

Analisis Litologi Bawah Permukaan Teluk Liukang Menggunakan Metode Seismik Refraksi

Nurul Muhlisah^a, Reski Ayu Magfirah^b, Indah Nurul Mutiah^c, Anugerah Pratama^d

^aProdi Teknik Sipil, Akademi Teknologi Industri Dewantara Palopo,

^bProdi Geofisika, Universitas Hasanuddin,
Jalan K.H. Ahmad Razak 2 No. 7, Kota Palopo, Indonesia

*Email : *nurulmuhlisah@atidewantara.ac.id*

Abstrak

Studi ini bertujuan untuk menginvestigasi batuan bawah permukaan berdasarkan metode seismik refraksi. Seismik refraksi digunakan untuk mengetahui litologi, perlapisan batuan, serta kedalaman batuan. Metode pemodelan yang dilakukan adalah metode tomografi yang selanjutnya dilakukan iterasi untuk mendapatkan hasil yang paling akurat. Dari hasil pengukuran dan interpretasi data seismik refraksi diperoleh 5 lapisan tanah dengan kecepatan yang berbeda. Kecepatan batuan yang diperoleh sangat kecil, hanya sebesar 5 m/s untuk lapisan pertama, 27 m/s untuk lapisan kedua, lapisan ketiga memiliki kecepatan 80 m/s, lapisan keempat sebesar 140 m/s dan lapisan terakhir sebesar 200 m/s, sehingga menurut tabel kecepatan dan kondisi batuan di lapangan disimpulkan bahwa hasil yang diperoleh semuanya berupa batu pasir lepas dengan ketebalan total sebesar 8 m dimana kecepatannya semakin besar seiring dengan bertambahnya kedalaman batuan. Densitas batuan semakin kebawah akan semakin padat karena tekanan dari batuan di atasnya, hal ini yang membuat kecepatan batuan semakin dalam juga semakin besar. Kecepatan batuan yang sangat kecil disebabkan oleh keadaan batuan berupa pasir yang sangat lepas dan menyebabkan perambatan gelombang lambat atau kecil.

Kata Kunci : *seismik refraksi, batuan dasar, tomografi*

1. Latar Belakang

Geofisika adalah ilmu bumi yang menggunakan kaidah fisika dalam mempelajari bumi. Dengan mengetahui kondisi dibawah permukaan bumi maka akan sangat berguna dalam pembangunan karena dapat menginvestigasi keadaan daerah tersebut seperti untuk mengetahui letak batuan dasar (*bedrock*), susunan batuan, informasi mata air, dan lain-lain.

Salah satu metode geofisika yang umum digunakan adalah metode seismik refraksi, dimana metode ini dapat berguna untuk menentukan kedalaman batuan dasar, sesar, litologi batuan dasar, dan kekerasan batuan.

Seismik refraksi prinsipnya memanfaatkan perambatan gelombang seismik di dalam bumi. Metode ini memberikan gangguan berupa gelombang seismik yang selanjutnya gejala fisis pada sistem tersebut diperoleh dengan menangkap gelombang itu menggunakan geophone [1].

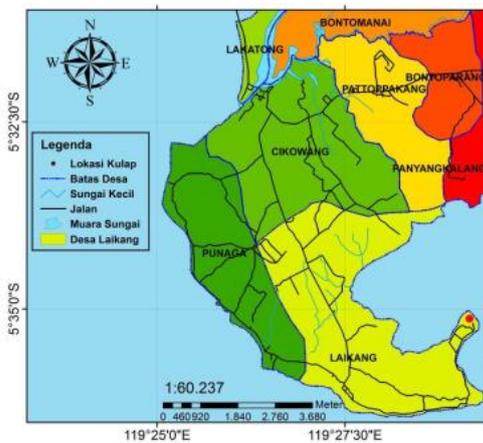
Survei seismik refraksi menggunakan hukum dasar pemantulan dan pembiasan yaitu: hukum snellius, azas fermat dan hukum huygens [2]. Seismik refraksi dihitung berdasarkan waktu tempuh dari gelombang untuk menjadar pada batuan dari sumber gelombang sampai ke penerima (geophone) yang memiliki jarak

tertentu. Pada metode ini gelombang setelah sinyal perama (*first break*) diabaikan, karena kecepatan gelombang seismik refraksi (P) lebih cepat dibanding gelombang refleksi (S). Besar kecepatan perambatan gelombang dipengaruhi oleh konstanta fisis dalam material yang dilaluinya. Hasil dari survei seismik refraksi berupa waktu dan jarak dari kurva *travel time* diterjemahkan menjadi penampang seismik dan akhirnya menjadi penampang geologi dan diinterpretasi menjadi data bawah permukaan. Metode seismik refraksi bertujuan untuk mendeteksi struktur geologi dan menentukan litologi di bawah permukaan yang dangkal [3].

Penelitian ini memanfaatkan metode seismik refraksi atau penjalaran gelombang pertama (P) untuk menginvestigasi litologi di bawah permukaan dengan menggunakan *software* SeisImager dengan pemodelan tomografi dan inversi. Faktor geologi, kepadatan tanah dan penjalaran gelombang selanjutnya akan dibahas dalam tulisan ini.

2. Metodologi

Penelitian ini dilakukan di Puntondo Desa Laikang, Kec. Mangarabombang, Kab. Takalar, Sulawesi Selatan (Gambar 1). Lokasi ini berada di kawasan pantai sehingga jika melihat kondisi di lapangan, daerah ini didominasi oleh batu pasir.



Gambar 1 Lokasi Puntondo Desa Laikang [4]

Pengukuran di lapangan dilakukan dalam lintasan sepanjang 22 meter dalam 1 *line*. Sumber gelombang berasal dari plat dan palu dengan menggunakan geophone sebagai penerima gelombang. Jarak antar geophone adalah 2 meter. Penembakan gelombang dilakukan di 5 titik dalam lintasan dimana setiap titik tembak dilakukan 5 kali peledakan. Untuk mendapatkan gelombang yang cukup untuk diterima oleh geophone dan bisa mendeteksi batuan lebih dalam. Data lapangan akan disimpan dalam *seismograf* dan selanjutnya diolah dalam *software* SeisImager.

Pada metode seismik refraksi gelombang yang digunakan adalah data *first break* saja [3]. Jika gelombang P merambat di bawah permukaan bumi maka terjadi 4 gelombang berbeda yaitu: gelombang P refleksi (P1), gelombang P refraksi (P2), gelombang S Refleksi (S1) dan gelombang S refraksi (S2) sehingga menurut snellius [2]:

$$\frac{V_{P1}}{\sin i} = \frac{V_{P2}}{\sin \theta_P} = \frac{V_{S1}}{\sin \theta_S} = \frac{V_{P2}}{\sin r_P} = \frac{V_{S2}}{\sin r_S} \quad (1)$$

Di mana :

V_{P1} =kecepatan gelombang-P di medium 1

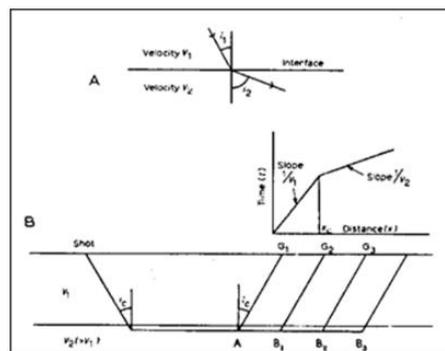
V_{P2} =kecepatan gelombang-P di medium 2

V_{S1} =kecepatan gelombang- S di medium 1

V_{S2} =kecepatan gelombang-S di medium 2

Jika sudut datang merupakan sudut kritis (gambar 2) atau ketika sudut bias tegak lurus dengan garis normal ($r = 90^\circ$ sehingga $\sin r = 1$) maka:

$$\sin i = \frac{v_1}{v_2} \quad (2)$$

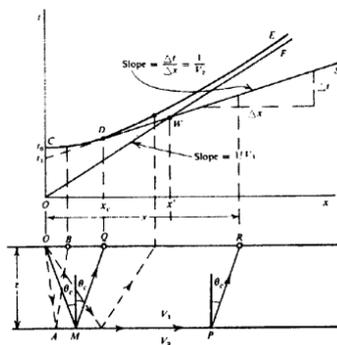


Gambar 2 A Refraksi dan B terbentuknya sudut kritis [5]

Dalam seismik refraksi, perhitungan yang dilakukan adalah waktu pertama kali gelombang tiba dari sumber seismik ke setiap *receiver* (geophone) sehingga dengan mengetahui jarak antara geophone dan sumber seismik serta waktu penjalaran gelombang maka dapat dibuat grafik hubungan jarak dan waktu. Dari gradien grafik tersebut akan diperoleh nilai kecepatan batuan. Sedangkan kedalaman batuan dapat diperoleh dengan dua cara yaitu berdasarkan waktu penggal dan berdasarkan jarak kritis [6].

Hubungan jarak dengan waktu tempuh gelombang bias dapat dilihat pada gambar 3, dari gambar tersebut terlihat bahwa pada saat gelombang seismik merambat di lapisan pertama sebagian akan terbiaskan kembali ke permukaan dan diterima oleh geophone di permukaan tanah, gelombang ini berupa gelombang langsung dimana untuk memperolehnya menggunakan persamaan kecepatan biasa. Sedangkan jika gelombang telah mengalami pembiasan maka waktu yang diperlukan oleh gelombang untuk sampai pada geophone tersebut adalah [6] :

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2h}{v_2 v_1} \sqrt{v_2^2 - v_1^2} \quad (3)$$



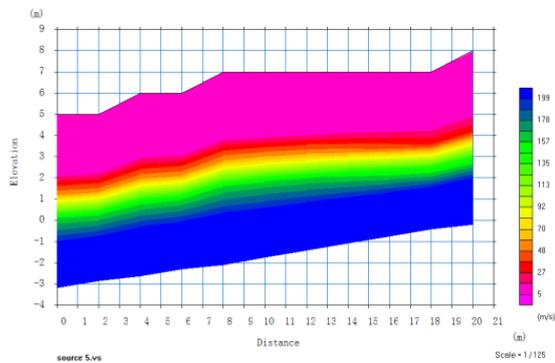
Gambar 3 Hubungan jarak dengan waktu tempuh gelombang langsung, pantul, dan bias [2]

Metode pengolahan data yang digunakan untuk mengoptimasi jejak gelombang seismik bias batas lapisan dengan jarak terpendek yang diperoleh

digunakan metode tomografi, model ini berawal dari kecepatan awal kemudian secara iterasi mencari kesesuaian model terhitung dan model terukur. Agar diperoleh waktu tempuh terkecil antara sumber dan penerima dilakukan dengan menyelesaikan lintasan gelombang 1 dan kecepatan *slowness*, yang selanjutnya iterasi dilakukan dengan pendekatan metode kuadrat terkecil. Pada akhirnya akan diperoleh waktu tempuh dari sumber ke penerima sebagai fungsi lintasan dalam sebuah *cell tomography* berdasarkan *slowness* dan *raypath* tiap kotak[6].

3. Hasil dan Pembahasan

Hasil pengukuran data lapangan yang telah diolah dengan pemodelan inversi dalam *software* SeisImager dapat dilihat pada gambar 4.



Gambar 4 Kecepatan batuan berdasarkan hasil dari seismik refraksi

Dari hasil pengolahan data seismik refraksi menggunakan 1 *line*, berupa kurva profil kecepatan batuan bawah permukaan. Pengelompokan kecepatan gelombang P untuk lintasan ini merujuk pada tabel kecepatan Kohnen, 1974 yaitu:

Lapisan	Nilai Kecepatan	Batuan	Warna Skala
1	5 m/s	Pasir kering dan sangat lepas	Pink, merah, kuning, hijau
2	48 m/s	Pasir kering sangat lepas	Merah

3	70 m/s	Pasir lepas	Kuning
4	135 m/s	Pasir lepas	Hijau
5	199 m/s	Pasir lepas	Biru

Dari hasil tampilan profil kecepatan seismik setelah pengolahan data pada 1 *line*, dapat dilihat bahwa terdapat 5 lapisan dengan warna yang berbeda dengan nilai kecepatan gelombang P untuk lapisan berwarna pink sekitar 5m/s dengan ketebalan sebesar 3 m, untuk lapisan dengan warna merah memiliki kecepatan sekitar 27 m/s dengan tebal sekitar 0,5 m, lapisan berwarna kuning memiliki kecepatan gelombang P sekitar 80 m/s dengan ketebalana 0,5 m, untuk lapisan dengan warna hijau memiliki kecepatan batuan 140 m/s dengan ketebalan sekitar 1,5 m dan lapisan terakhir dengan warna biru dengan ketebalan 2,5 m. ketika dihubungkan dengan tabel kecepatan batuan maka tidak terdapat batuan dengan kecepatan rendah yang sesuai dengan hasil yang diperoleh, namun dapat diketahui bahwa jenis batuan bawah permukaan berupa pasir dengan melihat profil kecepatan, peta geologi, dan keadaan di lapangan.

Cepat rambat gelombang dipengaruhi oleh densitas batuan, tekanan dan umur batuan. Semakin tinggi densitas batuan maka semakin kompak dan penjalaran gelombang akan semakin cepat. Kekompakan batuan juga dipengaruhi oleh tekanan dan umur batuan. Batuan yang berada lebih bawah akan ditekan oleh batuan yang ada di atasnya itulah yang menyebabkan lapisan paling bawah memiliki kecepatan paling besar. Berdasarkan hal ini dapat disimpulkan bahwa semakin dalam maka tekanan semakin besar dan kekompakan tanah semakin besar, sedangkan batuan teratas memiliki kekompakan terendah atau berupa batuan lepas.

Batuan ditempat ini memiliki kecepatan yang sangat rendah karena dipengaruhi oleh pasir lepas yang meredam gelombang dan membuat rambatan gelombang menjadi lambat.

4. Kesimpulan

- a. Litologi bawah permukaan teluk Laikang terdiri dari pasir lepas dan

kering dimana kecepatan batumannya yaitu 5 m/s – 199 m/s.

- b. Pasir lepas dan kering bawah permukaan teluk Laikang memiliki ketebalan sebesar 8 m dengan tingkat kepadatan (densitas) semakin ke bawah semakin besar.

Daftar Pustaka

- [1] Susilawati., Seismik refraksi (Dasar Teori dan Akuisisi Data., USU Digital Library, 2004.
- [2] Telford, W. M., Geldart, L. P., dan Sheriff, R. E., Applied Geophysics, 2nd ed., Cambridge University Press, pp. 140-185, 1990.
- [3] Nurdianto, B., Eddy, H., Drajat, N., Bambang, S., dan Pupung, S., Penentuan Tingkat Kekerasan Batuan Menggunakan Metode Refraksi, Jurnal Meteorologi dan Geofisika, 12(3), 211-220, 2011.
- [4] BAKOSURTANAL, Badan Koordinasi Survey dan Pemetaan Nasional, 2010.
- [5] Paranis, D., S., Mining Geophysics, Elsevier Scientifics Publishing Company, 1973.
- [6] Lantu, dan Sabrianto, A., Metode Seismik Refraksi, Program studi Geofisika FMIPA UNHAS, 2013.