

BAB II

TEORI DASAR DAN GEOLOGI REGIONAL DAERAH PENELITIAN

2.1. Inversi *Acoustic Impedance* (AI)

Dalam inversi AI, kita akan membuat model bumi dimana data seismik sebagai input. Proses ini merupakan kebalikan dari suatu pemodelan ke depan seismik.

Seismik inversi AI *post stack* merupakan suatu proses analisis terhadap *trace* seismik yang telah ditampilkan dalam bentuk *zero offset* menjadi struktur lapisan yang digambarkan dalam bentuk impedansi. Model 1 dimensi yang paling sederhana dan paling sering digunakan untuk *trace* seismik adalah model konvolusional, yang menyatakan bahwa *trace* seismik merupakan hasil konvolusi antara reflektifitas bumi dengan suatu fungsi sumber seismik dengan tambahan komponen bising. Secara matematik dapat dirumuskan sebagai (* menyatakan konvolusi):

$$s_t = w_t * r_t + n_t \quad [2.1]$$

dimana:

$$\begin{aligned} s_t &= \text{trace seismik} \\ w_t &= \text{wavelet seismik} \\ r_t &= \text{reflektifitas bumi} \\ n_t &= \text{bising} \end{aligned}$$

terkadang dilakukan penyederhanaan dimana bising dianggap nol, sehingga menghasilkan:

$$s_t = w_t * r_t \quad [2.2]$$

Seri koefisien refleksi (KR) atau sering juga disebut Reflektifitas merupakan konsep fisika yang fundamental dalam metoda seismik. Pada dasarnya, setiap KR dapat dianggap sebagai sebuah respon dari *wavelet* seismik terhadap sebuah perubahan AI di dalam bumi yang didefinisikan sebagai hasil perkalian antara kecepatan gelombang P (V) dan densitas (ρ). Secara matematis, konversi dari AI ke reflektifitas meliputi pembagian beda AI dengan jumlah AI tersebut. Oleh karena itu, KR pada batas antara kedua lapisan tersebut:

$$KR_i = \frac{\rho_{i+1}V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1}V_{i+1} + \rho_i V_i} = \frac{AI_{i+1} - AI_i}{AI_{i+1} + AI_i} \quad [2.3]$$

dimana lapisan ke- i terletak di atas lapisan ke- $(i + 1)$.

2.1.1. Inversi rekursif / *Band limited*

Berangkat dari pers. [3], perhatikan bahwa:

$$1 + KR_i = \frac{AI_{i+1} + AI_i}{AI_{i+1} + AI_i} + \frac{AI_{i+1} - AI_i}{AI_{i+1} + AI_i} = \frac{2AI_{i+1}}{AI_{i+1} + AI_i}$$

dan

$$1 - KR_i = \frac{AI_{i+1} + AI_i}{AI_{i+1} + AI_i} - \frac{AI_{i+1} - AI_i}{AI_{i+1} + AI_i} = \frac{2AI_i}{AI_{i+1} + AI_i}$$

kemudian:

$$\frac{AI_{i+1}}{AI_i} = \frac{1 + KR_i}{1 - KR_i} \quad \text{atau} \quad AI_{i+1} = AI_i \left[\frac{1 + KR_i}{1 - KR_i} \right] \quad [2.4]$$

Pers. [4] disebut sebagai formulasi inversi rekursif.

2.1.2 Inversi *model-based / blocky*

Metode inversi yang akan dijelaskan berikut ini adalah yang dikembangkan oleh Hampson-Russel. Dengan mengingat kembali pers. [2.1], yaitu:

$$s_t = w_t * r_t + n_t$$

Asumsikan bumi kita terdiri atas N lapis. Tiga parameter utama setiap lapisan tersebut adalah ketebalan, kecepatan dan densitas. Asumsikan pula bahwa parameter waktu telah diketahui. Besaran waktu tersebut tidak harus sama, atau nilai ketebalan tiap lapisan bisa berbeda. Salah satu cara paling mudah untuk merepresentasikan parameter waktu adalah sebagai berikut:

$$\tau_i = \sum_{j=1}^{i-1} t_j \quad [2.5]$$

dimana $i=1, \dots, N$ dan τ_i adalah TWT (*two way time*) absolut dari permukaan bumi ke permukaan atas lapisan ke- i pada *trace* seismik *zero offset*.

Misalkan kita mempunyai estimasi awal model yang dikarakterisasikan oleh koefisien refleksi KR_{ot} , maka *trace* model dapat dihitung sebagai berikut:

$$m_t = w_t * KR_{ot} \quad [2.6]$$

Bila didefinisikan *trace error* sebagai:

$$e_t = s_t - KR_{ot} \quad [2.7]$$

dan diasumsikan bahwa reflektifitas sebenarnya dapat dituliskan sebagai:

$$KR_t = KR_{ot} + \phi KR_t$$

maka kita harus menemukan koreksi ΔKR_t , sehingga kesalahan kuadrat tersebut terminimalkan:

$$J = \sum_{i=1}^{NSAMP} e_i^2 \quad [2.8]$$

Pers. [8] sering juga disebut sebagai “fungsi obyektif”, yang menghubungkan total *error* (selisih *trace* orisinil dengan *trace* model) J dengan parameter tak diketahui ΔKR_t .

“Fungsi obyektif” pers. [8] adalah:

$$J = e^T e = (S - WKR)^T (S - WKR) \quad [2.9]$$

dimana: S merupakan vektor yang mengandung semua *trace* seismik, W matriks yang mengandung semua *wavelet* seismik, dan KR vektor yang mengandung semua parameter koefisien refleksi yang tidak diketahui.

Agar diperoleh solusi, maka dilakukan *least-square* sedemikian sehingga vektor KR membuat J menjadi minimum. Hal ini dilakukan dengan membuat turunan J terhadap tiap elemen KR menjadi nol.

$$\frac{\partial J}{\partial KR(i)} = 0 \quad [2.10]$$

Sistem pers. [10] mengarah pada persamaan normal:

$$W^T WKR = W^T T \quad [2.11]$$

Pers. [11] dapat juga dituliskan:

$$KR = (W^T W)^{-1} W^T T \quad [2.12]$$

Untuk menstabilkan solusi, maka suatu faktor *prewhitening* dapat dimasukkan dan secara matematik dapat ditulis sebagai berikut:

$$KR = ((W^T W) + \lambda I)^{-1} W^T S \quad [2.13]$$

dimana λ faktor *prewhitening* dan I matrik identitas.

2.1.3. Inversi *sparse-spike*

Ada tiga teknik dalam inversi *sparse spike*, yaitu:

- (1). Dekonvolusi dan inversi *Maximum-Likelihood*
- (2). Dekonvolusi dan inversi *L1 Norm*
- (3). Dekonvolusi entropi minimum.

2.2 Inversi *Elastic Impedance* (EI)

2.2.1. Penurunan EI

Pers. [14] dibawah ini, dikenal sebagai linearisasi dari persamaan Zoeppritz untuk reflektifitas gelombang P, dimana sangat akurat untuk perubahan yang kecil dari parameter elastik dibawah sudut kritis (*subcritical angles*):

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad [2.14]$$

dimana:

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} + \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right)$$

$$B = \frac{\Delta V_p}{2\bar{V}_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta V_s}{\bar{V}_s} - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}}$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p}$$

dan,

$$\bar{V}_p = \frac{[V_p(t_i) + V_p(t_{i-1})]}{2}$$

$$\Delta V_p = V_p(t_i) - V_p(t_{i-1})$$

$$\frac{V_s^2}{V_p^2} = \frac{\left[\frac{V_s^2(t_i)}{V_p^2(t_i)} + \frac{V_s^2(t_{i-1})}{V_p^2(t_{i-1})} \right]}{2}$$

Kita definisikan fungsi $f(t)$ yang merupakan parameter yang analog dengan *acoustic impedance*, sehingga reflektifitas sebagai fungsi sudut dapat dituliskan sbb:

$$R(\theta) = \frac{f(t_i) - f(t_{i-1})}{f(t_i) + f(t_{i-1})}$$

Fungsi di atas dinamakan sebagai fungsi EI (*elastic impedance*). Untuk perubahan impedansi yang cukup kecil, maka:

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta EI}{EI} \approx \frac{1}{2} \Delta \ln(EI)$$

sehingga,

$$\frac{1}{2} \Delta \ln(EI) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) + \left(\frac{\Delta V_p}{2V_p} - 4 \frac{V_s^2 \Delta V_s}{V_p^2 V_s} - 2 \frac{V_s^2 \Delta \rho}{V_p^2 \rho} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \sin^2 \theta \tan^2 \theta$$

Dengan mensubstitusikan K terhadap $\frac{V_s^2}{V_p^2}$, diperoleh:

$$\frac{1}{2} \Delta \ln(EI) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} (1 + \sin^2 \theta) + \frac{\Delta \rho}{\rho} (1 - 4K \sin^2 \theta) - \frac{\Delta V_s}{V_s} 8K \sin^2 \theta + \frac{\Delta V_p}{V_p} \sin^2 \theta \tan^2 \theta \right) \text{ Karena}$$

$\sin^2 \theta \tan^2 \theta = \tan^2 \theta - \sin^2 \theta$, sehingga:

$$\frac{1}{2} \Delta \ln(EI) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} (1 + \tan^2 \theta) + \frac{\Delta \rho}{\rho} (1 - 4K \sin^2 \theta) - \frac{\Delta V_s}{V_s} 8K \sin^2 \theta \right)$$

Dengan mensubstitusikan semua bentuk $\Delta x/x$ dengan $\Delta \ln x$, maka:

$$\Delta \ln(EI) = \left(\Delta \ln V_p (1 + \tan^2 \theta) + \Delta \ln \rho (1 - 4K \sin^2 \theta) - \Delta \ln V_s 8K \sin^2 \theta \right)$$

Jika K dibuat konstan, maka bentuk di atas dapat dituliskan:

$$\Delta \ln(EI) = \Delta \ln \left(V_p^{(1+\tan^2 \theta)} \right) - \Delta \ln \left(V_s^{(8K \sin^2 \theta)} \right) + \Delta \ln \left(\rho^{(1-4K \sin^2 \theta)} \right)$$

$$\Delta \ln(EI) = \Delta \ln \left(V_p^{(1+\tan^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(1-4K \sin^2 \theta)} \right)$$

Terakhir, dengan melakukan integrasi dan eksponensiasi (menghilangkan logaritma dan diferensial pada kedua sisi) dari persamaan di atas, maka diperoleh:

$$EI = V_p^{(1+\tan^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(1-4K \sin^2 \theta)} \quad [2.15]$$

atau dapat juga dituliskan:

$$EI = V_p (V_p^{\tan^2 \theta} V_s^{-8K \sin^2 \theta} \rho^{(1-4K \sin^2 \theta)}) \quad [2.16]$$

2.2.2. Normalisasi EI

Nilai K pada pers. [2.15] dibuat konstan sepanjang interval log zona target. Konstanta K diaproksimasi dari rata-rata $\frac{V_{S,n}^2}{V_{P,n}^2}$ pada bidang batas (Whitcombe, et. al, 2000):

$$K = \frac{\frac{V_{S,n}^2}{V_{P,n}^2} + \frac{V_{S,n+1}^2}{V_{P,n+1}^2}}{2} \quad [2.17]$$

Untuk membuat dimensinya sebagai fungsi θ , maka diperkenalkan suatu konstanta: (V_{P0}, V_{S0}, ρ_0) . Dengan melakukan modifikasi terhadap pers. [2.15] maka diperoleh (Whitcombe, et. al, 2000):

$$EI(\theta) = \left(\frac{V_p}{V_{P0}} \right)^a \left(\frac{V_s}{V_{S0}} \right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^c \quad [2.18]$$

dimana eksponen a, b dan c merupakan fungsi dari sudut datang θ :

$$\begin{aligned} a &= 1 + \tan^2 \theta \\ b &= -8K \sin^2 \theta \\ c &= (1 - 4K \sin^2 \theta) \end{aligned}$$

Jika suatu nilai konstan dipilih untuk rata-rata dari log V_p, V_s, ρ , maka nilai $EI(\theta)$ akan berkisar satu. Modifikasi ini akan menstabilkan fungsi EI. Akhirnya, jika kita melakukan penskalaan lebih lanjut terhadap fungsi EI yang baru dengan suatu faktor $V_{P0} \rho_0$, kita akan dapatkan bahwa $EI(\theta)$ memberikan prediksi nilai impedansi akustik yang benar, $V_p \rho$, pada $\theta=0$:

$$EI(\theta) = V_{P0} \rho_0 \left[\left(\frac{V_p}{V_{P0}} \right)^a \left(\frac{V_s}{V_{S0}} \right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^c \right] \quad [2.19]$$

Pers. [19] di atas, merupakan fungsi EI normalisasi, dimana dengan fungsi EI yang baru, nilai AI dapat kita bandingkan secara langsung atau kita dapat menghitung delta anomali (selisih antara AI dengan EI).

2.2.3. Angle stacks

Sudut stack (*angle stacks*) yang ideal mempunyai amplitudo yang berhubungan dengan sudut datang tertentu sepanjang suatu jendela waktu dan memperbesar rasio sinyal-noise. Atau dengan bahasa yang lain, mampu untuk melakukan aproksimasi sedekat mungkin dengan *band-limited constant* seri sudut reflektifitas. Konstruksi dari *angle stack* membutuhkan pemahaman hubungan antara *offset* dengan sudut datang dan sudut dengan amplitudo. Pers. [2.20] berikut ini memberikan hubungan antara sudut datang dan *offset* (hubungan ini berlaku untuk persamaan Dix dan untuk sudut datang lebih kecil dari 30-35⁰, Connolly 1999):

$$\sin^2 \theta = \frac{x^2 V_{\text{int}}}{V_{\text{rms}}^2 [V_{\text{rms}}^2 t_0^2 + x^2]} \quad [2.20]$$

dimana:

θ = sudut datang,

x = *offset*,

t_0 = waktu tempuh untuk *zero-offset*,

V_{int} = kecepatan interval,

V_{rms} = kecepatan rms.

Ada dua cara yang dapat dilakukan untuk mendapatkan *angle stacks*; Pertama, menggunakan kombinasi linier dari *intercept* dan gradien. Kedua, menggunakan perata-rataan yang tepat dari fungsi *muting*. Sebelumnya dapat juga di formulasi ulang sebagai *stack* yang terbobotkan (*weighted stack*).

Seperti yang telah kita ketahui dari paper yang dipublikasikan oleh Shuey (1985, op. cit. Connolly, 1999), bahwa amplitudo akan linier mengikuti fungsi $\sin^2 \theta$ sampai sudut sekitar 30-35⁰. Oleh karena itu, dengan menggunakan pers. [2.14] kita dapat mengestimasi nilai $\sin^2 \theta$ untuk setiap sampel melalui *time slice* CDP dan

membuat garis regresi sampai dengan sudut maksimum yang tepat. Banyak atribut AVO yang dapat dikonstruksi dari garis ini, seperti: *intercept*, gradien, *Poisson's ratio stack* (nilai pada $\theta = 90^\circ$) atau nilai untuk sudut menengah (*intermediate angle*; oleh BP dinamakan *Finite Angle Stack*).

Cara melihat proses dengan lebih intuitif yang dilakukan adalah membuat atau menyusun kembali apa yang disebut dengan *stack* yang terbobotkan (*weighted stack*). Formula regresi linier yang simpel yang dilakukan untuk *intercept* dan gradien dapat dilihat di bawah ini melalui suatu fungsi bobot, dimana X menyatakan $\sin^2 \theta$, Y nilai amplitudo dan N adalah jumlah *stack* (*stack fold*).

$$\text{intercept} = \sum \left[Y \left(\frac{\sum X^2 - X(\sum X)}{N \sum X^2 - (\sum X)^2} \right) \right]$$

$$\text{gradient} = \sum \left[Y \left(\frac{NX - \sum X}{N \sum X^2 - (\sum X)^2} \right) \right]$$

Kombinasi linier dari persamaan-persamaan di atas akan memberikan fungsi bobot untuk sembarang *angle stack* $A(\theta)$.

$$A(\theta) = \sum \left[Y \left(\frac{\sum X^2 - X(\sum X)}{N \sum X^2 - (\sum X)^2} + \sin^2 \theta \frac{NX - \sum X}{N \sum X^2 - (\sum X)^2} \right) \right]$$

Cara kedua untuk menghasilkan *angle stack* adalah mendesain suatu fungsi *muting* yang tepat. Pers. [20] diintegrasikan terhadap x, sehingga memberikan nilai rata-rata dari $\sin^2 \theta$ untuk offset dari x_1 sampai x_2 .

$$\begin{aligned} \overline{\sin^2 \theta} &= \frac{1}{(x_2 - x_1) V_{rms}^2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{x^2}{V_{rms}^2 t_0^2 + x^2} dx \\ &= \frac{1}{(x_2 - x_1) V_{rms}^2} \left[x - V_{rms} t_0 \tan^{-1} \left(\frac{x}{V_{rms} t_0} \right) \right]_{x_1}^{x_2} \end{aligned} \quad [2.21]$$

Karena amplitudo linier terhadap $\sin^2 \theta$, maka amplitudo rata-rata *stack* juga berhubungan dengan fungsi sudut tersebut.

2.3. “Lambda-Mu-Rho”

Hubungan antara Kecepatan gelombang P dan S dengan konstanta *Lame* (λ dan μ) dinyatakan sebagai :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad [2.22]$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [2.23]$$

kemudian dengan mensubstitusikannya ke persamaan impedansi gelombang P dan S:

$$I_p = V_p \rho \quad [2.24a]$$

$$I_s = V_s \rho \quad [2.24b]$$

sehingga diperoleh hubungan :

$$(\lambda + 2\mu)\rho = I_p^2 \quad [2.25]$$

$$\mu\rho = I_s^2 \quad [2.26]$$

$$\text{sehingga, } \lambda\rho = I_p^2 - 2I_s^2 \quad [2.27]$$

Untuk Hubungan antara parameter elastisitas dengan kecepatan gelombang P, pers. [2.24a] disubsitusikan ke pers. [2.25]:

$$V_p^2 \rho - 2\mu = \lambda \quad [2.28]$$

kemudian jika ada penambahan kecepatan gelombang P yang kecil (ΔV_p) pada pers. [2.28] maka akan diperoleh sebagai berikut :

$$(V_p + \Delta V_p)^2 \rho - 2\mu = X$$

$$V_p^2 \rho + 2V_p(\Delta V_p)\rho + (\Delta V_p)^2 \rho - 2\mu = X$$

$$V_p^2 \rho - 2\mu + 2V_p(\Delta V_p)\rho + (\Delta V_p)^2 \rho = X$$

$$\text{dimana : } X = \lambda + \Delta\lambda$$

jadi

$$\Delta\lambda = 2V_p(\Delta V_p)\rho + (\Delta V_p)^2 \rho$$

[23]

Begitupun halnya untuk hubungan parameter elastisitas μ dengan kecepatan gelombang S (pers. [2.24b]) dimana setiap penambahan kecepatan gelombang S yang kecil akan diperoleh penambahan μ , sebesar :

$$\Delta\mu = 2V_s(\Delta V_s)\rho + (\Delta V_s)^2\rho \quad [2.29]$$

2.4 Dasar Petrofisika

Variasi amplitudo refleksi seismik terhadap offset bergantung pada parameter intrinsik batuan seperti kecepatan gelombang kompresi (V_p), kecepatan gelombang geser (V_s), densitas, *anisotropy*, dan atenuasi. Parameter seismik batuan, dipengaruhi oleh banyak faktor seperti: tekanan, temperatur, saturasi, jenis fluida, dll. Pemahaman hubungan antara parameter-parameter ini (V_p , V_s , densitas, dll) dan sifat batuan seperti litologi, porositas, dan kandungan fluida pori diperlukan untuk mengekstrak secara kuantitatif informasi sifat batuan.

Gassmann (1951, op. cit. Wang, 2001) membuat suatu formula untuk menghitung efek dari substitusi fluida pada parameter seismik. Gassmann menghitung *Modulus Bulk* dari suatu medium yang *porous* tersaturasi oleh fluida menggunakan *Bulk moduli* yang diketahui dari *solid matrix, frame* (rangka), dan fluida pori. Untuk batuan, *solid matrix* terdiri atas mineral pembentuk batuan, rangka batuan, dan fluida pori yang dapat berupa gas, minyak, air atau campuran ketiganya:

$$K^* = K_d + \frac{(1 - K_d / K_m)^2}{\frac{\phi}{K_f} + \frac{1 - \phi}{K_m} - \frac{K_d}{K_m^2}} \quad [2.30]$$

Dimana K^* merupakan *modulus bulk* batuan yang tersaturasi fluida yang mempunyai modulus bulk K_f . K_d merupakan *modulus bulk* rangka (*frame*), K_m merupakan *modulus bulk matrix* (*grain*), dan ϕ merupakan porositas. Modulus geser G^* dari batuan tidak dipengaruhi oleh saturasi fluida, sehingga:

$$G^* = G_d \quad [2.31]$$

Dimana G_d merupakan modulus geser rangka batuan (*frame*). Densitas ρ^* dari batuan yang tersaturasi, secara sederhana dapat dituliskan:

$$\rho^* = \rho_d + \phi\rho_f \quad [2.32]$$

dimana ρ^* dan ρ_d merupakan densitas dari batuan tersaturasi fluida dan batuan kering (*dry rock*), dan ρ_f merupakan densitas fluida pori. Selain itu, $\rho_d = (1 - \phi)\rho_m$, dimana ρ_m merupakan densitas *matrix* (*grain*).

Modulus bulk dan geser dari *frame rock* dihitung menggunakan nilai pengukuran kecepatan terhadap *frame rock*:

$$K_d = \rho_d \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad [2.33]$$

$$G_d = \rho_d V_s^2 \quad [2.34]$$

Modulus Bulk K_f dari campuran fluida dapat dihitung menggunakan persamaan Wood (Wang, 2001):

$$\frac{1}{K_f} = \frac{S_w}{K_w} + \frac{S_o}{K_o} + \frac{S_g}{K_g} \quad [2.35]$$

Dimana K_w , K_o , dan K_g merupakan *bulk moduli* dari air, minyak, dan gas. Persamaan di atas mengimplikasikan bahwa fluida pori terdistribusi secara merata pada pori.

Bulk density campuran fluida ρ_f dihitung dengan:

$$\rho_f = S_w\rho_w + S_o\rho_o + S_g\rho_g \quad [2.36]$$

2.4.1. Hubungan kecepatan dengan modulus elastik

Hubungan kecepatan gelombang P dan S dengan modulus elastik untuk material isotropis dan homogen, diberikan oleh:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad [2.37]$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [2.38]$$

Kedua persamaan di atas merupakan hubungan yang sangat fundamental antara kecepatan seismik dan properti batuan.

2.4.2. Hubungan kecepatan gelombang P dan densitas

Hubungan antara kecepatan gelombang P dengan densitas diperoleh melalui hubungan empiris dengan dua cara, yaitu persamaan Gardner (1974) dan Lindseth (1979). Persamaan Gardner dituliskan sebagai berikut:

$$\rho = 0,23V_p^{0,25} \quad [2.39]$$

Persamaan Lindseth dinyatakan sebagai berikut:

$$V = a(\rho V) + b \quad [2.40]$$

dimana $a = 0,308$ dan $b = 3400$ ft/detik.

2.4.3. Hubungan kecepatan gelombang P dan S

Hubungan antara kecepatan gelombang P dan S juga diperoleh melalui dua hubungan empiris, yaitu hubungan Castagna (1985) dan Krief (Wang, 2001). Hubungan Castagna untuk kecepatan gelombang P dan S dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$V_p = 1,16V_s + 1,36 \quad (\text{dalam km/detik}) [41]$$

Krief menunjukkan hubungan antara kecepatan gelombang P dan S melalui persamaan di bawah ini:

$$V_p^2 = aV_s^2 + b \quad (\text{nilai } a \text{ dan } b \text{ merupakan konstanta}) \quad [42]$$

2.4.4. Pengaruh temperatur dan tekanan

Pada reservoir, kita akan menjumpai ada dua jenis tekanan, yaitu tekanan eksternal dan tekanan internal. Tekanan eksternal ini berasal dari *overburden*

pressure (P_o), atau sering disebut dengan *confining pressure*. Sedangkan tekanan internal merupakan tekanan yang berasal dari dalam pori batuan itu sendiri, yang disebut dengan tekanan pori (P_p) atau tekanan fluida. Selisih antara *overburden pressure* dengan tekanan reservoir disebut juga dengan tekanan diferensial, atau tekanan efektif.

$$P_e = P_c - nP_p \quad (\text{dengan } n \text{ biasanya bernilai } 1) \quad [2.38]$$

Pengukuran laboratorium menunjukkan bahwa V_p dan V_s sangat bergantung pada *confining pressure* (P_c) dan *pore pressure* (P_p) (Wang, 2001).

Kecepatan seismik dan impedansi akan menurun seiring dengan bertambahnya temperatur. Tosaya (1987; op. cit. Wang, 2001) menunjukkan adanya penurunan yang cukup tajam terhadap kecepatan gelombang P pada reservoir pasir dengan kandungan minyak berat (*heavy oil*). Saat terjadi kenaikan temperatur antara 20 – 125 derajat celcius, akan menurunkan kecepatan gelombang P dari 35% sampai 90% !

Pengaruh langsung temperatur terhadap kecepatan gelombang P dan S sangat kecil untuk *range* temperatur eksplorasi. Namun, perubahan kecepatan sangat dipengaruhi oleh temperatur fluida pengisi pori, jika properti matriksnya relatif konstan. Perubahan yang lebih besar terjadi pada saat terjadi perubahan fasa gas (seperti injeksi uap).

2.5. Geologi Regional Daerah Penelitian

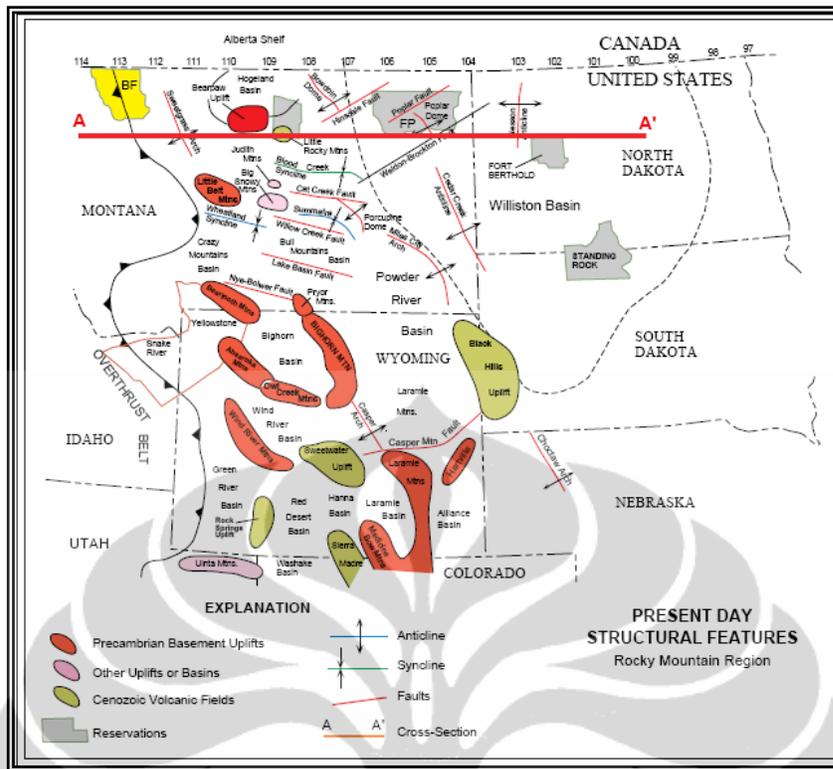
2.5.1. Tektonik regional

Blackfoot Indian reservation terletak di Cekungan Alberta. Secara tektonik, area blackfoot dapat dibedakan menjadi 3 *provinces* : *overthrust belt* di bagian barat, *foreland basin* di bagian tengah dan *sweetgras arch* di bagian timur (Gambar 2.1.). Secara stratigrafi dikarakteristik oleh endapan klastik berumur Cretaceous –Jurassic dan endapan karbonat berumur Mississipi-Devon.

Bagian *overthrust belt* tersusun atas sesar *sub-parallel thrust* dan lipatan-lipatan dengan beberapa sesar normal. Structural *dislocation* dengan skala besar dari sesar *sub-parallel thrust* ini dihasilkan pada batuan reservoir berumur tua yang ditutupi oleh sediment batuan asal yang berumur lebih muda, atau rekahan-rekahan yang terjadi pada batuan asal yang menyebabkan terjadinya batuan reservoir. Batuan reservoir utama pada fase ini terdapat pada batuan karbonat dan dolomite yang berumur Mississipian. Batuan reservoir sekunder terdapat pada batupasir berumur Cretaceous dan batuan karbonat berumur Devon.

Bagian *foreland basin* diwakili oleh batuan Mesozoic dan Paleozoic yang relative tidak mengalami deformasi dengan ketebalan batuan bervariasi dari 5000-14,000 feet. Batuan reservoir yang produktif pada bagian ini terdapat pada batuan berumur Cretaceous, Jurassic dan Mississipian. Pada *foreland basin* dengan lingkungan *shelf* berumur Devon, diendapkan *reef* yang dapat menjadi batuan reservoir yang produktif.

Pada bagian *sweetgrass arch* mengandung batuan reservoir yang aktif pada batuan klastik yang berumur Cretaceous dan Jurassic, dan batuan karbonat berumur Mississipian.



Gambar 2.1. Struktur Regional pada Lapangan Blackfoot dan Sekitarnya (Peterson, 1987)

2.5.2. Stratigrafi regional

Berikut adalah stratigrafi regional daerah penelitian dari endapan berumur tua hingga berumur muda (Gambar 2.2.):

Pre-Kambrium

Endapan sediment batuan Pre-kambrium diendapkan pada bagian barat dari *Glacier National Park*. Perkiraan umur dari endapan ini adalah 900-1400 juta tahun yang lalu.

PRODUCING HORIZON LEGEND							
ERA	SYSTEM	SERIES	COLOR CODE	WILLISTON BASIN	POWDER RIVER BASIN	WESTERN WYOMING SOUTHERN MONTANA	WESTERN & NORTHERN MONTANA
MESOZOIC	TERTIARY			Fort Union	White River Wasatch Fort Union	Green River Wind River Wasatch Fort Union	Fort Union
		CRETACEOUS	UPPER	Fox Hills Judith River Eagle Niobrara Greenhorn	Lance Teckla Mesaverde Teapot Parkman Sussex Shannon Niobrara Frontier	Lance Fox Hills Mesaverde Cody Shannon Niobrara Frontier	Holt Creek Judith River Clagget Eagle Telegraph Creek Niobrara Greenhorn Frontier
		LOWER	Dakota Group	Mowry Muddy Dakota Fall River Lakota	Mowry Muddy Bear River Dakota Cloverly	Blackleaf Bow Island Kootenai Cul Creek Moghton Sundance Cul Bank	
	JURASSIC		Morrison Ellis Group Swift Reidson Piper Nelson	Morrison Sundance Canyon Spring Gypsum Spring	Gannett Morrison Sundance Stump-Press Twin Creek	Morrison Ellis Group Swift Reidson Sakatoth	
	TRIASSIC		Spearfish	Chugwater	Spearfish	Nugget Chugwater Akanah Thaynes Woodside	
	PERMIAN		Minnekahta Opeche	Goose Egg	Phosphoria		
	PALEOZOIC	PERMISSYANIAN		Minnelusa	Minnelusa	Weber	
			Amsden Tyler	Minnelusa	Tensleep Amsden Darwin	Amsden Tyler	
		MISSISSIPPIAN		Big Snovy Group Hull Otter Kibbey Madison Group Charles Mickson Canyon Lodgepole	Madison Englewood	Madison Madison Canyon Lodgepole	Big Snovy Group Hull Otter Kibbey Madison Group Charles Mickson Canyon Lodgepole
		DEVONIAN		Bakken Three Forks Nisku Duperow Southe River Dawson Bay Winnipegosis	Jefferson	Jefferson Darby	Three Forks Nisku Duperow Soudic River
	ORDOVICIAN		Interlake	Interlake			
	CHAMBERLAN		Stonewall Stony Mountain Red River	Big Horn Winnipeg	Big Horn	Red River	
		Winnipeg Deadwood	Deadwood	Gallatin Gros Ventre Flathead	Emerson Flathead		

Gambar 2.2. Kolom Stratigrafi pada Lapangan Blackfoot dan Sekitarnya (Executive Reference Map, 1983)

Selama waktu Kambrium, terbentuk *seaway* dari bagian barat Montana dan timur Idaho. *Seaway* ini secara gradual transgresi dari barat ke timur tersusun oleh batuan klastik berbutir kasar ke arah timur dan bergradasi menjadi batulempung dan batugamping ke arah barat. Ketebalan sediment dari endapan Pre-Kambrium adalah 200-100 feet.

Ordovician-Triassic

Batuan yang berumur Ordovician-Triassic tersusun oleh endapan sediment *shallow marine* yang merupakan cekungan kratonik dari batuan Ordovician dan Silur yang diendapkan pada lingkungan *tidal flat*, karbonat dan endapan evaporit. Pada waktu Silur, *unconformity* terbentuk secara regional sepanjang cekungan Williston hingga ke arah barat. Pada umur Ordovician-Silur tidak terbentuk batuan yang bertindak sebagai perangkap.

Sediment-sedimen berumur Ordovician dikarakteristik oleh *cycle* unit evaporit dan karbonat termasuk sikuen *prairie salt* di cekungan Williston. Pada bagian sisi dari *prairie salt* terurai pada saat Devon akhir dan menyebabkan terdapatnya perangkap hidrokarbon. Pengendapan *marine shale* dan batugamping berlangsung selama Devon dan ditutupi oleh endapan Bakken *shale*. Bakken *shale* berwarna hitam, merupakan *shale* yang kaya akan organik, dimana bertindak sebagai batuan asal. Ketebalan dari Bakken *shale* ini sekitar 700 feet.

Selama waktu Mississippian, cekungan Williston ke arah barat diendapkan secara menerus batugamping dan evaporit pada lingkungan *shelf marine*, dan bertindak sebagai batuan reservoir yang produktif. Pada waktu Mississippian akhir, pengendapan *shale* dan *mudstone* dapat ditemukan di bagian tengah cekungan Williston.

Depocenter local dari batuan Mississippian terdapat di *sweetgrass arch* dan *bearpaw uplift*. Total ketebalan dari sediment berumur Mississippian adalah 1500 feet. *Major unconformity* terbentuk pada waktu Mississippian akhir yang menyebabkan terjadinya erosi dan karstifikasi yang luas. Endapan sediment berumur Pennsylvanian terdapat di cekungan Williston dan di bagian tengah Montana. Batupasir dan shale dari Formasi Tyler dapat ditemukan di cekungan Williston.

Endapan sediment berumur Perm ditemukan di bagian tengah cekungan Williston dengan pengendapan dominant sikuen *sand/shale* dan evaporit. batuan Triassic terdapat di bagian tengah cekungan Williston tetapi tidak dijumpai di lapangan Blackfoot.

Jurassic-Cretaceous

Pada waktu Jurassic, cekungan Williston masih merupakan depocenter untuk endapan klastik dan marine atau evaporit. Batupasir fluvial dari bagian yang lebih tinggi tererosi dan terisi oleh endapan *paleovalley* dari batuan Mississipian yang tersingkap. Ketebalan dari batuan Jurassic ini diperkirakan ± 500 feet.

Pada saat Cretaceous awal berkembang *thrust sheet* di bagian barat Utah dan timur Idaho. Saat terbentuk *orogenic event* menghasilkan *major mountain front* yang terbentuk sebagai cekungan assimetrik sepanjang Idaho-Montana. Sedimentasi dari bagian barat *highland* berlangsung secara menerus. Diendapkan pada bagian bawah dari *mountain front*. Sedimentasi penyusunnya terdiri dari batuan yang berumur Mississipian atau yang lebih tua dan batuan vulkanik berumur Cretaceous. Material ini terbawa oleh arus sungai dan diendapkan ke arah barat dari Cretaceous *seaway*. Pengendapan terus berlanjut hingga menjadi lebih marine.

Selama Cretaceous atas, aktifitas vulkani meningkat. Endapan fluvial berlangsung dengan membawa sediment-sedimen ke arah timur *inland seaway*. *Seaway* ini tertutup di bagian barat Montana. Endapan batu kapur yang ekstensif diendapkan di bagian tenggara dari cekungan Williston.

Akhir dari endapan Cretaceous atas, mulai terbentuk pegunungan-pegunungan di bagian barat dari Montana dan diikuti meningkatnya aktifitas vulkanik dan sesar naik. Endapan fluvial meningkat disebabkan pengangkatan dan erosi dan menghasilkan endapan *nearshore* dan *continental sand*. Perkiraan ketebalan dari batuan Cretaceous adalah lebih dari 7200 feet.