc. (1944).