

Mackenzie, B. W. ve Schwellnus, J. E. G., 1973, Tonnage-grade estimation for mineral deposits and assesment of ore reserves: Proc. U. N. Interreg. Semin. Applic. Advan. Min. Tech., 4-34
 Mc Lean, J. G., 1963, How to evaluate new capital investments: New decision-making tools for menagers, MQ 624, 165-185.
 Merrill, R. ve Rausch, D., 1968, Slope stability: Surf. Min., 773-790
 Pfeider, E. P. ve Freyberger, C., 1969, Effect of different financing methods on the profitability of mining investments: Dec. Digit. Compert. Min .Indus., 255-274.
 Pierre, G., 1968, Theory and practice of sampling broken ores: Can Inst. Min. Metal., Spec. v, 9, 5-10.
 Piteau, D. R., 1972, Engineering geology considerations and approach in assessing the stability of rock slopes: CIM Bull, Mart s., 53 60.

Sharp, J. C., Maini, Y.N.T. ve Harper, T. R., 1972 a. Influence of groundwater on the stability of rock masses.
 1 — Hydraulics within rock masses: Inst. Min. Metal., Ocak s., 13-20. Sharp, T. C., Maini, Y. N. T. ve Harper, T. R., 1972 b. Influence of groundwater on the stability of rock masses.
 2 — Drainage systems for increasing the stability of slopes: Inst. Min. Metal., Mart s., 118-120.
 Stewart, R. M. ve Melver, B. N., 1969, The role of slope stability in the economics desing and operation of open pit mines: Stabty in open pit mining.
 Stubbins, J., 1968, Dewatering and flood control: Surf. Min., 750-761.
 Yılmaz, Y., 1968, Kapasite seçimi: D. Y. B. Rep.

güneybatı pirene'lerdeki bir filiş havzasında geniş boyutlu kayma⁽¹⁾

ALİ KOÇYİĞİT Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ankara

ÖZ:

Güneybatı Pirene'lerin Eosen filişindeki biçim değiştirmiş kayma çökeli levhaları (slump sheets), doğrultuları boyunca 16 km yi geçen bir boyutta yüzülemektedirler. Bu levhaların kalınlıkları 100 m yi geçmekte olup, hacimleri ise 10 km³ tür. Levhalar, büyük bir olasılıkla depremlerin başlattığı çekim kaymaları sonucunda oluşmuşlardır. Kayma taşınmasının hızları, türbid akıntının taşıma hızı kadar yüksek olabilmektedir. Kayma yönleri, bölgesel eski yamaçların değişmez belirteçleridir. Kayma levhaları özel bir çökme ortamını yansıtmaz, fakat büyük bir olasılıkla, filiş havzasının sismik sistemini (aralıklarla oluşan, büyük magnitudü depremler) gösterir.

GİRİŞ

Eskiden, filiş havzalarındaki kayma ile ilgili merakın çoğu, kayma çökellerinin, tektonik sıkıştırılmalarla biçim değişimine uğramış katmalardan nasıl ayırtılabileceği ortak savında toplanmaktaydı (Helwig, 1970). Türbid akıntılarının, filiş katmanlarının bir çökeli-

me mekanizması olarak kabul edilme-si, kaymadaki merakı ve kaymanın, türbid akıntıları oluşturmadaki rolünü artırmıştır (Dott, 1963; Morgenstern, 1967). Bu yöntemin inanılabilirliğine karşı görüşler önerilmekte ise de (Bailey, 1967; Hubert, 1968), bugün kayma yönleri, eski yamaçları saptamada yine de kullanılmaktadır.

Burada incelenen Eosen yaşlı kayma çökeli levhaları, doğrultuları boyunca 16 km yi geçen uzun yüzleklere nedeniyle çok ilginçtirler. Levhaların kalınlıkları, birkaç desimetreden 100 m ye değin değişmektedir (Levha I). Çalışmanın amaçları: 1) Büyük yanal uzunluğa sahip, birkaç farklı kayma çökeli levhasının yapısal oluşumunu belgelerle kanıtlamak; 2) Onların yerleşme mekaniklerini yorumlamak ve 3) kayma yönlerinin paleocoğrafik önemini değerlendirmektir. Burada, Slumping, Slump ve Slump sheet gibi terimler, aşağıdaki anlamda kullanılmaktadır. Slumping: Çekim nedeniyle oluşmuş kaymayla, çökellerin biçim değiştirmesi olup, esnek, sünümlü (plastic) ve başlangıçta akıcı (viscous) devinimleri

(hareketleri) içerebilir. Slump: Kayma işleyleri sonucu oluşan çökeldir. Slump sheet: Yanal uzunluğu, kalınlığından önemli keretede (derecede) büyük olan kayma çökeldir.

ÇALIŞMA SAHASI

Güneybatı Pirene'lerin Eosen filiş serisi, Pirene'lerin Paleozoyik yaşlı ek-senel çekirdeğinin güney kenarı boyunca, dar bir havzada oluşmuştur. Doğuda, çökellemeyle yaşlı bir yükselim olarak yorumlanan bir antiklinal karşısında kamalanan filiş, batıda marnlı bir seriye dereceli geçiş gösterir. Üst Kretase ve Paleosen yaşlı, sıg denizel kireçtaşları ve dolotaşlarından (dolomitlerden) sonra oluşan filiş, Üst Eosen yaşlı, sıg denizel mavi marnlar izler. Mavi marnlar, Oligo-Miyosen yaşlı, kıtasal molasin kumtaşları ve çakıltaşlarına geçiş gösterir. Filişin kalınlığı 3500 ile 4500 m arasında, çökelleme süresi ise 6 Ma olarak kestirilmiştir (ten Haff ve diğerleri, 1971; Mutti ve diğerleri, 1972). Çalışma sahası, filiş serisinin doğu yarısını içermektedir (Şekil 1).

Filiş, dereceli kalkarenit ve marntaşlarının ardalanmasından oluşur. Böl-

(1) N. A. RUBKE'nin Journal of the Geological Society, vol. 132, 1976, pp. 121-130'daki "Largescale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees" adlı yazısından ALİ KOÇYİĞİT tarafından çevrilmiştir.

gesel eski akıntı durumu, havzanın boyuna koşuldur (paraleldir) ve çökellerin, yaklaşık K 115°D'daki bir kaynaktan türediklerini göstermektedir (ten Haaf ve diğerleri, 1971; Mutti ve diğerleri 1972). Kalkarenitlerin iz faunası (ichnofauna) Nereites'lere ait olup, onların, batıyal ve abisal derinlikleri belirttiklerine inanılmaktadır. (Scilacher, 1967).

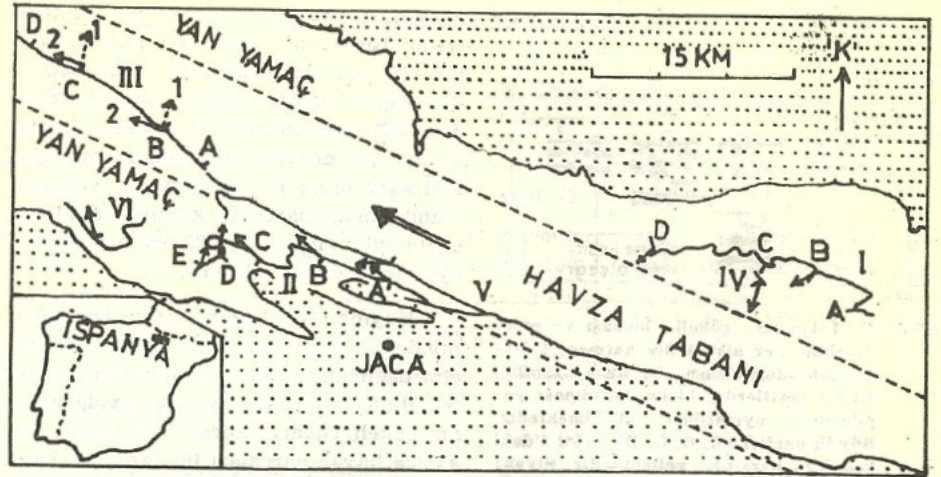
KAYMA ÇÖKELİ LEVHALARININ YAPISAL DÜZENİ

Kayma çökeli levhalarının sayısı, sahanın doğu kesiminde en az iki, batı kesiminde ise en az sekize değin artmaktadır (ten Haaf ve diğerleri, 1971). Çalışma için kalınlık, litoloji ve yer bakımından, levhalar arasında, olasılıkla en büyük yayılma alanını temsil eden üç kayma çökeli levhası (I, II, III, Şekil 1) seçilmiştir. Bu kayma çökeli levhalarının olası stratigrafik istifi I, III ve II biçimindedir. Her bir kayma çökeli levhasının özellikleri, birkaç dikme kesitte, belgelerle gösterilmiştir (Şekil 1).

Her bir levha üzerinde, "mega-bed" olarak adlandırılan kalın bir katman yer almaktadır. Şekil 1'de, sürekli yüzleğin yanal uzunluğu, kayma çökeli levhalarının yeri ve onlar üzerinde yer alan kalın katmanlar görülmektedir. Aynı zamanda, kayma yönleri saptanmış olan, diğer üç kayma çökeli oluşuğu da (IV, V, VI, Şekil 1) betimlenmektedir. Şekil 2, 3 ve 4'de, kayma çökeli levhalarının (I, II ve III) ve onlar üzerinde yer alan kalın katmanların yüzleklerinin doğrultusu boyunca yapılmış dikme kesitleri görülmektedir.

A — Boyutları

Kayma çökeli levhalarının (I, II ve III) ortalama yüzlek kalınlıkları sırasıyla 0,4, 60 ve 85 m dir (Levha 1). Levhaların yanal uzunluğu ise, yüzleklerin eksik olması nedeniyle kestirme (tahmini) olup, gerçek uzunluklarının 16,5 km (II ve I) ya da 25 km (III) nin üzerinde olması gerekir. Çünkü III kayma çökeli levhası, çalışma sahasının dışında da sürmektedir. Üç boyutlu yüzlekler çok az gözlenebilmiştir. I ve II levhalarının yüzlek doğrultuları, 5 km lik bir genişliğe sahip olan eski havza eksenine vevirdir (Şekil 1). Diğer levhalar ise, enine bir doğrultuda 7km kadar yüzleymektedirler. Bu boyutlara göre, pekmiş kayma çökeli levhalarının (II ve III) en küçük hacmi, yaklaşık olarak sırayla 5 ve 10 km³ olup, gerçek hacimlerinin, bu rakamların birkaç katı olması kuvvetle olasıdır.



Şekil 1: Kayma çökeli levhalarının (slump sheets) ve onlarla ilgili kalın katmanların (mega-beds) yüzleklerinin sınırları (I, II, III, IV, V, VI) ile, güneybatı Pirenelerdeki Eosen filişinin (beyaz alan) çalışılan kesimlerinin dış sınırlarını gösteren yerel harita. Çalışılmış kesitler (büyük harflerle), bölgesel eski akıntı yönü (iki çizgili okla), kayma yönleri (tek çizgili okla) ve olası havza içinin eski coğrafyası (kısa, kesik çizgilerle) gösterilmiştir.

B — Bileşim

I, II ve III levhasının üst yarısı, bir marntaşı hamuru içinde, biçim değiştirmiş filiş kalkarenitleri içermekte olup, bileşim bakımından, biçim değiştirmemiş olan çevre filişinin benzeridir. Bununla beraber, III levhasının alt yarısı, aynı yaştaki kireçtaşı breşinden oluşmuştur. Bu kireçtaşı breşlerinin rengi, kendilerini çevreleyen filiş katmanlarının renginden daha gri, bileşimi ise onlarınkinden daha kireçlidir. Bu kireçtaşı breşleri, köken bakımından yabancı (formasyon dışı) olarak yorumlanmış olup, bir olisostrom olarak adlandırılmışlardır (ten Haaf ve diğerleri, 1971).

C — Alt Dokanak

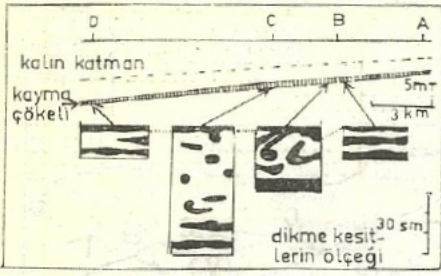
I levhasının alt dokanağı, kısmen dereceli, kısmen de bir ayrılma düzlemdir (Şekil 2). II levhasında alt dokanak, kayma çökelinin kalınlığının artmasıyla, bir ayrılma düzlemi ya da ayrılma zonundan, desteksiz bir çatının kalkarenit parçalarını içeren bir marntaşı zonuna değin değişmektedir (Şekil 3, alt dokanak dikme kesitlerin sağ tarafındaki 2 rakamı ile gösterilmiştir). Prima fasiyesi (Prima facie) zonu, çakıllı bir çamurtaşına benzemektedir. Bununla beraber, o, gerek bir kayma çökelinin alt dokanağında yer alması ve gerekse içerdiği kayaç parçalarının türdeş (homojen) ve bileşim bakımından da kendisini saran filiş kalkarenitlerinin bileşimiyle aynı olması gibi özellikleriyle, çakıllı çamur taşından ayırtlanır. İçerilen parçalar yaklaşık aynı boyutlarda olup,

yarı köşeli kenarlara sahiptirler. Kayma çökelinin kalınlığının artmasıyla, zonun kalınlığı da artar. Kesit II-E'de, kayma çökelinin daha yukarı düzeyinde ikinci bir benzer zon daha oluşmuştur. Bu zonlar, 500 m kalınlıktaki bir çökel yükü altında, seçme hakkına sahip (preferential) kayma düzeyleri olarak yorumlanmışlardır. III levhasının alt dokanağı, yer yer çökeltmeyle yaşı çizikler taşıyan, keskin ve bükülmüş bir kayma düzlemidir (Şekil 4). Bazan kayma çökeli, altta yer alan filiş serisini, I m ye değin erişen boyutlarda oymuştur yani onun içine, apofize benziyen kollar göndermiştir.

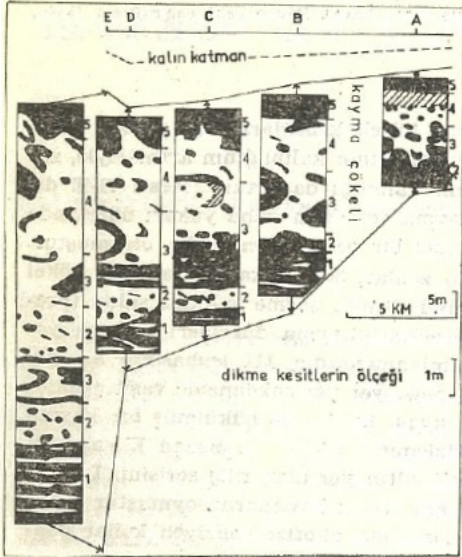
D — İç Yapı Düzeni

I levhası, II levhası ve III levhasının üst yarısındaki kalkarenitler, bir marntaşı hamuru içinde sünümlü (plastik) biçim değişimine uğramışlardır. Katmanların çoğunun biçim değiştirmesi usa uygun olmakla beraber, hamurun kısmen türdeş olduğu yerde durum değişikiktir. III levhasının alt yarısında ise breşler oluşmuştur.

II levhası gibi büyük kayma çökeli levhalarında oluşan türlü biçim değiştirme yapıları, dikme kesitlerde (Şekil 3) uygun biçimde düzenlenmişlerdir. 2 alt dokanağının aşağısında yer alan gerçek konumlu katman istifi(1) çökeltmeyle yaşı itki ve normal faylanma ya da başlangıçtaki çekme kuvvetiyle çok az biçim değiştirmiştir. II-A ve II-B kesitlerinde, ayrılma dokanağının üzerindeki 3 istifi, kalın, kayaç dilimleri (slabs) ve



Şekil 2: I kayma çökeli levhası ve onun üzerinde yer alan kalın katman. I levhasının doğrultusu boyunca yapılan dikme kesitlerde, biçim bozulması yapılarının ayrıntıları görülmektedir. Büyük harfler (A, B, C, D), şekil 1'deki kesitlere karşılık gelmektedir. Siyah: kalkarenitler; Kalın katman içindeki kesik çizgi: Kalkarenit - marntaşı sınırı.



Şekil 3: II kayma çökeli levhası ve onun üzerinde yer alan kalın katman. II levhasının doğrultusu boyunca yapılan dikme kesitlerde, biçim değiştirme yapılarının ayrıntıları ve istifleri görülmektedir. Büyük harfler (A, B, C, D, E), şekil 1'deki kesitlere karşılık gelmektedir. Siyah: Kalkarenitler; İnce çizgilerle taralı kesimler: Kısmen türdeşleşmiş kalkarenitler ve marntaşı; kısa ve kesik çizgiler: Kalkarenit ile marntaşının sınırı.

büyük, eğimli, açık ve benzer kıvrımlar içermektedir (Şekil 3, dikme kesit ve A ve B). II-C-E kesitlerinde 3. istifi daha az karışık olan bir biçim değişikliği geçirmiş olup, yer yer de birincil katmanlanma konumunu korumuştur. Çökeltmeyle yaşıt normal ve itki faylanması olaylarını içeren biçim değiştirmesi sırasında, marntaşı sıkıştırılarak faylar içine sokulmuş ve kayaç parçaları, 2 alt dokanağı zo-

nundakilere benzer yapılar oluşturmuşlardır. Bu istifin, metrelerce kalınlıktaki bir yük altında sıkıştırma biçim değiştirmesiyle oluşturulduğuna inanılmaktadır. II-A kesitinden II-E kesitine değin, 2 ve 3 istiflerindeki değişme, kayma çökeli kalınlığındaki bir artma ve aynı zamanda kayaç parçaları kalınlığındaki bir azalmayla (10 m den 25 sm ye değin) uygunluk göstermektedir.

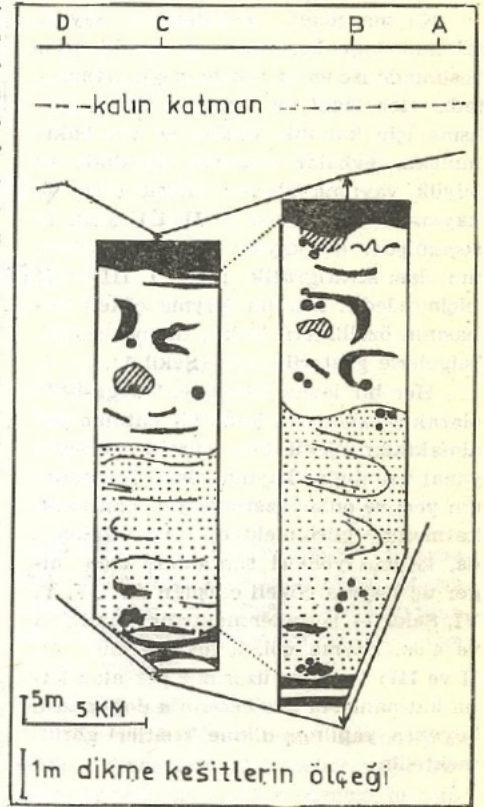
Kayma çökeli levhalarının üst kesimindeki 4 istifi, çok daha karışık bir biçim değişimine uğramış olup, kapalı ve bükülmüş kıvrımlar ile çok sayıda kayma çökeli yuvarı (küresi) içermekte ve ayrıca kayaç parçaları ile hamurun başlangıçta türdeş olduğunu göstermektedir (Şekil 3). 4 istifindeki her bir kesit içinde yer alan kayaç parçaları, istifin aşağısındaki kesitler içinde bulunan kayaç parçalarından daha ufak olmaya yöneliktirler ve marntaşı içeriği daha yüksektir (%80). 3 ve 4 istifleri arasındaki dokanakta, birkaç metre yarı dalga uzunluklu, çok az bakışimsız, yatay ve katmanların taban yüzeyleri dışı doğru kıvrımlı, büyük sürüme kıvrımları oluşmuştur (McKee ve diğerleri, 1962) (Şekil 3, kesit B-D).

III levhasının aşağı kesimi, onlarca metre genişlikte ve birkaç metre kalınlıkta kireçtaşı dilimlerinden oluşmuş olup, dilimlerden bazıları kıvrımlı, itki faylı ya da devrik kıvrımlar biçimindedirler. Dilimler arasındaki bindirimli itki faylanması, sıkıştırma ile oluşmuş bir kayma çökelinin en özgül niteliği olarak açıklanmaktadır (Lewis, 1971). Başlangıçta dilimler içinde yuvar biçimli yapılar ve breşler oluşmuştur. Levhanın üst yarısında çok ince (1sm) kalkarenitler oluşmakta ve orada marntaşı içeriği % 90 a erişmektedir (Şekil 4.)

E — Üst Dokanak

Kalın katmanlar mega-beds) altında yer alan kayma çökeli levhaları (Rupke 1972, 1976), altta birkaç metre kalınlıkta kalkarenitten, üstte ise, eşit kalınlıkta marntaşlarından oluşmuştur (Levha 1, şekil 2,4). Kalkarenitler arasında oygu ve oluk izleri gösterirler ve aynı zamanda dereceli bir dokuya sahiptirler. Marntaşları da dereceli olup, bunlar ayrıca üstten oyulmuşlardır. Yukarıya doğru izlenildiğinde, altta yer alan kalkarenitlerin boyutlarında bir küçülmenin olduğu görülür. Üstte yer alan kalın katmanlar, türbid akıntılarla çökeltmiş olarak yorumlanmaktadır.

Onların büyük kalınlığı ve diğer ender özelliklerine, örneğin, distal kalınlaşmalarına (Şekil 2, 4) şunlar neden gösterilebilir: 1 — Büyük hacimli türbid akıntılarla başlayan geniş yayımlı kayma; 2 — Tek bir kalın katmanın çökeltmesi için yardımcı türbid akıntılarının birleşmesi ve 3 — Yüksek tabanlı bir eski havza gerisinde türbid akıntılarının gelişmesi (Rupke, 1972, 1976).



Şekil 4: III kayma çökeli levhası ve onun üzerinde yer alan kalın katman. III levhası boyunca yapılmış dikme kesitlerde, biçim değiştirme yapılarının ayrıntıları görülmektedir. Büyük harfler (A, B, C, D), şekil 1'de, büyük harflerle gösterilmiş olan kesitlere karşılık gelmektedir. Siyah: Kalkarenitler; İnce çizgilerle taralı kesimler: Kısmen türdeşleşmiş (homojenleşmiş) kalkarenitler ve marntaşı; Noktalı kesim: Formasyon dışı (yabancı) kireçtaşı; Kısa ve kesik çizgiler: Kalkarenit ile marntaşı sınırı.

Kayma çökeli levhalarının, üstte yer alan kalın katmanlarla olan dokanağı kaynamış gibidir, yani çökelsel bir uygunluk vardır. Bununla beraber, çoğu örneklerde, üstte yer alan kalın katmanların alt kesiminin yükü ve kaymasıyla bu dokanağın biçimi bozulmuştur. II-A

Kayma çökeli levhası	I				II					III			
	A	B	C	D	A	B	C	D	E	A	B	C	D
Kesit													
Kalın katmanın kalınlığı (m)	7	9,3	10,1	14,5	8	11,1	15,2	16,5	13	24	28,5	41	29
Kayma çökelinin kalınlığı (m)	?	0,3	0,6	0,2	27,5	50	53	59	100	65	105	85	80
Kayma çökeli levhasının uzunluğu (Km)	16,5				16,5					25			

Levha 1: Kayma çökeli levhalarının ve üstte yer alan katmanların boyutları.

kesitinde (Şekil 3), kayma çökelinin üst kesimi ile kalın katmanın alt kesiminin türdeşliğinin bir sonucu olarak, dokanak derecelidir. II-C ve II-D kesitlerinde, büyük marntaşı çıkıntıları (1m ye değin) kayma çökeliinden, üstte yer alan kalın katmanın içine doğru sokulmuştur. Bu kayma çıkıntıları ya da yük izleri (flames), kayma yönünde eğiktirler. Bu dokanağın, üstte yer alan kalın katmanın çökmeye başlamasından sonra da bir süre kayma deviniminin sürdüğünü kanıtladığına inanılmaktadır.

F — Kayma Yönleri

Kayma yönleri, kıvrımların kayma yönleriyle birlikte, kayma çökeli yapılarının (kıvrımlar ve çubuklar) uzun eksenlerinin yeğli (tercihli) yönelimlerinden yararlanılarak saptanmıştır (Şekil 1,5). I levhasındaki kayma yönleri yalnız birkaç kıvrım ekseninin yönelimine dayanmıştır (Şekil 1; bu kayma yönü şekil 5 üzerinde çizilmemiştir).

Kıvrım ekseni yönelimlerinin (Şekil 5, II-A, III-C), kesin biçimde iki yönlü dağılımlarını gösteren güvenilir sınırlar hesaplanmamıştır. II-A kesitinde birbirine dik ve en büyük iki yön vardır. Bu yönlerin, alt dokanak üzerinde duran filis katmanlarının büyük dilimleriyle ilgili olduğu kuvvetle olasıdır. Bu dilimler, devinimli kayma çökeli kütlelerindeki engellerle oluşmuş olabilir ve kıvrım eksenleri, kayma çökeli kütlelerinin devinim yönüne paralel olarak dönme devinimi gösterebilir. Bu yönlerden biri, devinime ait yönü temsil etmekte olup, çizgisel olarak oluşabilir (Helwig, 1970).

III-B kesitindeki alt dokanakta, çökmeye yaşı iki çizik takımı gelişmiş olup, bunlardan biri, diğeri üzerinde yeniden oluşmuştur (Şekil 1). Bunlar, III-C kesitindeki kıvrım ekseni yönelimlerinin egemen iki yönüne paralel olup, birbirini izliyen iki kayma yönü olarak yorumlanmıştır (Şekil 1, 5).

KAYMA ÇÖKELİ LEVHASININ YERLEŞME MEKANİKLERİ

Kayma Dinamikleri

Yukarıda açıklanan bir benzeri olan, çökelin biçim değiştirmesine, üstte yer alan dayanımlı bir katmanla ilgili tektonik sıkıştırma neden gösterilmektedir (Boswell, 1961). Burada, kayma çökeli levhalarının üstünde yer alan kalın katmanların tartışılmasına karşın, çökeli arayüzeyi soyunda, kaymaya, çökimin neden olduğu şu verilerle gösterilmektedir: 1 — Kayma çökeli levhalarının üst dokanaklarının kaynamış gibi bir biçim göstermesi; 2 — Tektonik doğrultu ile kıvrım eksenlerinin güney yönüyle yaptığı açılar arasında belirgin bir ilintinin bulunmaması; 3 — III levhasının alt yarısının yabancı (formasyon dışı) kökenli oluşu (Şekil 1,5). I levhasındaki sıkışmış kıvrımlar, nisbeten ince levhalarda, çok az miktarda yanıl yer değiştirmenin olduğunu göstermektedir. II-C kesiti için, kayma çökeli kütlelerinin taşınma mesafesi ve taşınmanın biçimini gösteren bir şema yapılmıştır (Şekil 3 ve Şekil 6). Altta yer alan I istifi, çökmeye yaşı yerinde itkileneyle, çok az biçim değişimine uğramıştır. Üstte yer alan kayma çökeli kütleleri bir temel zonu boyunca kaymaktadır (2). Bu sırada, bu temel zonu (2) içinde çok fazla makaslama düzlemi gelişmektedir. 3 istifinin aşağısı ise, büyükçe bloklar biçiminde devinmiştir. Üstteki 4 istifi, attı yer alan 3 istifi üzerinde, bir kenar yöreden aşağıya doğru, alt dokanağında büyük sürüme kıvrımları oluşturacak biçimde kaymıştır. 4 istifinin enine taşınma mesafesi bir kaç km olabilir (Şekil 1). Üstte yer alan kalın katmanın, biçim değişimine uğramış tabanı(5) çok az miktarda yanıl yer değiştirme geçirmiştir (bak, üst dokanağın altı). Böylece, biri levhanın tabanında, diğeri ise içinde ol-

mak üzere iki yeğli (tercihli) kayma zonu vardır. Kayma çökeli kütlelerinin alt kesimlerinin çoğu bloklar biçiminde devinmiştir, bununla beraber üst kesimdeki devinim, daha yaygın ve daha geniş boyutlarda olmuştur (karmaşık biçimde biçim değişimine uğramış ve kısmen de parçalar şeklinde katmanlar durumunda).

III levhasının üst kesimi, bir kenar çevreden türemiş olarak yorumlanmaktadır (ince ve az kalkarenitler, yüzde olarak yüksek marntası). Levhanın bir bütün olarak, kenar yamacının gevşemesiyle oluştuğu kuvvetle olasıdır. Bu nedenle gevşeme (failure) düzlemi, kısmen pekişmiş olan yabancı (formasyon dışı) çökeller içine yuvarlanmıştır. İç biçim değişimi, biraz yaygın devinimi göstermektedir, fakat bu devinimin çoğu bir temel düzlemi üzerinde yoğunlaşmıştır. Altta yabancı istif ve üstte yer alan filis çökelleri, kalıntı stratigrafi (relict stratigraphy) olarak yorumlanmaktadır. Enine taşınma mesafesi en azından birkaç km olmalıdır (Şekil 1).

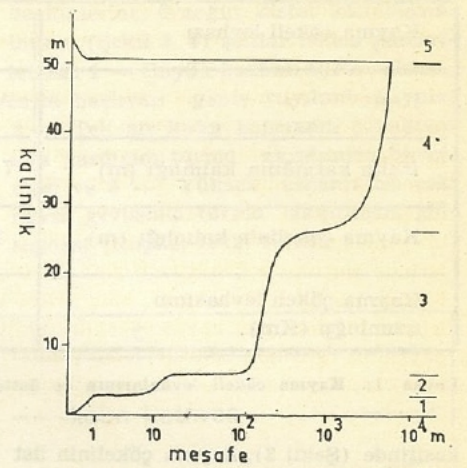
II ve III kayma çökeli levhalarının taşınma hızı, olasılıkla, çok yüksektir. 1 — Çökeller enine olarak birkaç km taşınmışlardır. 2 — Kayma ve üstte yer alan kalın katmanların yerleşmesini sağlayan türbid akıntı, büyük olasılıkla, aynı olayla başlatılmıştır. Bu durum, kalın katmanların her zaman, kayma çökeli levhaları üzerinde yer almasıyla ve örneğin II kayma çökeli levhasında olduğu gibi, üstte yer alan kalın katmanın çökmeye başladığı zaman, bazı kayma deviniminin hala sürmekte olmasıyla kanıtlanmaktadır. 3 — Üstte yer alan kalın katmanların bir kısmı, kaymayla yukarıya kaldırılmıştır. Böylece levhalar, türbid akıntı sedimantasyonu başladığı zaman etkili bir biçimde yerleşmişlerdir. Bu nedenle kayma hızları, türbid akıntı hızlarında olduğu gibi,

saatte onlarca km olarak kestirilmiştir (tahmin edilmiştir) (Krause ve diğerleri, 1970). Çökel kütlelerinin böyle hızlı devinimi, çok az makaslama direnci olan düzlem ya da zonları gerektirmektedir. Bu koşul, kumlu tabakaların kendiliğinden akıcı biçime gelmeleriyle (Andersen ve Bjerrum, 1967) ya da geçirimli düzlemler boyunca suyun gözeneklerden dışarı çıkmasıyla elde edilebilir (Knaap ve Eijpe, 1968).

Sismik Denetim

Kaymayı başlatabilen nedenler arasında şunlar sayılabilir: 1 — depremler, 2 — denizlerdeki büyük fırtına dalgalarının hidrolik sıkıştırması, sualtı depremleriyle oluşan büyük deniz dalgası (tsu-nami) ve türbid akıntılar, 3 — kabuksal eğilme, aşınım ve alttan oyulma

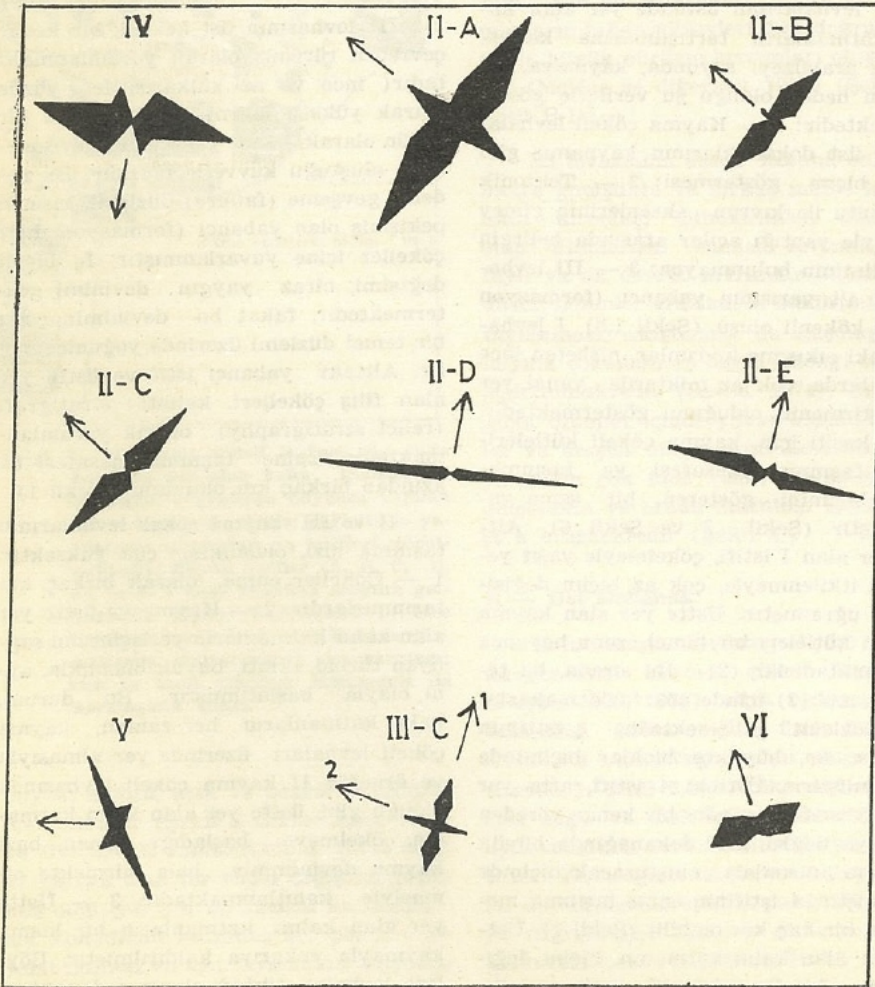
ya da hızlı çökmenin neden olduğu yamaç gevşemesi (Morgenstern, 1967). Büyük magnitudlü depremlerin, 5 — 10 km³ hacminde kütlelerin kaymasına neden olduğu bilinmektedir (Menard, 1964). Bu Güneybatı Pirene'lerin, filiş sedimantasyonu sırasında tektonik biçim değişimi geçirmekte olduğu (ten Haaf ve diğerleri, 1971) gerçeğiyle birlikte, bu çalışmanın konusu olan kayma çökeli levhalarının kaymasına neden olan mekanizmalar arasında, depremleri de işaret etmektedir. Bu nedenle, büyük kayma çökeli levhaları, eski filiş havzalarının paleosismitesinin tanıtmanları olarak da kullanılabilirler. Kabuksal faylanma ve onun topografik etkisi ve tsunami depremlerle ilgili olabilir ve bu etkenler, çökel gevşemesine katkıda bulunabilir.



Şekil 6: Taşınma mesafesinin bir fonksiyonu olarak, II-C dikme kesitindeki biçim değiştirme yapılarının istifinin yarı sayısal gösterilmesi. Şeklin sağ tarafındaki rakamlar, şekil 3 deki II-C dikme kesitinin sağ tarafındaki rakamlara karşılık gelmektedir.

PALEOCOĞRAFİK YORUM

Kayma yönleri, havza içi geometrisini (uzunluğuna eski bir yamaç kuzey ve güney kenar bölgelerinde enine yan yamaçları olan düz tabanlı bir havza) yeniden çizmek için kullanılabilir (Şekil 1). Filiş formasyonu bir bütün olarak, biçim ve yer değiştirmemiştir (ten Haaf ve diğerleri, 1971). Yaklaşık olarak, formasyonun orta kesiminde kayma, bölgesel eski akıntıların yönünde ve havza eksenine paraleldir. Formasyonun kenar kesimlerinde ise kayma, merkez bölgeye doğru yönelen enine bir bileşke gösterir, yani dik ya da vevredir. Bu durum özellikle, II kayma çökeli levhasında çok iyi bir biçimde görülmektedir (Şekil 1). II-C den II-E ye değin akıntı yönü, havza eksenine vevredir ve filişin serisinin güney kenarına doğrudur. Kayma eksenine vevredir ve filişin serisinin güney kenarına doğrudur. Kayma yönü ise havzanın eksenine koşulken (paralelken), yaklaşık olarak, ona dik bir yöne doğru değişir. Aynı zamanda III levhasında, enine ve boyuna olmak üzere iki kayma yönü bulunmakta olup, enine kayma yönü daha eskidir (Şekil 1, III-B ve III-C kesitlerinde sırasıyla 1 ve 2). Formasyonun tektonik sıkışması, havzanın olması gerektiğinden daah az genişlikte görünmesine neden olmuştur. Küçük türbid havzalarının genelleştirilmiş geometrisi ile, eski akıntı yönlerinden yararlanılarak yeniden çizilen havza biçiminin birbirine uyması (Potter ve Pettijohn, 1963), büyük kayma çökeli



Şekil 5: Kayma kıvrımlarının eksenlerinin tercihli yönelimi ve kıvrımların kayma yönünü (oklar) gösteren gül diyagramları. Güllerin yukarısındaki harf ve rakamlar, şekil 1. deki kesitlere karşılık gelmektedir.

levhalarındaki kayma yönlerinin, bölgesel eski yamaçların belirteçleri olduğunu kanıtlamaktadır.

Eksene paralel olan havza tabanı üzerindeki kayma ve türbid akıntı, aynı eski yamaç vektörünü (aynı eski yamaç eğim yönünü) gösterirken yan yamaçlarda, yani kaymanın enine yamaç bileşenlerinden etkilendiği kenar bölgelerinde durum değişiktir. Kenar bölgelerinde türbid akıntı, tıpkı, akış yönünü izliyen bir dere gibi havza eksenine, yani havzanın tabanına paralel olan yamaç izlerken, kayma ona vevrev yöndedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Andresen, A. ve Bjerrum, L. 1967. Slides on subaqueous slopes in loose sand and silt. In A. F. Richards (ed.), *Marine Geotechnique*. Univ. Illinois Press, Press, Urbana, 221-39.
- Baily, R.J. 1967. Palaeocurrents and palaeoslopes: a discussion. *J. sedim. Petrol.* 37, 1252-55.
- Boswell, P.H.G. 1961. *Muddy sediments*. Cambridge.
- Dott, R.H. 1963. Dynamics of subaqueous depositional processes. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 47, 104-28
- Helwig, J. 1970. Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *J. Geol.* 78, 172-87
- Hubert, J. F. 1968. Currents and slopes in flysch basins: a discussion. *J. sedim. Petrol.* 38, 1390-3.
- Krause, D. C., White, W. C., Piper, D. J. W. ve Heezen, B. C. 1970. Turbidity currents and cable breaks in the western New Britain trench. *Bull. geol. Soc. Am.* 81, 2153-60
- Kayma ve eski akıntı yönleri arasında bir koşulluğun olmayışı, eski yamaçların uyumsuzluğunu göstermez (Baily, 1967; Hubert 1968), fakat yan yamaç bileşeni olan bir havzanın kenar bölgesini ıralar (karakterize eder). Küçük kayma çökeli oluşumlarındaki kayma yönleri, yersel topoğrafik düzensizlikleri (aşınım kanalları, temel faydalanmasının havza tabanındaki görünümüleri - Kuenen, 1967) yansıtabilir.
- Kayma çökelleri, özellikle çökelleme ortamlarının özgür özelliği olabilirler. Kayma çökellerinin üstünlüğü, merkezden uzak (Lovell, 1969) ya da kenar (Morris, 1971) ortamlarda kaydedilmiştir. Burada çalışılmış olan kayma çökeli levhaları, kenarlardan eksen bölgelerine değin uzanabilmekte ve hem merkeze ait hem de kenarlara ait istifleri içermektedirler. Kayma çökeli levhalarının, bir çökelleme ortamından daha büyük olan genişlikleri ve kaymaların depremlerin başlatması, bu levhaların, özel bir çökelleme ortamını ıralamayıp, fakat büyük olasılıkla, çökelleme havzasının sismik sistemini yansıttığını göstermektedir.
- Kuenen, Ph. H. 1967. Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology* 9, 203-43.
- Lewis, K. B. 1971. Slumping on a continental slope inclined at 1° - 4°. *Sedimentology* 16, 97-110.
- Lovell, J. P. B. 1969. Tye formation: a study of proximality in turbidites. *J. sedim. Petrol.* 39, 935-53.
- McKee, E. D., Reynolds, M. A. ve Baker, C. H. 1962. Experiments on intraformational recumbent folds in crossbedded sand. *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.* 450D, 155-60
- Menard, H. W. 1964. *Marine Geology of the Pacific*. New York.
- Morgenstern, N. R. 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In A.F. Richards (ed.), *Marine Geotechnique*. Univ. Illinois Press, Urbana, 189-220.
- Morris, R.C. 1971. Classification and interpretation of disturbed bedding types in Jackford flysch rocks (Upper Mississippian), Ouachita Mountains, Arkansas. *J. sedim. Petrol.* 41, 410-24.
- Mutti, E., Luterbacher, H. P., Ferrer, J. ve Rosell, J. 1972. Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale Sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. geol. Ital.* II, 391-416.
- Potter, P. E. ve Pettijohn, F. J. 1963. *Paleocurrents and basin analysis*. Berlin.
- Rupke, N. A. 1972. Geologic studies of a Early and Middle Eocene flysch formation. South-Western Pyrenees. *Ph. D. thesis Univ. Princeton* (unpubl).
- 1976. Sedimentology of very thick calcarenite - marlstone beds in a flysch succession, southwestern Sedimentology 23, (in press).
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace *Marine Geol.* 5, 413-28.
- Ten Haaf, E., Van Der Voo, R. ve Wensink, H. 1971. The External Pyrenees of Huesca. *Geol. Rdsch.* 60, 996-1009.
- Van Der Knaap, W. ve Eijpe, R. 1968. Some experiments on the genesis of turbidity currents. *Sedimentology*. II, 115-24.