

Levha - Ortası Tektoniği^(*)

D. L. TURCOTTE

Department of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, New York, ABD.

E. R. OXBURGH

Department of Geology and Mineralogy, University of Oxford, İngiltere.

Açıklanması gereken bir çok levha-ortası tektoniği örneği vardır. Okyanus adaları zincirleri, kıtasal graben ve rift kuyukları, ve levhanın kıtasal alanlarından okyanusal bölümlerine geçen şekiller özellikle önemlidir. Yazarlar, bu özelliklerin, çekme-gerilimi stresleri nedeniyle oluşan kabuksal genişlemenin sonucu olduğunu ileri sürmektedirler. Bu stresler, taşıyıcının soğuması nedeniyle oluşan ısısal stresler, eğrilik yarıçaplarındaki değişiklikler nedeniyle oluşan zar (membrane) stresleri, ya da her iki stresin karışık düzenlenmesi olan streslerdir.

Levha tektoniği kuramı sismisite, volkanizma ve etkin dağ oluşumunun pek çoğunun yerini ve nedenini açıklamaktadır (Isacks, Oliver ve Sykes, 1968). Bu olguların tümü de levha kenarları ile ilişkilidir. Bu yerler, levhaların oluşmakta oldukları okyanus ortası sırtları, levhaların mantoya battığı okyanus hendekleri, kıtasal çarpışma kuşakları, ve levhalar arasındaki yanıl deviniminin olduğu büyük fay kuşaklarıdır.

Bununla birlikte, bazı kural dışı durumlar da vardır. Tektonik etkinlikler levha kenarlarından uzakta da oluşabilmektedir. Örneğin Hawaii Adaları'ndaki yaygın volkanizma, en büyük levhalardan birinin merkezine yakın bir yerde bir dağ sırası ortaya çıkarmıştır. Hawaii zincirindeki volkanizmanın yaşı, günümüz volkanizmasından uzaklaştıkça dizgesel olarak artar. Böylesi 'Levha-ortası' tektonik olaylar, New Madrid (Missouri) yakınında odaklanmış son derece etkin sismik ku-

şakda olduğu gibi, kıtasal bölgelerde de bulunabilir. Bu sismik kuşak, Quebec'in doğusundan gelen sismisite ve tektonik etkinlik kuşağının son bölümü olarak görünür. St Lawrence Irmağı Konyağı'nın gelişmesi ile ilişkili olarak düşünülmektedir (Kumarapeli ve Saull, 1966).

Kor Noktalar ve Sorguçlar

Wilson (1963), Hawaii'nin ada volkanizmasını magmanın üst mantodaki hemen hemen durağan 'kor nokta'dan çıkışına bağlamaktadır. Pasifik levhasının bu magma kaynağı üstündeki devinimi, ada zincirinin oluşmasıyla sonuçlanmıştır. Bu kuramın uyarlamasını McDougall (1971) yapmıştır.

Morgan (1971; 1972) kör nokta kuramını daha da geliştirmiştir. Görünür kor noktaların pek çoğunu saptamış ve magma kaynağını, alt mantodan yükselen katı durumdaki konvektif sorguçlara (plume) bağlamıştır. Sorguçların Yeryuvarı'nın dönme eksenine göre durağan olduklarını varsayarak, Morgan Pasifik levhasının kesin devinimini ortaya çıkarmak için ada zincirlerinin yer ve yaşını kullanmıştır. Bu varsayım için önerilen tek gerçek irdeleme, kor noktaların, ya da sorguçların, dönme eksenine göre durağan olduklarını kanıtlamaktır. Morgan (baskıda), sorguçların 0.5 ile 1 cm/yıl arasında değişen hızlarla göç ettiklerini dikkate almaksızın, bu irdelemenin yapılamayacağını düşünmektedir. McElhinny (1973) ise, durağan kor nokta varsayımının geçerliliğine kuşku ile bakmaktadır.

(*) D. L., Turcotte ve E. R. Oxburgh'un 'Nature, 1973, 244, 337-339'daki 'Mid-plate tectonics' adlı yazısından M. Yılmaz Katı (MTA, Temel Araştırmalar Dairesi) tarafından türkçeleştirilmiştir.

Yenilme ve Kırılma

Taşıyuvarı içinde yayılan ve yayılırken de volkanik etkinliğe yol açan çekme-gerilimi kırılması, Hawaii zincirinin kökeni için diğer bir varsayımı oluşturmaktadır (Betz ve Hess, 1942; Green, 1971). Hawaii Adaları'nda çekme-gerilimi kırıkları vardır; kalkan volkanları 'en-echelon' kırıklar boyunca yerleşmiş olarak görünür (şekil 1 a) (Jackson, Silver ve Dalrymple, 1972). Elâstik katıların plâstik yenilmesi (yield) ve kırılması kuramı açısından bu yapıyı incelemek için, yazarlar, çekme-gerilimine uğrayan taşıyuvanın bozulma biçimini göz önüne almaktadırlar. Yazarlar, gevrek kırılmanın, hidrostatik basıncın düşük olduğu Yeryuvarı'nın yüzeyine yakın yerlerde oluşacağını, plâstik yenilmenin ise, hidrostatik basıncın yenilme streslerinden yüksek olduğu derin yerlerde oluşacağını düşünmektedirler. Levha bütünlüğünün korunması için, plâstik yenilmenin yüzeydeki kırılma ile aynı zamanda oluşması gerekir. Taşıyuvanın plâstik olarak yenileceği koşullar, Bijlaard (1935) tarafından ortaya konmuştur (bak, Nadai, 1950). Mises-Hencky-Huber yenilme dayanıklılığı ölçütünün uygulanabileceğini düşünerek Bijlaard, çekme-gerilimine uğrayan levhanın $\beta = 35^\circ$ açısı ile plâstik olarak yenileceğini göstermiştir (şekil 1 b).

Gevrek kırılmanın yüzeye yakın düzeni (pattern) kuramsal yoldan önceden kestirilememektedir. Kıtasal bölgelerde, çekme-gerilimi kırılmasının sonucunun graben yapısı olduğuna ilişkin kanıtlar vardır. Ren grabenindeki çalışmalar (Illies, 1970), düşen orta bloğun $60^\circ-65^\circ$ eğimli normal faylarla sınırlandırıldığını ortaya koymaktadır. İç sürtünme katsayısı 0.58 - 0.84 olarak alınrsa, bu sonuç Coulomb-Navier'in kırılma kuramı ile uyusmaktadır.

Okyanusal alanlardaki çekme-gerilimi kırılmasının biçimi, kıtasal alanlardakinden, kesinlikle, değişiktir. Hawaii Adaları'ndaki graben yapılarına değgin az veri vardır. Burada, kalkan volkanlarının, açılan ve magma ile dolan 'en-echelon' kırıklar boyunca uzandıkları görülmektedir. Aradaki farkın nedeni, okyanusal alanlarda enzyuvardan daha çok magmanın çıkabilmesi olabilir. Yazarlar, çekme-gerilimi altındaki okyanusal taşıyuvanın, $\beta = 45^\circ$ açılı en büyük makaslama stresinin doğrultusunda kırıldığını düşünmektedirler (şekil 1 b). Coulomb-Navier kuramı gereğince, bu durum, sıfır iç sürtünmeye karşılık gelir. Belirli biçim bozulması olduğunda, bu kırıklar açılır ve magma ile dolar. Oluşan 45° eğimli gevrek kırıklar düzeni ve 35° eğimli plâstik akma kuşağı, Hawaii Adaları'ndaki yapıya benzer (şekil 1 a). Hawaii Adaları'nın genel uzanımı, enlem çizgileri ile 22° lik bir açı yaptığına göre, çekme-gerilimi stresinin tahmini yönü $K 13^\circ E$ dir.

Manto kor noktasının ya da magma kaynağının, düzenli çekme-gerilimi kırıkları içinde nasıl oluştuğunu anlamak kolay değildir. Yersel ısınma, Taşıyuvarı'nın ısıl genişlemesine neden olarak sıkışmaya öncülük eder. Sorguçla gelişen makaslama streslerinin, Taşıyuvarı'nın tabanında etkin olmaları olanaklıdır, ancak bunların, gözlenen şekilleri nasıl oluşturduğu belli değildir. Hawaii Adaları'nın oluşumundan sorumlu görünen çekme-gerilimi streslerinin olası kaynakları nelerdir?

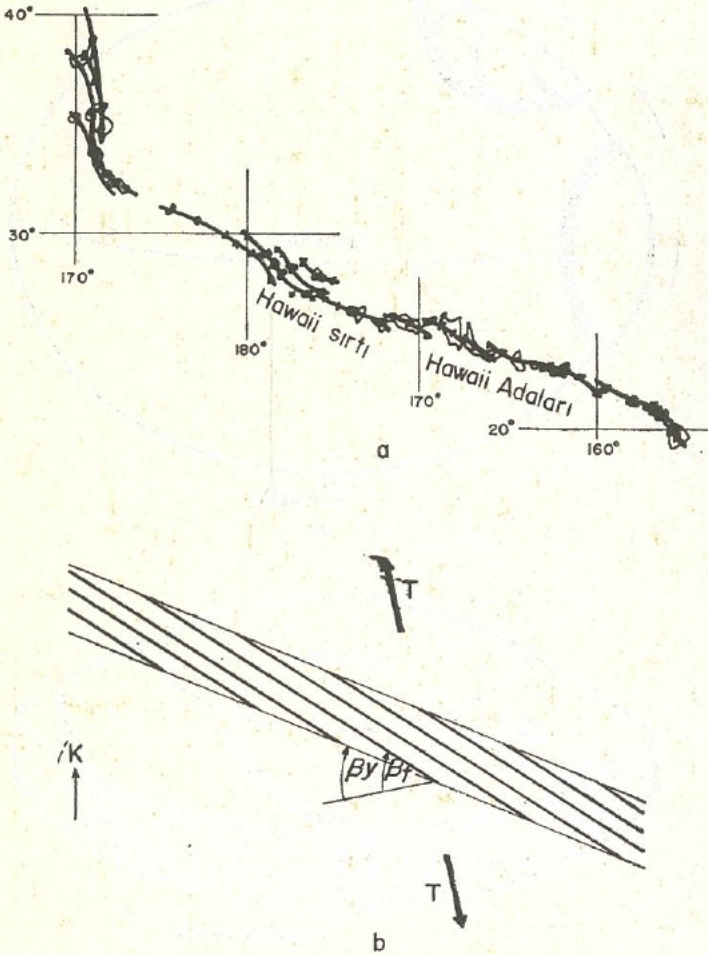
Isısal Stresler

Taşıyuvarı, manto kayasının soğumasıyla okyanus sırtı yöresinde oluşmaktadır. Taşıyuvarı, gelişen akıntılar yardımıyla sırttan uzaklaştıkça giderek soğur; bununla birlikte taşıyuvanın kalınlığı da artar. Taşıyuvanın alt sınırı T_y eşısal düzeyi olarak tanımlanabilmektedir; T_y den daha düşük sıcaklıklarda, yenilme streslerinin altındaki streslerde, jeolojik zaman boyunca manto kayaları önemli biçim bozulmasına uğramışlardır.

Tekdüze bir soğuma göstermeyen elâstik levha ısısal streslere uğrar. Yazarlar, okyanus sırtından uzaklaştıkça soğuyan bir taşıyuvarı düşünerek, y doğrultusu olarak sırt eksenine dik doğrultuyu, x doğrultusu olarak sırt eksenine dik doğrultuyu, ve z doğrultusu olarak yüzeye dik doğrultuyu almışlardır (şekil 2). Yazarlar, y doğrultusundaki biçim bozulmasının, Boley ve Weiner (1960)'in verdiği ısısal stresler için, sıfır olduğunu düşünerek:

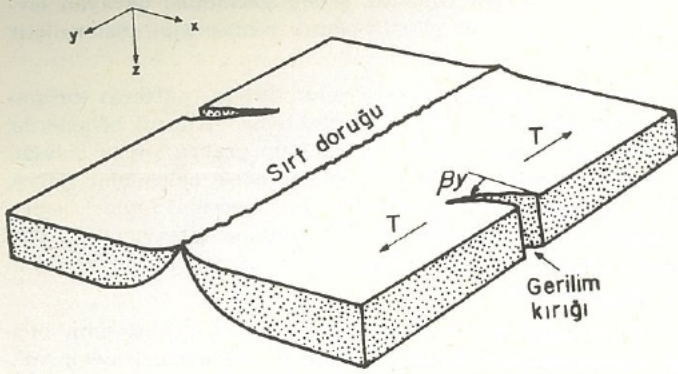
$$(\sigma_{yy}) = \alpha E(T_y - T_0) \quad (1)$$

Bu formülde, α , ısısal genişleme katsayısı; E, Young modülü; T_0 , levhanın soğuduğu sıcaklıktır. Oluşan stres sırt eksenine koşut çekme-gerilimdir. Taşıyuvanın tipik değerleri olarak, $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, $E = 1.7 \times 10^{12} \text{ din/cm}^2$, $T_y = 800^\circ\text{C}$, $T_0 = 0^\circ\text{C}$



Şekil 1a: Hawaii Adaları'nın yapısı (Jackson ve diğ., 1972). Görünür kalkan volkanları (x) en-echelon parçalar (→) boyunca uzanır gibi görünmektedirler.

b: T vektörleriyle gösterilen çekme - gerilimi stresleri nedeniyle oluşan, β 35° açılı plâstik yenilme ve β' 45° açılı gevrek kırıkların tahmini düzeni.



Şekil 2: Yayılan levhalardaki ısıl stresler nedeniyle oluşan kırıkların taslak görünümü. Çekme - gerilmeleri, T vektörleriyle gösterilmiştir.

alınırsa, $(\sigma_{yy}) = 4 \times 10^{10}$ din/cm² bulunur. Bu ısıl stres taşıyıcının kırılması için yeterlidir.

Okyanusal taşıyıcının soğuması nedeniyle oluşan ısıl stresler, levhanın olduğu sırta koştur çekme-gerilmeleri olacaktır. Bu nedenle stresler, okyanus tabanındaki manyetik anomalilerle aynı uzanımda ve kırık kuşaklarına dik olacaktır. Murray ve Molokai kırık kuşaklarının ve komşu manyetik anomalilerin uzanımından, Hawaii yakınındaki ısıl çekme-gerilimi streslerinin doğrultusu K 14°B'dir. Bu değer, önceki bölümde ada zincirinin uzanımından çıkarılan doğrultudan 1° sapmaktadır.

Yuvarsal Olmayan Levha Tektoniği

Taşıyıcısındaki çekme-gerilimi stresleri, yuvarsal olmayan levha tektoniğine bağlı zar stresleriyle de oluşmuş olabilir. Yeryuvarı tam bir yuvarsa, yuvarsal yüzey levhaları, hemen hemen biçim bozulmasız bir serbest devinime geçecektir. Ancak, iyi bir yaklaşımla, Yeryuvarı 0.00335 elipslik gösteren, kutuplarda basık bir sferoiddir. Ekvatordaki asal eğrilik yarıçapları 6,378 ve 6,335 km; kutuplardaki değer ise, 6,400 km'dir. Eğer taşıyıcı, sferoidin bir bölümü üstünde oluşmaktaysa, eğrilik yarıçapları değiştiği için, enlemini değiştirdikçe biçimini değiştirmesi gerekir. Ekvator çevresinde oluşmakta olan levha, enlemini değiştirirse eğrilik yarıçapının büyümesi gerekir (şekil 3 a).

Eğilme momentleri, eğrilik yarıçaplarındaki değişikliklerle bağlantılıdır. Ancak, kalınlığı eğrilik yarıçaplarına göre küçük olan bir kabuk için, eğilme ile ilişkili stresler kabuktaki zar streslerine göre küçüktür. Zar stresleri yalnızca, levhanın değişik eğrilik yarıçaplarına göre çekilmesinin sonucudur.

Zar kuramına göre (Novozhilov, 1959) bir kabuk parçasını belirli eğrilik yarıçapından, çok az değişik başka bir eğrilik yarıçapına dek germek için gerekli olan streslerin şiddeti:

$$\sigma_m = C_1 \cdot E \cdot \Delta R/R \quad (2)$$

ile verilmiştir. Bu formülde R, başlangıçtaki eğrilik yarıçapı; ΔR , eğrilik yarıçapının değişimi; C_1 ise bir sabittir. Yuvarsal kabuğun yuvarlak bir parçasının eğrilik yarıçapı artmaktaysa, kabuğun kenarı teğetsel çekme-gerilimi stresine uğrayacaktır; Merkezi ise sıkışmaya uğrayacaktır (şekil 3 b).

ΔR yi, Yeryuvarı üstünde belirli iki yerdeki eğrilik yarıçapları arasındaki fark olarak düşünürsek, $\Delta R/R$ oranı Yeryuvarı'nın elipsliği (ϵ) ile ilgilidir:

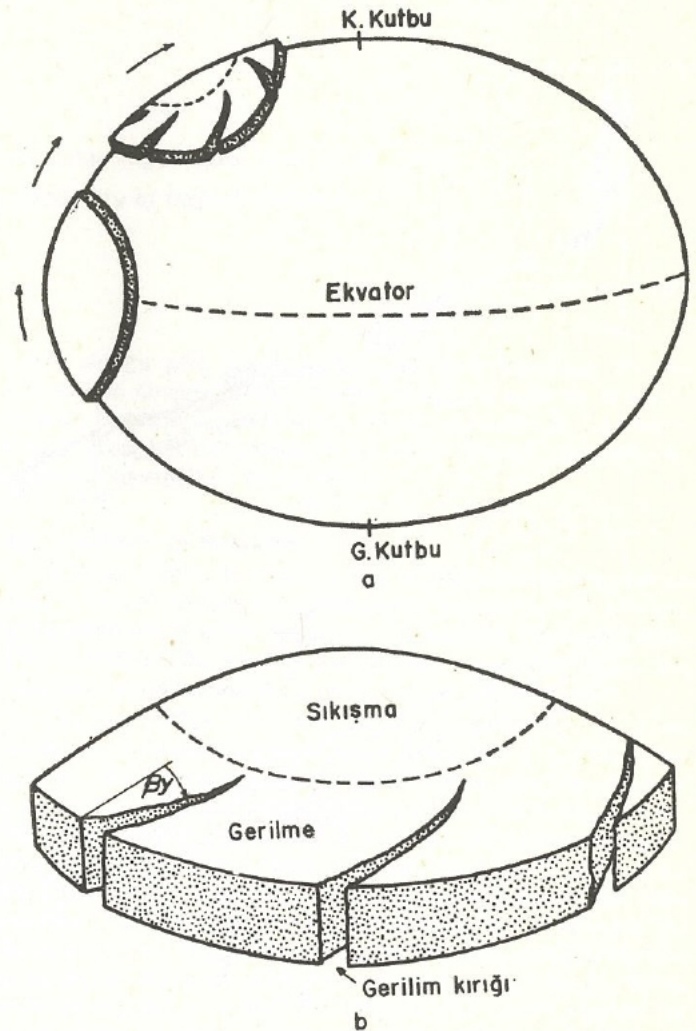
$$\Delta R/R = C_2 \cdot \epsilon \quad (3)$$

Bu formülde C_2 , Yeryuvarı'nın iki noktası arasındaki enlemdaki farkın işlevidir. Bu fark 90°'ye yaklaştıkça, C_2 sabiti 1'e yaklaşacaktır. (2) ve (3) formülleri birleştirilerek,

$$\sigma_m = C_1 C_2 \cdot E \cdot \epsilon \quad (4)$$

bulunur. $\epsilon = 0.00335$, $E = 1.7 \times 10^{12}$ din/cm² ve $C_1 C_2 = 1$ alınırsa, $\sigma_m = 5.7 \cdot 10$ din/cm² bulunur. Taşıyıcının yuvarsal olmayan Yeryuvarı üstündeki devinimi nedeniyle oluşan zar stresleri taşıyıcının kırılması için yeterlidir.

Zar stresleri nedeniyle oluşan kırıkların orta enlemlerde görünmesi beklenmektedir. Çünkü Yeryuvarı'nın eğrilik yarı-



Şekil 3: Yuvarsal olmayan levha tektoniği nedeniyle oluşan kırıkların taslak görünümü.

a. Levhanın, ekvatorдан kuzeye doğru devinimi ile eğrilik yarıçaplarındaki artış nedeniyle oluşan kenar kırıkları.

b. Yuvarlak levhadaki eğrilik yarıçaplarındaki artış nedeniyle oluşan streslerin ve kırıkların dağılımı.

çaplarındaki değişiklikler 45° enleminde en yüksektir. Böyle-
si kırıkların oluşum noktası hemen hemen belirli bir enlem-
de durağanlaşmaktadır. Pasifik ve Amerika levhaları gibi, ku-
zey yarıyuvardaki, kuzeye doğru yerdeğiştiren levhaların kır-
ılması güneye doğru ilerler. Bu olgu, Hawaii Adaları ve New
Madrid, Missouri-St Lawrence Koyağı tektonik kuşağı için de
geçerlidir.

Yuvarsal olmayan levha tektoniği zar streslerini serbest-
letecek bir büyüme gerektirir. Bu, rift koyakları ve graben
yapılarında gözlenmektedir. Ren grabeni 36 km lik ortalama
genişliktedir ve koyağın genişlemesi 4.8 km olarak tahmin
edilmektedir (Illies, 1970). Diğer rift ve graben yapıları aynı
derecede genişlik ve genişleme gösterirler. Burke ve diğ.

(1973), Ren grabenini kör noktaya bağlı düşünmektedir. Bu-
nunla birlikte, kor nokta ya da sorgucun, Ren Koyağı'nın be-
lirli tek doğrultulu kabuksal uzanımını nasıl oluşturacağı açık
değildir. Yuvarsal olmayan levha tektoniği, kabuğun bu bü-
yüklükteki kalıcı uzanımına açıklama getirebilmektedir.

Hem ısısal streslerin, hem de zar streslerinin daha başka
sonuçları da olabilir. Örneğin, bu streslerle oluşan kırıklar kı-
taların parçalanmasını başlatabilir (Örneğin, Atlantik Okya-
nusu'nun oluşumu için). Zar stresleri nedeniyle levhanın enle-
mini değiştirmek için gereken ek kuvvet, kuzey-güney deniz
tabanı yayılmasından çok, doğu-batı deniz tabanı yayılmasına
neden olur.