

تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده در داده‌های VSP

ابوالفضل مسلمی*، حسن معصوم‌زاده* و عبدالرحیم جواهریان**

*شرکت خدمات اکتشاف نفت، تهران.

**موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵.

چکیده

یکی از مراحل مهم پردازش داده‌های VSP، تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده است. در این مقاله، دو روش $f-k$ و $\tau-p$ برای تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده در داده‌های VSP مصنوعی و واقعی مورد بررسی قرار می‌گیرد. امواج پایین‌رونده دارای سرعت و کندی ظاهری مثبت و امواج بالارونده دارای سرعت و کندی ظاهری منفی‌اند. بنابراین، با استفاده از تبدیل فوریه دوبعدی داده‌های VSP (در حیطه $f-k$) و یا با استفاده از تبدیل رادون (در حیطه $\tau-p$) می‌توان آنها را از هم تفکیک کرد. توانایی این دو روش با اعمال آنها بر روی داده‌های VSP مصنوعی مربوط به یک مدل چهارلایه، با استفاده از برنامه‌های تدوین شده بررسی شد. کارایی دو روش با حضور امواج تکراری پایین‌رونده و بالارونده، نوفه تصادفی زمینه روی کلیه لرزه‌نگاشت‌ها و نوفه‌های قوی در برخی از لرزه‌نگاشت‌ها نیز آزمایش شد و نتایج نشان داد در حالت‌هایی که نوفه زمینه قوی است، روش $\tau-p$ از روش $f-k$ برای تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده در داده‌های VSP مصنوعی مناسب‌تر است. آنگاه این دو روش روی داده‌های VSP واقعی یک چاه نفت با به کارگیری نرم‌افزارهای تدوین شده و نرم‌افزار پرومکس اعمال شد و بررسی نتایج نشان داد که دو روش، پاسخ نسبتاً یکسانی در جداسازی امواج دارند.

کلیدواژه: داده‌های VSP، امواج پایین‌رونده، امواج بالارونده، روش $f-k$ ، روش $\tau-p$ ، تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده

۱ مقدمه

امبری و دیگران (۱۹۶۳) به کارگیری صافی (فیلتر) سرعت در حیطه $f-k$ را ارائه نمودند و سپس کریستی و دیگران (۱۹۸۳) کارایی آن را بهبود بخشیدند. کالاکر و ویز (۱۹۸۱) صافی میانی، سیمن و هورویچ (۱۹۸۳) صافی بهینه، سوپراجیتنو (۱۹۸۵) صافی با پربند برشی، باندگذری مخروطی‌شکل و لبه‌تیز، امین‌زاده (۱۹۸۶) صافی بازگشتی خطی در حیطه زمان، مون و دیگران (۱۹۸۶) روش $\tau-p$ و کومدال و جاستهایم (۱۹۸۹) روش جمع و تأخیر را در جداسازی امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده داده‌های VSP معرفی نمودند. این مقاله ابتدا به

یکی از روش‌های مهم لرزه‌ای در اکتشاف نفت و مهندسی ژئوفیزیک، روش لرزه‌ای درون چاهی است. در این روش، چشمه لرزه‌ای در سطح زمین یا در عمق کم و گیرنده یا گیرنده‌ها در عمق‌های مختلف چاه قرار داده می‌شوند. انرژی لرزه‌ای آزاد شده، در این روش، به صورت امواج پایین‌رونده و امواج بالارونده به گیرنده‌ها می‌رسد. یکی از مراحل مهم پردازش داده‌های لرزه‌ای درون‌چاهی، تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده است.

تاکنون برای جداسازی امواج بالارونده از

غیر هم علامت f و k دیده می شوند (شکل ۲).
 شکل ۳ مسیر امواج اولیه و تکراری مرتبه اول
 پایین رونده و امواج بالارونده در یک مدل
 زمین شناسی متشکل از سه لایه روی یک نیم فضا
 در دو حیظه $z-t$ و $f-k$ در حالت های رفت و
 برگشت را نشان می دهد (هارداگ، ۲۰۰۰).
 رابطه (۱) تبدیل فوریه یک تابع دوبعدی
 رقمی تناوبی را نشان می دهد.

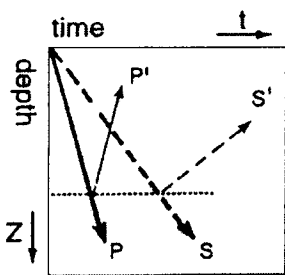
$$\tilde{H}_{M,N}(f,k) = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} \tilde{h}_{M,N}(m,n) \cdot \exp \left\{ -2\pi j \left[\frac{(f+p_m)m}{M} + \frac{(k+p_n)n}{N} \right] \right\} \quad (1)$$

که در آن، $\tilde{H}_{M,N}(f,k)$ تبدیل فوریه دوبعدی
 $\tilde{h}_{M,N}(m,n)$ و f و k به ترتیب بسامد و عدد
 موج، m و n به ترتیب شماره نمونه های مربوط
 به متغیرهای زمان و مکان، M و N به ترتیب
 تعداد نمونه های مربوط به متغیرهای زمان و
 مکان در یک تکرار، p عدد صحیح، f و k در یک
 تکرار به ترتیب بین صفر تا M و صفر تا N
 است. تابع $\tilde{H}(f,k)$ نیز تناوبی و در امتداد
 محورهای f و k به ترتیب با تناوب $2f_N$ و

این دو روش روی داده های مصنوعی و داده های
 واقعی VSP به کار برده می شوند.

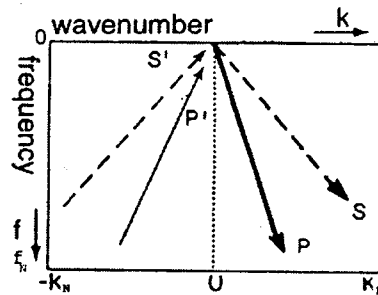
۲ روش f-k

به علت تفاوت عمده بین مسیر انتشار امواج
 پایین رونده و امواج بالارونده، داده های VSP، در
 حیظه $z-t$ ، می توان امواج را از یکدیگر جدا نمود.
 شکل ۱ امتداد مسیر امواج اولیه پایین رونده و
 امواج بالارونده در یک مدل ساده زمین شناسی
 متشکل از لایه ای افقی روی یک نیم فضا در حیظه
 $z-t$ و حیظه $f-k$ را نشان می دهد (Hardage,
 2000). عاملی که باعث تفکیک امواج پایین رونده
 از امواج بالارونده در حیظه $f-k$ می شود، اختلاف
 سرعت ظاهری این دو نوع موج است. سرعت
 ظاهری امواج پایین رونده و امواج بالارونده در
 حیظه $z-t$ به صورت dz/dt و در حیظه $f-k$ به
 صورت df/dk است. از آنجا که سرعت ظاهری
 در امواج پایین رونده مثبت و در امواج بالارونده
 منفی است، بنابراین در حیظه $f-k$ از یکدیگر
 قابل تفکیک اند. امواج پایین رونده در ناحیه های
 هم علامت f و k و امواج بالارونده در ناحیه های

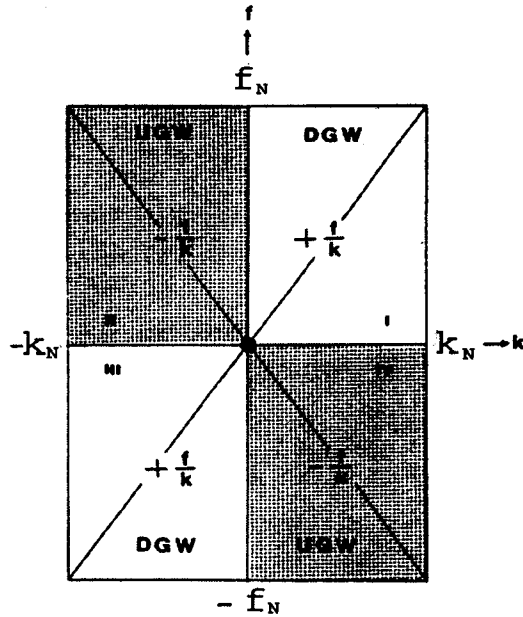


الف velocity $V = Z/T$

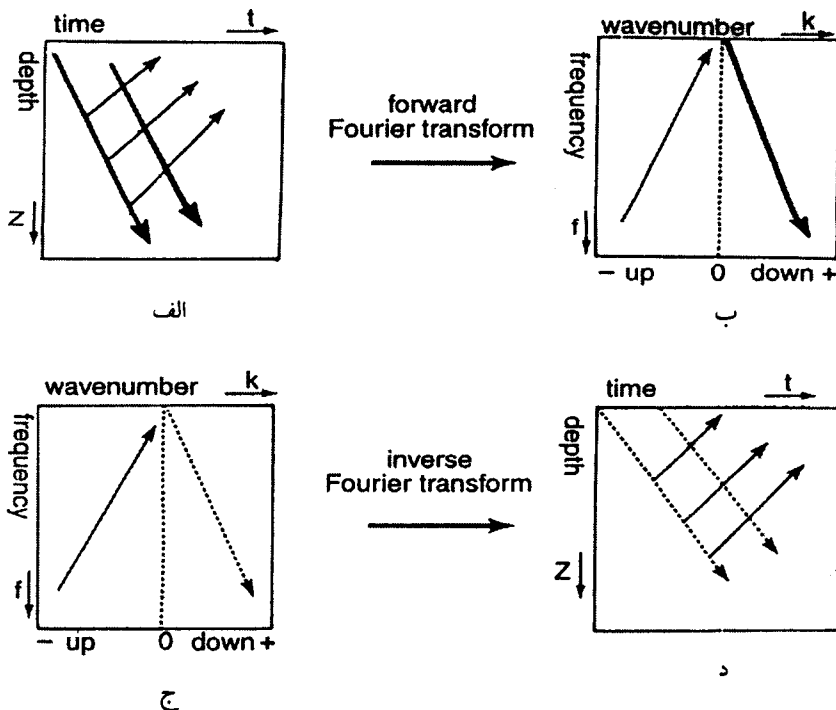
2D Fourier transform



ب velocity $V = f/k$

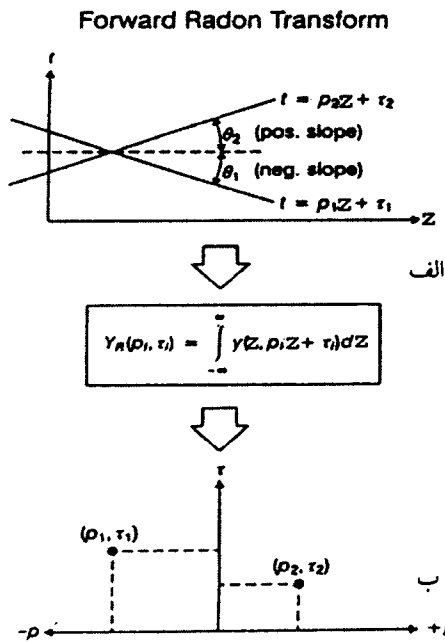


شکل ۲. باند پایه در حیطه $f-k$ ، K_N عدم‌موج نایکوست و f_N بسامد نایکوست است. ربع‌های I و III دارای سرعت ظاهری مثبت‌اند و شامل امواج پایین‌رونده هستند. ربع‌های II و IV دارای سرعت ظاهری منفی‌اند و شامل امواج بالارونده هستند (با تغییر از ساپراجیتنو و گرینهاگ، ۱۹۸۵).



شکل ۳. امواج اولیه و تکراری مرتبه‌اول پایین‌رونده و بالارونده مربوط به VSP در یک مدل

شیب خط $t = pz + \tau$ و τ زمان برخوردگاه این خط است. شکل ۴ ارتباط بین رویدادهای خطی با شیبهای مثبت و منفی را در حیطه $z-t$ و روی منحنی زمان - مسافت با موقعیت متناظر آنها در حیطه $\tau-p$ نشان می‌دهد (Hardage, 2000). تبدیل رادون در رابطه (۶) به صورت برانبارش دامنه‌ها



شکل ۴. ارتباط زمان - مسافت خطوط با شیبهای مثبت و منفی در حیطه $z-t$ و موقعیت آنها در حیطه $\tau-p$ (هارداگ، ۲۰۰۰). الف) در حیطه $z-t$ ب) در حیطه $\tau-p$.

در امتداد خطوط با شیب p و زمان برخوردگاه τ انجام می‌شود. هر انتگرال در امتداد خطوط مذکور به یک نقطه در صفحه $\tau-p$ تبدیل می‌شود. به عنوان مثال رویدادهای خطی روی منحنی زمان - مسافت، با معادلات $t = p_1z + \tau_1$ و $t = p_2z + \tau_2$ در حیطه $z-t$ تبدیل به دو نقطه (p_1, τ_1) و (p_2, τ_2) در حیطه $\tau-p$ می‌شوند.

$2k_N$ می‌باشد، به طوری که روابط زیر برقرار است.

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \tag{۲}$$

$$\Delta t = \frac{V_{\min}}{2V_{\max} \cdot f_{\max}} \tag{۳}$$

$$k_N = \frac{1}{2\Delta z} \tag{۴}$$

$$\Delta z = \frac{V_{\min}}{2f_{\max}} \tag{۵}$$

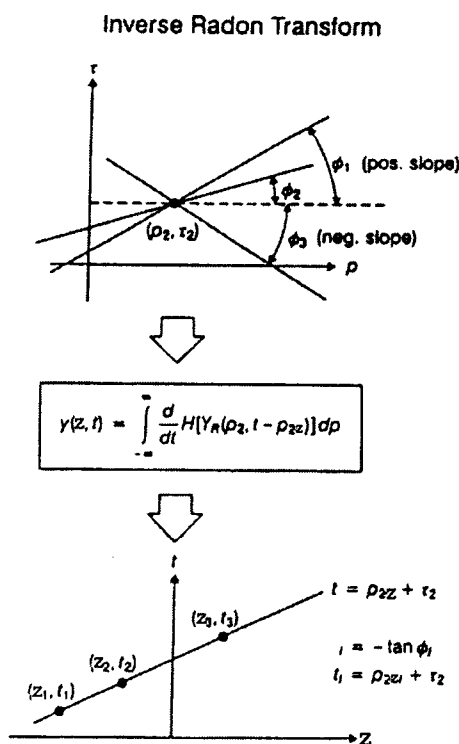
که در آنها f_N بسامد نایکوست، Δt فاصله دومونه متوالی در امتداد محور زمان، V_{\min} و V_{\max} به ترتیب کمترین سرعت و بیشترین سرعت، f_{\max} بیشترین بسامد موجود در تابع، k_N عدد موج نایکوست و Δz فاصله دو نمونه متوالی در امتداد محور مکان است.

۳ روش $\tau-p$

به صورت روش برانبارش اریب یا روش برانبارش سرعت شناخته می‌شود و بر اساس تبدیل رادون استوار است. این روش توسط شولز و کالربوت (۱۹۷۸) و چاپمن (۱۹۸۱) در ژئوفیزیک معرفی شد و محققین مختلفی از جمله مک مکان و اوتولینی (۱۹۸۰)، شوتز (۱۹۸۲)، تانگ و دیگران (۱۹۸۴) و اوتولینی و کلبوت (۱۹۸۴) آنرا در لرزه‌شناسی به‌کار بردند. تبدیل رادون مطابق رابطه (۶) توسط چاپمن (۱۹۸۱) معرفی شده است.

$$U(p, \tau) = \int_{-\infty}^{\infty} u(z, t = pz + \tau) dz \tag{۶}$$

که در آن $U(p, \tau)$ تبدیل رادون تابع دوبعدی $u(z, t)$ متغیر مکان، t متغیر زمان، p کندی یا



شکل ۵. تبدیل رادون معکوس (هارداگ، ۲۰۰۰).

مرحله های اول و دوم) عبور داده شده است. هریک از این خطوط، قسمتی از انتگرال‌گیری عکس تبدیل رادون است. به عنوان مثال، انتگرال‌گیری کامل خطوطی که از نقطه (p_2, τ_2) می‌گذرد، نقاط (z_1, t_1) ، (z_2, t_2) ، (z_3, t_3) و ... را تولید می‌نماید که در نهایت خط اولیه $t = p_2 z + \tau_2$ را در صفحه $z-t$ بازسازی می‌کنند. روش اعمال انتگرال‌گیری رادون معکوس در رابطه (۷) مطابق انتگرال‌گیری رادون در رابطه (۶) است. برای انجام تبدیل رادون معکوس در حالت گسسته، برای اجتناب از الیاسینگ، باید Δp در رابطه (۸) صدق کند (Carswell and Moon, 1984).

مشاهده می‌شود که امواج پایین‌رونده و امواج بالارونده به ترتیب در ناحیه‌هایی با مقادیر مثبت و منفی برای p ظاهر می‌شوند. این دو ناحیه به راحتی از یکدیگر قابل تفکیک‌اند و می‌توان با حفظ یکی از این دو ناحیه در صفحه $\tau-p$ (که شامل امواج پایین‌رونده یا امواج بالارونده است) و انجام تبدیل رادون معکوس، امواج مورد نظر را در صفحه $z-t$ به دست آورد. تبدیل رادون معکوس مطابق رابطه (۷) معرفی شده است (Chapman, 1981).

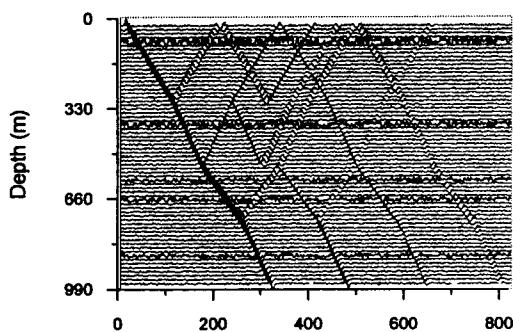
$$u(z, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d}{dt} H [U(p, \tau) dp \quad (۷)$$

که در آن $u(z, t)$ - تبدیل رادون معکوس $U(p, \tau)$ ، عملگر تبدیل هیلبرت p کندی ظاهری و τ زمان برخوردگاه است. تبدیل رادون معکوس سه مرحله را در بر می‌گیرد. مرحله اول به دست آوردن تبدیل هیلبرت تابع $U(p, \tau)$ است که با ضرب تبدیل فوریه تابع sgn در فوریه تابع $U(p, \tau)$ و سپس انجام تبدیل فوریه معکوس حاصل می‌شود. مرحله دوم مشتق‌گیری زمانی از داده‌هایی است که روی آنها تبدیل هیلبرت صورت گرفته است که این امر با استفاده از سری تیلور صورت می‌پذیرد. مرحله سوم بازسازی صفحه $z-t$ با انتگرال‌گیری از تابع حاصل از مرحله دوم در امتداد خطوط $\tau = t - zp$ مطابق شکل ۵ است. در این مرحله، مطابق شکل ۵، یک سری خطوط با شیب‌های ϕ_1, ϕ_2, ϕ_3 و ... در محل نقطه

که در آن f_{max} بیشترین بسامد و Z_{max} بیشترین دورافت برای داده‌ها در صفحه $Z-t$ است. به علت بزرگ بودن دامنه امواج پایین‌رونده نسبت به امواج بالارونده، به هنگام بازسازی امواج بالارونده در مرحله رادون معکوس نوفه‌هایی ایجاد می‌شود. این نوفه‌ها با به‌کارگیری صافی کنترل‌کننده دامنه تا حد زیادی کاهش می‌یابد (Moon et al, 1986). صافی، دامنه‌ها را در امتداد هر برانبارش مقایسه می‌کند و دامنه‌هایی را که از بیشینه دامنه امواج بالارونده بیشتر باشند حذف می‌نماید.

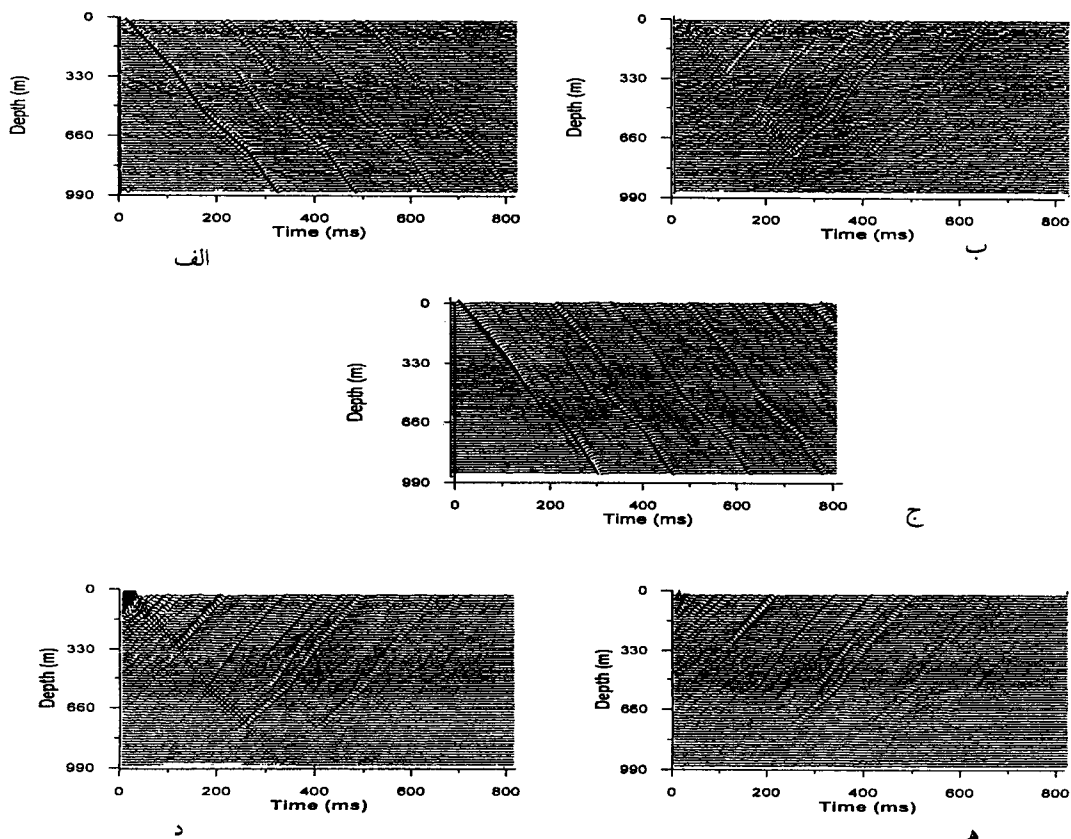
۴ به‌کارگیری روش‌های $f-k$ و $\tau-p$ بر روی داده‌های VSP مصنوعی

شکل ۶ مقطع لرزه‌ای درون‌چاهی قائم مصنوعی بر روی یک مدل ۴ لایه را نشان می‌دهد. فاصله دو عمق اندازه‌گیری متوالی ۱۵ متر و بازه نمونه‌برداری زمانی ۲ میلی‌ثانیه انتخاب شده است. موجک به‌کار رفته با فاز حداقل است و مقطع لرزه‌ای با نوفه تصادفی با توزیع گوسی ساخته شده است. نوفه‌های شدیدی به گیرنده‌های ۵، ۲۵، ۳۹، ۴۴ و ۵۹ اضافه شده



است. نتیجه جداسازی امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده در مقطع شکل ۶ با استفاده از $f-k$ و $\tau-p$ در شکل ۷ آورده شده است. شکل‌های ۷-الف و ۷-ب با به‌کارگیری روش $f-k$ و شکل‌های ۷-ج و ۷-د با به‌کارگیری روش $\tau-p$ حاصل شده‌اند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، جداسازی امواج با روش $f-k$ در لایه‌های دوم و چهارم به خوبی انجام شده است، اما در لایه‌های اول و سوم جداسازی به خوبی صورت نگرفته است. مخصوصاً به هنگام جداسازی امواج بالارونده، امواج پایین‌رونده به صورت امواج پیچیده‌تر ظاهر می‌شوند که علت آن الیاسینگ سرعت است. الیاسینگ سرعت معمولاً هنگامی که فاصله دو اندازه‌گیری متوالی (ΔZ) زیاد باشد رخ می‌دهد. برای پرهیز از این امر، باید ΔZ مطابق رابطه (۵) انتخاب شود.

بدون اعمال صافی کنترل‌کننده دامنه، از روش $\tau-p$ نتایج نسبتاً مشابه روش $f-k$ در جداسازی امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده حاصل شد. با به‌کارگیری صافی در روش $\tau-p$ ، نوفه‌های حاصل از دامنه بالای امواج پایین‌رونده در حد زیادی تضعیف شدند که نتیجه آن در شکل ۷-هـ آورده شده است. صافی کنترل‌کننده دامنه بدین صورت اعمال می‌شود که هنگام برانبارش امواج بالارونده، دامنه حاصل از برانبارش در هر امتداد مقایسه شده و مقادیری که از بیشینه دامنه امواج بالارونده بیشتر باشد حذف می‌شود. نوفه‌های شدید موجود در بعضی از لرزه‌نگاشت‌های مورد



شکل ۷. به‌کارگیری روش $f-k$ و $\tau-p$ در تفکیک امواج پایین‌رونده و بالارونده داده‌های VSP مصنوعی شکل ۶، الف) بازسازی امواج پایین‌رونده با استفاده از فوریه معکوس دو‌بعدی، ب) بازسازی امواج بالارونده با استفاده از فوریه معکوس دو‌بعدی، ج) بازسازی امواج پایین‌رونده با استفاده از تبدیل رادون معکوس، د) بازسازی امواج بالارونده با استفاده از تبدیل رادون معکوس بدون اعمال صافی کنترل‌کننده دامنه و ه) بازسازی امواج بالارونده با استفاده از تبدیل رادون معکوس با اعمال صافی کنترل‌کننده دامنه.

روی داده‌های واقعی، داده‌های لرزه‌ای درون‌چاهی یکی از چاه‌های نفت مطابق شکل ۸-الف مورد استفاده قرار گرفت. در ثبت این داده‌ها، فاصله دو اندازه‌گیری متوالی برابر ۱۵ متر و بازه نمونه برداری زمانی ۴ میلی‌ثانیه بوده است. با اعمال صافی میان‌گذر و همچنین اعمال AGC روی داده‌ها، کیفیت آنها بهبود یافت که نتیجه آن در شکل ۸-ب آورده شده است. سپس امواج پایین‌رونده و امواج بالارونده موجود در

بزرگ در روش $f-k$ روی لرزه‌نگاشت‌های مجاور توزیع می‌شوند. بنابراین، در این مدل روش $\tau-p$ کارایی بیشتری در مقایسه با روش $f-k$ در جداسازی امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده نشان داد.

۵ به‌کارگیری روش‌های $f-k$ و $\tau-p$ بر روی داده‌های VSP واقعی

برای بررسی توان روش‌های $f-k$ و $\tau-p$ در

ظاهری امواج پایین‌رونده و منفی بودن سرعت و کندی ظاهری امواج بالارونده می‌توان از روش‌های $f-k$ و $\tau-p$ در جداسازی آنها استفاده کرد.

۲- در صورتی که فاصله بین دو اندازه‌گیری متوالی در انجام عملیات VSP زیاد باشد (به ویژه در لایه‌های با سرعت کم)، روش $f-k$ کارایی مطلوبی در جداسازی امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده نخواهد داشت. در این مورد، روش $\tau-p$ پاسخ مطلوبی می‌دهد.

۳- در تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده با به‌کارگیری صافی کنترل‌کننده دامنه، روش $\tau-p$ ، کارایی بهتری از روش $f-k$ دارد. چنانچه صافی کنترل‌کننده دامنه به کار برده نشود، توانایی دو روش در این جداسازی تقریباً یکسان است.

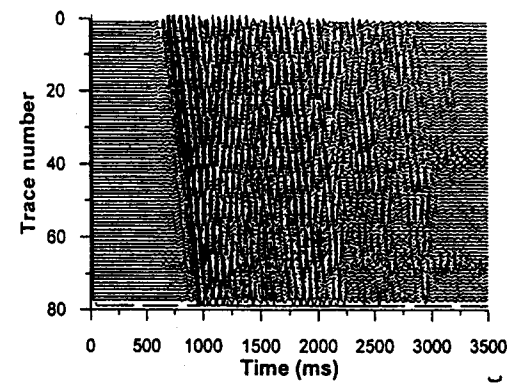
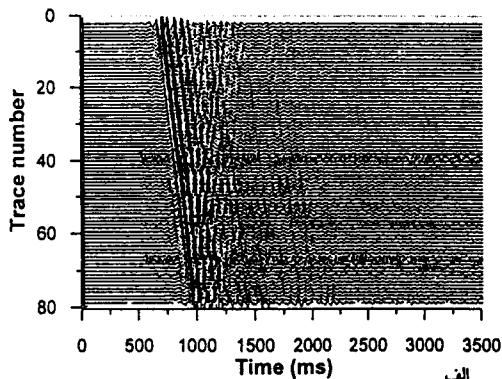
۴- دو روش $f-k$ و $\tau-p$ در تفکیک امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده روی داده‌های واقعی VSP توانایی مطلوبی دارند.

یکدیگر جدا شدند. در انجام این جداسازی از نرم‌افزارهایی که توسط مسلمی (۱۳۷۹) نوشته شده است و همچنین نرم‌افزار پروماکس استفاده شده است. نتیجه بازسازی امواج پایین‌رونده و امواج بالارونده با به‌کارگیری روش‌های $f-k$ و $\tau-p$ در شکل‌های ۹ و ۱۰ آورده شده است. در شکل ۹-الف الیاسینگ سرعت روی داده‌ها در $f-k$ دیده نمی‌شود بنابراین، روش $f-k$ در این حالت جواب مناسبی می‌دهد و در مقایسه با روش $\tau-p$ ، جواب حاصل از هر دو روش مناسب‌تر است.

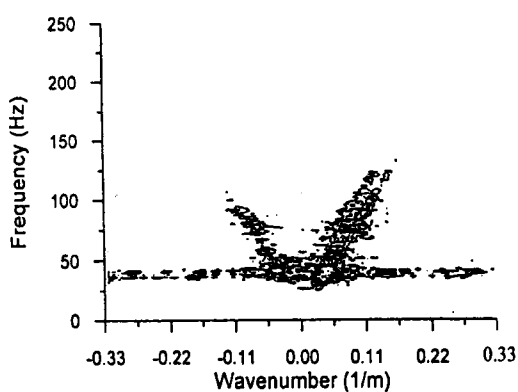
۶ نتیجه‌گیری

دو روش $f-k$ و $\tau-p$ برای جداسازی امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده داده‌های لرزه‌ای درون‌چاهی قائم حاصل از دو مدل مصنوعی و داده‌های واقعی یک چاه نفت به کار گرفته شد و نتایج زیر به دست آمد.

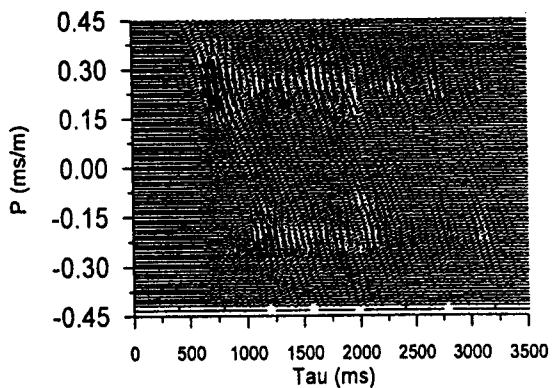
۱- به دلیل مثبت بودن سرعت و کندی



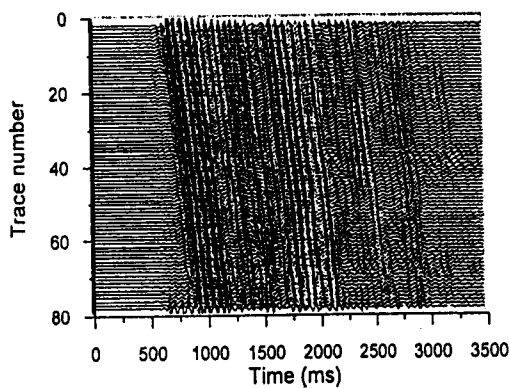
شکل ۸. مقطع VSP واقعی مربوط به یک چاه نفت. الف) داده‌های خام بدون AGC، ب) داده‌ها با اعمال صافی میان‌گذر و اعمال AGC.



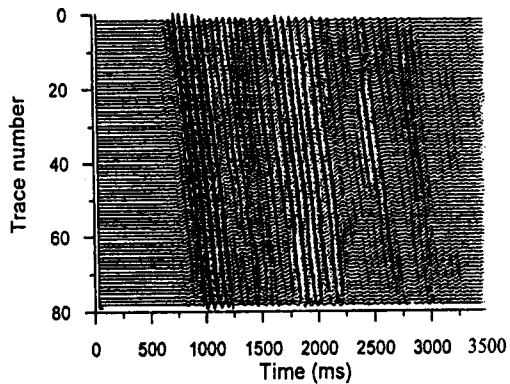
الف



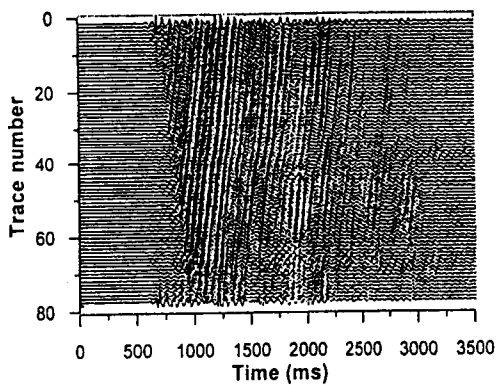
ب



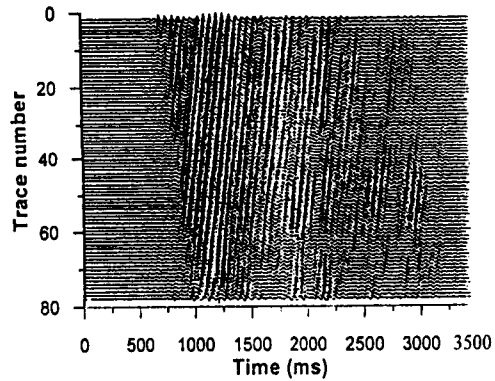
ج



د



ه



و

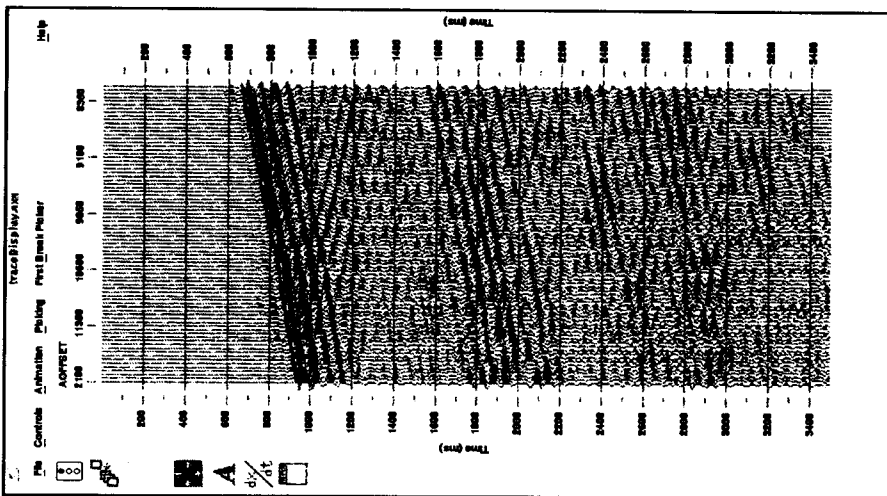
شکل ۹. به‌کارگیری روش‌های $f-k$ و $\tau-p$ در تفکیک امواج پایین‌رونده و بالارونده داده‌های VSP واقعی شکل ۸-ب.

الف) مقطع VSP در حیطه $f-k$ ، ب) مقطع VSP در حیطه $\tau-p$ ، ج) بازسازی امواج پایین‌رونده با استفاده از

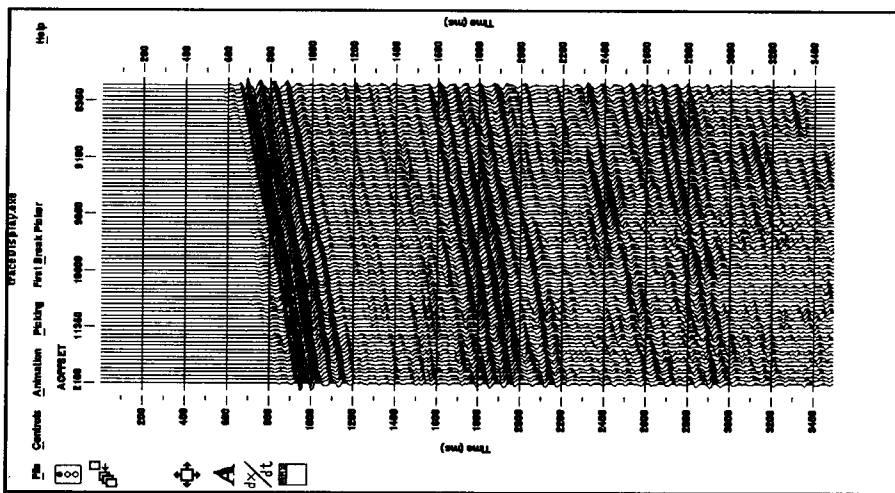
تبدیل فوری معکوس دو بعدی، د) بازسازی امواج پایین‌رونده با استفاده از تبدیل رادون معکوس، ه)

بازسازی امواج بالارونده با استفاده از تبدیل فوری معکوس دو بعدی و و) بازسازی امواج بالارونده با استفاده

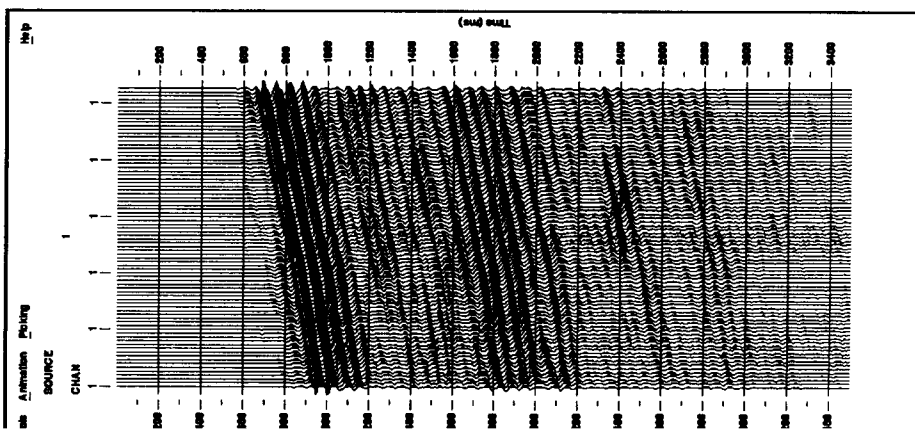
از تبدیل رادون معکوس.



الف

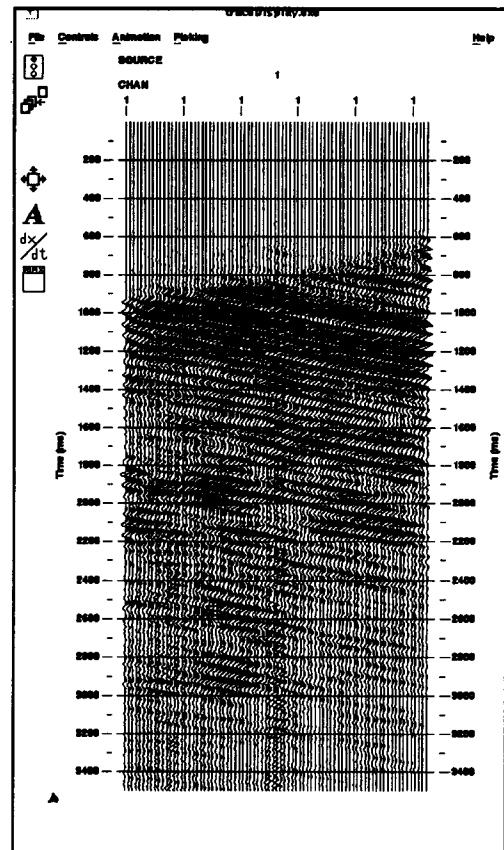
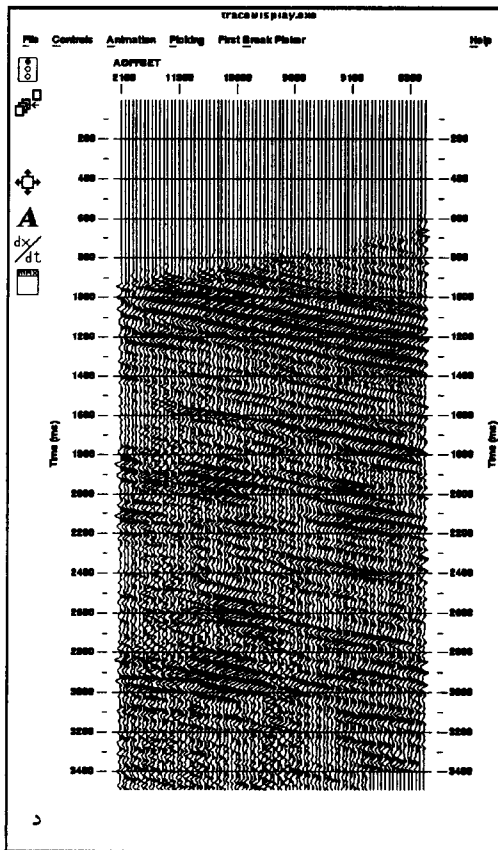


ب



شکل ۱۰. به کارگیری روش های f_k و τ - p در تفکیک امواج پایین رونده و بالا رونده داده های VSP واقعی با استفاده از نرم افزار پروماکس. الف) مقطع VSP

واقعی، ب) بازسازی امواج پایین رونده با استفاده از تبدیل فوریه معکوس دو بعدی، ج) بازسازی امواج پایین رونده با استفاده از تبدیل رادون



ادامه شکل ۱۰. (د) بازسازی امواج بالا‌رونده با استفاده از تبدیل فوریه معکوس دوبعدی و (ه) بازسازی امواج بالا‌رونده با استفاده از تبدیل رادون معکوس.

ting Conference, Congr. Number, 42, 131-142.

Chapman, C. H., 1981, Generalized Radon transform and slant stack: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **66**, 445-453.

Christie, P. A. F., Hughes, V. J., and Kennett, B. L. N., 1983, Velocity filtering of seismic reflection data: *First Break*, **1**, 9-24.

Embree, P., Burg, J. P., and Backus, M. M., 1963, Wide-band velocity filtering-The pie slice process: *Geophysics*, **28**, 948-974.

Gallagher, N. C., and Wise, G. L., 1981, A theoretical analysis of the properties of median filters: *IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing*

تشکر و قدردانی

از آقای محمدباقر فرشیدنسب رئیس محترم مرکز بازخوانی شرکت خدمات اکتشاف به‌خاطر فراهم آوردن امکانات مورد استفاده در این پروژه تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

Aminzadeh, F., 1986, A recursive method for separation of upgoing and downgoing waves of vertical seismic profiling data: *Geophysics*, **51**, 2206-2218.

Carswell, A., and Moon, W., 1984, A use of

- of Geophysical Exploration, Pergamon, Amsterdam.
- Kommedal, J. H., and Tjostheim, B.A., 1989, A study of different methods of wavefield separation for application to vsp data: Geophysical Prospecting, **37**, 117-142.
- McMechan, G. A., and Ottolini, R., 1980, Direct observation of a p- τ curve in a slanted stack wave field: Bull. Seis. Soc. Am., **70**, 775-789.
- Moon, W., Carswell, A., Tang, R., and Dilliston, C., 1986, Radon transform wavefield separation for vertical seismic profiling data: Geophysics, **51**, 940-947.
- Ottolini, R., and Claerbout, J. f., 1984, The migration of common midpoint slant stack: Geophysics, **49**, 237-249.
- Schultz, P. S., 1982, A method for direct estimation of interval velocities: Geophysics, **47**, 1657-1671.
- Schultz, P. S., and Claerbout, J. F., 1978, Velocity estimation and downward continuation by wavefront synthesis: Geophysics, **43**, 691-741.
- Seeman, B., and Horowicz, L., 1983, Vertical seismic profiling: separation of upgoing and downgoing acoustic waves in a stratified medium: Geophysics, **48**, 555-568.
- Suprajitno, M., and Greenhalgh, S.A., 1985, Separation of upgoing and downgoing waves, in vertical seismic profiling by contour-slice filtering: Geophysics, **50**, 950-962.
- Tang, R., Carswell, A. B., and Moon, W., 1984, Velocity analysis in P-X plain from a slant stack wavefield: Geophys Prosp., **32**, 1016-1032.
- مسلمی، ا.، ۱۳۷۹. جداسازی امواج پایین‌رونده از امواج بالارونده در داده‌های لرزه‌ای درون‌چاهی: پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

معکوس سه‌بعدی داده‌های گرانی □

وحید ابراهیم‌زاده اردستانی*

*موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۴۶-۱۴۱۵۵.

چکیده

به منظور تفسیر آنومالی گرانی حاصل از یک معدن کروولیت در جنوب - غرب ایران، از مسئله معکوس سه‌بعدی استفاده کرده‌ایم.

روش معرفی شده توسط لیزر و کوپیک ۱۹۸۳، و توسعه یافته توسط لوی ۱۹۹۷، برای داده‌های گرانی با دقت زیاد، برای تعیین شکل سه‌بعدی آنومالی، آزمایش شده است. نتایج حاصل از حل مسئله معکوس توسط گمانه‌های حفاری اخیراً در منطقه تأیید شده‌اند.

کلیدواژه: معکوس سه‌بعدی، آنومالی گرانی باقی مانده

تحلیل داده‌های ژئوفیزیک، ژئوشیمی و آلتراسیون منطقه دره‌زار استان کرمان، با استفاده از روش همبستگی متعارف[□]

حجت ا. رنجبر^{*}، مصطفی شاه‌حسینی^{*} و ماه‌بانو نانا^{**}

^{*}بخش معدن، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

^{**}بخش آمار، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

چکیده

این مقاله روشی را برای تفسیر ترکیبی داده‌های مغناطیسی و رادیومتری هوابرد ارایه می‌کند. نهشته مس پورفیری دره‌زار در مجموعه ماگمایی ارومیه دختر ایران مرکزی واقع شده است. آلتراسیون‌های آرژیلیک و پتاسیک به راحتی در سطح زمین قابل مشاهده نیستند. توزیع مکانی داده‌های ژئوفیزیکی با سنگ‌شناسی و الگوی آلتراسیون مطابقت دارد. نهشته مس پورفیری دره‌زار به عنوان منطقه کنترلی برای تعیین میزان همبستگی بین داده‌های ژئوفیزیک هوایی و منطقه کانی‌سازی در نظر گرفته شده است. داده‌های مغناطیسی و رادیومتری هوایی و داده‌های ژئوشیمی، آلتراسیون و ژئوفیزیک زمینی به کمک روش همبستگی متعارف با هم ترکیب و آنالیز شده‌اند. این روش برای جداسازی مناطق با آلتراسیون‌های گرمابی و همچنین کاهش حجم داده‌ها، مفید تشخیص داده شده است.

کلیدواژه: اکتشاف کانسار، آنالیز همبستگی متعارف، ژئوفیزیک هوایی، ژئوشیمی اکتشافی، منطقه پاریز، آلتراسیون گرمابی و

کریچینگ



تکتونیک جابه‌جایی امتداد لغز، گسل‌های جدایشی، برش‌های ریدل و شکل‌پذیر □

آفتاب عالم خان* و سید همایون اختر*

*داکا، بنگلادش.

چکیده

صفحه سیمری مشتمل بر بلوک‌های آناتولی، تاورید، البرز، ایران مرکزی، کمربند شرق ایران، افغانستان مرکزی، جنوب پامیر، پونتایدن و قفقاز کوچک از جنبه منشأ تکتونیک با جنبش امتداد لغز، گسل‌های جدایشی و برش‌های ریدل وابسته هستند. از میان این بلوک‌ها آنهایی که تحت‌تاثیر فرایند تکتونیک امتداد لغز، گسل‌های جدایشی و برش‌های ریدل قرار گرفته‌اند، از جنبه لرزه‌خیزی بسیار فعال‌اند. به‌علاوه، بلوک ایران مرکزی و کمربند شرق ایران متناسب به زون‌های برشی شکل‌پذیر هستند که به صورت مرزهای پاد جریان شکل‌پذیر نمای سیالات، طی همگرایی درون صفحه‌ای و فازهای پلوتونیک شبه گرانیت کالکو آکالن در حوضه پشت‌قوسی بلوک افغانستان مرکزی مهم‌ترین نقش را ایفا می‌کنند. دو زون گسلی جدایشی یعنی زون جدایشی مکران و زون جدایشی جنوب ایران، شناخته شده‌اند. به نظر می‌رسد که زون مکران فعالیت کمتری داشته باشد، در حالی که زون جنوب ایران فعال‌تر است. فعال بودن زون جنوب ایران با دگرشکلی رسوبات نئوزن روی لایه‌های گسترده نمک، که به‌صورت عوامل لغزاندنده برای جدایش عمل می‌کند در ارتباط است. فعالیت‌های گسلش جدایشی، که تماماً در امتداد حوضه میان‌قوسی و زون‌های پیش‌قوسی کوه‌های زاگرس قرار دارند نیز باعث جنبش‌های امتداد لغز و برش‌های ریدل (شکستگی‌های مزدوج) هستند. برش‌های با روند شمال شرق - جنوب غرب، مستعد لرزه‌خیزی‌اند. جنبش امتداد لغز غالباً راست‌گرد و همراه با راندگی است.

کلیدواژه: صفحه سیمری، کمربند شرق ایران، لرزه‌خیزی، زون جدایشی مکران، زون جدایشی جنوب ایران

میزان تاثیر یک زلزله: مطالعه آماری انتشارات زلزله‌شناسی □

سوشیانولان*، جوچوان جن* و وو جونگ لیانگ*

*موسسه ژئوفیزیک، پکن، چین.

چکیده

ما کاتالوگ ISC از سال ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۵ را تحلیل کرده‌ایم تا بررسی کنیم که تا چه مقدار اطلاعات حاصل از یک زمینلرزه برای درک بهتر زمینلرزه‌ها و مخاطرات زمینلرزه مورد استفاده قرار گرفته است. ما بولتن ISC که طیف وسیع‌تری از نشریات مربوط به زلزله‌شناسی و زبان‌های مختلف را نسبت به SCI در بر می‌گیرد انتخاب کرده‌ایم، به گونه‌ای که در تحلیل‌ها، خطای ناشی از زبان و مناطق مختلف به حداقل می‌رسد. زلزله‌های موجود در کاتالوگ دوره زمانی ۱۹۷۵ تا ۱۹۹۰ را در برمی‌گیرد. مقاله‌هایی که ارتباط مستقیم با یک زمینلرزه دارند، همان‌گونه که با کاتالوگ TSC مشخص شده است، از یک یا ۱۰۰ مورد بسته به بزرگی زمینلرزه‌ها، تغییر می‌کند. لگاریتم بیشترین تعداد مقاله‌های مربوط به یک زلزله با بزرگی آن زلزله متناسب است که این امر، امکان تعیین میزان تاثیر یک زلزله را فراهم می‌سازد، به گونه‌ای که زمینلرزه‌های با بزرگی متفاوت را می‌توان با یکدیگر مقایسه کرد.

بازه بزرگی زمینلرزه‌ها با میزان اثرهای معین، و خود میزان تاثیر را می‌توان برای مقایسه‌های منطقه‌ای به کار برد. تحلیل‌ها اختلافی منطقه‌ای را نشان می‌دهد که قدرت تاثیر آکادمیک زلزله‌هایی که در کشورهای در حال توسعه آسیایی روی می‌دهند با اثرات اجتماعی این زمینلرزه‌ها قابل مقایسه نیست. این امر بر این اشاره دارد که یکی از جهات توسعه زلزله‌شناسی در آسیا این است که مشاهدات بیشتر و محققین بیشتری برای کار روی زمینلرزه‌هایی که در کشورهای این قاره اتفاق می‌افتد داشته باشیم.

کلیدواژه: انتشارات زلزله‌شناسی، استراتژی توسعه، مرکز زلزله‌شناسی بین‌المللی (ISC)