

**TEKTONIK LEMPENG PADA PROSES GEODINAMIKA**



f

	PERPUSTAKAAN IKIP PADANG
DITERIMA TGL	25-9-96
SUMBER/HARGA	HD
KOLEKSI	IKIP
NO INVENTARIS	632/HD/96-t. 2/2/
OLEH: KLASIFIKASI	551.36 FAU t. 2

**AHMAD FAUZI**  
**RATNAWULAN**

**JURUSAN PENDIDIKAN FISIKA**  
**FAKULTAS PENDIDIKAN MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM**  
**INSTITUT KEGURUAN DAN ILMU PENDIDIKAN**

**PADANG**  
**1995**

**MILIK UPT PERPUSTAKAAN**  
**IKIP PADANG**

## KATA PENGANTAR

Atas rahmat Tuhan Yang Maha Pengasih akhirnya buku ini dapat diselesaikan pada waktunya. Buku ini ditulis guna melengkapi buku-buku yang sudah ada yang berkaitan dengan proses-proses geodinamika yang terjadi di muka bumi.

Sejak dua dasawarsa terakhir, dunia ilmu kebumih-geologi telah menerima kenyataan bahwa konsep tektonik lempeng mempunyai kelebihan-kelebihan dan jauh lebih lengkap bila dibandingkan dengan teori-teori yang telah dikenal sebelumnya dalam menjelaskan masalah-masalah geodinamika yang terjadi di muka bumi. Berbagai masalah geologi seperti kegempaan, kegiatan vulkanisme, pembentukan cekungan dan sebagainya, yang semula sulit untuk dijelaskan, dengan teori tektonik lempeng segala sesuatunya mulai menjadi jelas dan lebih mudah diterangkan. Dengan adanya buku ini, diharapkan wawasan para pembaca yang ingin mendalami lebih lanjut tentang masalah-masalah kebumih-geologi khususnya masalah geodinamika yang terjadi di muka bumi dapat bertambah. Tulisan ini dapat digunakan sebagai bahan penunjang dalam mata kuliah Bumi dan Antariksa.

Dalam penyusunan buku ini, penulis telah banyak mendapat bantuan dari berbagai pihak. Untuk itu penulis menyampaikan terima kasih kepada Bapak Drs. Asrul, MA yang telah meluangkan waktu untuk memeriksa dan mengedit buku

ini. Dan juga terima kasih kepada rekan-rekan yang telah membantu dalam penyediaan buku sumber dan sarana lain.

Penulis menyadari sepenuhnya bahwa buku ini masih jauh dari sempurna. Dengan segala kerendahan hati, penulis menerima kritik-saran dari pembaca sekalian demi kesempurnaannya. Semoga buku ini ada manfaatnya.

Bandung, Juli 1995

*Penulis*

## DAFTAR ISI

	<i>hal.</i>
KATA PENGANTAR .....	i
DAFTAR ISI .....	iii
BAB I. PENDAHULUAN .....	1
1.1. Pandangan Sejarah Tentang Hanyutan Benua.	1
1.2. Kelahiran Teori Tektonik Lempeng.....	3
BAB II. HANYUTAN BENUA .....	5
2.1. Hipotesis Hanyutan Benua.....	5
2.2. Medan Magnet Bumi Pada Masa Sekarang....	8
2.2. Metode Paleomagnetik Untuk Merekons- truksi Pergerakan Benua.....	14
2.3. Metode Geomagnetik Untuk Merekons- truksi Pergerakan Benua.....	21
BAB III. PEMEKARAN LANTAI SAMUDERA .....	32
3.1. Hipotesis Vine-Matthews.....	32
3.2. Kecepatan Pemekaran Lantai Samudera.....	34
3.3. Mekanisme Pergerakan Lantai Samudera....	37
3.4. Konveksi Dalam Mantel.....	40
3.4.1. Mekanisme "Mantle Drag".....	45
3.4.2. Mekanisme "Edge Force".....	46

BAB	IV. SESAR TRANSFORM.....	48
	4.1. Perbedaan Sesar Transform dengan Sesar Mendatar.....	48
	4.2. Proses Terbentuknya Sesar Transform.....	52
	4.3. Contoh-contoh Sesar Transform.....	55
	4.4. Tripel Junction.....	56
	4.4.1. Kestabilan Batas Lempeng Pada Tripel Junction.....	56
	4.4.2. Tripel Junction Pada Ujung Peme- karan Punggung.....	62
	4.4.3. Tripel Junction Pada Ujung Palung	63
	4.4.4. Tripel Junction Pada Ujung Sesar Transform.....	65
BAB	V. KESIMPULAN.....	66
	Daftar Pustaka.....	67

BAB I  
PENDAHULUAN

1.1. Pandangan Sejarah Tentang Hanyutan Benua.

Menurut Kearey dan Vine (1990, hal.1) banyak ahli yang mengamati adanya kesamaan dan pemisahan garis pantai yang terjadi didunia, antara lain : Bacon, Humbolt, Snider-Pellegrini, Hutton, Lyell, Taylor dan Wegener. Pada abad ke-16, ditemukan adanya kesamaan garis pantai benua Amerika, Eropa dan Afrika berdasarkan pemetaan garis pantai benua-benua yang mengelilingi Laut Atlantik. Tahun 1620, Bacon mengomentari kesamaan bentuk pantai Barat Afrika dan pantai Selatan Amerika. Bacon juga mencatat adanya kesamaan bentuk Dunia Lama dan Dunia Baru yang mana keduanya berkembang dan meluas ke arah utara dan menyempit dan mengecil ke arah selatan. Mungkin karena obeservasinya tidak diikuti dengan observasi lain, Bacon sering keliru memperhatikan kesamaan garis pantai Atlantik dari Amerika Selatan dan Afrika dan bahkan menyatakan bahwa garis pantai kedua benua tersebut pernah menyatu dan selanjutnya memisah. Tahun 1801, Humbolt mencatat adanya kesamaan geologi dan geometri dari pantai Atlantik yang berlawanan dan berspekulasi bahwa Atlantik dibentuk oleh katastrofik (banjir besar). Selanjutnya tahun 1858, Snider-Pellegrini membuat obeservasi yang sama dan memponstulatkan "pemisahan" benua serta menghubungkan dengan multipel katastrophisma.

Abad ke-19 konsep katatrophisma berangsur-angsur diganti dengan konsep uniformitarianisma yang diajukan Hutton dan Lyell. Konsep ini merupakan bagian dari pernyataan Hutton "sekarang adalah kunci masa lalu".

Konsep uniformitarianisma tentang hanyutan benua pertama kali diusulkan oleh Taylor tahun 1910 dan Wegener tahun 1912. Cara hanyutnya benua membutuhkan sejumlah kesamaan geometri dan geologi dari bekas-bekas tepi benua sepanjang laut Atlantik dan laut India dan pembentukan sistem pegunungan baru dengan pelipatan yang masih muda pada tepinya. Keterangan Taylor ini berguna untuk menerangkan penyebaran daerah pegunungan muda dan merupakan asal mula "rancangan bentuk bumi".

Teori hanyutan benua dirintis oleh Wegener dan ia memponstulatkan bahwa benua yang ada pada saat ini saling berhubungan menjadi satu benua dengan kutub utara dan kutub selatan serta ekuator di antaranya. Sebagian pendukung konsep hanyutan benua percaya bahwa benua-benua yang ada di bumi pada awalnya bersatu dalam wujud super kontinen yang disebut Pangaea. Ada juga yang berpendapat bahwa benua berasal dari dua super kontinen yang disebut Laurasia dan Gondwana. Karena pengaruh arus konveksi yang ada di dalam bumi, super kontinen pecah menjadi lempeng-lempeng yang lebih kecil membentuk benua-benua yang ada seperti sekarang.

## 1.2. Kelahiran Teori Tektonik Lempeng

Pada tahun 1961, Dietz mengajukan mekanisme "pemekaran lantai samudera" untuk menerangkan teori hanyutan benua. Konsep yang mula-mula disusun oleh Hess dari Universitas Princeton menerangkan bahwa pergerakan benua terjadi sebagai respon pertumbuhan dasar samudera. Juga diusulkan bahwa kerak samudera terbuat dari mantel bumi. Kerak samudera lebih tipis dari kerak benua dimana ketebalannya kira-kira 7 km sedangkan ketebalan kerak benua kira-kira 35 km. Pergerakan lateral dari kerak samudera dipengaruhi oleh arus konveksi pada lapisan mantel bagian atas. Supaya daerah permukaan bumi konstan, maka daerah permukaan bumi yang disusun oleh kerak samudera harus di dorong kembali ke dalam mantel melalui palung laut. Dalam hal ini benua benar-benar merupakan elemen yang pasif. Sebagai pengganti istilah blok dari kerak samudera digunakan istilah "lempeng" yaitu perbandingan antara lapisan atas mantel yang rigid dan lapisan kerak bumi dengan kedalaman sekitar 50-100 km yang diberi istilah lithosfer (Kearey dan Vine, 1990, hal.4).

Teori pemekaran lantai samudera diusulkan oleh Vine dan Matthews pada periode 1963-1966. Mereka mengatakan bahwa magnetik linear dari lantai samudera dapat dijelaskan dari pemekaran lantai samudera dan paleomagnetik.

Selanjutnya teori tektonik lempeng dicetuskan oleh Wilson tahun 1965 dan sekaligus memperkenalkan sebuah



klasifikasi baru yang disebut sesar transform (Kearey dan Vine, 1990, hal.5). Teori tektonik lempeng sebenarnya merupakan jalinan dari beberapa teori yakni : teori hanyutan benua, teori pemekaran lantai samudera dan teori sesar transform. Dalam perkembangannya, teori tektonik lempeng diperkuat oleh studi geologi, geofisika, paleomagnetik, seismologi, paleontologi dan pemboran laut dalam. Walaupun teori dasar dari tektonik lempeng ini sudah cukup memadai bukan berarti pengertiannya sudah lengkap. Implikasi dari teori ini akan dilengkapi oleh ilmuwan kebumihan pada masa mendatang.

## BAB II

### HANYUTAN BENUA

#### 2.1. Hipotesis Hanyutan Benua.

Ide bahwa benua-benua yang ada di bumi pernah bersatu dimulai sejak abad ke-18 ketika orang melihat bahwa seolah-olah pantai timur Afrika dan pantai barat Amerika Selatan pernah bersatu dilihat dari garis pantainya. Observasi serupa dilakukan pula terhadap lokasi-lokasi lainnya di bumi namun tidak memberikan hasil yang memuaskan. Bagaimanapun juga hingga abad ke-19 pencocokan geometri pingir benua ini merupakan salah satu alasan untuk membangun hipotesis hanyutan benua.

Bukti-bukti lain yang mendukung hipotesis hanyutan benua ialah adanya kesamaan fosil flora dan fauna di tempat-tempat yang dianggap pernah bersatu. Briggs (1987) dikutip Kearey dan Vine (1990, hal 51) mengatakan bahwa pergerakan benua telah mempengaruhi distribusi flora dan fauna. Salah satu buktinya ialah reptil Mesosaurus yang hidup di awal periode Perm dimana fosilnya ditemukan di Brazil dan Afrika Selatan. Meskipun reptil ini bisa berenang namun Mesosaurus dipercaya tidak dapat berenang melintasi samudera yang lebarnya 5000 km yaitu jarak antara kedua lokasi tersebut pada masa sekarang.

Hipotesis hanyutan benua menjadi lebih kuat setelah dihubungkan dengan kejadian-kejadian geologi yang terdapat pada tempat-tempat tertentu, seperti garis-garis pantai

yang mengelilingi samudera Atlantik.

Meskipun bukti-bukti yang mendukung konsep hanyutan benua semakin banyak, akan tetapi pro dan kontra terhadap hipotesis ini juga semakin marak karena tingkat kemajuan ilmu kebumihan pada waktu itu belum memadai dalam menjelaskan ide-ide baru tentang hanyutan benua. Pada masa itu belum didapatkan metode yang dapat dipercaya untuk menguji benar tidaknya ide-ide tentang hanyutan benua dan tektonik lempeng.

Keinginan untuk mempelajari hipotesis hanyutan benua memuncak sekitar tahun 1950-an yaitu ketika studi paleomagnetik mulai berkembang. Studi paleomagnetik menyajikan hipotesis hanyutan benua secara kualitatif. Paleomagnetik ialah studi tentang medan magnet bumi dimasa lampau yang terekam didalam batuan yang termagnetisasi. Batu-batuan yang mengandung sejumlah kecil mineral-mineral ferromagnetik dan ferrimagnetik dapat memperoleh magnetisasi permanen yang lemah ketika batu-batuan terbentuk. Fosil magnetisme didalam batuan disebut *Natural Remanent Magnetism (NRM)*.

NRM didalam batuan dapat diperoleh dengan beberapa cara. Jika suatu mineral dipanaskan diatas temperatur Currie, maka semua magnetisme akan hilang dan jika suatu batuan yang mengandung mineral-mineral ferromagnetik didinginkan hingga temperaturnya dibawah temperatur Currie dan pada saat itu ada medan magnetik maka batuan akan memperoleh magnetisasi remanen. Peristiwa ini dikenal

dengan nama *Thermoremanent Magnetism (TRM)*.

Dalam beberapa kasus, mineral-mineral magnetik terbentuk melalui proses kimia pada temperatur rendah. Jika butiran pada mineral ferromagnetik tumbuh, maka mineral tersebut akan kaya dengan butiran-butiran yang termagnetisasi dengan stabil. Jika hal ini terjadi dalam suatu medan magnet yang diberikan, maka akan diperoleh *Chemical Remanent Magnetism (CRM)*.

Batu-batuan juga dapat memperoleh magnetisasi sesudah batuan tersebut terbentuk. Meskipun demikian, magnetisasi jenis ini dapat hilang kembali apabila batu-batuan tersebut dikenakan medan magnetik lainnya atau batuan tersebut terkena panas dari substansial temperatur Currie.

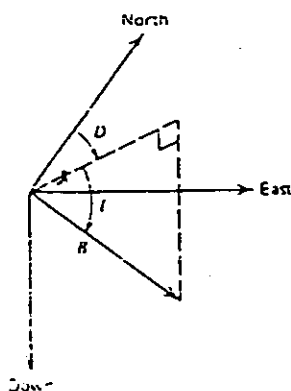
Berdasarkan arah kemagnetan yang terekam didalam batuan, beberapa peneliti menganalisis sampel-sampel batuan untuk menentukan skala waktu polaritas magnetik. Interpretasi terhadap fosil-fosil magnetisme yang ada didalam batuan memberikan kesimpulan bahwa telah terjadi perpindahan posisi sumbu magnetik bumi terhadap sumbu rotasi dalam waktu yang cukup lama. Hasil-hasil dari studi paleomagnetik serta studi geologi dan geofisika kelautan memberikan fakta-fakta untuk mendukung konsep pemekaran lantai samudera yang dahulunya tidak dapat dibuktikan. Setelah metode paleomagnetik cukup valid dalam menerangkan hipotesis tentang hanyutan benua barulah kemudian lahir hipotesis arus konveksi yang terjadi didalam mantel bumi

yang merupakan gaya-gaya penggerak terhadap gerakan-gerakan horizontal yang terjadi dipermukaan bumi.

## 2.2. Medan Magnet Bumi Pada Masa Sekarang.

Seperti yang telah dijelaskan sebelumnya, magnetisasi yang terjadi pada saat batuan terbentuk adalah magnetisasi permanen, dimana arah dari medan magnet permanen ditentukan oleh medan magnetik saat itu. Besarnya arah medan magnet permanen tersebut dinyatakan oleh sudut deklinasi ( $D$ ) dan inklinasi ( $I$ ).

Spesifikasi yang lengkap dari suatu medan magnetik permanen diperoleh dengan menentukan besarnya magnitudo ( $B$ ). Pada Gambar 2.1 terlihat bahwa komponen horizontal  $B_H$  dan komponen vertikal  $B_V$  dari medan magnet berhubungan dengan magnitudo medan dan inklinasi, yaitu :



Gambar 2.1. Deklinasi dan inklinasi dari medan magnetik (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 21).

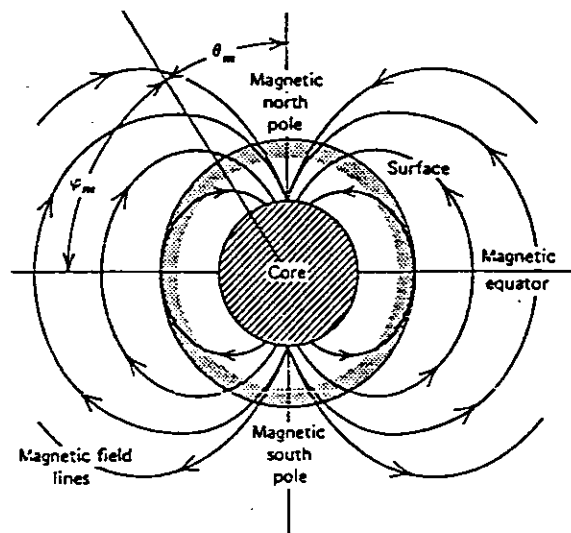
$$B_H = B \cos I \quad (2-1)$$

$$B_V = B \sin I \quad (2-2)$$

Komponen medan horizontal dapat diuraikan menjadi komponen medan vertikal ke arah utara ( $B_{HN}$ ) dan ke arah timur ( $B_{HE}$ ) (lihat Gambar 2.2) yaitu :

$$B_{HN} = B \cos I \cos D \quad (2-3)$$

$$B_{HE} = B \cos I \sin D \quad (2-4)$$



Gambar 2.2. Medan magnetik bumi dipole  
(Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 22)

Medan magnet bumi pada masa sekarang dapat didekati dengan medan magnet bumi dipole. Rumusan komponen horizontal dan vertikal dari medan magnet dipole bumi ( $B_\theta$  dan  $B_r$ ) pada

permukaan bumi yang dianggap berbentuk bola dengan jari-jari sebesar  $a$  adalah:

$$B_{\theta} = \frac{\mu_0 m}{4\pi a^3} \sin \theta_m \quad (2-5)$$

$$B_r = \frac{\mu_0 m}{2\pi a^3} \cos \theta_m \quad (2-6)$$

dimana  $\mu_0$  adalah permeabilitas ruang hampa ( $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  tesla m/A),  $m$  adalah momen magnet dipole dan  $\theta_m$  adalah colatitude magnetik bumi (latitude magnet  $\phi_m = \pi/2 - \theta_m$ ) (lihat Gambar 2.2). Sudut inklinasi medan magnet dipole ditulis dalam bentuk

$$\tan I = \frac{B_r}{B_{\theta}} \quad (2-7)$$

dan magnitudo ( $B$ )

$$B = (B_r^2 + B_{\theta}^2)^{1/2} \quad (2-8)$$

dengan mensubstitusikan  $B_r$  dan  $B_{\theta}$  kedalam persamaan (2-5) dan (2-6) maka pernyataan untuk  $I$  dan  $B$  dapat ditulis menjadi :

$$\tan I = 2 \cot \theta_m = 2 \tan \phi_m \quad (2-9)$$

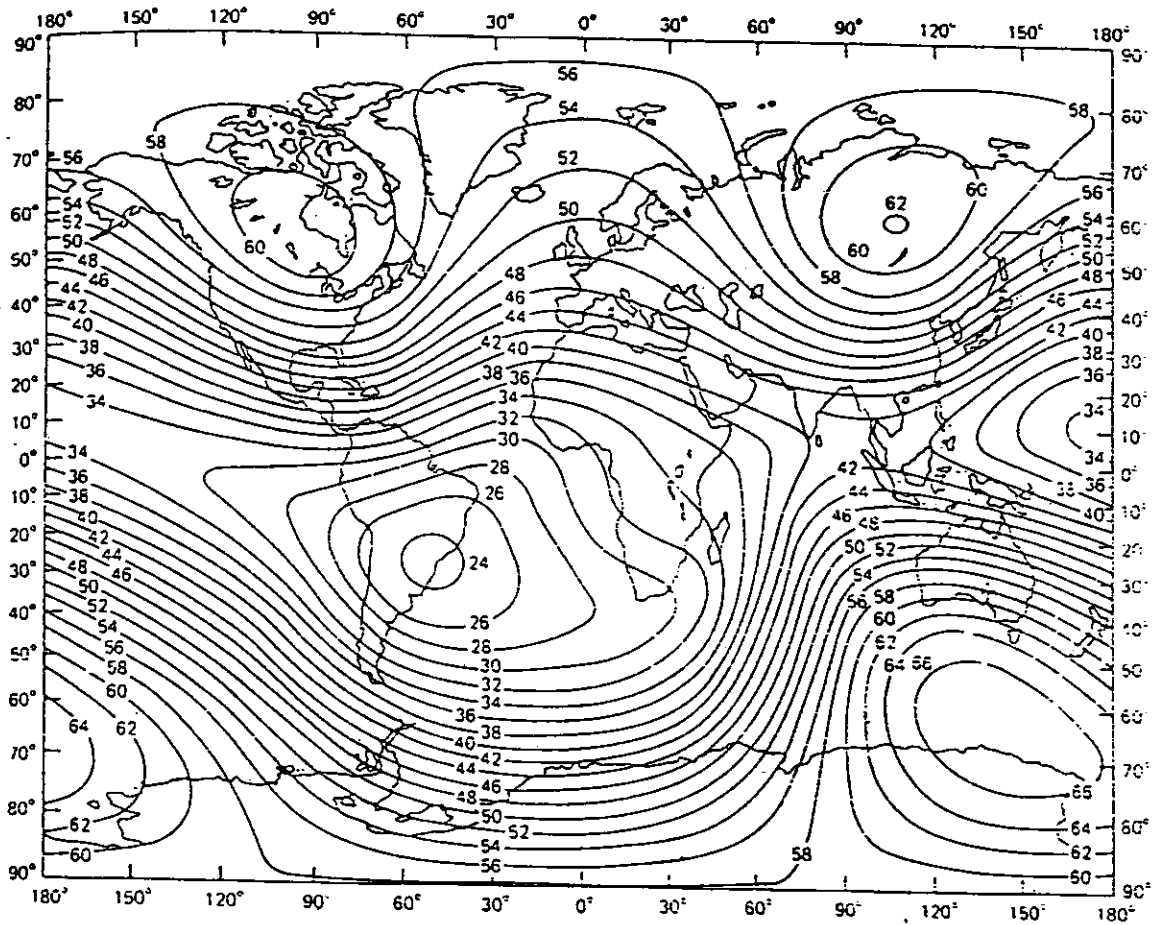
$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi a^3} (\sin^2 \theta_m + 4 \cos^2 \theta_m)^{1/2}$$

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi a^3} (1 + 3\cos^2\theta_m)^{1/2}$$

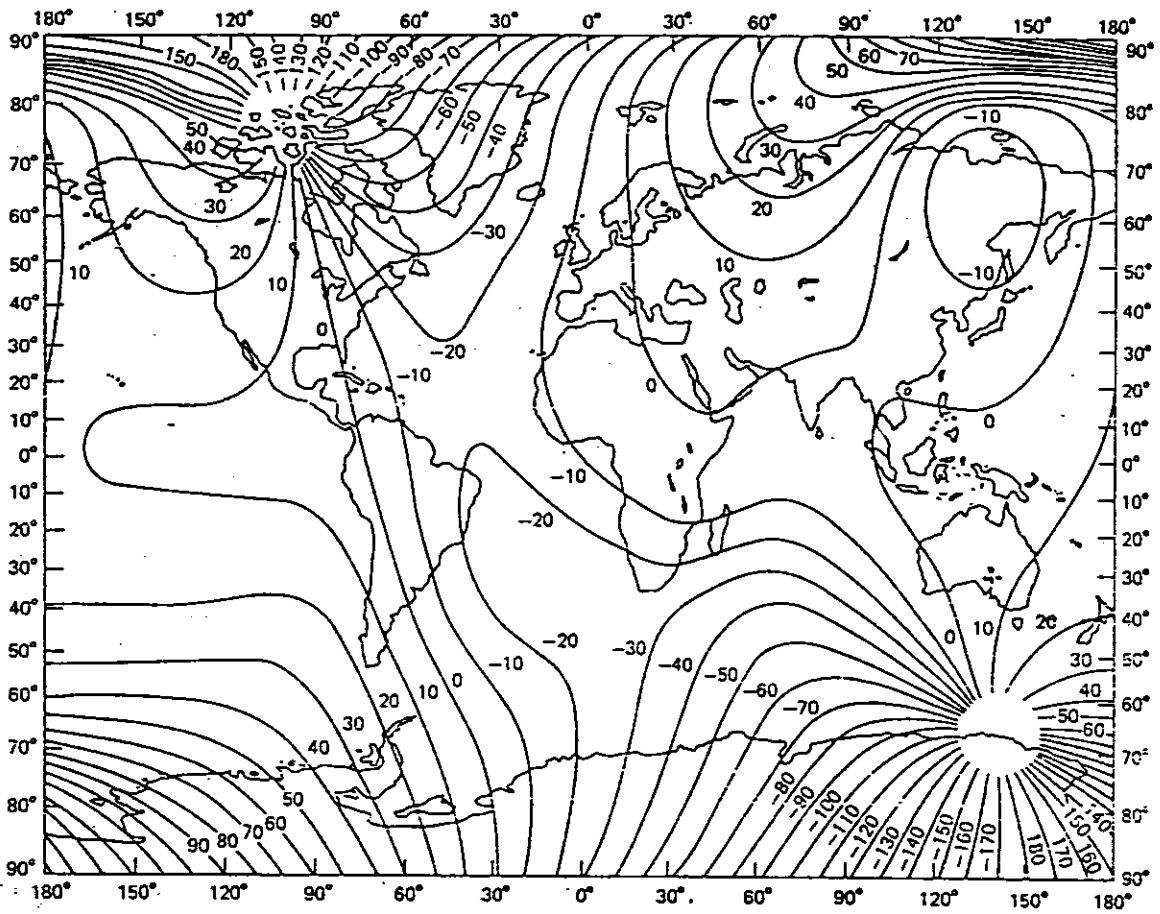
$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi a^3} (1 + 3\sin^2\phi_m)^{1/2} \quad (2-10)$$

Medan magnetik bumi dapat dianggap sebagai dipole, dimana kutub magnetik dari medan dipole tersebut paling bersesuaian dengan medan magnet bumi berlokasi di  $79^\circ\text{N}$ ,  $70^\circ\text{W}$  dan  $79^\circ\text{S}$ ,  $110^\circ\text{E}$  sedangkan lokasi kutub magnetik yang sekarang ialah  $73^\circ\text{N}$ ,  $100^\circ\text{W}$  dan  $68^\circ\text{S}$ ,  $143^\circ\text{E}$ . Jadi sumbu medan dipole membuat sudut sekitar  $11^\circ$  terhadap sumbu rotasi bumi. Momen dari medan dipole bumi adalah  $m = 7,94 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ , dan medan magnetik magnetik permukaan diekuator magnetik ialah  $B_\theta = 3,07 \times 10^{-5} \text{ tesla}$ . Peta magnitudo, deklinasi dan inklinasi medan magnet bumi sekarang ditunjukkan pada Gambar 2.3.

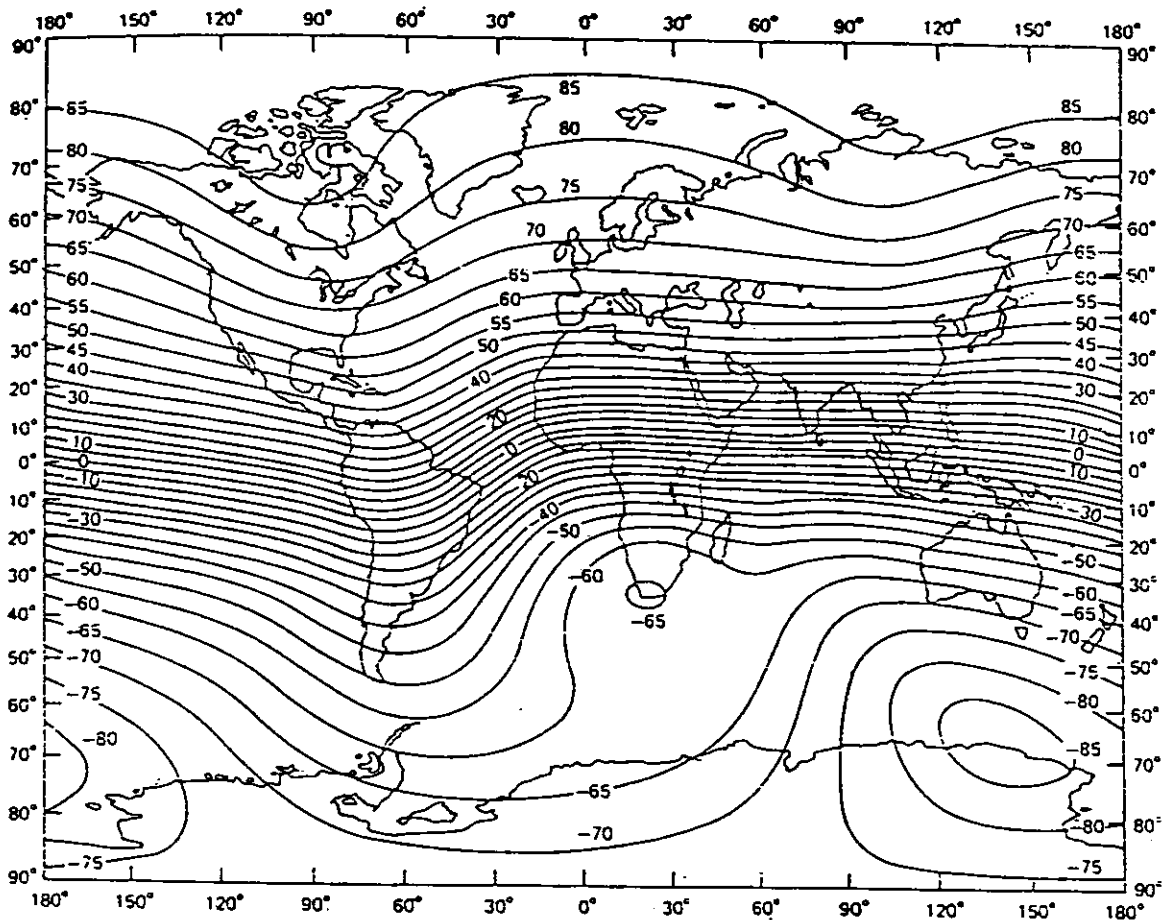




Gambar 2.3a. Magnitudo ( $\mu T$ ) dari medan magnetik bumi sekarang (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 23).



Gambar 2.3b. Deklinasi dari medan magnet bumi sekarang (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 24).

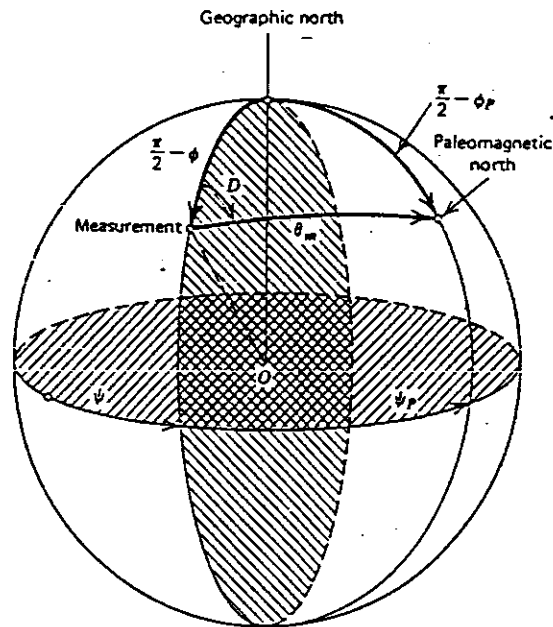


Gambar 2.3c. Inklinasi dari medan magnet bumi sekarang (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 25).

### 2.3. Metode Paleomagnetik Untuk Merekonstruksi Pergerakan Dunia.

Pengukuran deklinasi dan inklinasi paleomagnetik dapat digunakan untuk menentukan posisi kutub magnet pada saat batuan menerima magnetisasi. Umpamakan pengukuran paleomagnetik menghasilkan lintang utara ( $\phi$ ) dan bujur

timur ( $\psi$ ) dari kutub paleomagnetik, seperti terlihat pada Gambar 2.4.



Gambar 2.4. Geometri untuk menentukan kutub paleomagnetik (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 26).

Dari definisi deklinasi, tersirat bahwa kutub utara paleomagnetik terletak sebesar jarak angular  $\theta_m$  pada lingkaran besar yang membuat sudut  $D$  terhadap garis tengah dari titik pengukuran. Utara Geografi, Utara paleomagnetik, dan titik-titik pengukuran membentuk segitiga sferis dengan sisi-sisi  $\pi/2 - \phi$ ,  $\theta_m$ , dan  $\pi/2 - \phi_p$ , dimana  $\phi_p$  adalah lintang dari kutub paleomagnetik. Secara trigonometri, hubungan matematikanya ditulis sebagai berikut :

$$\cos(\pi/2 - \phi_p) = \cos(\pi/2 - \phi)\cos\theta_m + \sin(\pi/2 - \phi)\sin\theta_m \cos D \quad (2-11)$$

Bentuk pers. (2-11) akan lebih sederhana apabila membuat notasi-notasi berikut :  $\cos(\pi/2-\phi_p) = \sin \phi_p$ ,  $\cos(\pi/2-\phi) = \sin \phi$ , dan  $\sin(\pi/2-\phi) = \cos \phi$  sehingga menghasilkan :

$$\sin \phi_p = \sin \phi \cos \theta_m + \cos \phi \sin \theta_m \cos D \quad (2-12)$$

Colatitude magnetik ( $\theta_m$ ) dapat ditentukan dari pers.(2-7) dan (2-9). Sudut antara meridian yang melewati titik pengukuran dan kutub utara paleomagnetik adalah  $\psi_p - \psi$ , dimana  $\psi_p$  adalah bujur timur dari kutub paleomagnetik. Berdasarkan rumus trigonometri bola dapat diperoleh :

$$\frac{\sin(\psi_p - \psi)}{\sin \theta_m} = \frac{\sin D}{\sin(\pi/2 - \phi_p)} = \frac{\sin D}{\cos \phi_p} \quad (2-13)$$

$$\sin(\psi_p - \psi) = \frac{\sin \theta_m \sin D}{\cos \phi_p} \quad (2-14)$$

Jika  $\theta_m > \sin \phi \sin \phi_p$  dan  $\cos \theta_m < \sin \phi \sin \phi_p$ . maka pers. (2-14) dapat ditulis menjadi

$$\sin(\pi + \psi - \psi_p) = \frac{\sin \theta_m \sin D}{\cos \phi_p} \quad (2-15)$$

Dari pers.(2-13) dan (2-15) dengan mudah dapat ditentukan posisi kutub paleomagnetik. Pengukuran paleomagnetik ini hanya bisa diterapkan jika arah dari sampel tidak berubah selama proses-proses geologi.

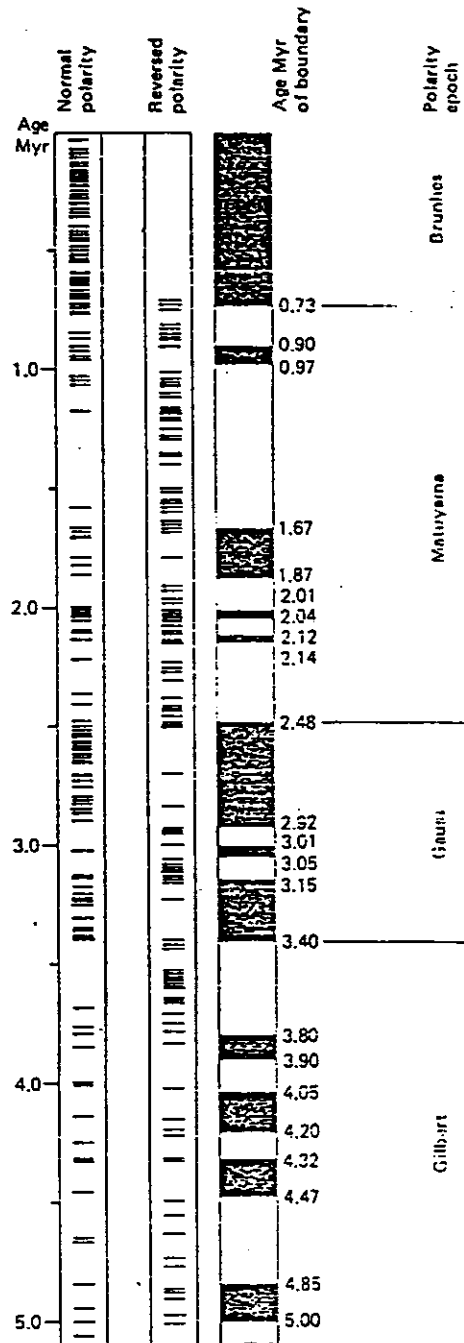
Dengan melakukan pengukuran paleomagnetik terhadap batua-batuan yang berbeda umurnya, maka posisi kutub magnetik dapat ditentukan sebagai fungsi waktu. Dari pengukuran paleomagnetik tersebut diperoleh suatu kesimpulan awal bahwa arah medan magnet bumi telah membalik secara periodik dimana kutub magnet utara menjadi kutub magnet selatan, dan sebaliknya. Salah satu hasil dari penentuan umur batuan (skala waktu) berdasarkan polaritas "normal" dan "reverse" selama jangka waktu 5 juta tahun yang lalu hingga sekarang dapat dilihat pada Gambar 2.5. Dari Gambar 2.5 terlihat bahwa mulai 730 tahun yang lalu hingga sekarang polaritas medan magnet yang terukur adalah "normal". Periode waktu magnetik ini disebut Epoch Bruhnes. Sedangkan di antara 0,73 dan 2,5 juta tahun yang lalu terlihat orientasi medan magnet bumi didominasi oleh arah "reverse" dan perioda ini dikenal dengan Epoch Matuyama.

557.36

682/11/196 - t(2/2)

FAU

7: (2)



Gambar 2.5. Pengukuran polaritas medan medan magnetik bumi untuk 5 juta tahun terakhir (Makinen, 1979, dikutip Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 26).

Pengukuran-pengukuran paleomagnetik telah banyak dilakukan pada beberapa tempat dimuka bumi ini. Data yang telah diperoleh kemudian dikelompokkan ke dalam periode-periode geologi, untuk setiap bagian dibenua-benua. Posisi kutub rata-rata diberikan pada Tabel 1.

Tabel 1. Posisi kutub utara dalam berbagai perioda geologi dari studi paleomagnetik

Plates	Lat. (N)	Long. (E)	$\omega$ (deg/Myr)
North American-Pacific	48.8	-73.9	0.85
Cocos-Pacific	38.7	-107.4	2.21
Cocos-North American	29.8	-121.3	1.49
Cocos-Nazca	5.6	-124.4	0.97
Nazca-Pacific	56.6	-87.9	1.54
Nazca-Antarctic	43.2	-95.0	0.60
Antarctic-South America	87.7	75.2	0.30
Antarctic-Pacific	64.7	-80.2	0.96
Nazca-South American	59.1	-94.8	0.84
Indian-Pacific	60.7	-5.8	1.25
Indian-Antarctic	18.7	32.7	0.67
Indian-African	17.3	46.0	0.64
Indian-Eurasian	19.7	38.5	0.70
African-Antarctic	9.5	-41.7	0.15
African-North American	80.4	56.4	0.26
African-Eurasian	25.2	-21.2	0.10
African-South American	66.6	-37.3	0.36
North American-South American	25.6	-53.8	0.17
Eurasian-North American	65.8	132.4	0.23
Eurasian-Pacific	60.6	-78.9	0.98
Indian-Arabian	7.1	63.9	0.47
Arabian-African	30.2	6.4	0.26
North American-Caribbean	-33.3	-70.5	0.22
Cocos-Caribbean	23.6	-115.5	1.54
Nazca-Caribbean	47.3	-97.6	0.71
Caribbean-South American	75.5	60.8	0.20
Arabian-European	29.8	-1.6	0.36

(McElhenny, 1973, dikutip Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 28).



Jika suatu urutan posisi kutub pada suatu daerah dibenua diplot, maka seharusnya terbentuk jalur yang kontinu yang berakhir didekat posisi kutub magnet sekarang. Jalur tersebut dikenal dengan nama *jalur polar weandering* kutub magnet. *Jalur polar weandering* dari sebuah lempeng dapat digunakan untuk menentukan posisi absolut lempeng relatif terhadap kutub-kutub geografi. Hubungan antara *jalur polar weandering* dari dua buah lempeng yang berdekatan dapat digunakan untuk menentukan kecepatan relatif diantara lempeng-lempeng tersebut.

*Jalur polar weandering* untuk Amerika Utara dan Eropa diperlihatkan pada Gambar 2.6. Adanya pemisahan secara



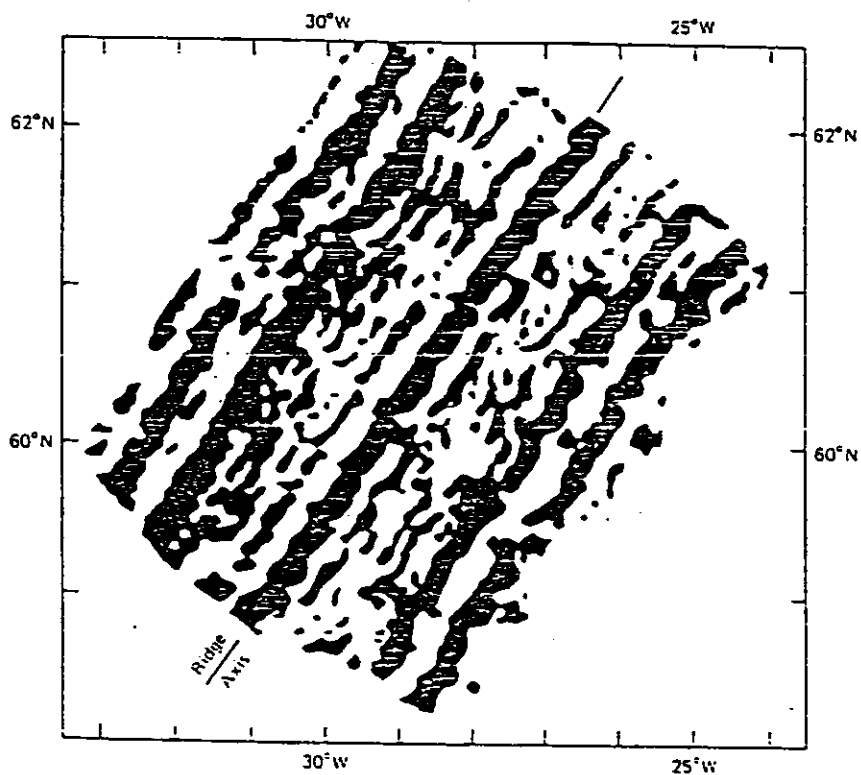
Gambar 2.6. *Jalur polar weandering* di Amerika Utara dan Eropa (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 27).

sistematik dijalur tersebut pada beberapa ratus juta tahun yang lalu merupakan salah satu bukti kuantitatif bahwa hanyutan benua memang terjadi.

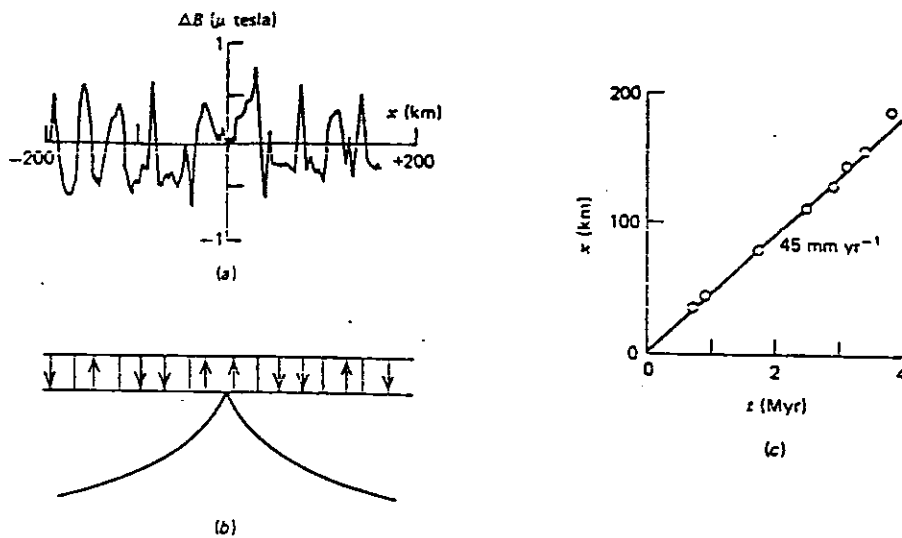
#### 2.4. Metode Geomagnetik Untuk Merekonstruksi Pergerakan Benua

Magnitudo medan magnet dipermukaan bumi bervariasi baik dalam ruang maupun dalam waktu. Variasi spasial yang diperoleh dari pengukuran dikenal sebagai anomali magnetik. Dari survei-survei yang dilakukan di samudera diperlihatkan pola anomali yang bergaris-garis yang merupakan zona-zona anomali magnetik positif memanjang serta kontinu. Zona-zona tersebut mempunyai lebar beberapa puluh kilometer dan terpisah antara satu zona dan zona lainnya oleh anomali negatif.

Zona-zona yang bergaris ini umumnya terbentang secara paralel terhadap punggung samudera dan simetri terhadap puncak punggung tersebut. Salah satu bagian dari pola anomali magnetik yang berdekatan dengan pemekaran lantai samudera dapat dilihat pada Gambar 2.7, sedangkan profil anomali magnetik yang tegak lurus terhadap pemekaran Pasifik Timur dapat dilihat pada Gambar 2.8.



Gambar 2.7. Pola garis dari anomali magnetik yang sejajar terhadap Punggung Tengah Atlantik (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 29).



Gambar 2.8.

- a. Profil anomali magnetik yang tegak lurus terhadap pemekaran Pasifik Timur.
- b. Induksi magnetisasi pada kerak samudera yang disebabkan oleh "episodic reversal" dari medan magnetik bumi.
- c. Korelasi posisi anomali magnetik ( $x$ ) dengan medan "reversal ( $t$ )" untuk mendapatkan kecepatan pemekaran lantai samudera. (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 30).

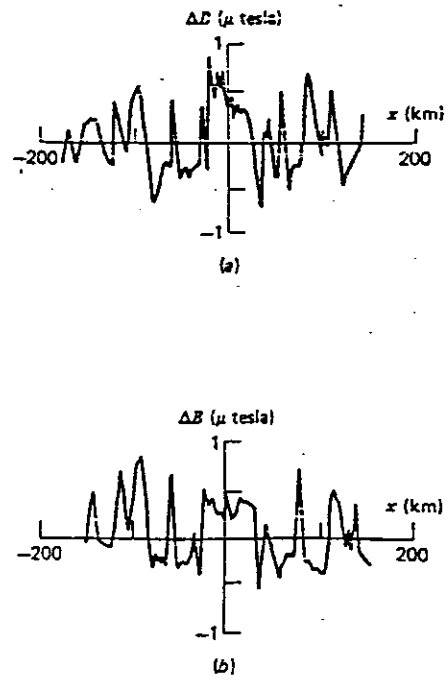
Magnitudo anomali tunggal besarnya sekitar beberapa ratus nanotesla, atau sekitar 1% dari medan dipole bumi dipermukaan. Anomali-anomali magnetik tersebut dicirikan oleh "thermal remanent magnetism" didalam kerak samudera yang bersifat basaltik. Magnetisasi pada kerak samudera menghasilkan anomali-anomali magnetik sebagai konsekuensi dari pembalikan (reversal) episodik didalam medan magnetik bumi. Lantai samudera terbentuk pada 730.000

tahun yang lalu telah termagnetisasi dalam arah yang sama dengan medan magnetik bumi sekarang. Sedangkan lantai samudera yang terbentuk antara 2,40 dan 0,73 juta tahun yang lalu telah termagnetisasi secara dominan dalam arah "reverse".

Sebagai kesimpulan dari uraian di atas ialah bahwa garis-garis pada lantai samudera dengan anomali magnetik positif terbentuk selama perioda polaritas medan magnetik bumi yang normal dan garis-garis lantai samudera dengan anomali magnetik negatif terbentuk selama perioda polaritas medan magnet bumi "reverse".

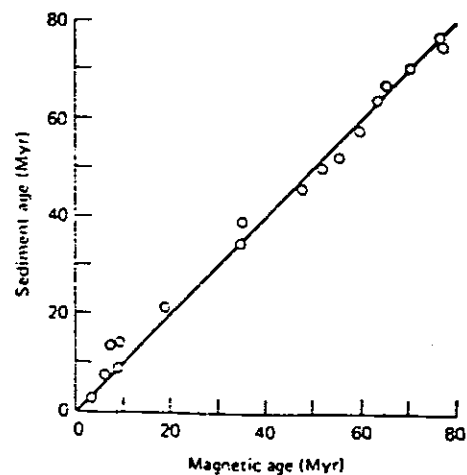
Sejak medan "reverse" dikenal dalam studi geokronologi, lebar garis-garis magnetik dapat digunakan untuk menentukan kecepatan lantai samudera. Sebagai contoh yang diperlihatkan dalam Gambar 2.9, jarak dari puncak punggung ke ujung dari setiap anomali diplot terhadap umur medan reversal sehingga pada akhirnya akan didapatkan kurva seperti yang diperlihatkan oleh Gambar 2.10.

Hasil dari pengeplotan tersebut mendekati sebuah garis lurus dimana kemiringan merupakan kecepatan pemekaran lantai samudera. Pada contoh kasus ini, dari kemiringan garis tersebut didapatkan laju kecepatan pemekaran sebesar 45 mm per tahun.



Gambar 2.9. Jenis-jenis profil pola anomali magnetik.

- (a) Tegak lurus terhadap pemekaran Pasifik Timur pada  $61^{\circ}\text{S}$  dan  $151^{\circ}\text{W}$ .  
 (b) Tegak lurus terhadap pemekaran India Tenggara pada  $54^{\circ}\text{S}$  dan  $142^{\circ}\text{E}$ .  
 (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 30)



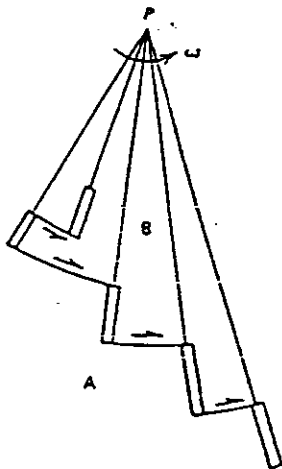
Gambar 2.10. Korelasi umur sedimen tertua dalam lubang-lubang DSDP dengan umur yang diprediksi dari dasar kerak samudera berdasarkan pada anomali magnetik lantai samudera.  
 (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 30)

Pemetaan anomali magnetik telah digunakan untuk mendapatkan umur fraksi-fraksi dari lantai samudera. Distribusi dari umur fraksi-fraksi tersebut diperoleh dari "Deep Sea Drilling Project(DSDP)". Berdasarkan pemboran yang dilakukan oleh kapal Gloman Challenger terhadap sejumlah lubang-lubang "core" menembus lapisan sedimen penutup hingga jauh di bawah kerak samudera basaltik, dibuat suatu hipotesis bahwa umur sedimen tertua pada urutan sedimen yang berdekatan dengan kerak vulkanik berhubungan dengan umur batuan vulkanik. Hasil yang diperoleh dari pemboran terhadap lubang DSDP dibandingkan dengan hasil yang diperoleh dari studi anomali magnetik. Dari hasil-hasil tersebut dapat disimpulkan bahwa metode magnetik dapat digunakan untuk menentukan umur lantai samudera.

Oleh karena luas permukaan bumi konstan, kecepatan pemekaran lantai samudera dipunggung samudera dapat dihubungkan dengan kecepatan subduksi dari palung samudera. Sebagai hasilnya, kecepatan-kecepatan relatif antara lempeng-lempeng yang rigid dapat ditentukan.

Pergerakan relatif antara dua lempeng yang berdekatan dapat dijelaskan dengan teorema Euler. Aplikasi teorema Euler terhadap bumi ialah bahwa lempeng permukaan yang rigid dapat digeser ke posisi baru oleh rotasi pada sumbu yang telah ditentukan. Titik dimana sumbu tersebut memotong permukaan bumi dikenal sebagai kutub rotasi. Hal ini dapat ditunjukkan pada Gambar 2.11, dimana lempeng B

berotasi berlawanan dengan arah jarum jam terhadap lempeng A. Segmen-segmen punggung terletak pada garis-garis bujur yang berpusat pada kutub rotasi P. Sesar-sesar transform tersebar pada lingkaran-lingkaran kecil yang berpusat pada kutub rotasi.



Gambar 2.11. Lempeng B bergerak berlawanan arah jarum jam relatif terhadap lempeng A (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 33)

Pergerakan relatif diantara dua lempeng yang berdekatan dapat dispesifikasi dengan lengkap jika lintang dan bujur dari kutub rotasi dan kecepatan anguler ( $\omega$ ) diketahui. Lokasi kutub rotasi dapat ditentukan dari orientasi puncak-puncak punggung, kelurusan magnetik, dan sesar transform. Kecepatan anguler dari rotasi dapat diperoleh dari kecepatan pemekaran lantai samudera yang telah ditentukan dari lebar kelurusan magnetik. Lintang



dan bujur dari kutub-kutub rotasi untuk bergerak relatif diantara 10 buah lempeng diberikan pada Tabel 2.

Tabel 2. Posisi-posisi kutub dan laju rotasi untuk gerak relatif antara lempeng-lempeng yang berbatasan.

		North America	Europe	Russian Platform	Siberian Platform	Africa	South America	Australia	India
Tertiary	U	87N,140E	80N,157E	78N,191E	66N,234E	87N,152E	82N,62E	77N,275E	
	L	85N,197E	75N,151E	68N,192E	57N,152E	85N,186E		70N,306E	
Cretaceous		64N,187E	86N,0E	66N,166E	77N,176E	61N,260E	78N,236E	53N,329E	22N,295E
Jurassic		76N,142E	36N,50E	65N,138E		65N,262E	84N,256E	48N,331E	
Triassic		62N,100E	45N,143E	51N,154E	47N,151E		80N,71E		
Permian		46N,117E	45N,160E	44N,162E		27N,269E	60N,180E		7S,304E
Carboniferous	U	37N,126E	38N,161E	43N,168E	34N,144E	46N,220E		46N,315E	26S,312E
	L			22N,168E		26N,206E	43N,151E	73N,34E	
Devonian		29N,123E	ON,136E	36N,162E	28N,151E		72N,174E		
Silurian				28N,149E	24N,139E				54N,91E
Ordovician		28N,192E	10N,176E		25S,131E	24S,165E	11S,143E	2N,188E	28N,212E
Cambrian		7N,140E	22N,167E	8N,189E	36S,127E				

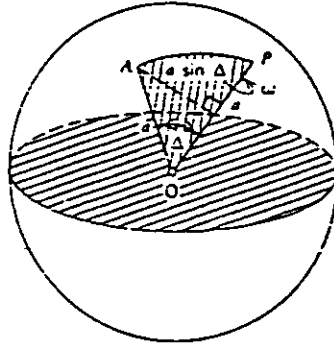
(Minster dan Jordan, 1978, dikutip Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 32).

Kecepatan anguler ( $\omega$ ) dari rotasi juga diberikan. Kecepatan relatif ( $u$ ) di antara lempeng-lempeng pada setiap pinggir lempeng ditentukan oleh rumus dibawah ini.

$$u = \omega a \sin \Delta \quad (2-16)$$

dimana  $a$  adalah jari-jari dan  $\Delta$  adalah sudut pada pusat

bumi yang dibentuk oleh kutub rotasi P pada titik A, yaitu yang terletak pada pinggir lempeng (lihat Gambar 2.12).



Gambar 2.12. Geometri untuk menentukan kecepatan relatif lempeng di sebuah titik A pada batas antara dua lempeng dalam laju rotasi ( $\omega$ ) di sekitar kutub P (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 33).

Dengan mengacu pada Gambar 2.13 dapat diperoleh persamaan berikut :

$$\cos \Delta = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \cos(\psi - \psi') \quad (2-17)$$

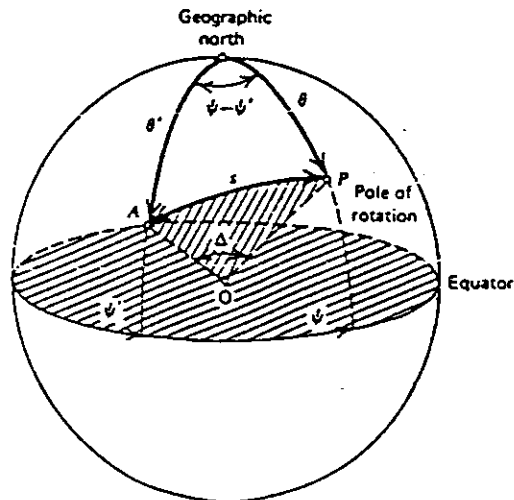
Jarak antara A dan P dipermukaan dinotasikan sebagai  $s$  yang besarnya ialah

$$s = a\Delta \quad (2-18)$$

dengan  $\Delta$  dinyatakan dalam radian.

Sudut  $\Delta$  dapat dihubungkan dengan colatitude ( $\theta$ ) dan bujur ( $\psi$ ) dari kutub rotasi, serta colatitude ( $\theta'$ ) dan

bujur timur ( $\psi'$ ) dari titik pada pinggir lempeng oleh rumus trigonometri bola yang serupa dengan pers.(2-16).



Gambar 2.13. Geometri untuk menentukan sudut antara titik A pada batas lempeng dan kutub rotasi (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 33).

Hubungan-hubungan di atas dapat digunakan untuk menentukan jarak antara dua buah titik yang mempunyai lintang dan bujur yang diketahui. Dengan menggunakan pers.(2-17) dan (2-18) dapat diperoleh kecepatan relatif diantara dua lempeng, dimana salah satu lintang dan bujur yang terletak pada pinggir lempeng ditentukan.

Salah satu contoh penerapannya ialah pada penentuan kecepatan relatif yang melintasi sesar San Andreas di San Francisco ( $37^{\circ}\text{N}$ ,  $122^{\circ}\text{W}$ ). Pada kasus ini diasumsikan seluruh kecepatan relatif diantara lempeng Pasifik dan lempeng Amerika Utara diakomodasi oleh sesar tersebut.

Dari Tabel 2 didapatkan  $\theta = 48,8^\circ$  dan  $\psi = -73,9^\circ$ . Jika  $\theta' = 52,2^\circ$  dan  $\psi' = 238^\circ$ , maka dengan menggunakan pers.(2-18) akan diperoleh  $\delta = 36,8^\circ$ , sedang  $\omega = 0,85^\circ$  per juta tahun diperoleh dari pers.(2-17). Dengan demikian kecepatan relatif yang melintasi sesar tersebut dapat dihitung sekitar 55 mm per tahun.

## BAB III

### PEMEKARAN LANTAI SAMUDERA

#### 3.1. Hipotesis Vine-Matthews.

Awal tahun 1960, Dietz (1961) dan Hess (1962) dikutip Kearey dan Vine (1990, hal. 51) mengatakan bahwa hanyutan benua dapat terjadi karena adanya proses pemekaran lantai samudera. Hipotesis pemekaran lantai samudera menyatakan bahwa lithosper samudera yang baru terbentuk pada punggung samudera membentuk lantai samudera dan menyebar dari punggung ke dua arah dan menyusup kembali kedalam mantel melalui palung. Hipotesis ini memberikan dimensi baru terhadap evaluasi sejarah hanyutan benua dan telah memberi penguatan terhadap konsep tektonik lempeng yang menerangkan bagaimana benua bergerak relatif terhadap yang lain.

Dukungan besar untuk hipotesis pemekaran lantai samudera datang dari studi anomali magnetik samudera. Penyelidikan geofisika kelautan menemukan pola-pola bergaris dari anomali magnetik bersebelahan pada punggung tengah samudera. Gejala yang demikian menurut Vine dan Matthews (1963) dikutip Prasetyo dan Hardjawidjaksana (1988, hal. 16) menunjukkan adanya perubahan dalam arah magnetisasi. Pengukuran pada dasar samudera menunjukkan bahwa anomali magnetik mengikuti pola yang sejajar dengan jalur punggung tengah samudera. Lebar anomali magnetik yang berurutan adalah sama dengan waktu antara 2 (dua)

pembalikan yang berurutan pula dari magnet bumi. Lantai samudera menyebar ke masing-masing sisi dari poros punggung tengah samudera dengan kecepatan yang sama. Selanjutnya Vine dan Matthews mengemukakan bahwa pola bergaris magnetik merupakan konsekuensi logis dari dua gejala penting, pertama adalah penyebaran atau pemekaran lantai samudera dan kedua merupakan perubahan dalam polaritas medan magnetik yang terjadi tiap kali dalam jangka waktu tertentu. Pendapat ini diperkuat oleh pengukuran umur mutlak dari batuan magnetik seluruh dunia dengan metoda potasium-argon yang telah menghasilkan data bahwa umur dari tiap pembalikan medan geomagnetik berlangsung selama 4 juta tahun terakhir ini.

Pada dasarnya, dalam hipotesis ini dijelaskan bahwa magma dari mantel bumi akan naik ke punggung tengah samudera, mendingin melalui titik Curie dan membentuk kerak baru. Pada saat mencapai titik puncak itulah kerak baru yang terbentuk akan mengalami sifat kemagnetan normal atau membalik sesuai dengan arah medan magnet saat ini. Dengan Bergeraknya lantai samudera yang saling menjauh dari pusat punggung tengah samudera, maka akan nampak adanya pola bergaris yang berpasangan dan bersebelahan. Pola pemekaran seperti ini menyerupai *tape recorder* dan tidak hanya ditafsirkan secara kualitatif tetapi juga secara kuantitatif (Vine dan Wilson, 1965, dikutip Prasetyo dan Hardjawidjaksana, 1988, hal. 24)

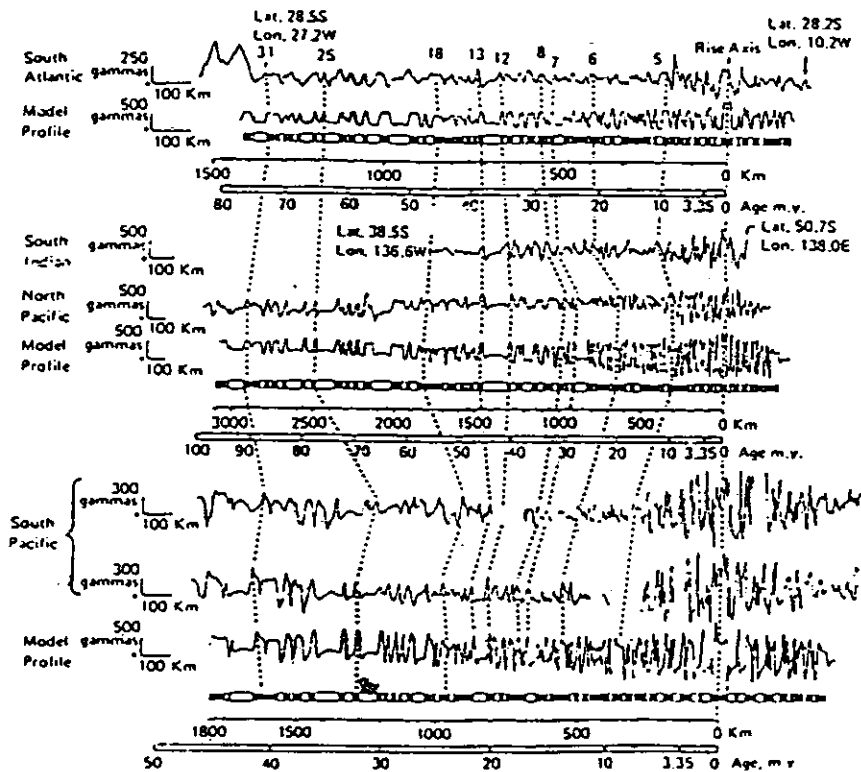
### 3.2. Kecepatan Pemekaran Lantai Samudera.

Heirtzler dkk. (1968), Le Pichon (1968) dan Cox (1967) dikutip Prasetyo dan Hardjawidjaksana (1988, hal. 16) telah dapat menentukan kecepatan rata-rata dari pemekaran lempeng samudera dengan menggunakan sifat kesejajaran pada jalur-jalur anomali geomagnetik positif dan negatif yang terletak simetris terhadap poros punggung tengah samudera. Kerak samudera yang bergerak ke samping menjauhi poros dari punggung tengah samudera tersebut, menunjam ke bawah kerak benua dan membentuk palung. Sebagai akibat dari proses ini, tidak akan pernah dijumpai lantai lamudera yang berusia sampai beberapa ratus juta tahun.

Pengukuran kecepatan pemekaran lantai samudera merupakan penemuan terbesar dalam paleomagnetik, seperti yang dilaporkan Vine dan Matthews (1963) dikutip Condie (1976, hal. 118), bahwa pola anomali magnetik linier pada lantai samudera berhubungan dengan perbedaan dan interval polaritas normal dalam skala waktu geomagnetik. Walaupun penyebaran anomali magnetik berhubungan dengan interval polaritas, amplitudo anomali dapat berubah secara signifikan diantara masing-masing profil.

Anomali magnetik berkaitan dari satu dasar ke dasar samudera yang lain, seperti yang diperlihatkan Gambar 3.1. Model profil diberikan untuk Atlantik Selatan, Pasifik Selatan dan Pasifik Utara ditandai oleh garis hitam dan korelasi anomali yang diusulkan ditandai oleh garis

putus-putus. Beberapa ahli geofisika mengatakan bahwa anomali dimulai pada poros punggung. Hal ini kelihatan



Gambar 3.1. Profil magnetik dari Atlantik, Indian dan Dasar Samudera Pasifik (Heirtzler, dkk., 1968, dikutip Condie, 1976, hal. 131).

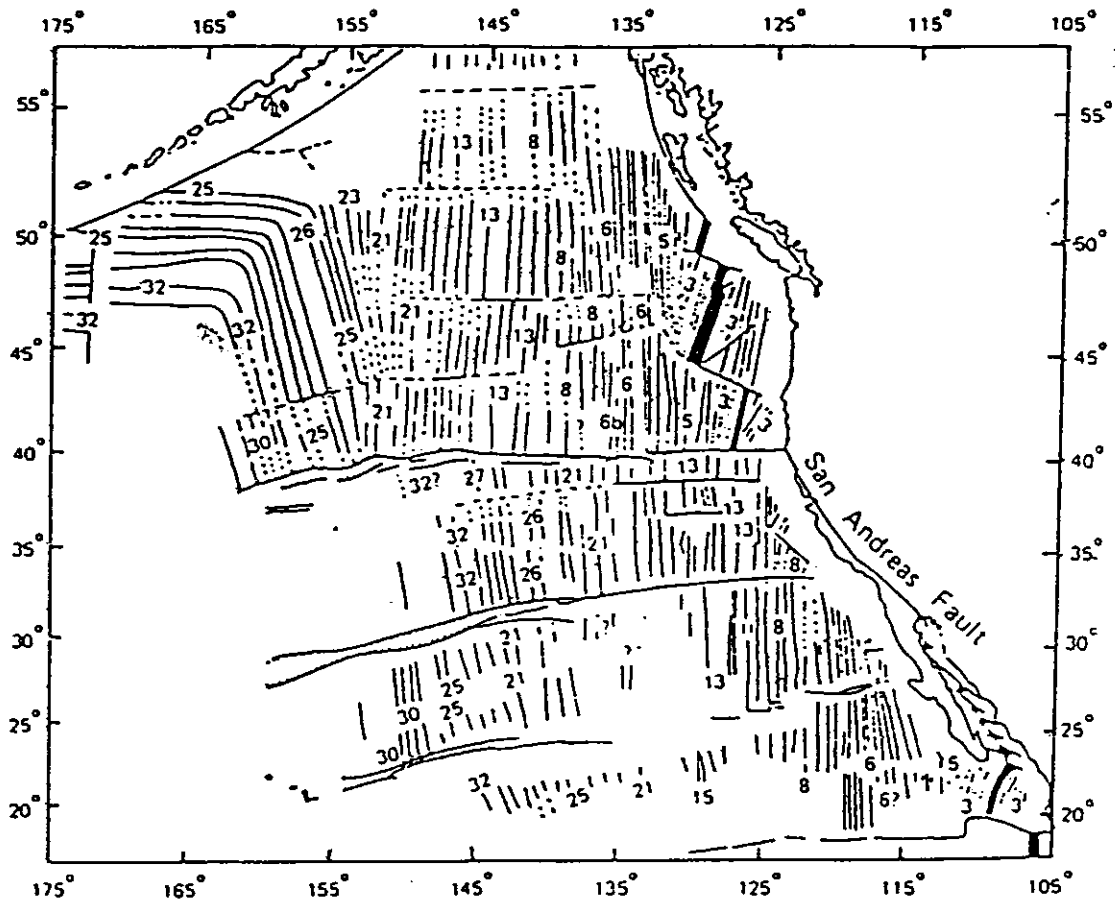
dari pada Gambar 3.1 bahwa anomali yang sama tidak terjadi pada jarak yang sama dari punggung samudera yang berbeda dan selanjutnya kecepatan pemekaran berubah dari suatu daerah ke daerah yang lain. Jika kecepatan pemekaran konstan pada salah satu dasar samudera, maka hal ini mungkin untuk memperluas skala waktu geomagnetik lebih dari 4,5 m/tahun dengan menggunakan pola anomali magnetik. Walaupun data di atas mengindikasikan kecepatan pemekaran



yang tidak sama pada beberapa dasar samudera, namun kecepatan pemekaran Atlantik Selatan mendekati konstan (kira-kira 1,9 cm/tahun). Hubungan anomali magnetik dengan jarak dari poros punggung mengindikasikan bahwa kecepatan pemekaran pada India Selatan dan Dasar Pasifik Utara lebih bervariasi sedangkan kecepatan rata-ratanya lebih besar dari kecepatan pemekaran Atlantik Selatan.

Kecepatan pemekaran lantai samudera juga dapat ditafsirkan dari teori pelepasan (dislocation) dengan menggunakan turunan data dari studi pertama-gerakan gempa bumi dan observasi kedalaman zona subduksi. Untuk menafsirkan kecepatan pemekaran, diungkapkan dalam bentuk kecepatan-paruh (kecepatan dari satu punggung samudera). Hasilnya mengindikasikan bahwa kecepatan pemekaran berada dalam rentangan dari 1 sampai 20 cm/tahun dan rata-rata beberapa cm/tahun.

Dari penasiran kecepatan pemekaran, dapat dibuat peta kontour umur dari lantai samudera. Kontour seperti ini dikenal nama isochron. Sebuah contoh peta isochron pada Dasar Pasifik utara-timur ditunjukkan oleh Gambar 3.2.



Gambar 3.2. Peta anomali magnetik Dasar Pasifik utara. Punggung samudera ditunjukkan oleh garis hitam (Menard, 1969, dikutip Condie, 1976, hal. 132).

Hal yang dapat ditafsirkan dari peta kontour ialah bahwa kecepatan pemekaran berubah diantara batas segmen yang sempit sampai sesar transform lebih kecil 90 m/tahun.

### 3.3. Mekanisme Pergerakan Lantai Samudera.

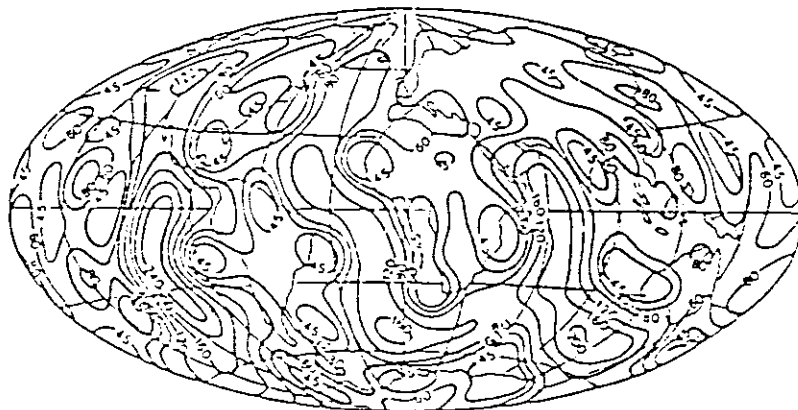
Mekanisme gerakan lantai samudera disebabkan oleh arus konveksi yang ada di dalam mantel. Ada pemikiran bahwa sell arus konveksi di dalam mantel yang naik ke atas didekat punggung samudera, membawa material panas sampai

ke permukaan dan membentuk lithosfer baru. Aliran kemudian bergerak secara horizontal dari punggung membawa lempeng lithosfer secara lateral ke segala arah dan akhirnya kembali ke dalam mantel pada palung laut.

Pergerakan horizontal lithosfer dalam skala besar akan menyebabkan perubahan pada permukaan bumi. Pada dasarnya pergerakan tersebut terjadi karena tegangan yang bekerja pada lithosfer disuatu tempat melebihi kekuatan lithosfer itu sendiri. Energi regangan akibat tegangan terhampar pada suatu jalur secara tidak beraturan dan dapat berwujud sebagai panas, energi gelombang elastik dan energi gravitasi. Sebagai ilustrasi, pelepasan energi elastik gempa bumi sekitar  $10^{25}$  erg/tahun. Dengan demikian energi yang bekerja pada lithosfer melebihi harga tersebut.

Dari berbagai penelitian diperkirakan sumber energi utama yang ada dalam bumi ialah suplai panas internal yang dilepas dengan laju  $10^{28}$  erg/tahun. Oleh karena itu proses tektonik utama seperti peregangan lithosfer diperkirakan merupakan akibat dari proses keluarnya panas dari dalam bumi. Dengan demikian dapat dibayangkan bahwa bumi berperan seperti mesin pemanas yang sekaligus mengkonversi energi panas menjadi tegangan yang terkonsentrasi di dalam lithosfer. Bila mesin pemanas tersebut mempunyai efisiensi hanya 1 % dengan 99 % energi keluar sebagai aliran panas maka akan tetap tersedia energi sebesar  $10^{26}$  erg/tahun untuk meregangkan lithosfer.

Slater dkk.(1980) dikutip Kearey dan Vine (1990, hal. 217) berpendapat bahwa aliran panas akan menurun dengan bertambahnya umur kerak. Di dalam kerak samudera aliran panas berkurang dari punggung samudera ke sisi cekungan yang dalam. Berdasarkan hasil penyelidikan aliran panas berkorelasi dengan umur listhosfer samudera dan umur kejadian tektonik terakhir yang mempengaruhi kerak benua. Gambar 3.3 merupakan hasil penyeledikan yang disajikan melalui suatu analisis harmonik bola terhadap aliran panas yang diukur didaerah yang digrid  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  pada bola bumi. Gambar 3.3 tersebut juga melukiskan bahwa aliran panas yang tinggi berasosiasi dengan sistem punggung samudera



Gambar 3.3. Pola global arus panas yang dipresentasikan melalui analisis harmonik bola (Bott, 1982, dikutip Kearey dan Vine, 1990, hal. 217)

dan cekungan marginal paling muda di Pasifik bagian barat. Sementara itu, aliran panas yang rendah diasosiasikan dengan kerak samudera.

### 3.4. Konveksi Dalam Mantel.

Sejak munculnya pengetahuan tentang paleomagnetik yang ternyata mendukung hipotesis pemekaran lantai samudera, maka hipotesis konveksi yang telah ada banyak dikoreksi dan diperbaharui sehingga diperoleh suatu mekanisme konveksi didalam mantel yang lebih dapat diterima dan dapat menjelaskan proses pemekaran. Akan tetapi munculnya permasalahan baru yaitu bagaimana arus konveksi dan lithosfer dapat bergerak.

Menurut Bott (1971, hal. 274) arus konveksi akan terjadi pada fluida yang distribusi densitasnya menyimpang dari keadaan dimana distribusi densitas fluida stabil. Proses konveksi pada fluida telah dikemukakan oleh Tozer (1972) dikutip Kearey dan Vine (1990, hal. 218) sebagai berikut : "Tinjau dua lapisan padat yang bersifat konduktor termal sempurna dimana diantara kedua lapisan tersebut terdapat fluida. Apabila pada lapisan padat yang dibawah mendapat panas disebelah kiri, maka panas akan menjalar ke fluida sehingga densitasnya menjadi lebih kecil dibanding sekitarnya. Oleh karena pemanas berlangsung secara kontinu maka fluida tersebut akan naik hingga mencapai lapisan padat di atasnya. Di daerah ini panas akan terserap oleh lapisan padat yang berada di atas sehingga temperaturnya turun dan densitasnya membesar kembali. Akibatnya fluida akan mempunyai densitas lebih besar dibanding dengan sekitarnya dan turun kembali ke bagian bawah".

Kecepatan aliran konveksi ditentukan oleh sifat viskositas fluida itu sendiri. Semakin panas fluidanya maka viskositasnya semakin rendah dan aliran konveksi semakin cepat.

Untuk menjelaskan kemungkinan terjadinya arus konveksi di dalam bumi yang bulat dan berotasi maka diasumsikan bahwa mantel bumi berisi fluida. Keadaan konveksi termal ditentukan oleh beberapa parameter yaitu bilangan Rayleigh (R), bilangan Reynold (Re), bilangan Taylor (T) dan bilangan Nusselt (Nu). Bilangan Rayleigh berfungsi untuk mengontrol kondisi awal konveksi termal. Perumusan matematikanya ialah sebagai berikut :

$$R = \frac{\alpha \beta g d^4}{k \nu} \quad (3-1)$$

dimana R = bilangan Rayleigh

$\alpha$  = koefisien ekspansi termal

$\beta$  = gradien temperatur super adiabatik

g = percepatan gravitasi

d = ketebalan fluida konveksi

k = difusi termal

$\nu$  = viskositas fluida

Untuk fluida dua dimensi dengan suatu permukaan yang bebas, konveksi akan terjadi pada  $R > 658$  dan sel konveksi akan mempunyai dimensi horizontal sekitar  $2\sqrt{2} d$ . Meskipun demikian untuk konveksi di dalam mantel dimana sel-sel yang berbentuk bola dilingkupi oleh lithosfer yang rigid,

bilangan Rayleigh-nya dapat meningkat hingga 2380 untuk terjadinya konveksi. Berdasarkan terjadinya Tabel 1 dimana harga untuk lapisan mantel atas, mantel bawah dan untuk seluruh mantel mempunyai harga yang lebih besar 2380, maka dimungkinkan konveksi terjadi dalam beberapa model.

Bilangan Raynold (Re) berfungsi untuk menilai sifat aliran dari fluida. Perumusan matematikanya ialah sebagai berikut

$$Re = \frac{vd}{\nu} \quad (3-2)$$

dimana Re = bilangan Raynold

$\nu$  = kecepatan aliran

$\nu$  = viskositas fluida

Bilangan Reynold berpengaruh pada bentuk aliran fluida. Jika Re dibawah harga  $9 \times 10^{20}$  maka alirannya berbentuk laminar, dan jika lebih tinggi dari angka tersebut maka bentuk aliran fluidanya turbulen. Bilangan T berpengaruh terhadap pola konveksi akibat rotasi bumi sedangkan bilangan N berpengaruh pada efisiensi konveksi. Tidak ada kemungkinan solusi yang pasti mengenai bentuk konveksi dalam mantel walaupun ada pendekatan solusi.

Bilangan Taylor (T) berfungsi untuk menilai efek rotasi bumi pada konveksi. Perumusan matematikanya adalah sebagai berikut :

$$T = \frac{2\omega d^2}{\nu} \quad (3-3)$$

dimana  $T$  = bilangan Taylor

$\omega$  = kecepatan sudut dari rotasi

$d$  = ketebalan fluida konveksi

$\nu$  = viskositas fluida

Jika harga  $T$  kecil, pengaruhnya tidak signifikan terhadap rotasi pada konveksi dan juga rotasi bumi tidak akan berpengaruh terhadap pola konveksi mantel.

Efisiensi dari konveksi diukur dengan Bilang Nussel ( $Nu$ ) yang didefinisikan sebagai ratio dari panas total yang ditransfer terhadap panas dipindahkan oleh konduktivitas termal. Elder (1965) dikutip Kearey dan Vine (1990, hal. 220) telah menghitung secara eksperimental hubungan antara  $Nu$  dan  $R$  dan didapatkan bahwa pada harga  $R$  mendekati batas konveksi  $Nu$ , panas yang sangat kecil dapat dipindahkan secara konveksi.

Kemungkinan bentuk lain dari konveksi di dalam mantel adalah berbentuk dua aliran konveksi yang dibatasi oleh zona transisi. Dalam model ini dianggap bahwa apabila pada zona tersebut terjadi perubahan komposisi kimia, maka arus konveksi yang ada dibagian atas zona transisi tidak mungkin menyeberang. Akibat sirkulasi konveksi ini, akan terbentuk pasangan sel sirkulasi dengan mentranspor panas melalui proses konduksi pada zona transisi. Dari data densitas dan inversi kecepatan, atom dalam mantel rata-rata menyeberang sepanjang zona transisi dengan perubahan fase yang sangat cepat. Perubahan fase berhubungan dengan



masalah pelepasan dan penyerapan kalor laten, sehingga terjadi reaksi eksoterm dan juga endoterm. Reaksi ini dapat menjadi penyebab gradien termal melintasi zona transisi sehingga temperatur di bawah mantel akan membutuhkan panas 100 sampai 150 lebih tinggi dari sebelumnya. Jika zona transisi tidak ada, maka tidak akan terjadi hal seperti yang disebutkan di atas.

Berdasarkan hasil penelitian telah terjadi pertumbuhan lapisan lithosfer samudera akibat subduksi pada daerah perbatasan zona transisi antara kedalaman 650 dan 700 km. Jika tidak ada fenomena lain yang bekerja, maka lapisan ini mungkin akan menyebabkan penghalang (barrier) sehingga sistem konveksi di mantel atas dan mantel bawah masing-masing akan terisolasi. Lapisan yang tumbuh dengan berjalannya waktu ini disebut megalith. Kenyataannya pada lapisan megalith ini terjadi penetrasi dan pertukaran materail antara mantel atas dan bawah. Jadi zona zona transisi ini mungkin bukan penghalang bagi terjadinya konveksi dalam mantel.

Pada saat ini terdapat dua model konveksi yang telah diusulkan yakni model klasik (mekanisme "mantle drag") yang menganggap bahwa batas atas sistem konveksi adalah asthenosfer bagian atas dan lempeng-lempeng digerakkan oleh sederetan viskous dari asthenosfer pada bagian bawahnya dan model "edge force" yang memodelkan lithosfer sebagai bagian atas dan batas lapisan dingin dari sel-sel

konveksi, sedangkan pergerakan lempeng terjadi karena adanya gaya-gaya pada sisi-sisinya.

### 3.5.1. Mekanisme "Mantle Drag".

"Mantle drag" atau sederetan mantel adalah mekanisme pertama yang diusulkan dalam menerangkan mekanisme gerak lempeng. Mekanisme ini menggambarkan pergerakan lempeng yang dihubungkan dengan sederetan viskous dengan mendesak bagian bawah lithosfer oleh pergerakan lateral dari sel-sel konveksi bagian atas mantel dan asthenosfer. Sel konveksi naik di bawah punggung samudera dan turun ke bawah palung, sementara itu sel konveksi tidak dijumpai di bawah kontinen. Mekanisme ini memperkirakan bahwa pada punggung samudera terjadi regangan dan pada palung terjadi kompresi.

Kontak antara mantel yang berkonveksi dan lithosfer berada pada zona kecepatan rendah dan asthenosfer bagian atas. Karena material pada zona ini mendekati titik lebur, maka zona kecepatan rendah dipastikan mempunyai viskositas yang rendah. Berdasarkan suatu penelitian telah dihitung bahwa untuk menggerakkan lithosfer pada kecepatan 40 mm/th, asthenosfer harus bergerak dengan kecepatan 200 mm\tn. Kecepatan ini terlalu tinggi untuk dapat diterima secara geologis karena sebelumnya telah diketahui bahwa gerakan pada hotspot sangat perlahan.

#### 4.5.2. Mekanisme "Edge Force".

Orowan (1965) dan Elsasser (1971) dikutip Kearey dan Vine (1990, hal. 224) menyatakan bahwa dalam mekanisme edge force ini lithosfer samudera merupakan bagian atas dari sistem konveksi dan lempeng-lempeng tersebut bergerak sebagai respon terhadap gaya-gaya yang bekerja pada pinggir-pinggirnya. Hanya sedikit presentasi dari energi yang tersedia di mantel yang dapat menggerakkan lempeng, akan tetapi fraksi ini cukup menghasilkan tenaga untuk menggerakkan lempeng. Energi ini digunakan oleh lithosfer untuk menggerakkan lempeng-lempeng dalam beberapa cara, antara lain :

- Gaya dorong punggung yang berasal dari ekspansi material panas asthenosfer yang diinjeksikan pada punggung samudera. Hal ini menghasilkan dorongan lateral pada akresi bagian belakang dari lithosfer samudera.
- Gaya tarik slab berasal dari bouyanci negatif slab pada palung dan dibantu oleh perubahan pisa yang mempengaruhi mineral-mineral pada slab pada tekanan yang meningkat. Gaya tarik slab ini mempunyai potensial kurang lebih empat kali gaya dorong punggung meskipun dalam prakteknya sebagian besar dari gaya tarik slab ini digunakan untuk mengatasi masuknya slab tersebut.

Mekanisme "edge force" dapat menjelaskan banyak kejadian-kejadian di bumi dengan lebih memuaskan dibandingkan dengan mekanisme "mantle drag", karena :

1. Mekanisme ini dapat diterima secara thermodinamis dan jauh lebih efektif dalam menerangkan proses perpindahan panas dalam mantel.
2. Mekanisme ini lebih sesuai dengan pola pengamatan tegangan antar lempeng.
3. Mekanisme ini bersesuaian dengan teori-teori pergerakan lempeng saat ini. Forsyth dan Uyeda (1975) dikutip Kearey dan Vine (1990, hal. 224) mengungkapkan bahwa :
  - (a) Kecepatan lempeng tidak bergantung pada daerah dimana lempeng tersebut berada. Jika kita masih mengacu pada "mantle drag", maka seretan dengan kecepatan terbesar akan terjadi pada daerah yang luas dimana "mantle drag" tersebut bekerja.
  - (b) Kecepatan pergerakan slab atau lempeng dekat slab akan lebih besar dibandingkan dengan kecepatan bagian lempeng lainnya.
  - (c) Gerak pada lempeng yang mengandung kerak benua yang lebih luas lebih lambat dibandingkan dengan lempeng yang mengandung kerak benua yang lebih kecil. Pada lempeng yang luas selain terjadi pergerakan yang normal juga terjadi perlambatan gerak.

## BAB IV

### SEESAR TRANSFORM

#### 4.1. Perbedaan Sesar Transform Dengan Sesar Mendatar.

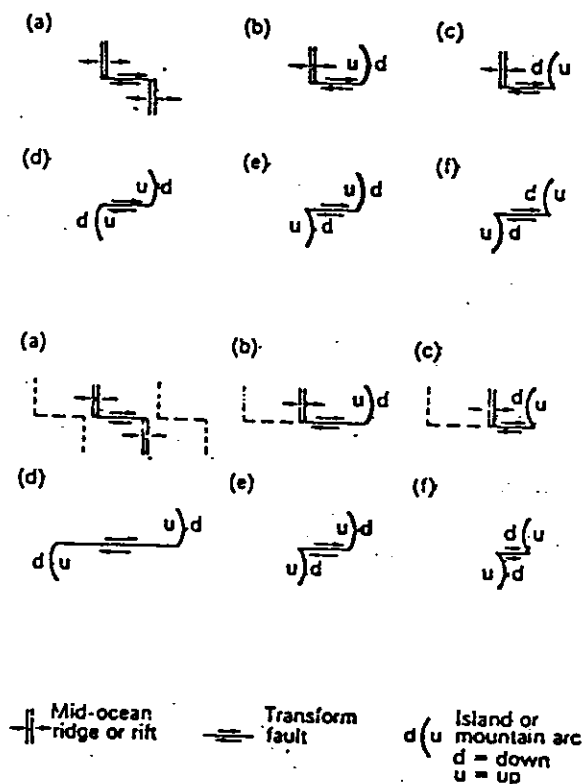
Kearey dan Vine (1990, hal.73) mengatakan bahwa teori tektonik lempeng dibangun oleh kombinasi konsep sesar transform dan hipotesis pemekaran samudera. Studi mendalam dari sesar transform samudera dan sesar transform benua merupakan dasar tektonik lempeng yang penting (Blackie dkk., 1988, hal.66). Jadi, pengetahuan tentang sesar transform penting untuk memahami konsep teori tektonik lempeng.

Ritsema (1973, hal. 24) mendefinisikan sesar transform sebagai garis gerak relatif sepanjang permukaan yang selalu berubah. Gerak relatif sepanjang garis sedikit mendatar dan sebagai konsekuensinya sesar transform hanya sebuah garis yang memberi arah terhadap gerak relatif diantara lempeng. Wilson (1965) dikutip Bott (1971, hal 210) menamakan sesar mendatar ini sebagai sesar transform. Selanjutnya sesar mendatar dalam skala besar dipercaya sebagai sebuah klasifikasi khusus yang disebut sesar transform (Ludman dkk., 1982, hal.388).

Konsep *transform* digunakan karena gerak dari lempeng selalu berubah pada bagian ujung yang aktif dari sesar (Hamlin, 1989, hal. 369). Bott (1971, hal. 210) mengatakan bahwa konsep sesar transform juga dapat menerangkan problem yang sudah lama berlangsung seperti bagaimana

mobil listrik (*mobile belt*) dapat dihentikan. Dasar pemikiran teori mobil listrik ini ialah bahwa bumi dianggap sebagai suatu benda yang dinamis, mengalami pendinginan konvektif yang dipermukaan terlihat sebagai perpindahan horizontal yang berkisar antara 1 - 10 cm/tahun. Meskipun menurut ukuran manusia kecepatan ini adalah sangat kecil, namun jikalau diintegrasikan dalam jutaan tahun dapat menghasilkan perubahan-perubahan besar dan pembagian benua dan samudera. Ini memberikan pemikiran baru tentang bagaimana menghubungkan teori mobil listrik dengan sesar transform kedalam sebuah kerangka interkoneksi yang membagi permukaan bumi kedalam deret lempeng tegar yang mengalami deformasi internal secara relatif. Menurut Bott, inilah ide dasar dari tektonik lempeng.

Wilson dikutip Bott (1971, hal. 211) mengelompokkan sesar transform ke dalam enam kelas dan bergantung pada tipe dan orientasi dari dua *mobile belt* yang saling bekerja sama. Tiga tipe yang mungkin dari pertemuan itu ialah (1) sebuah punggung samudera (2) sebuah kompresi utama yang dibatasi oleh sisi cekung dan (3) sebuah kompresi utama yang dibatasi oleh sisi cembung. Ke enam kelas dari sesar transform kelas dibedakan atas atas lateral kanan dan lateral kiri. Sesar transform yang dikelompokkan Wilson dapat dilihat pada Gambar 4.1.

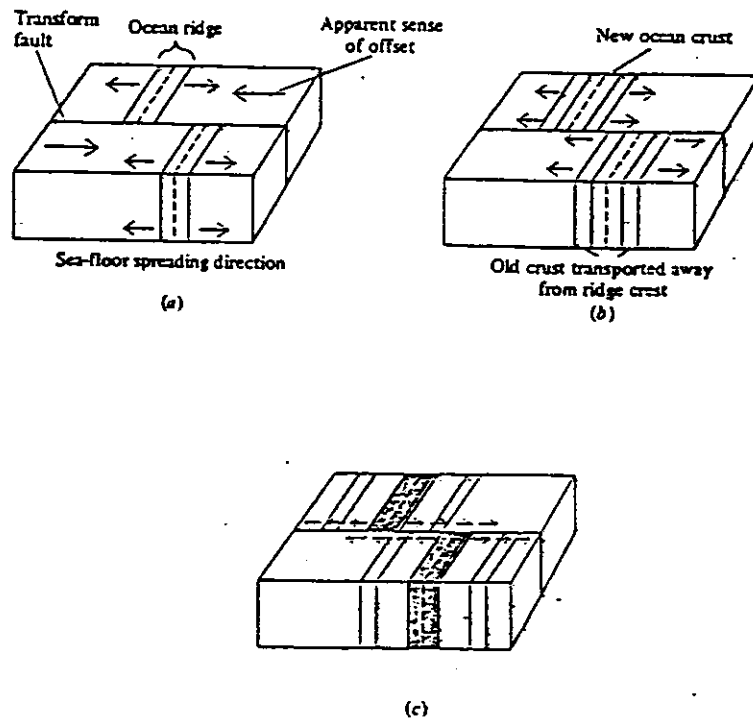


Gambar 4.1. Enam kemungkinan dari tipe sesar transform.

- (a). Punggung dengan punggung.  
 (b). Punggung dengan sisi cekung dari busur.  
 (c). Punggung dengan sisi cembung dari busur.  
 (d) sampai (f). Tiga kemungkinan tipe busur.  
 (Wilson, 1965, dikutip Bott, 1971, hal. 209)

Ludman dkk.(1976, hal. 389) mengatakan bahwa sesar transform dapat tampil sebagai sesar mendatar. Tetapi studi mendalam dari gerakan sesar transform menunjukkan bahwa sesar transform lebih kompleks dari sesar mendatar. Fakta-fakta dari gerakan blok yang berlawanan pada *srtike-sesar* didasarkan pada analisis gempa bumi yang menyebabkan timbulnya sesar. Bila sebuah sesar transform memisahkan dua buah segmen punggung, masing-masing mengalami celah dan secara esensial ada bagian yang slip.

Untuk memahami kompleksitas yang membedakan sesar transform dan sesar mendatar perlu menguji evolusi dari sesar transform yang memotong punggung tengah samudera (Ludman, dkk., 1976, hal. 389). Evolusi dari sesar transform dapat dilihat pada Gambar 4.2.



Gambar 4.2. Evolusi dari sesar transform.  
(Ludman dkk., 1982, hal. 389)

Pada titik putus, segmen punggung dipisahkan oleh beberapa jarak sepanjang sesar dan memberikan jejak dari puncak (offset) lateral kanan. Gambar 4.2(a) menunjukkan bahwa pemekaran lantai samudera dimulai sepanjang punggung samudera yang diskontinu. Gambar 4.2(b) menunjukkan pemekaran kontinu dimana kerak basaltik yang lebih tua



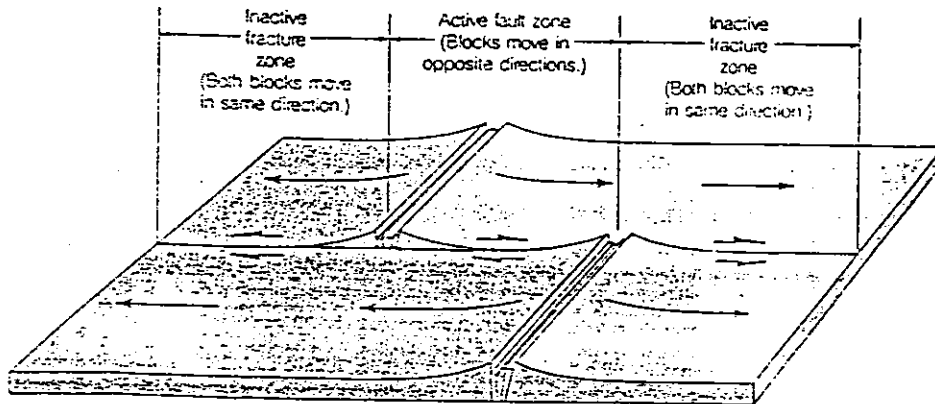
dibawa dari puncak punggung dan kerak basaltik yang baru terbentuk pada tempat itu. Gambar 4.2(c) menunjukkan pemekaran lantai samudera kontinu, tetapi puncak punggung tidak mengalami perubahan posisi terhadap yang lain. Tanda panah menunjukkan bahwa gerakan sesar diduga berlawanan diantara segmen punggung. Daerah dimana dua lempeng berselisih dan bergerak saling berlawanan disebut sesar transform.

Sesar mendatar dicirikan oleh pergeseran lempeng yang sejajar terhadap bidang datar dan tidak ada pergeseran naik atau turun sedangkan sesar transform dapat bergerak naik, turun atau sejajar dengan bidang datar. Jadi proses pergerakan naik-turun inilah yang membedakan sesar sesar transform dengan sesar mendatar.

#### 4.2. Proses Terbentuknya Sesar Transform.

Aktivitas gerakan batas lempeng dapat dikelompokkan atas tiga interaksi yaitu konvergen, divergen dan saling berpapasan. Menurut Hamblin (1989, hal. 369) sesar transform menghubungkan batas-batas lempeng konvergen dan divergen dalam berbagai kombinasi. Lempeng konvergen ialah tempat tekanan dimana dua lempeng saling bertumbukan sedangkan batas lempeng divergen ialah tempat regangan dimana dua lempeng bergerak saling menjauh (Ludman dkk., 1982, hal. 474). Batas-batas lempeng yang bergerak saling berpapasan pada lantai samudera di batasi oleh sesar transform. Daerah ini merupakan daerah ekstensi yang

memungkinkan terbentuknya sesar transform. Gerakan lempeng pada sesar transform dapat dilihat pada Gambar 4.3.

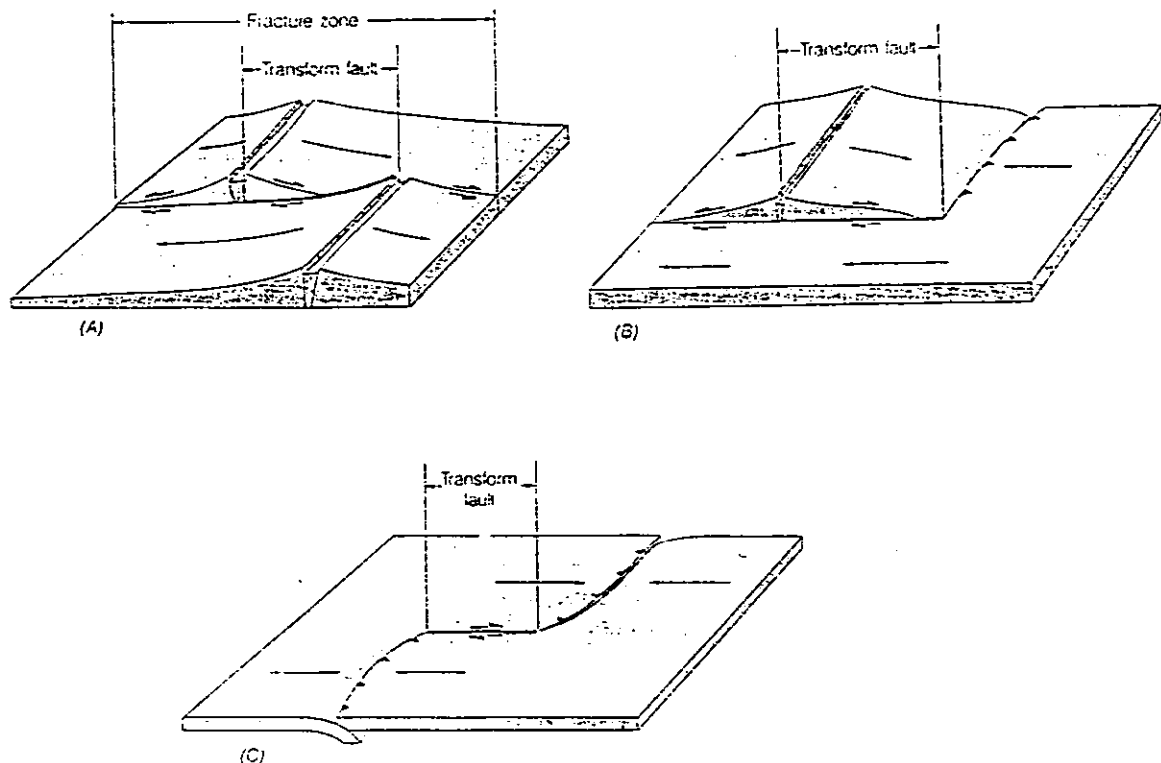


Gambar 4.3. Gerak relatif lempeng pada sesar transform punggung-punggung (Hamblin, 1989, hal. 370).

Gambar 4.3 di atas memperlihatkan gerakan relatif dari lempeng pada sesar transform yang berubah sepanjang zona rekahan. Lempeng bergerak dari punggung tetapi gerak relatif antara lempeng sepanjang sesar transform bergantung pada posisi pusat pemekaran. Gerakan lempeng dalam arah berlawanan merupakan zona sesar aktif dan daerah ini merupakan lokasi dari sesar transform. Gerakan lempeng dalam arah yang sama merupakan zona rekahan tidak aktif.

Tipe sesar transform yang paling banyak ditemukan dipermukaan bumi ialah tipe punggung-punggung (Condie, 1976, hal. 124) dan yang paling sedikit ialah sesar transform yang berakhir pada palung (Hobbs dkk., 1976,

hal. 446). Ketiga jenis sesar transform di atas dapat dilihat pada Gambar 4.4.



Gambar 4.4. Tipe-tipe sesar transform.  
 (a). Punggung-punggung.  
 (b). Punggung-palung.  
 (c). Palung-palung.  
 (Hamblin, 1989, hal. 369)

Pada beberapa tempat kecenderungan dari sesar transform sejajar terhadap arah gerak relatif diantara lempeng. Karakteristik ini cukup membantu dalam menentukan arah dari gerak lempeng.

Keberadaan sesar transform adalah konsekuensi dari teori pemekaran rantai samudera. Jika teori ini benar diharapkan aktivitas gempa bumi besar akan terkonsentrasi pada lempeng yang mengalami kontak dengan yang lainnya.

1950  
1951  
1952  
1953  
1954  
1955  
1956  
1957  
1958  
1959  
1960  
1961  
1962  
1963  
1964  
1965  
1966  
1967  
1968  
1969  
1970  
1971  
1972  
1973  
1974  
1975  
1976  
1977  
1978  
1979  
1980  
1981  
1982  
1983  
1984  
1985  
1986  
1987  
1988  
1989  
1990  
1991  
1992  
1993  
1994  
1995  
1996  
1997  
1998  
1999  
2000  
2001  
2002  
2003  
2004  
2005  
2006  
2007  
2008  
2009  
2010  
2011  
2012  
2013  
2014  
2015  
2016  
2017  
2018  
2019  
2020  
2021  
2022  
2023  
2024  
2025

Studi seismisitas dan mekanisme focal mendukung ide bahwa punggung samudera adalah perluasan rekahan dimana kerak baru terbentuk. Dalam hal ini zona rekahan adalah sesar transform yang berhubungan dengan pemekaran lantai samudera.

#### 4.3. Contoh-contoh Sesar Transform

Seperti yang telah dijelaskan di muka, sesar transform dapat dibedakan atas sesar transform punggung-punggung, punggung-palung dan palung-palung. Sesar transform punggung-punggung terdapat pada daerah "*the Easter Island*" dan "*Romanche Fracture Zona*". Condie (1971, hal. 124) mengatakan bahwa kebanyakan panjang sesar transform punggung-punggung konstan terhadap waktu sedangkan panjang sesar transform punggung-palung dan palung-palung berubah terhadap waktu. "*The Alpine Transform Fault*" di New Zealand adalah salah satu contoh sesar transform yang panjangnya selalu berubah terhadap waktu.

Contoh lain dari sesar transform menurut Bott (1971, hal. 211) ialah :

- (1) zona rekahan dari "*the Eastern Pacific Ocean*",
- (2) "*the Andreas Fault*" mulai dari ujung "*the East Pacific Rise*" di "*the Gulf of California*" sampai "*the Short Juan de Fuca Ridge off Vancouver Island*"
- (3) "*the Owen Fracture Zone the India Ocean*" menghubungkan ujung "*the Carlsberg Ridge*" sampai "*the Himalaya*", dan

(4) "*the Dead Sea Rift*" yaitu zona sesar transform yang menghubungkan ujung utara-barat Laut Merah sampai pegunungan Taurus.

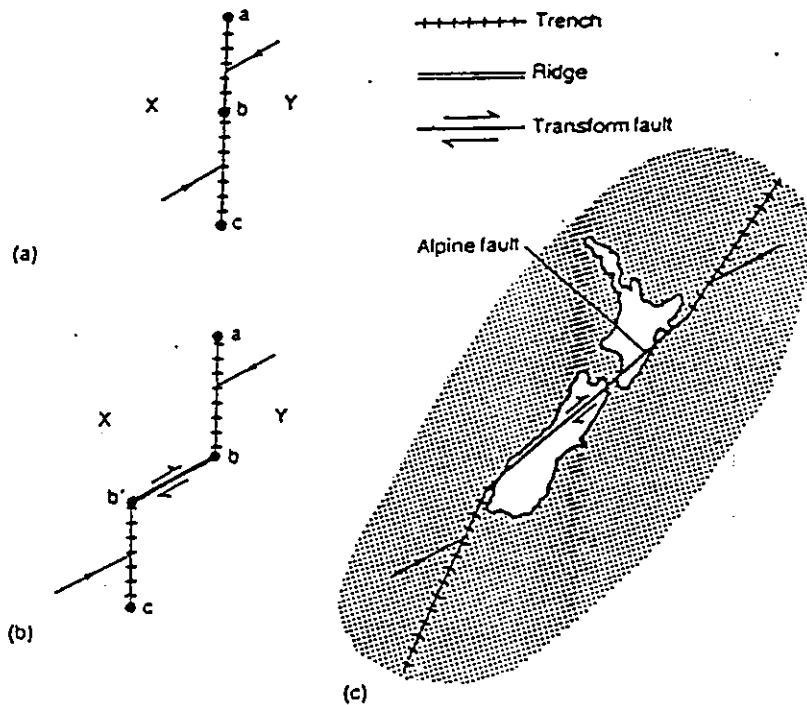
#### 4.4. Tripel Junction

Berdasarkan teori tektonik lempeng, lithosfer terpecah-pecah menjadi blok-blok lempeng yang satu sama lain saling berinteraksi. Batas antara blok-blok lempeng tersebut adalah punggung (R), palung (T) dan sesar transform (F). Titik dimana tiga buah lempeng bertemu disebut tripel junction. Dari pertemuan ketiga batas lempeng di atas membentuk 10 tipe tripel junction yakni : RRR, TTT, FFF, RRT, RRF, TTR, TTF, FFR, dan FFT.

#### 4.4.4. Kestabilan Batas Lempeng Pada Tripel Junction.

McKenzie dan Morgan (1969) dikutip Seyfert (1987, hal. 810) membedakan tripel junction atas yang stabil dan yang tidak stabil. Stabilitas batas-batas lempeng tergantung pada vektor-vektor kecepatan relatif dari lempeng. Jika sebuah batas tidak stabil, maka ketidakstabilan tersebut akan terjadi hanya sesaat dan dengan segera akan berpindah menjadi konfigurasi yang stabil.

Pada Gambar 4.5(a) memperlihatkan sebuah batas dua buah lempeng yang tidak stabil, dimana lempeng X menunjam ke bawah lempeng Y pada garis bc dengan arah utara-timur (NE) dan lempeng Y menunjam ke bawah lempeng X pada garis ab dengan arah selatan-barat (SW). Batas antara lempeng



Gambar 4.5. (a), (b) Evolusi yang terjadi di palung. (c). Terbentuknya sesar Alpine di New Zealand (McKenzie dan Morgan, 1969, dikutip Kearey dan Vine, 1990, hal. 129)

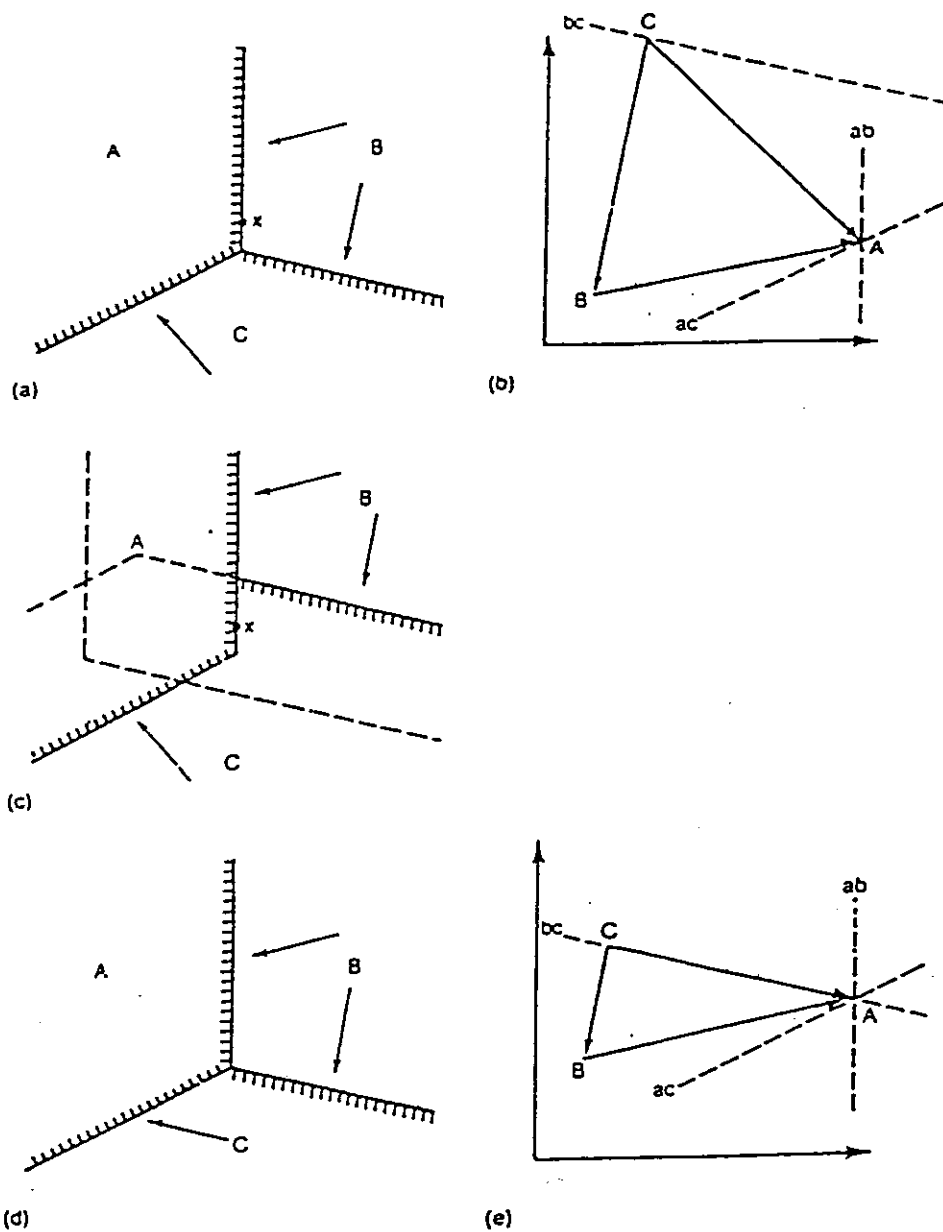
tersebut ternyata tidak stabil karena palung dapat mengkonsumsi ke dalam satu arah saja. Oleh karena itu, untuk mengakomodasikan gerakan-gerakan tersebut, maka sebuah sesar transform dextral (menganan) akan terbentuk di titik B {lihat Gambar 4.5(b)}.

Kejadian semacam ini terjadi pada pengembangan sesar Alpine di New Zealand {Gambar 4.5(c)}, yang merupakan sesar transform dextral yang menghubungkan Palung Tonga-Kermadec. McKenzie dan Morgan dikutip Kearey dan Vine

(1990, hal. 130) mengatakan bagian utara dari sesar ini terdapat lithosfer Pasifik yang menunjam dalam arah selatan-barat (SW) ke palung, sedangkan bagian selatan New Zealand terdapat Laut Tasman yang dikonsumsi oleh palung dalam arah utara-timur (NE).

Pada Gambar 4.6. memperlihatkan bagaimana triple junction yang tidak stabil dapat berkembang menjadi sistem yang stabil, serta bagaimana evolusi tersebut menghasilkan perubahan arah gerakan. Pada Gambar 4.6(b) terlihat bahwa garis-garis kecepatan yang merepresentasikan palung-palung tidak bertemu pada satu titik. Pada saat sistem tersebut berkembang menjadi konfigurasi yang stabil {Gambar 4.6(c)} triple junction yang baru bergerak ke arah utara sepanjang palung AB. Garis putus-putus memperlihatkan dimana lempeng B dan C berada jika lempeng-lempeng tersebut tidak tersubduksi. Titik X menjalani perubahan pergerakan relatif pada saat dilalui oleh triple junction. Supaya stabil, maka konfigurasi lempeng-lempeng yang terlihat pada Gambar 4.6(a) harus berubah menjadi konfigurasi seperti yang terlihat pada Gambar 4.6(d) dimana jika diplot dalam kawasan kecepatan, garis-garis kecepatan bertemu pada satu titik.





Gambar 4.6. Proses perubahan triple junction yang tidak stabil menjadi triple junction yang stabil (McKenzie dan Morgan, 1969, dikutip Kearey dan Vine, 1990, hal. 129).

Kecepatan relatif masing-masing lempeng pada titik triple junction yang stabil selalu menuju kondisi setimbang sehingga memenuhi hubungan :

$$v_{AB} + v_{BC} + v_{CA} = 0$$

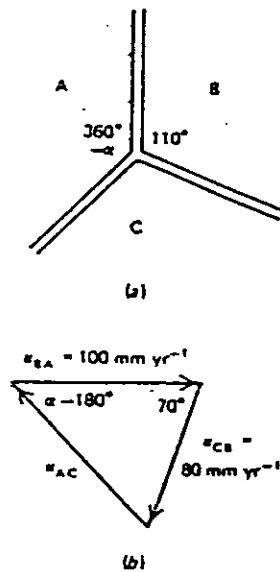
dimana  $v_{AB}$  = kecepatan lempeng B relatif terhadap A

$v_{BC}$  = kecepatan lempeng C relatif terhadap B

$v_{CA}$  = kecepatan lempeng A relatif terhadap C

Untuk menghitung kecepatan relatif suatu lempeng perlu diketahui kecepatan relatif dua lempeng lain serta arah gerakannya. Kecepatan relatif sebuah lempeng pada tripel junction dihitung dengan menggunakan dalil Cosinus sedangkan arah gerakannya dapat dihitung dengan menggunakan dalil Sinus.

Sebagai ilustrasi, misalkan lempeng A bergerak relatif terhadap lempeng B dengan kecepatan 100 mm/tahun dan lempeng B bergerak relatif terhadap lempeng C dengan kecepatan 80 mm/tahun pada suatu tripel junction RRR (lihat Gambar 4.7). Kita berasumsi bahwa arah gerak lempeng tegak lurus terhadap garis batas antara kedua punggung. Punggung antara lempeng A dan lempeng B berada pada azimuth  $0^{\circ}$  dan punggung antara lempeng B dan lempeng C berada pada azimuth  $110^{\circ}$ . Secara vektor gerak ketiga lempeng di atas dilukiskan dalam sebuah segitiga seperti yang ditunjukkan Gambar 4.7b. Kecepatan relatif relatif



Gambar 4.7 (a). Skema tripel junction RRR dari lempeng A, B, dan C. (b). Vektor kecepatan relatif antara lempeng (Turcotte dan Schubert, 1982, hal. 34).

lempeng C terhadap lempeng A dapat ditentukan dengan menggunakan rumus :

$$\begin{aligned}
 v_{CA} &= \sqrt{v_{AB}^2 + v_{CB}^2 - 2 v_{AB} v_{CB} \cos 70} \\
 &= \sqrt{100^2 + 80^2 - 2 \times 100 \times 80 \cos 70} \\
 &= 104 \text{ mm/tahun}
 \end{aligned}$$

Azimut antara punggung lempeng A dan lempeng C dapat dicari dengan menggunakan rumus :

$$\begin{aligned}
 \frac{v_{CA}}{\sin 70} &= \frac{v_{BC}}{\sin(\alpha - 180)} \\
 \frac{104,5}{\sin 70} &= \frac{80}{\sin(\alpha - 180)} \\
 \alpha &= 226
 \end{aligned}$$

Berdasarkan data-data diatas dapat ditentukan kecepatan relatif lempeng A terhadap lempeng B sebesar 104,5 mm/th dengan arah kecepatan  $316^{\circ}$  dihitung dari arah utara.

#### 4.4.2. Tripel Junction Pada Ujung Pemekaran Punggung.

Pemekaran punggung samudera yang terdapat pada tengah-tengah punggung samudera dapat berupa sesar transform atau tripel junction. Karena lempeng berotasi pada kutub pemekaran, maka pemekaran punggung tidak akan lebih  $180^{\circ}$  busur lingkaran. Oleh karena itu jika ada punggung mengalami pemekaran lebih dari  $180^{\circ}$  busur lingkaran maka punggung mesti dibentuk oleh dua bagian punggung yang terpisah, masing-masing punggung akan membentuk tripel junction RRT.

Pada saat ini, terdapat enam pemekaran punggung utama pada permukaan bumi (Seyfert, 1987, hal. 811). Dari ke enam pemekaran utama tersebut membentuk 12 buah tripel junction yang terdiri dari 5 buah tripel junction RRF, 3 buah tripel junction RRR, 2 buah tripel junction RRT dan 1 buah tripel junction RTF. Pemekaran punggung yang berakhir pada tripel junction RRF terdapat pada ujung utara-barat Punggung Laut India, ujung utara Punggung Tengah Atlantik, ujung selatan-barat Punggung Pasifik-Antartik dan masing-masing ujung dari Pegunungan Chili. Pemekaran punggung yang berakhir pada tripel junction RRR terdapat pada ujung utara-timur Punggung India Selatan-Barat, ujung selatan Punggung Tengah Atlantik dan ujung barat dari

Punggung Galapagos. Pemekaran punggung yang berakhir pada tripel junction RRT terdapat pada ujung selatan-barat Punggung Tengah India dan ujung selatan-barat Pegunungan Pasifik Timur. Sedangkan pemekaran punggung yang berakhir pada tripel junction RTF terdapat pada ujung utara Punggung Gorda.

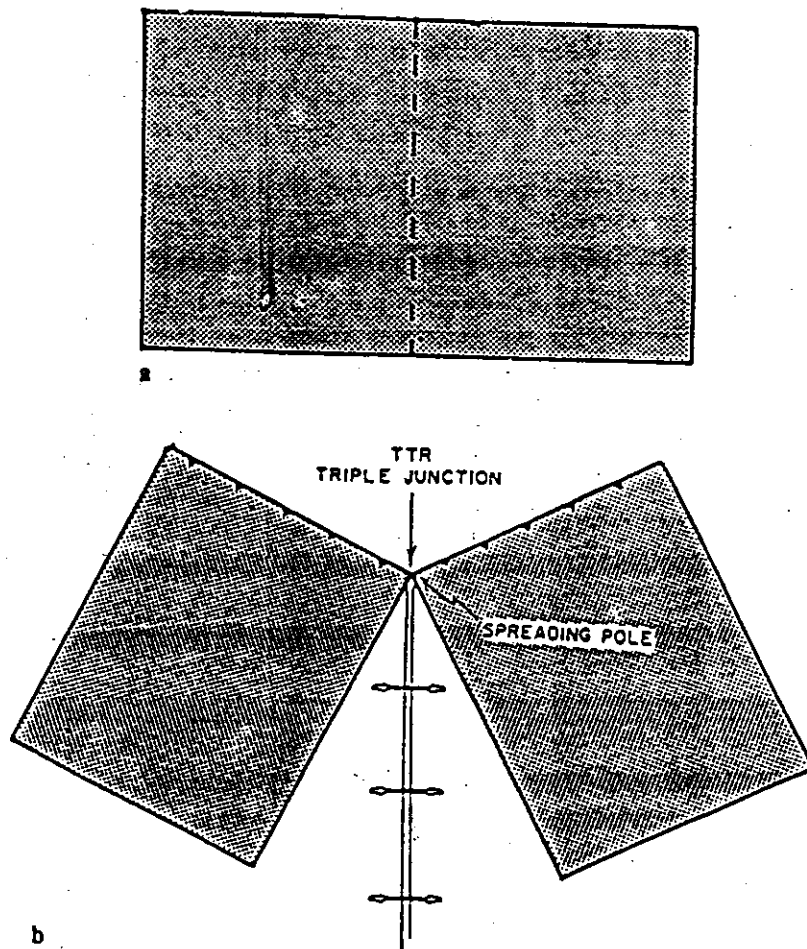
Tripel junction yang dibicarakan disini aktif setiap saat. Bagaimanapun ada bukti-bukti yang mendukung keberadaan tripel junction. Anomali magnetik pada utara Pasifik dan selatan "*Aleutian Arc*" menunjukkan sebuah perubahan signifikan dari arah tripel junction. Daerah ini dikenal sebagai "*the Great Magnetic Bight*".

#### 4.4.3. Tripel Junction Pada Ujung Palung.

Beberapa tripel junction yang dihasilkan oleh pertemuan ujung palung ialah TTT, TTF, TTR dan TTR. Pemekaran yang berakhir pada tripel junction TTT terdapat pada masing-masing ujung utara dan selatan dari Palung Mariana. Pemekaran yang berakhir pada tripel junction FFT terdapat pada ujung selatan Punggung Gorda merupakan akhir dari sesar transform. Sesar transform ini menginterseksi ke dalam masing-masing Sesar San Andreas dan sebuah teluk pada tepi barat Amerika Utara. Pemekaran yang berakhir pada tripel junction TTF terdapat pada ujung selatan Punggung Gorda.

Kutub pemekaran sering terbentuk pada atau dekat mata benua. Jika palung mengembang sepanjang mata utama dari

dua benua dibentuk oleh fragmentasi dari benua tunggal, maka tripel junction akan mengembang pada kutub pemekaran. Tidak diketahui apakah tripel junction jenis ini aktif setiap saat. Ekspansi tripel junction TTR pada kutub pemekaran dapat dilihat pada Gambar 4.8.



Gambar 4.8. Ekspansi tripel junction TTR pada kutub pemekaran (Seyfert, 1987, hal. 815).

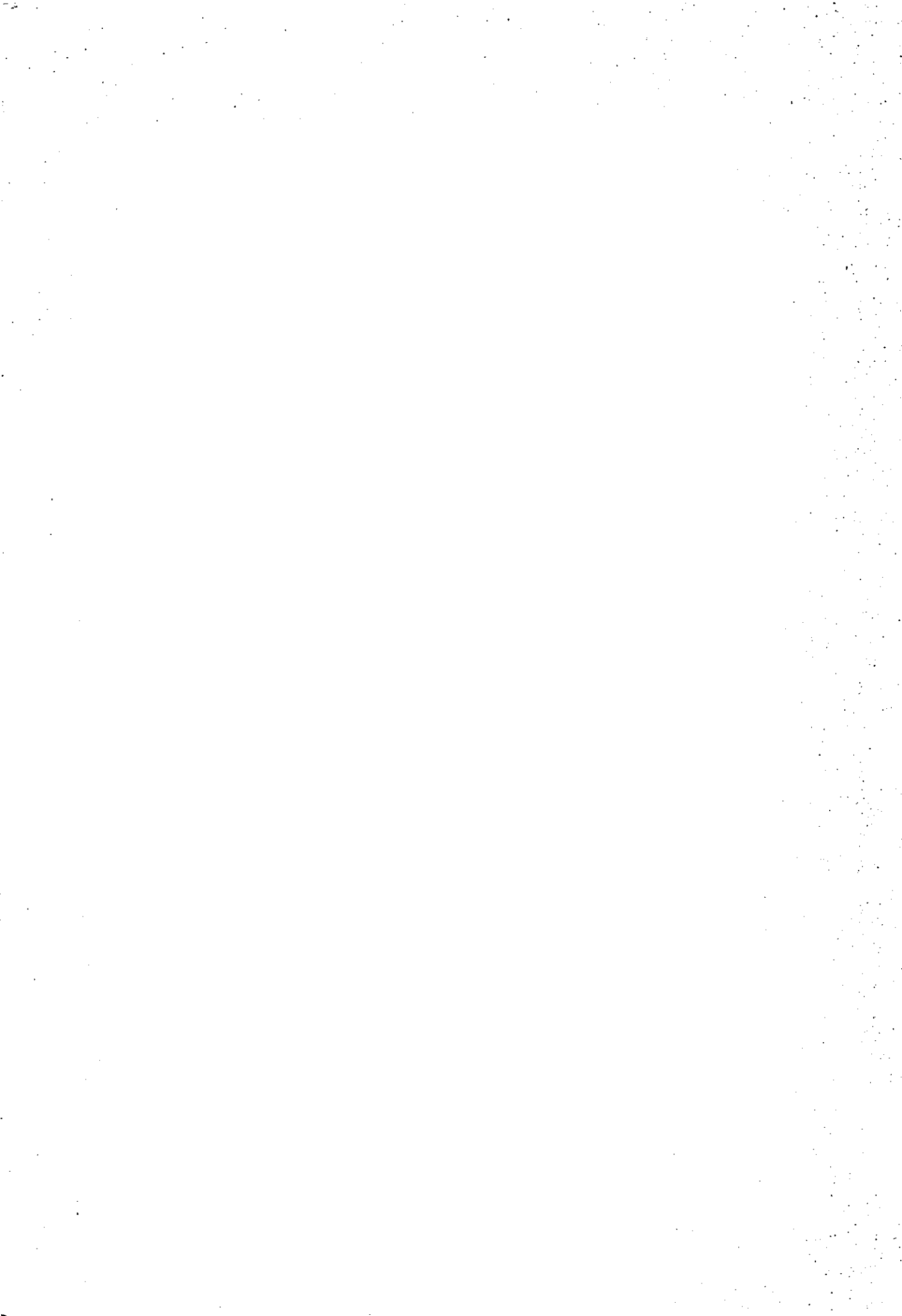
Gambar 4.8(a) menunjukkan benua tunggal sebelum mengalami pemisahan dimana sisi sepanjang punggung akan mengembang.

Gambar 4.8(b) menunjukkan daerah subduksi mengembang pada mata utama dari benua yang memisah menjadi dua bagian.

#### 4.4.4. Tripel Junction Pada Ujung Sesar Transform.

Tripel junction yang berakhir pada ujung sesar transform (tripel junction RTF) terdapat pada pertemuan Sesar San Andreas, Teluk Amerika Tengah dan Pegunungan Pasifik Timur. Kebanyakan para peneliti lebih banyak menemukan lokasi tripel junction RTF di muara dari pada teluk.

Di Indonesia, tripel junction terdapat pada daerah sekitar Laut Banda. Sayangnya sampai saat ini mekanisme tripel junction di Laut Banda belum dapat ditentukan dan masih menjadi bahan pembicaraan para ahli kebumihan karena struktur geologinya sangat kompleks.





## BAB V

### KESIMPULAN

Teori tektonik lempeng sebenarnya merupakan jalinan dari teori hanyutan benua, teori pemekaran lantai samudera dan teori sesar transform. Teori hanyutan benua menyatakan bahwa benua-benua yang ada sekarang diyakini berasal dari satu super kontinen yang disebut Pangaea. Karena adanya arus konveksi didalam bumi, super kontinen pecah menjadi lempeng-lempeng yang lebih kecil sehingga membentuk benua-benua yang ada seperti sekarang. Teori pemekaran lantai samudera menyatakan bahwa lantai samudera terbentuk dari magma yang keluar pada punggung tengah samudera. Lantai samudera ini menyebar dari punggung ke dua arah dan menyusup kembali ke dalam mantel melalui palung. Sedangkan sesar merupakan bukti adanya pergerakan lempeng samudera yang saling berpapasan. Jika tidak ada pergerakan lempeng samudera tentu tidak akan ada sesar transform. Jadi keberadaan sesar transform mendukung teori hanyutan benua dan teori pemekaran lantai samudera.

## DAFTAR PUSTAKA

- Blackie, 1988, *Geological Structures and Moving Plates*, Published in the USA by Chapman and Hall, New York.
- Bott, M.P.H., 1971, *The Interior of The Earth*, Edward Arnold, London.
- Condie, K.C., 1976, *Plate Tectonics & Crustal Evolution*, Pergamon Press, New York.
- Hamblin, W.K., 1989, *The Earth's Dynamic System : A textbooks in Physical Geology*, Fifth Edition, Macmillan Publishing Company, New York.
- Hoobs, B.E., W.D. Means, and F. Williams, 1976, *An Outline of Struktural Geology*, John Wiley & Sons, Singapore.
- Ludman, A., and N.K. Coch, 1982, *Physical Geology*, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Prasetiyo, H., dan K. Hardjawidjaksana, 1988, *Diktat Kuliah Geotektonik*, STMII, Bandung.
- Ritsema, A.R., 1973, *Plate Tektonics*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Seyvert, C.K., 1987, *The Encyclopedia of Struktural Geology & Plate Tektonics*, Volume 12, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Suppe, J., 19.., *Principles of Struktural Geology*, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffts.
- Turcotte, D.L., dan G. Schubert, 1982, *Geodynamics : Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley & Sons, Singapore.
- Vine, F.J., dan P. Kearey, 1990, *Global Tectonics*, Blackwell Scientific Publications, Oxford.