

Kajian Kecepatan Penjalaran Gelombang Seismik

Oleh:
Suprajitno Munadi

S A R I

Kecepatan penjalaran gelombang seismik memegang peranan penting dalam eksplorasi maupun produksi sumber daya migas. Kecepatan penjalaran adalah hasil interaksi antara energi gelombang dan medium yang dilaluinya. Dengan demikian segala apa yang terkandung di dalam perlapisan batuan di bawah permukaan pasti terwakili di dalam kecepatan penjalaran gelombang. Persoalannya adalah bagaimana menerjemahkan manifestasi pengaruh materi di dalam besaran kecepatan tersebut menjadi materi aslinya. Hal ini akan merupakan topik penelitian yang menantang yang tidak mudah diselesaikan.

Kata kunci: kecepatan gelombang elastik, P, S, medium berpori berisi fluida, tekanan formasi.

ABSTRACT

Seismic wave velocity plays an important role in oil and gas exploration and production. This velocity is a result of interaction between wave energy and the medium. Therefore, everything which is contained in the subsurface rock layers is manifested inside the velocity. The problem is how to translate the representation of the material inside the velocity into the real world. This will become a challenging research topic which is not easy to solve.

Key words: elastic wave velocity, compressional, transverse, porous media containing fluid, formation pressure.

I. PENDAHULUAN

Kecepatan penjalaran adalah besaran fisis yang sudah umum diketahui oleh kebanyakan orang, yang merupakan perbandingan antara jarak yang ditempuh oleh sebuah benda dibagi oleh waktu tempuhnya. Masalahnya menjadi lain bila yang bergerak itu bukan benda seperti peluru atau semacamnya akan tetapi gelombang. Kecepatan penjalaran gelombang adalah kecepatan menjalarnya usikan mekanis (*mechanical disturbance*) dalam suatu medium (batuan), karena gelombang menjalar dengan jalan mengusik (*to disturb*) titik-titik materi yang ada pada medium yang dijalarinya. Semakin padat medium ini, semakin cepat pula menjalarnya atau semakin tinggi kecepatannya. Persoalannya akan menjadi kompleks bila gelombang tersebut menjalar di dalam medium elastik yang berongga dan berisi fluida.

Kecepatan penjalaran gelombang seismik memegang peranan penting dalam eksplorasi migas dengan metode seismik, dia adalah faktor yang dapat mengubah data seismik dari skala waktu ke skala kedalaman. Tanpa informasi tentang kecepatan gelombang seismik di suatu daerah, kita tak dapat memperkirakan kedalaman maupun ketebalan dari lapisan-lapisan di bawah permukaan dari daerah yang kita selidiki.

Walaupun kecepatan penjalaran gelombang seismik ini penting dalam eksplorasi seismik, akan tetapi dalam rantai panjang tahapan-tahapan teknologi seismik, dia justru merupakan mata rantai yang paling lemah (Yilmaz, 1997). Repotnya dalam kelemahan ini dialah yang diharapkan dapat menjelaskan banyak masalah yang harus diketahui tentang kondisi batuan bawah permukaan, seperti:

- Lithologi (gambaran komposisi mineralogi, teksture, dan lain-lain)
- Porositas dan kandungan fluidanya
- Tingkat kerekahan batuan
- Kedalaman dan tekanan formasi.

Makalah ini berusaha melakukan kajian secara kritis tentang konsep-konsep yang dipakai untuk menentukan kecepatan penjalaran gelombang seismik dengan harapan agar pengetahuan ini dapat meningkatkan pemahaman dalam cara memakai dan cara menginterpretasi yang lebih baik.

II. DASAR TEORETIS

Model penjalaran gelombang yang paling cocok menirukan fenomena penjalaran gelombang seismik di alam adalah diagram muka gelombang (*wavefront chart*) yang diperkenalkan oleh Thornborgh (1930). Walaupun model ini berwujud numerik tetapi paling tidak dapat menggambarkan bagaimana gelombang seismik menjalar di dalam media berlapis di bawah permukaan yang berbeda kecepatannya.

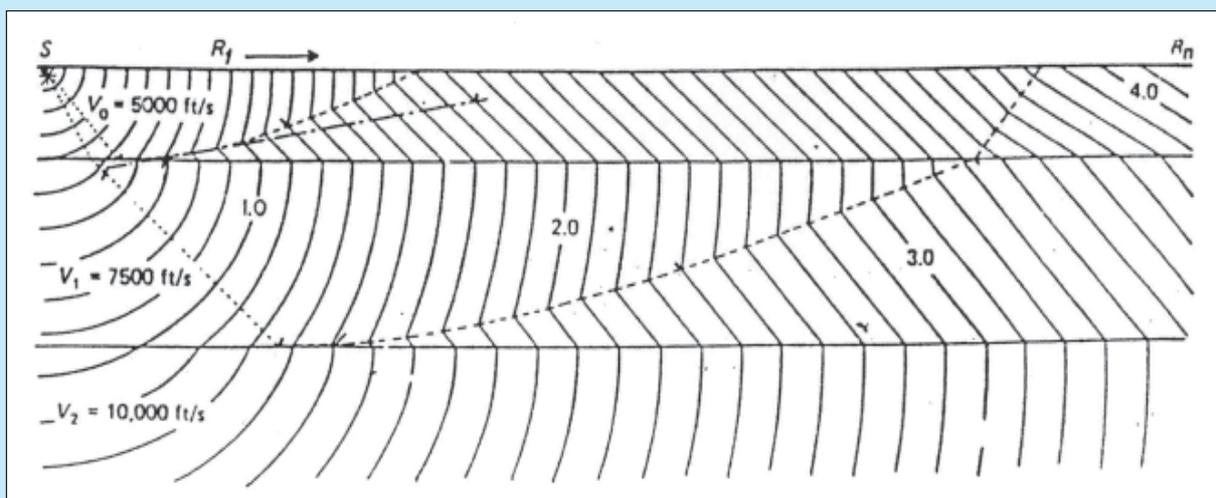
Muka gelombang adalah suatu bidang permukaan yang pada suatu saat tertentu membedakan medium yang telah terusik dan yang belum terusik. Dia memperlihatkan bagaimana caranya usikan mekanis menjalar di dalam medium bawah permukaan. (Gambar 1).

A. Model Sinar Seismik

Model muka gelombang walaupun cukup baik dalam menirukan penjalaran gelombang di bawah permukaan, akan tetapi konstruksinya cukup rumit, oleh sebab itu untuk mempermudah penggambaran dan analisisnya diperkenalkan model sinar seismik (*seismic ray*). Sinar seismik didefinisikan sebagai suatu garis yang di semua titiknya selalu tegak lurus muka gelombang. Walaupun secara fisis model ini tidak sebaik model muka gelombang, tetapi dalam pemakaiannya jauh lebih praktis. (Gambar 2).

Yang dipentingkan dalam model sinar seismik adalah aspek kinematika dari gelombang, yakni waktu penjalaran gelombang dari sumber ke penerima. Sudah barang tentu aspek-aspek lain seperti amplitude, fasa, frekuensi dan bentuk gelombang berada diluar perhatian dari model ini.

Kecepatan penjalaran gelombang seismik dalam hal ini adalah panjang lintasan sinar seismik dibagi oleh waktu yang diperlukan untuk menempuh jarak dari sumber ke penerima. Di dalam medium yang homogen, isotropis dan elastik sempurna, lintasan ini berupa garis lurus, tetapi bila mediumnya heterogen lintasannya menjadi berbelok atau melengkung. Bila orang dapat mengetahui panjang lintasan penjalaran gelombang ini dan mengukur waktu tempuhnya, maka kecepatan penjarannya dapat ditentukan dengan cermat.



Gambar 1
Penjalaran gelombang seismik ditirukan dalam bentuk diagram muka gelombang
(Thornborough, 1930)

B. Model Medium Elastik

Dalam konsepsi medium elastik, sumber gelombang seismik adalah suatu tempat (titik, spot) di mana mula-mula energi mekanik (*gradient stress*) mengusik medium dari keadaan normalnya. Akibat adanya usikan mekanis ini terjadilah pergeseran titik-titik materi dari kedudukan seimbangya. Pergeseran titik-titik materi ini menimbulkan regangan (*strain*). Di dalam medium elastik, setelah energinya berlalu maka titik-titik materi akan kembali ke kedudukan semula. Jadi dalam penjalaran gelombang tidak ada transportasi materi, yang ada hanyalah transportasi energi dari tempat sumber gelombang ke tempat penerima. Dan karena interaksi antara *stress* dan *strain* ini melibatkan konstanta-konstanta elastik yang ada di dalam medium, maka hal ini berarti kecepatan penjalaran gelombang seismik dipengaruhi oleh konstanta-konstanta elastik itu.

Secara teoritis kecepatan penjalaran gelombang seismik tipe longitudinal yang kemudian disebut sebagai gelombang P adalah:

$$v_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \tag{1}$$

Sedangkan kecepatan penjalaran gelombang seismik tipe transversal yang kemudian disebut sebagai gelombang S adalah

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{2}$$

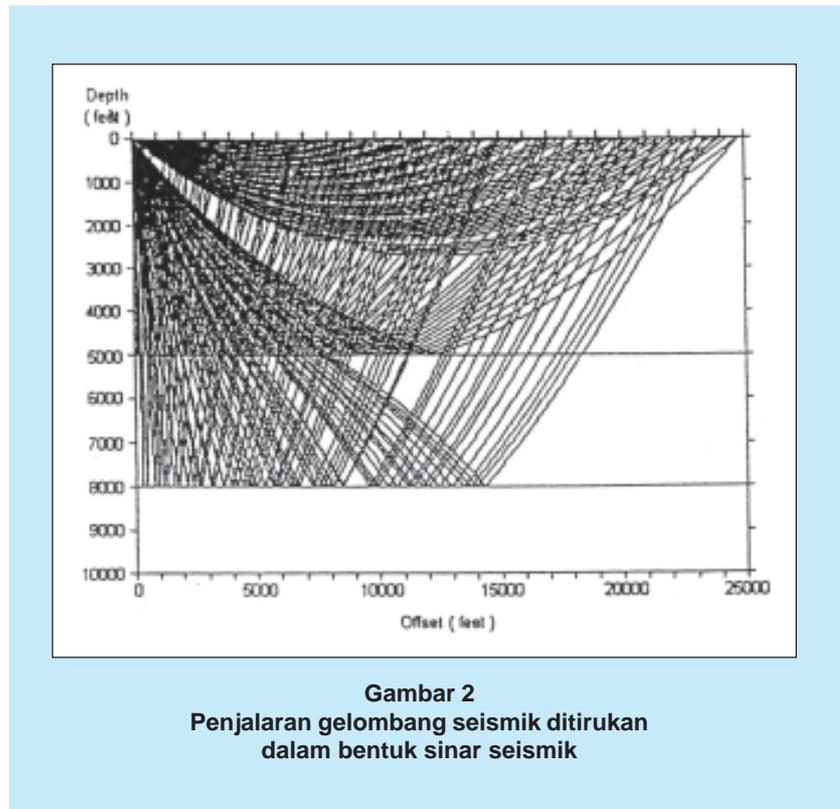
Dalam hal ini κ adalah Modulus Bulk dalam GPa (giga Pascal)

ρ adalah rapat massa atau densitas medium dalam kg/m³.

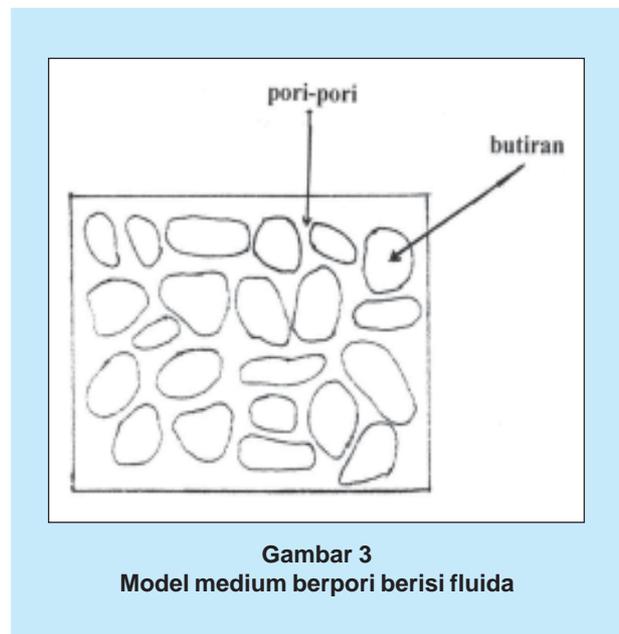
μ adalah rigiditas atau modulus geser GPa.

C. Model Medium Elastik Berpori Berisi Fluida

Ada beberapa pendekatan untuk menerangkan penjalaran gelombang seismik di dalam medium elastik



Gambar 2
Penjalaran gelombang seismik ditirukan dalam bentuk sinar seismik



Gambar 3
Model medium berpori berisi fluida

berpori berisi fluida. Pada model medium jenis ini beberapa besaran petrofisika mulai diperhitungkan pengaruhnya terhadap penjalaran gelombang seismik. (Gambar 3).

Konsep yang paling umum dipakai untuk menganalisis model ini adalah pendekatan Gassmann

(1951) yang secara prinsip sederhananya dapat dikatakan dilakukan dengan jalan mengganti k (modulus bulk) pada persamaan (1) dengan modulus bulk versi Gassmann yakni:

$$k = k_d + k_f \frac{\left(1 - \frac{k_d}{k_m}\right)^2}{\left(1 - \frac{k_f}{k_m}\right)\Phi + (k_m - k_d)\frac{k_f}{k_m^2}} \quad (3)$$

sehingga persamaan (1) berubah menjadi:

$$V_p = \left[\left(k_d + \frac{4}{3}\mu \right) + \frac{k_f \left(1 - \frac{k_d}{k_m}\right)^2}{\left(1 - \frac{k_f}{k_m}\right)\Phi + (k_m - k_d)\frac{k_f}{k_m^2}} \right] \frac{1}{\rho_b} \quad (4)$$

dengan catatan:

k_d adalah modulus bulk dari batuan kering, dalam Giga Pascal (Gpa). 1 Pa = 1 Newton/m²,

k_f adalah modulus bulk dari fluida pengisi pori-pori, dalam GPa,

k_m adalah modulus bulk dari matriks, dalam GPa,

Φ adalah porositas, dalam persen,

r_b adalah bulk densitas, dalam kg/m³.

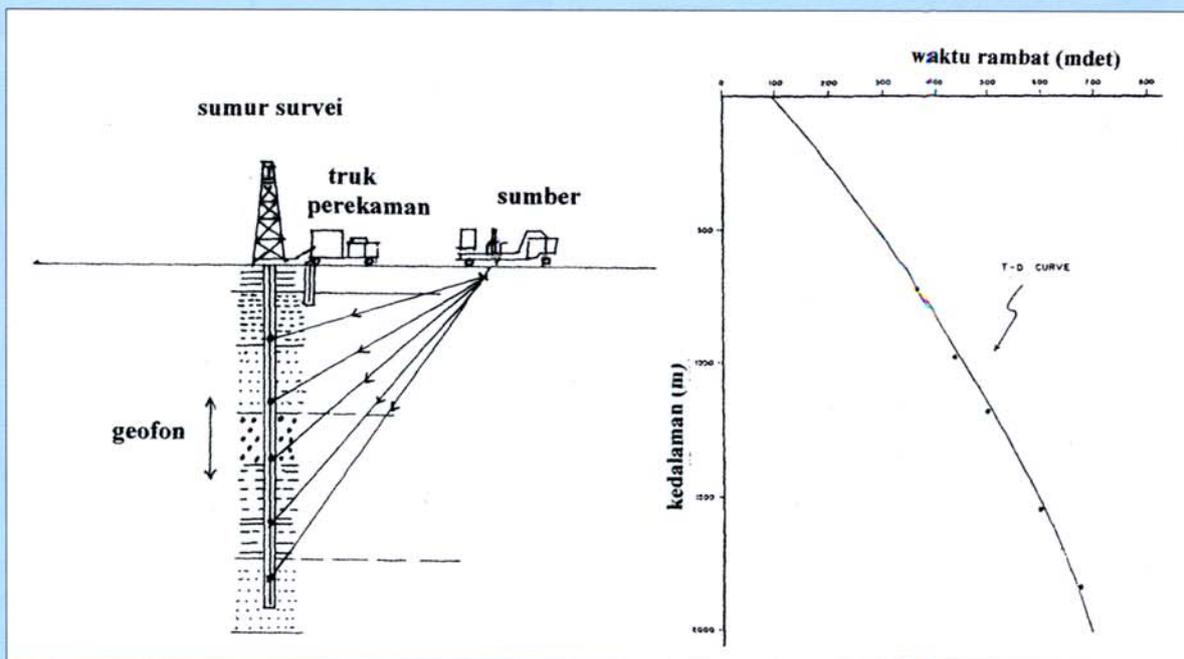
D. Persamaan Biot

Persamaan Gassmann yang dikupas di muka ternyata dapat dianggap hanya sebagai keadaan khusus dari persamaan teoretis yang lebih umum yang diperkenalkan oleh Biot (1956, 1962). Persamaan Gassmann hanya berlaku untuk frekuensi rendah saja (yakni dari 0 Hz sampai dengan frekuensi seismik), sementara persamaan Biot dapat dipakai untuk frekuensi-frekuensi yang sangat tinggi. Hal ini menjadi penting pada saat para ahli menyelidiki fenomena peralihan gelombang mekanis menjadi panas.

Kecepatan gelombang P dan S menurut konsepsi Biot adalah (Wang, 1997):

$$V_{p\infty} = \frac{A + \left[(A^2 - 4B)(PR - Q^2) \right]^{1/2}}{2B} \quad (5)$$

$$V_{s\infty} = \frac{\mu}{\rho + \left(1 - \frac{1}{4}\right)\Phi\rho_f} \quad (6)$$



Gambar 4
Check shot survey dan kurva konversi waktu ke kedalaman

Dengan catatan:

V adalah kecepatan gelombang P pada frekuensi tinggi, dalam m/det.

V adalah kecepatan gelombang S pada frekuensi tinggi, dalam m/det.

Φ adalah porositas

ρ_f adalah densitas fluida.

$$A = R\rho_{22} + R\rho_{11} - 2\Phi\rho_{12} \quad (7)$$

$$B = \rho_{11}\rho_{12} - \rho_{12}^2 \quad (8)$$

$$P = \frac{(1-\Phi)\left[1-\Phi-\frac{k_d}{k_m}\right]k_m + \Phi\frac{k_d k_m}{k_f}}{D} + \frac{4}{3}\mu_d \quad (9)$$

$$R = \frac{\Phi^2 k_m}{D} \quad (10)$$

$$Q = \frac{\left(1-\Phi-\frac{k_d}{k_m}\right)\Phi k_m}{D} \quad (11)$$

$$D = 1 - \Phi - \frac{k_d}{k_m} + \Phi \frac{k_m}{k_f} \quad (8)$$

$$\rho_{11} = \rho_d - (1-a)\Phi\rho_f \quad (9)$$

$$\rho_{22} = a\Phi\rho_f \quad (10.a)$$

$$\rho_{12} = (1-a)\Phi\rho_f \quad (10.b)$$

adalah turtoisitas atau kekelokan

Untuk pori-pori yang sejajar:

$a = 1$ dan untuk kebanyakan batuan

$a = 2-3$

(Johnson and Plona, 1982, Winkler, 1986, Wang dan Nur, 1990).

Dalam persamaan (10.a) dan (10.b) disebut densitas kopling, yang muncul akibat kontras yang mencolok dalam modulus geser antara fluida dan matriks.

III. PENENTUAN KECEPATAN GELOMBANG SEISMIK

Bab 2 dalam makalah ini adalah bahasan teoritis tentang kecepatan penjalaraan gelombang

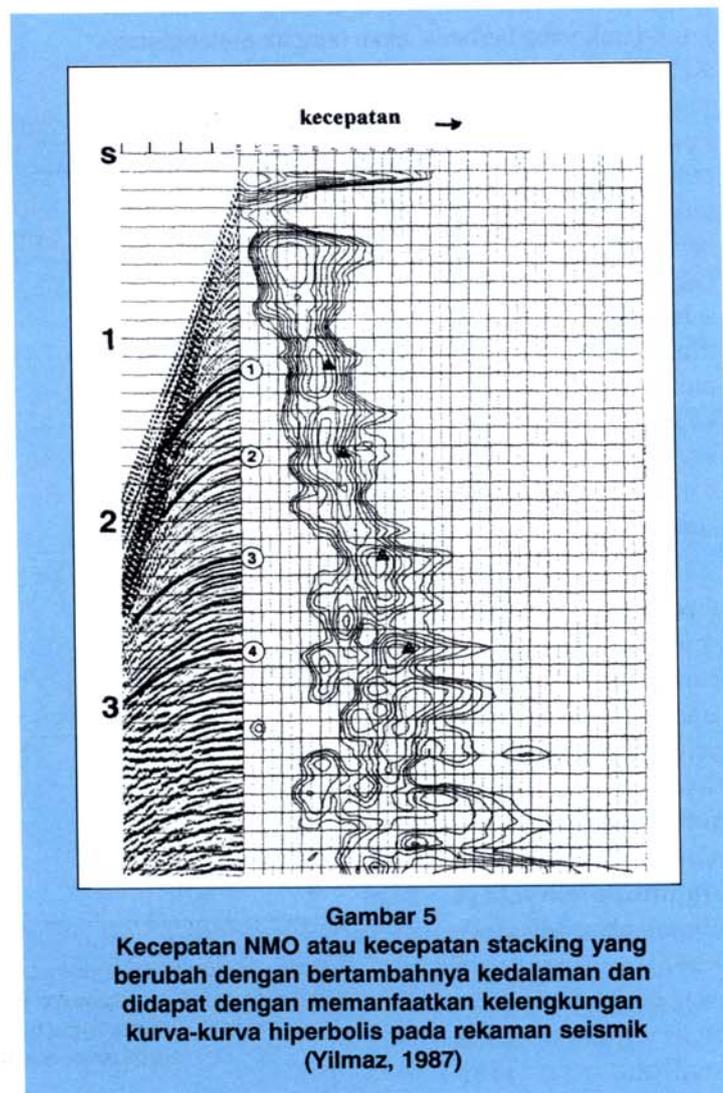
seismik di dalam medium bawah permukaan. Bagaimana cara menentukan besaran kecepatan tersebut termasuk salah satu bidang yang banyak digeluti oleh para ahli geofisika.

A. Kecepatan dari Survei Check Shot

Penentuan kecepatan penjalaraan gelombang seismik di sekitar sumur pengeboran dinamakan *well velocity survey* atau *check shot survey*. (Gambar 4).

Check shot survey ini menghasilkan kurva waktu-kedalaman (*T-D curve*).

Kurva ini sangat penting artinya bagi eksplorasi bawah permukaan, dia memberikan nilai kecepatan penjalaraan gelombang seismik pada setiap horizon yang terlihat dalam penampang seismik. Dalam hal ini besarnya nilai kecepatan adalah kedalaman dibagi oleh



waktu penjarannya (waktu tempuhnya). Kecepatan jenis ini dapat dianggap sebagai kecepatan rata-rata, karena material apa pun yang dijumpai gelombang selama penjaran dari sumber ke penerima pengaruhnya sudah terwakili di dalam waktu tempuhnya. Material yang kurang padat akan memberikan perlambatan terhadap penjaran gelombang, sementara material yang lebih padat seolah-olah mempercepat waktu datangnya gelombang.

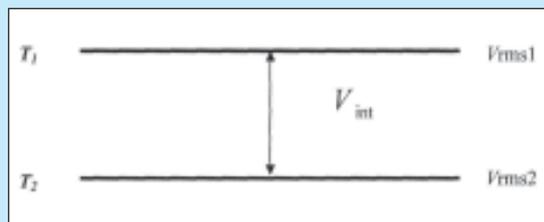
B. Penentuan Kecepatan Dari Kurva NMO

Kurva NMO adalah lengkung hiperbolik dalam diagram t-x (t menyatakan waktu dan x menyatakan jarak) sebagai akibat dari perbedaan jarak antara sumber gelombang ke posisi- posisi detektor penerima. Akibat adanya perbedaan jarak ini maka pantulan dari reflektor bawah tanah yang datar dan pantulan dari satu titik reflektor yang diamati dari jarak-jarak yang berbeda akan tampak melengkung. Kelengkungan kurva ini selain dipengaruhi oleh jarak juga dipengaruhi oleh kecepatan penjaran gelombang seismik di dalam lapisan batuan bawah permukaan (lihat Gambar 5) itulah sebabnya maka fakta ini dimanfaatkan untuk memperkirakan nilai kecepatan tadi. Nilai kecepatan yang didapat dari sini disebut V_{nmo} atau $V_{stacking}$.

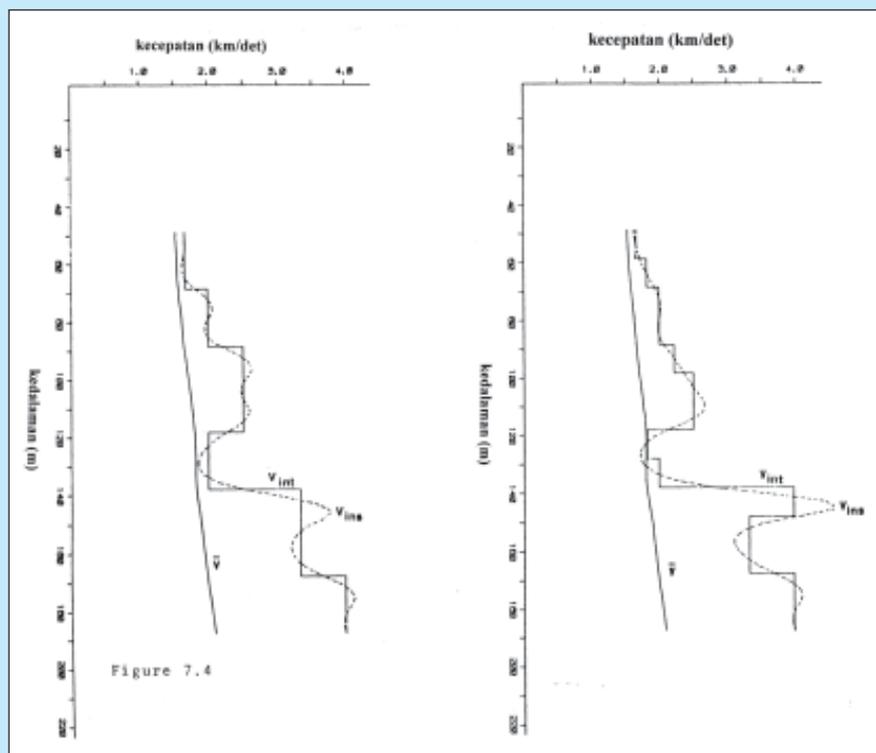
Kecepatan di atas disebut $V_{stacking}$ karena sewaktu mendapatkannya melalui suatu tahap koreksi terhadap pantulan normal yang disebut juga sebagai koreksi NMO (*normal move out*), kemudian amplitudo sinyalnya dijumlahkan (*distack*). Apabila kecepatan yang dipilih tepat maka hasil penjumlahan amplitudonya akan

maksimal. Atas dasar ini maka dapat dibentuk spektrum kecepatan yang dapat memberitahu kita nilai kecepatan yang tepat untuk berbagai waktu datang gelombang seismik yang terpantul (lihat Gambar 5).

Usaha-usaha untuk meningkatkan presisi penentuan kecepatan gelombang seismik dengan memakai metode yang berbeda dengan NMO stacking pernah dicoba tetapi pemakaiannya di industri



Gambar 6
Model lapisan yang dipakai untuk mendefinisikan kecepatan interval



Gambar 7
Kecepatan rata-rata dan kecepatan interval. Kesalahan pembacaan waktu datang gelombang sebesar 0.5 milidetik pada kedalaman 70, 80 dan 90m mampu mempengaruhi bentuk kurva V_{int} hal ini tetapi tidak terdeteksi oleh V rata-rata (Suprajitno, 1985)

secara meluas belum tampak nyata. Metode lain tersebut di antaranya adalah: analisis kecepatan dengan konsep entropi minimum (de Vries, 1984), kemudian analisis kecepatan dengan metode Monte Carlo (Sacchi, 1990).

$V_{stacking}$ sering dianggap sebagai kecepatan penjaluran efektif di dalam medium dan besarnya dianggap sama dengan V_{rms} (rms adalah kependekan dari *root mean square*). Sebetulnya ada perbedaan nilai antara $V_{stacking}$ dan V_{rms} tetapi perbedaan itu hanya berkisar antara 1-2% saja. $V_{stacking}$ dan V_{rms} ini nilainya ada di bidang batas antara dua lapisan, sehingga untuk mengetahui nilai kecepatan di dalam lapisan yang bersangkutan didefinisikan beberapa besaran kecepatan yang lain, yakni: kecepatan interval dan kecepatan rata-rata.

1. Kecepatan Interval

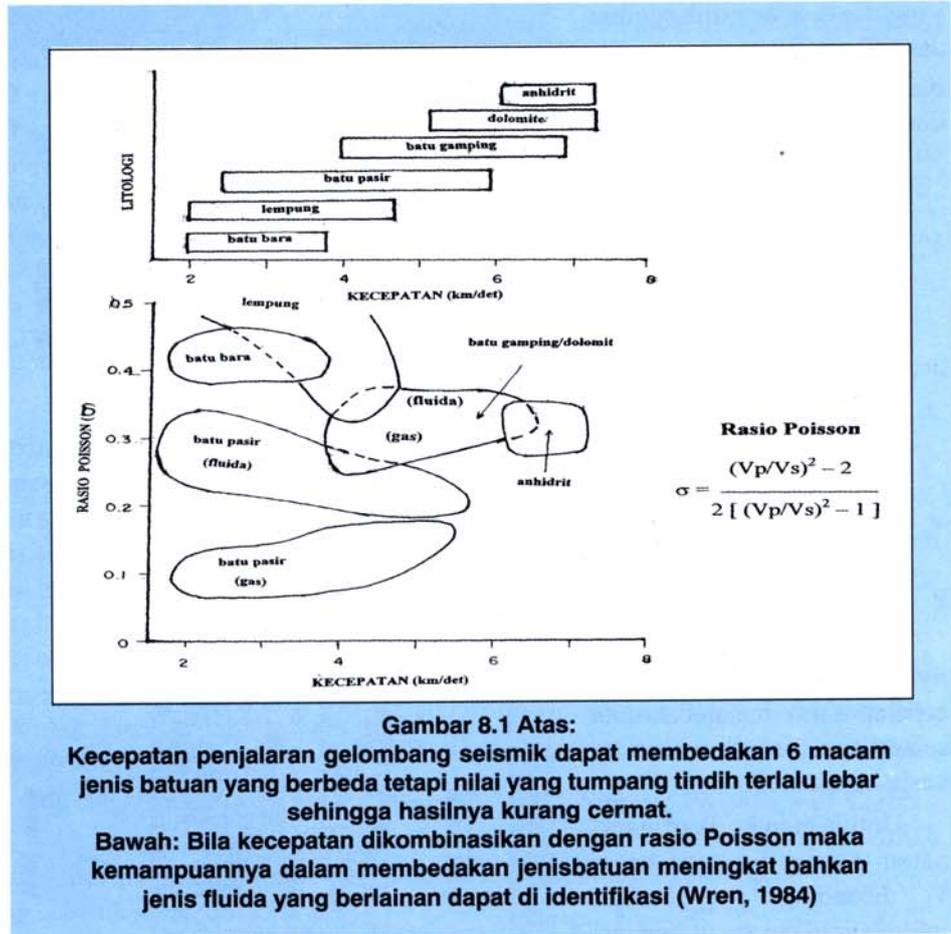
Kecepatan interval dapat dicari berdasarkan kecepatan rms pada bidang batas antar lapisan. Kecepatan interval dapat didefinisikan sebagai kecepatan rata-rata pada suatu interval di antara dua bidang batas antarlapisan. Untuk suatu model dua lapisan seperti gambar dibawah ini:

Kecepatan interval dapat dihitung dengan memakai rumus sebagai berikut:

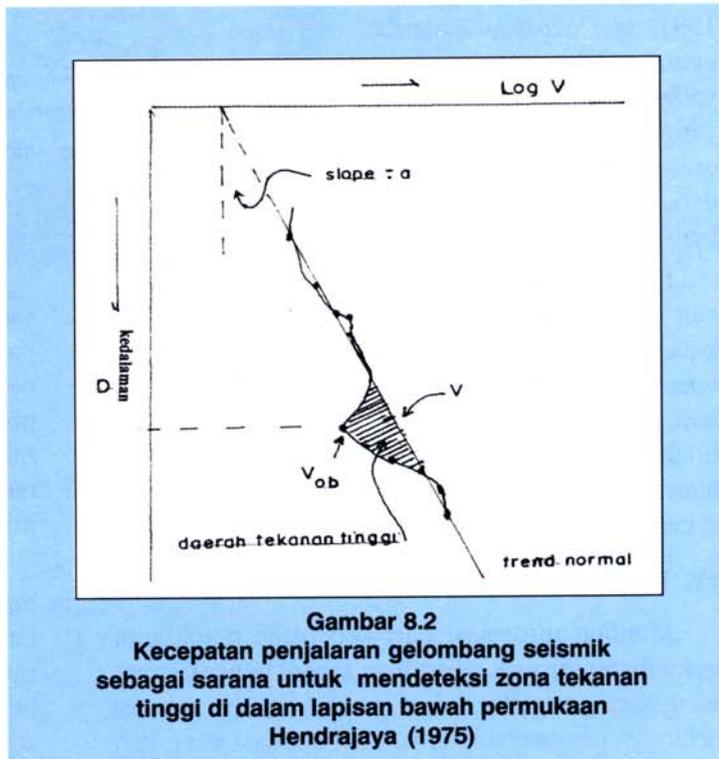
$$V_{int} = \left[\frac{T_2 V_{rms_2}^2 - T_1 V_{rms_1}^2}{T_2 - T_1} \right]^{1/2} \quad (12)$$

2. Kecepatan Rata-rata

Kecepatan rata-rata menyatakan perbandingan antara jarak dan waktu tempuh dengan mengakomodasikan material apa saja



Gambar 8.1 Atas:
Kecepatan penjaluran gelombang seismik dapat membedakan 6 macam jenis batuan yang berbeda tetapi nilai yang tumpang tindih terlalu lebar sehingga hasilnya kurang cermat.
Bawah: Bila kecepatan dikombinasikan dengan rasio Poisson maka kemampuannya dalam membedakan jenisbatuan meningkat bahkan jenis fluida yang berlainan dapat di identifikasi (Wren, 1984)



Gambar 8.2
Kecepatan penjaluran gelombang seismik sebagai sarana untuk mendeteksi zona tekanan tinggi di dalam lapisan bawah permukaan Hendrajaya (1975)

yang ada di antara titik sumber dan titik penerima.

Kecepatan rata-rata dirumuskan sebagai berikut:

$$V_{rata-rata} = \frac{\sum_{k=1}^n V_k t_k}{\sum_{k=1}^n t_k} \quad (13)$$

dengan catatan:

t_k adalah ketebalan lapisan (dalam TWT) di lapisan ke k

V_k adalah kecepatan interval di lapisan ke k

k menyatakan indeks lapisan.

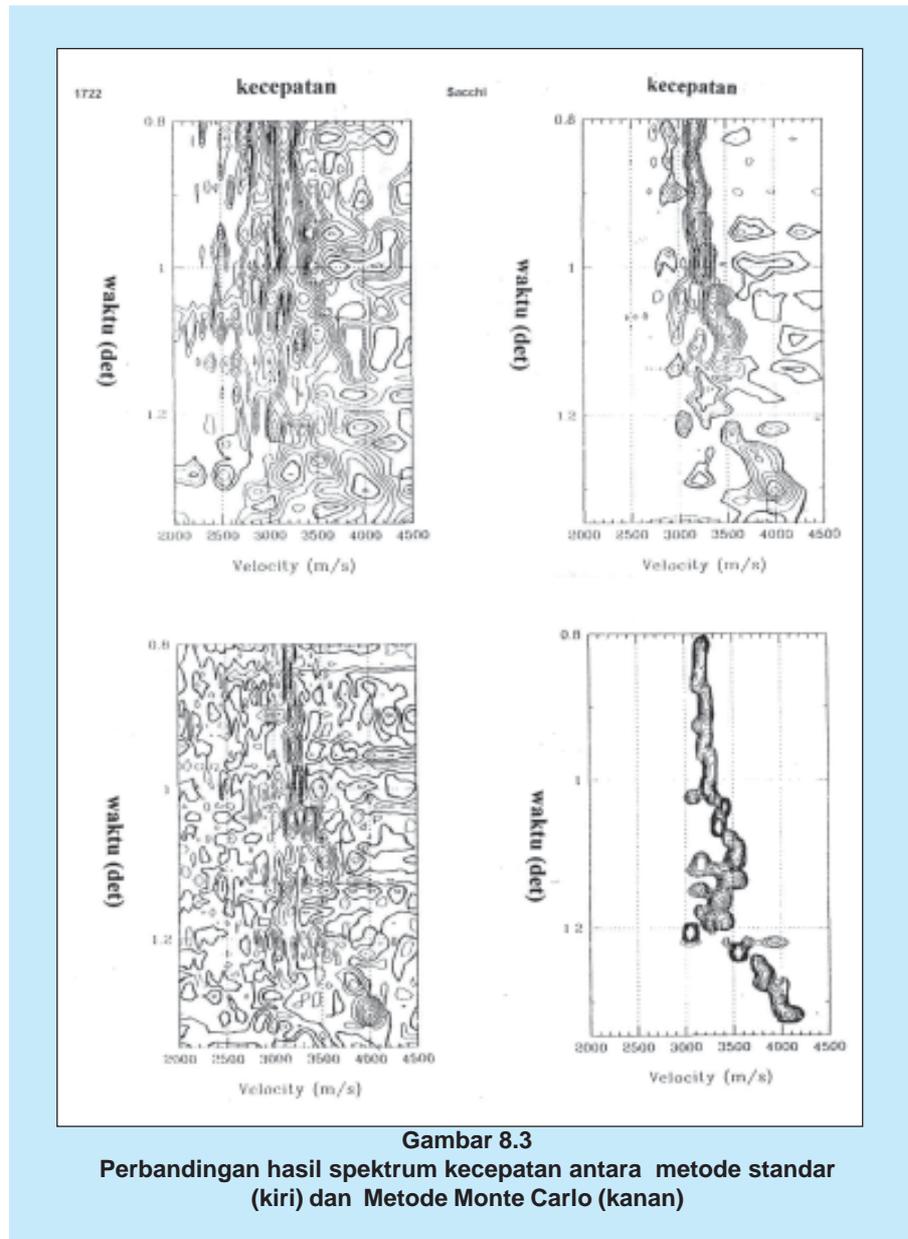
Kecepatan rata-rata biasanya digunakan sebagai kecepatan untuk mengubah data seismik dari skala waktu ke skala kedalaman.

Untuk memberikan gambaran tentang seberapa besar V_{int} dibanding $V_{rata-rata}$, berikut ini ditampilkan suatu ilustrasi tentang keduanya (Suprajitno, 1985) agar dapat memberikan pemahaman tentang mana yang lebih optimistik dan mana yang lebih konservatif dalam urusan konversi data seismik dari skala waktu ke skala kedalaman. (Lihat Gambar 7).

Selain kecepatan rata-rata dan kecepatan interval sebetulnya masih ada satu kecepatan lagi yakni kecepatan sesaat atau *instantaneous velocity*. Dalam praktek di dunia eksplorasi kecepatan ini jarang dipakai oleh karena itu di sini tidak akan dikupas secara lebih mendalam lagi dan hanya akan ditampilkan saja dalam Gambar 7 untuk sekedar memberikan perbandingan.

IV. PEMBAHASAN

Manfaat informasi dari kecepatan penjalaran gelombang seismik sebetulnya sangat banyak tetapi yang sering dipakai dalam praktek masih terbatas sehingga pengembangan ke arah aplikasi yang lain



Gambar 8.3
Perbandingan hasil spektrum kecepatan antara metode standar (kiri) dan Metode Monte Carlo (kanan)

sangat memungkinkan. Di antara banyak manfaat yang sering dipakai dalam praktek adalah: konversi data seismik dari skala waktu ke skala kedalaman, perkiraan ketebalan, koreksi divergensi bola, prediksi lithologi, prediksi tekanan tinggi, analisis atenuasi, model kecepatan bawah permukaan untuk proses migrasi data seismik, dan lain-lain.

Mengingat terbatasnya tempat dalam majalah ini maka manfaat-manfaat informasi tentang kecepatan tersebut di atas tidak akan diutarakan secara rinci satu persatu, tetapi hanya akan dinyatakan dalam bentuk gambar yang dilengkapi dengan keterangan seperlunya.

Masalah yang dihadapi dalam penentuan kecepatan secara cermat adalah bahwa metode dengan memakai koreksi NMO yang menghasilkan *Vstacking* sering sangat kesulitan saat menghadapi data dengan *noise* yang kacau. Di bawah ini Sacci(1998) mendemonstrasikan bagaimana metode statistik Monte Carlo yang dia sebut dengan nama *bootstrap procedure* berhasil melakukan peningkatan kecermatan pada waktu melakukan *picking* kecepatan (Gambar 8.3).

V. KESIMPULAN

Kecepatan penjalaran gelombang seismik di dalam lapisan-lapisan batuan bawah permukaan merupakan informasi penting dalam kegiatan seismik eksplorasi. Nilai kecepatan ini diperoleh dari fakta yang ada di dalam rekaman seismik seperti keteraturan sinyal-sinyal yang membentuk lengkung hiperbolik dan lain-lain sejenisnya. Penentuan kecepatan dari data seismik belum sangat akurat terlebih-lebih bila ada *noise* di dalam rekamannya. Untuk memperbaiki presisinya berbagai macam pendekatan yang lebih baik dari pada koreksi NMO dan *stacking* masih memungkinkan untuk dicoba.

Pemahaman tentang mekanisme pembentuk kecepatan penjalaran gelombang seismik membantu kita dalam memahami kompleksitas perlapisan batuan di dalam lapisan-lapisan bawah permukaan tsb. Sebagai contoh kombinasi antara V_p dan V_s telah memberikan lebih banyak informasi bawah tanah dari pada sekedar V_p saja.

KEPUSTAKAAN

1. Hendrajaya, L., 1975, Theoretical estimation of hydrocarbon reservoir pressure using seismic wave velocity, M.Sc. thesis Univ. of Utah, USA.
2. Johnson, D. L., and Plona, T. J., 1982, Acoustic slow waves and the consolidation transition: J. Acoust. Soc. Am., 72, 556-565.
3. Sacci, M. D., 1998, A bootstrap procedure for high-resolution velocity analysis, Geoph, Vol. 63, no. 5, hal. 1716-1725.
4. Suprajitno, M., 1985, VSP: Numerical Modeling, Data Processing and Analysis, Ph.D. thesis, Flinders University of South Australia.
5. Thornborough, H.R., 1930, Wavefront diagram in seismic interpretation, Bull. Am. Petrol Geologists, Vol. 14, hal. 185-200.
6. de Vries, D., 1984, Velocity Analysis based on minimum entropy, disertasi doctor Technische Hogeschool Delft, The Netherland.
7. Wang, Z. dan Nur, A., 1992, Dispersion analysis of acoustic velocities in rocks, J. Acoust. Soc. Am., 87, 2384-2395.
8. Wang, Z., 1997, Seismic Properties of Carbonate Rocks, dalam Palaz, I. dan Marfurt, K.J., 2007, Carbonate Seismology, hal 29-52.
9. Winkler, K.W., 1986, Estimates of velocity dispersion between seismic and ultrasonic frequencies, Geophysics, 51, hal 183-189.
10. Yilmaz, O., 1987, Seismic Data Processing, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
11. Wren, A. E., 1984, Seismic techniques in Cardian Exploration, J. Canadian Soc. Expl. Geophys, 20, 55-59. ✓