

TORTUL HAVZALARIN JEODİNAMİĞİ VE PETROL SİSTEMLERİ⁽¹⁾

ÖZ : Plâka tektoniği bugün bize, tortul havzaların evrimine geniş açıdan makûl bir bakış sağlayan global bir çerçeve getiriyor. Bu havzaların jeolojik verileri de, karşılık gelen petrol sistemleri ve sahalarının ayırtıman özelliklerine doğrudan yansımaktadır.

Dolayısıyla, havzaların iki büyük evrim, sahnelenmesi ayırtıdilebilir:

Birincisi, kratonik alanda delta sahaları ve çukurlu engbeler göstererek, riftten hareket eder ve gerek platform havzası halinde, gerekse pasif kenar havzası halinde son bulabilir. İlk yaklaşımla, nispeten duyarlı ve özellikle uzun süreli havzalara karşılık gelir.

Aktif kenarlara bağlı ikinci bir sahnelenme şu havzaları verecektir:

- Transformasyon zonunda makaslanma ya da "pull-apart: çekilip ayrılma" tipte havzalar,
- Konverjans zonunda, eğer yitim büyük zorlamalar olmaksızın meydana geliyorsa, ada yayı sisteminde havzalar (yay önü, yay içi ve yay arkası havzalar...); engellenmiş yitim ve kıta çarpışması durumunda, kıvrımlı sıradağların kenarında ön çukur havzaları. Birincilerden farklı olarak, bu ikinci dizi havzalar duraysızdırlar ve kısa sürelidirler.

Bu sahnelenmeler, tüm petrol havzası tiplerini mutlaka açıklamayı sağlamıyorsa da, pek güçlük olmadan, çok sayıda geçiş terimlerinin yerleştirilebildiği genel bir çerçeve sunarlar.

Petrol açısından, kratonik alan havzaları, özellikle dev alanların çoğunun rastlandığı yeterli bir sübsidanstan etkilenmiş plâtfom havzaları, dev sahaların çoğunu barındırırlar. Aktif kenar tipinde sahalar, nispeten küçük fakat çoğu kez zengin petrol sahalarını temsil ederler. Ön çukur havzalarına gelince, bunlardan bazıları çok ilginç petrol sahaları verirler.

Bu çeşitli gözlemler arasında, ilk elde hidrokarbürce zenginliğin bir ögesini oluşturan gerilim-sübsidans-yüksek termik akı özellikle söylemek gerekir.

İÇİNDEKİLER

GİRİŞ

EVİRİMİN SAHNELENMESİ

1.- Plâka içi sahnelenme

1.1 Kıtasal riftler

1.2 Plâtfom havzaları

1.3 Pasif kenar havzaları

2.- Plâka sınırında sahnelenmeler

2.1. Transformasyon zonu havzaları

2.2 Yitim ve çarpışma zonları havzaları

2.2.1. Adayayı havzaları

2.2.2. Çarpışma zonlarına bağlı havzalar

2.2.2. Bazı karmaşık havza örnekleri

3.- SONUÇ

GİRİŞ

Global tektonik, petrol sahalarının ve sistemlerinin incelenmesi ve kavranması için yeni ufuklar açarak makûl bir çerçeve sunar. Plâkaların kinematiği, manyetik, jeotermik, tortul özellikleriyle başlıca tortul havzaları evrimleri ve tarihleri içerisinde, zamanda ve mekânda yerleştirmeyi sağlar. Tüm bu jeolojik veriler ve özellikle sübsidans mekanizması da, karşılık gelen petrol sistemlerinin ana çizgilerini saptar (DICKINSON ve YARBOROUGH - 1978; HARDINGS ve LOWELL, 1979; BALLY ve SNELSON, 1980).

Tortul havzaların jeolojisi üzerine bazı temel verileri anımsattıktan sonra, bu havzaların jeolojik ölçütlerini karşılık gelen başlıca petrol ana çizgilerine götürerek, bunların kıtasal alanda, önce riftlerden itibaren, daha sonra kenarlar çerçevesinde başlıca sahnelenmelerini analize

gireceğiz.

Böylece bir tortul havza, sübsidan bir alanın ve bir tortul birikmenin buluşması gibi görünür. Bu tortul havzanın tarihi, sübsidans geniş ölçüde çökellerin mimarisini ve dönüşümünü düzenlediği halde, içerenin deformasyonları yani önce sübsidansın özel koşulları ve içeriğin değişimleri arasındaki bağıntıların tarihidir.

Sübsidans

Biliniyor ki sübsidans, bir kısmı ilk ya da öncü, diğerleri büyültücü ya da ikincil diye nitelenebilen farklı mekanizmalara yanıt verir (WATTS ve RYAN, 1976; KEEN 1979; BALLY, 1980; STECKLER ve WATTS, 1982; WATTS ve diğ. 1982; PERRODON ve MASSE, 1983).

Sübsidan bir alanın yerleşmesi, öncelikle bir kalıt kavramına uyar. Bu alan gerçekte, litosferin türdeş olma-

(1) "Alain PERRODON - Géodynamique des bassins sédimentaires et systèmes pétroliers. Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, 7, 2, 1983" adlı yazıdan Salih YÜKSEL (Karadeniz Teknik Üniversitesi) tarafından Türkçeye çevrilmiştir.

yan materyallerden oluşmuş bir zayıflık zonu, özellikle bir yara izi, bir eklem çizgisi zonu üzerinde yer alır.

Doğrudan nedenler, litosferin gerilmesi ya da kıvrılmasından türemiş olmasına göre iki büyük familyaya ayrılırlar.

Kabuk incelmesi, bir ısı akışı artmasına eşlik ettiği halde, mekanik yönden başlıca bir gerilim (tension) zorlaması rejimine bağlıdır. Genellikle rifleşme evresine karşılık gelir ve kıtasal alanda riftlerin ya da grabenlerin, adayayı sistemlerinde yay arkası havzaların oluşumuyla kendini gösterir.

Kabuğun deformasyonu, senkinal biçiminde olduğu halde, basınçla sıkıştırma (compression) rejiminde meydana gelir. Buna özellikle plâka cephelerinde, transformasyon ya da yitim zonlarında (yay önü havzaları) rastlanır. Nispeten duraklama halinde olan bir ısı akışıyla atbaşı gider.

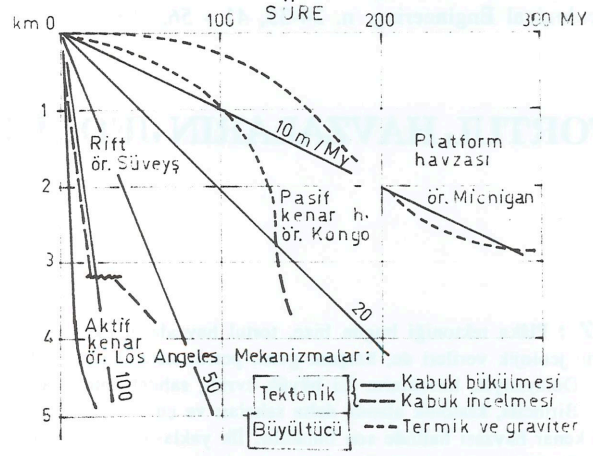
Litosferin bu deformasyonları, yüzeye sık sık magmatik oluşukların gelmesiyle kendini gösterir. Bunlar "tektonik olayların dinamik belirleyicileri" olarak görülürler (MASSE, 1981). Sübsidansın farklı süreçleri, üst mantonun farklı evrim derecelerinin karşılık gelir ve bunun üzerinde birçok gözlem penceresi açan volkanik gelmeler, havza tipini ayırtlamaya katkıda bulunurlar. Örneğin alkalin bazaltlar çoğu kez kıtasal riflere eşlik ederler. Oysa, daha asit olan toleyitlere çoğu kez pasif kıta kenarlarında ve yay arkası sistemlerde, yani genellikle yüksek gerilim zonlarında rastlanır. Kalko-alkalin dizilere daha çok makaslanma alanında ve volkanik adayalarında yani, aktif kenar koşullarında rastlanılır.

Sübsidansın tedricen artan termik ya/ya da graviter sıradan büyültücü mekanizmaları rifleşme evresinin yerini alır. Böylece, uzun bir periyod süresince ve litosferin visko-elâstik konumda geniş bir alan üzerinde havzanın yaşamını uzatır. Aksine, kabuğun tektonik deformasyonunun süreçleri genellikle zamanda büyüyerek gider. Şu halde, bunlar kısa süreli dirler ve havzanın tahribine götüren çabucak şiddetli bir tektoniğe geçen sübsidansın hızlanmak eğilimi vardır.

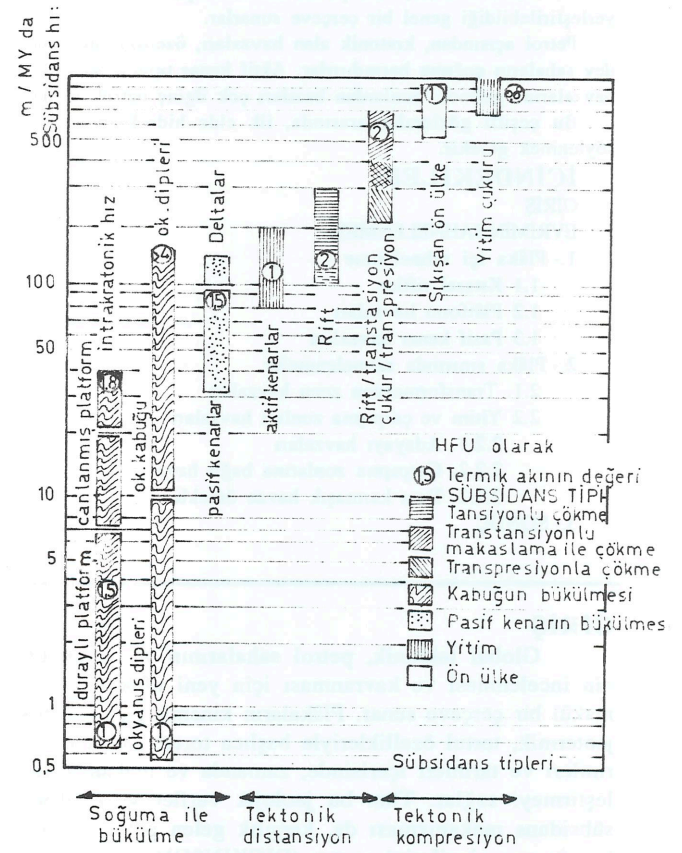
Termik sübsidans, ilk anda litosferin incelmesi ve yerini daha yoğun materyalin almasıyla, daha sonra soğumasıyla, dolayısıyla ağırlaşması ve kalınlaşmasıyla artar. Bu süreç, mantıksal olarak rift evresini izler. Isı akısının ve sübsidans hızının azalması bir yasaya uyar. Bu tedrici azalma milyonlarca yıllık bir periyoda uzanır. Bu olay okyanus alanında iyi bilinir (SCLATER ve FRANCHETEAU, 1970) ve pasif kenarlara uygulandığı görülür (STECKLER ve WATTS, 1982); MCKENZIE (1978) modeliyle iyi temsil olunur. BRUNET (1981) göstermiştir ki, Paris Havzasında olduğu gibi iyi bir yaklaşımla kıta içi bir havzaya uygulanır.

Graviter sübsidans, tortu ya / ya da su yükü tarafından artırıldığı halde, suların yükselmesi ya da tektonik bir bindirme ile, çoğu kez alüvyonlanmanın sürmesi ile aynı durumda tutulmuş isostatik bir ayarlanmaya karşılık gelir. Bununla birlikte her havza tipi net olarak ayırtman bir sübsidans stiline uyar (Şekil 1 ve 2).

Böylece, yüksek eğimli eğrilerle zaman-derinlik grafiği üzerinde kendini gösteren, milyon yılda 100-200 m.lik hızları temsil eden, başlıca tektonik sübsidansa



Şekil 1. Zamana bağlı olarak sübsidansın farklı süreçlerinin evrimi.



Şekil 2. Sübsidans süreçleri ve havza tipi (MASSE, 1981).

uğramış aktif kenar ya da rift tipinde havzalar çok çabuk gömülme hızları gösterirler. Aksine, başlıca termik ya da graviter mekanizmalara uygun ve çoğu kez hafif yükselmelerle kesilmiş platform havzaları, onlarca metre kadar çok daha zayıf yamaçlar gösterir ve bu tedricen artar;

ikisinin arasında pasif kenar havzaları, daha yavaş termik ve graviter olaylar tarafından tedricen yeri alınan özellikle riftleşme tipinde bir başlangıç tektonik sübsidans ardışımına karşılık gelirler. Bu, profilin tedrici bir bükülmesiyle kendini gösterir.

Zamana göre sübsidansın şiddetinin değişim eğrileri, yalnızca muhtemelen sıkışmamış tortul dizilerin kalınlığını değil, fakat çökellerin östatik değişimlerini ve derinliklerini de hesaba katmak zorundadır (BRUNEL ve LE PICHON, 1980).

Kabul edilir ki bu kronolojik evrim, birçok durumlarda bir gençlik evresi (ya da bir riftleşme evresi), daha sonra sübsidansın artmasıyla bir olgunluk evresi içerisinde özümlenebilir. Bazı kez, kıvrılmasıyla tahribe götürülerek, çarpışma ya da basınçla sıkıştırma olayları havzanın ansızın batmasına yol açabilir (PERRODON, 1980).

Tortulaşma

Yapısal çerçeve, havzanın morfolojisiyle, iklimsel ve paleocoğrafik etkenlerle çökellerin hacmini, mimarisini ve tabiatını denetler. Sübsidansın değişik biçimleri ilk anda tortulaşmanın ritmini sağlar, daha sonra geniş ölçüde akışkanların yer değiştirmesine ve tortul değişimlere katkısı olur.

Çökeltme ortamları sabit derinlikli, östatik değişimler ve gevşeme ihmal edilebilir kabul edildiği halde, ilk anda sübsidans hızını ve tortulaşma hızını karıştırmak bazen tehlikelidir. Belirgin bir inceleme için bu farklı verileri bütünleştirmek önemlidir.

Sübsidans-tortulaşma bağıntıları aynı şekilde çoğu kez, sübsidans zonları ve bunların pozitif kenarlarını bağlayan fleksürler olayından geçer. Coğrafi plânda, graviter mekanizmalara uğramış olsalar da, bir havzada tortuların dağılımı genellikle düzensiz ve süreksiz görülür.

Tortulaşma ve petrol potansiyeli arasında varolan bağlantılar bilinmektedir. Hızlı bir ritim, alterasyon tehlikelerini azaltarak, organik maddenin korunmasını kolaylaştırır ve belli bir ölçüde ortamın öksinik yetersizliklerini gizleyebilir. COUSTAU (1980) aynı şekilde göstermiştir ki, bir havzanın yerleşme tipi, çoğu kez tortulaşmanın şiddetiyle doğrudan ilgilidir.

Isı akıları ayrıca organik maddenin olgunlaşmasından ve hidrokarbürlere dönüşmesinden sorumludur. Tarihi sonunda, havzanın tedrici ve çoğu kez sürekli deformasyonları, sıkı sıkıya tortuların dağılımını ve özellikle ana kayaçların ve hazne kayaçların dağılımını, aynı şekilde akışkanların naklini, özellikle hidrokarbürlerin göç-

lerini koşullar.

Havzanın jeodinamiği, yani aynı bir yatak familyasının oluşumuna varan jeolojik ögesi, zamanda ve mekânda yapılaşmış bu bütün, böylece doğrudan petrol sistemini biçimlendirir.

EVİRİMİN SAHNELENMESİ

Bir tortul havzanın ayırtman özellikleri ve geleceği, havzanın jeotektonik konumuyla ve öncelikle plâkaların içinde ya da cephesinde oluşlarıyla sıkı sıkıya yönetilir.

Plâka içi konumda, oluktan hareket eden ve bir yandan plâtfon havzalarına, diğer yandan pasif kenar havzalarına varan iki büyük aşama tanımlanabilir (Şekil 3).

Plâkalar sınırında, aktif kenarların oluşumuna karşılık gelen iki sahnelenme gözönüne alınabilir:

- Biri transformasyon alanında, makaslanma (ya da "pull-apart") havzalarını verir,

- Diğeri transformasyon alanında, yitimin serbest ya da engellenmiş olmasına göre evrinir:

• nispeten basit adayayı sistemine bağlı havzalara evrinir; Antiller ya da Sandwich havzaları gibi, ya da

• daha karmaşık adayayı sistemlerine bağlı havzalara evrinir, Insulinde gibi, özellikle ön çukur tipinde çarpışma zonlarına evrinir.

Bu farklı sahnelenmeler, havzanın evrim derecesine göre, doğal olarak karşılık gelen petrol sistemlerinde bulunan ve farklı ortamlarda aynı petrol koşullarının sıkı tekrarlanmasıyla karmaşıklaşmış ara terimli tüm bir dizi sunarlar.

I.- PLÂKA İÇİ SAHNELENME

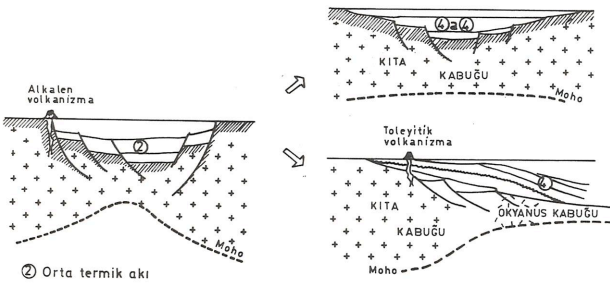
Bir rift, genellikle derin, türdeş olmayan durum dolayısıyla ve çoğu kez kıta içi dönüşümlere benzer büyük kabuk kopmalarının kenarlarında meydana gelir (MAS-SE, 1983). Gerilim, bir kabuk incelmelerini artırarak, az çok düzensiz bir şekilde yavaş yayılır.

"Riftlerin nispeten yüksek zonlarda meydana gelmeye belirgin eğilimleri vardır" ki bunlar çukurun tamamlanmasından sonra pozitif kalmaya eğilimlidirler. Büyük volkanik etkinlik, büyük kenar yükselmesi gecikmiş bir olay olarak görülür (MASSE, 1983). Riflerin çoğu (örneğin Rhin çukuru, Limagne, Rio-Grande) bu şemaya karşılık gelirler.

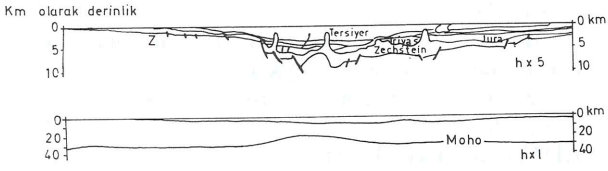
Fayların mimarisi çoğu kez karmaşıktır ve bunların eğimleri çok değişkendir. Zayıf eğimli derin aksaklıklar, önceden varolan ara yüzeyler boyunca, genellikle ayrılma yüzeyleri tarafından denetlenirler. Gravite ile kaymaların çoğu olasılıkla tilt blokları kökenlidir (BRUN ve CHOUKROUNE, 1983).

Çoğu kez, tektonik sübsidansın menzil süreci alanı, havzanın çerçevesini genişletmek ve onu, daima kıtasal alanda olmak üzere, önceki dizileri kıvrımlayan transgresif oluşukların çökmesiyle plâtfon havzasına evrindirmek eğilimindedir. Bu durumda, magmatizma alkalin tipte kalır (Şekil 3).

Olasılıkla daha büyük duraysızlık zonunda yerleşmiş diğer riftler, okyanus kabuğunun ortaya çıkışına kadar yazgılarını izlerler; her yarı, kıta sınırında fakat aynı plâkanın içerisinde kalarak, daha sonra pasif kenar havzaları belirtileri altında evrinirler. Bu durumda, magmatik



Şekil 3. Plâka içi alanda havzaların evriminin sahnelenmesi



Şekil 4. Kuzey Denizi merkez grabeninin şematik kesitleri (WOOD ve BARTON, 1983).

belirtiler toleyitik tiptedirler. Bu havzalarda kalın alüvyon sisteminin yerleşmesi, delta havzalarını ortaya çıkarabilir.

Bu sonuncu durumlarda rift, diğer havza kategorilerinin hareket noktasına karşılık gelebilir; bu gençlik durumu, rift sonrası tarihe benzer az çok önemli bir yer kaplar. Onlarca milyon yıllık süreli bu riftleşme evresi, distansiyon ya da transtansiyon halindeki bir jeotektonik çerçevede, $2 \mu \text{ cal cm}^{-2} \text{ sn}^{-1}$ lik bir yüksek ısı akısı tarafından eşlik edilir.

1.1. KITASAL RİFTLER

Genel şekli dar ve uzun olan bu havzalar, çoğu kez asimetrik oldukları halde, kıta kabuğunun önemli bir gerilme ve bir incelmeye uğradığı bir zonda meydana gelirler; Viking grabeninde olduğu gibi 15-20 km.ye kadar inebilirler (ZIEGLER, 1982; WOOD ve BARTON, 1983) (Şekil 4). Bazaltik yükselmeye ve litosferik incelmeye bağıntılı olarak, genellikle net bir pozitif Bouguer anomalisi verirler (DERITO ve diğ., 1983).

Tektonik kökenli sübsidans hızlıdır; milyon yılda 200-400 m kadardır ve daha sonra distansiyonun yerini termik sübsidans aldığımda tedricen azalır (Şekil 1). Jeotermik gradyanlar yüksektir; özellikle büyük distansiyon zonlarında çoğu kez $40-50 \text{ km}^{-1}$ kadardır (Şekil 4).

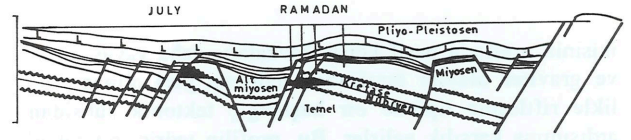
Bazı hâllerde rift, önceden varolan tortul oluşuklar üzerine yerleşebilir: plâform havzası ya da orojen. Bu durumda, ısısallığın normal kalmaya eğilimi vardır. Örneğin; orta jeotermisi olduğu halde, "pull-apart" tipinde çukur belirtileri gösteren Viyana Havzası, bir fliş ve kireçtaşı napları topluluğu üzerinde (8000 m) Alt Miyosen'de gelişir (ROYDEN ve diğ., 1983).

Tansiyon halindeki bu jeotektonik çerçeve, alçalan bloklarla distansiyonun esasını pekiştiren faylarla sınırlı horst ve graben halindeki klâsik mimariyle kendini gösterir; bütün geçiş terimlerine grabenler ve rombgrabenler arasında rastlanıldığı halde, çoğu kez makaslama aksaklıkları görülür.

Süveyş Körfezinde volkanizma, pek önemli olmadığı halde, büyük aksaklıkların ortaya çıkışıyla durmuş gibidir (CHENET ve LETOUZEY, 1983).

Kinematik yönden genellikle, riftin ortaya çıkış fazında sentetik fayların, paroksizma fazında antitetik kırıkların oluştuğu gözlenir. Bu aksaklıklar daha sonra, sübsidansın tektonik gücünün azalmasıyla ve çökellerin kıvrılma ve gömülme fazlarına ve nihayet havzanın dolmasına karşılık gelen termik ve graviter süreçler tarafından menziliyle tedricen belirsizleşir.

Tortul yönden, sübsidansın ilk şideti çoğu kez ortamın derinleşmesi ve bir boşluk periyoduyla kendini gösterir. Örneğin Kuzey Denizi'nin Triyas ve Liyas riftle-

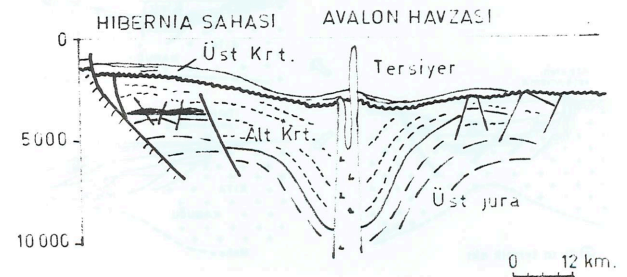
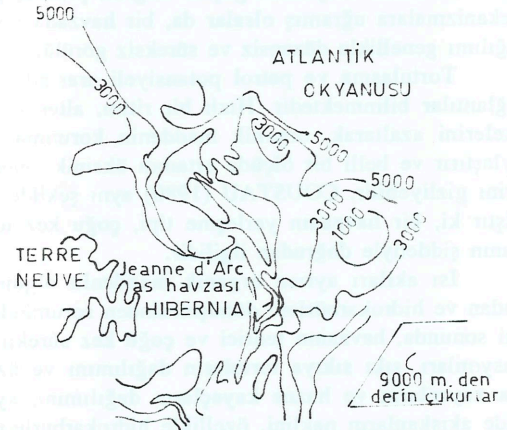


Şekil 5. Süveyş Körfezine dik kesit

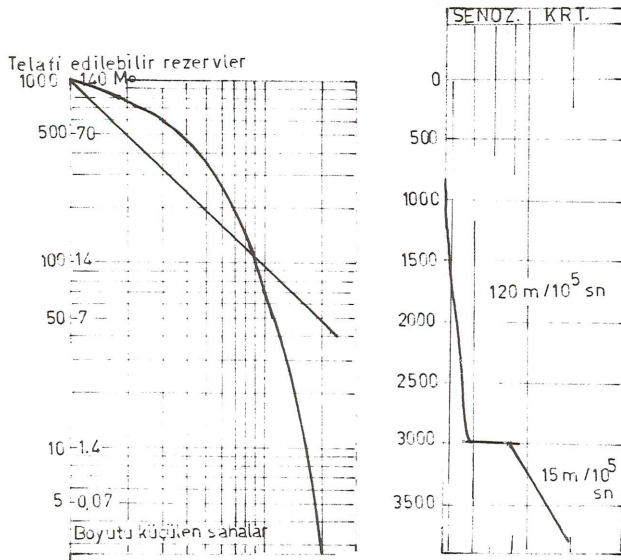
rinde sübsidans oranı 40-60 m/MY a erişir. Organik maddece zengin öksinik, gölsel ya da denizel ortamlar ender değildir. İklimsel etkenler önemli bir rol oynarlar. Kurak rejimde, evaporit oluşumu havzanın morfolojisiyle kolaylaşır. Kıvrıntılı taşıntılar genellikle sınırlı yayılmadadır; süreksizdir ve pek olgun değildir; rift yüksek bir zonda yerleştiği oranda incedirler. Net olarak diakron olan diziler, yükseldikçe transgresif bir gidiş alarak daha sürekli olurlar.

Rift tipinde havzaların petrol yönünden özellikleri sıkı sıkıya jeolojik verilerden ileri gelir. Hidrolojik bilanço pozitif ya da negatif olsa da, ana kayalar burada genellikle zengin ve iyi gelişmişlerdir. Bu ana kayalar çoğu kez algli tiptedirler ve yüksek ısı akısı nedeniyle hızla olgunlaşmışlardır. Kil ya da evaporit örtüler eksik değildirler. Çoğu kez kıvrıntılı olan haznelere, en azından riftle yaşıt dizileri için yetersiz ya da orta niteliktedirler. Kapanlar, başlıca rift öncesi ya da riftle yaşıt dizinin faylı bloklarıyla, oturma antiklinalleriyle ve rift sonrası ya da kıvrımlanma oluşuklarında resiflerin gelişmesiyle oluşmuşlardır (Şekil 5).

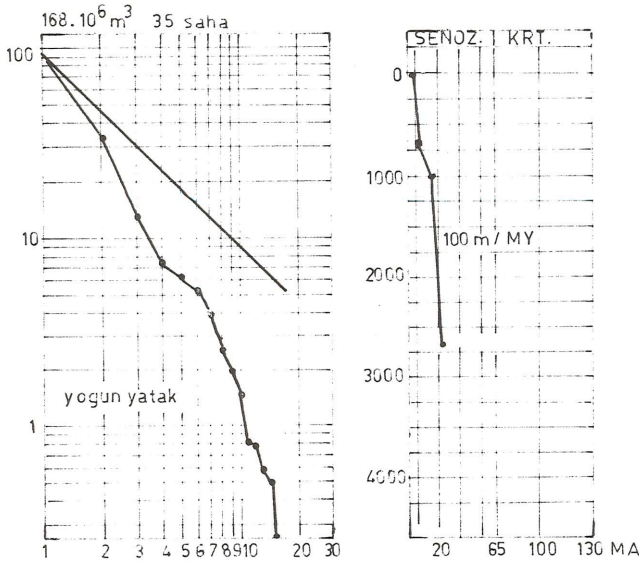
Yiv açan aksaklıklar bazı kez, kapanlanma olaylarını artıran basamak şeklinde antiklinallerin oluşumunu sağlarlar. Bunlar gerek doğrudan yanal olarak, gerekse düşey göçmeyle büyük faylar boyunca beslenirler.



Şekil 6. Avalon havzasının harita ve kesiti ve Hibernia sahası (BENTEAU ve SHEPPARD, 1982).



Şekil 7. Süveyş Körfezi Havzası - Yatak tipi diyagramları ve tortulaşma hızı (H. COUSTAU)

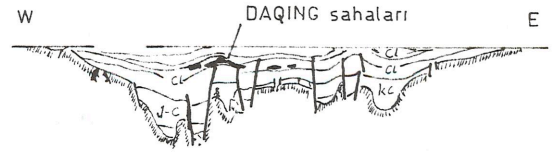


Şekil 8. Viyana Havzasında tortulaşma hızı ve yatak tipi diyagramları (H. COUSTAU, 1980).

Böylece verimli seviyeler, stratigrafik dizide örtü seviyelerine uyarak sıra sıra dizilebilirler. Rift sonrası dizinin litolojik tabiatı temelli bir önem gösterir. Bir geçirimsiz dizi ve aynı şekilde ana kayaç bir zenginlik teminatıdır; oysa geçirimli seviyeler göçme kaynağıdır (HARDIN, 1982).

Yatak oldukça yoğundur ve yataklar, Viking ya da Hibernia saharlarının gösterdiği gibi, tercihen yüksek basınç zonlarının kenarında gruplanmışlardır (Şekil 6) (BENTEAU ve diğ., 1982).

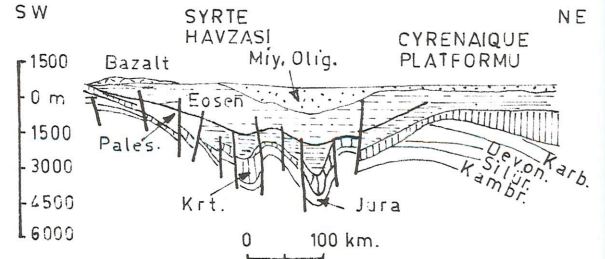
Rift tipinde havzalar, bazı zengin saharlarla temsil edilmişlerdir; bunlar arasında şu havzalar anılabilir: Süveyş (Şekil 7), Syrte (PARSONS ve diğ., 1980), Viyana (Şekil 8), Reconcavo ve Hibernia sahası.



Şekil 9. Sangliao havzasının kesiti.

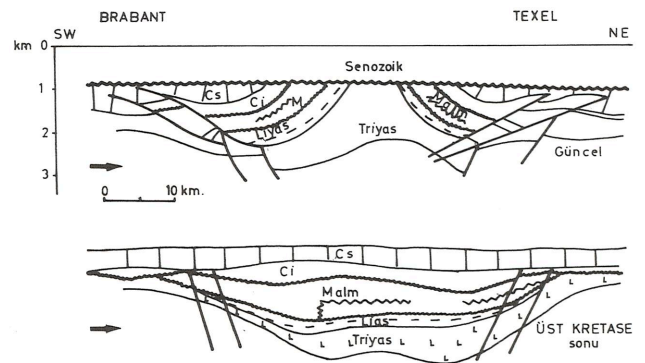
Bu sonuncu örnek, bu havzaların çoğunun "çukur rölyefini" ortaya koyar. Bu özellik uzun zaman farkedilmeyen geçmiştir. Diğer riftler henüz keşfedilmek üzere kalmaktadır. Rift tipinde havzalar, dünyanın hidrokarbür keşiflerinin % 15'ini kapsar (HUFF, 1980).

Çoğu kez bu havzalar, bazı plâform havzalarıyla geçiş oluşturan riftleşme evresini izleyen bir evrimle değerlendirilir. Bu rift sonrası sübsidans, hidrokarbürlerin ikinci bir olgunlaşma-göçme fazını sağlayan bir gömülme meydana getiren 3000-4000 m lik değerlere erişebilir. Aşağıdaki havzalar böyledir: Songliao Havzası (XU SHICE ve diğ., 1981; BANGGAN ve diğ., 1982) (Şekil 9); Kuzey Denizi'nin güney kısmı (ZIEGLER, 1982) ve Syrte Havzası (Şekil 10) (PARSONS ve Diğ., 1980).



Şekil 10. Syrte Havzasının Kesiti

Laramiyen orojenezinden itibaren La Haye Havzasında olduğu gibi, basıncın etkisi altında, bazı riftler doğrudan kıvrılmış rift tipinde kıvrılmış havzalara evrilebilirler (Şekil II). Bu tektonik eylem, pozitif etkenlerden (antiklinallerin oluşumu) çok sakıncalar (erozyon ve göçme ile) gösterir.

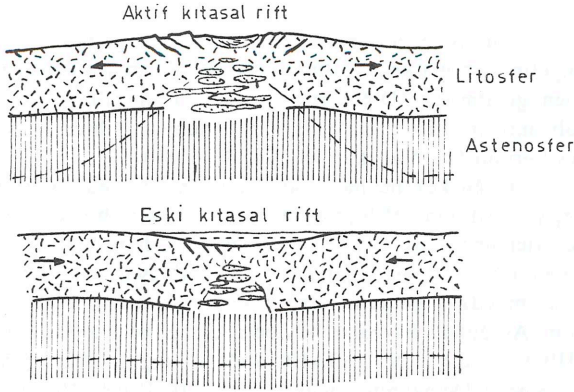


Şekil 11. Kretase sonunda ve günümüzde La Haye grabeninin kesitleri (Petroland. 1983).

1.2. PLÂTFORM HAVZALARI

Genel yuvarlak şekilli bu havzalar, uzun bir periyod süresinde devam eden tüm bir duyarlılıkla ayrılmışlardır.

Jeotektonik yönden, çoğu kez eski riftler üzerine gelmiş, normal kalınlıkta kıtasal kabuk alanı içerisinde yerleşirler (Şekil 12); ısı akıları buralarda orta ve zayıf görülürler. Genel çerçeve gerilim halindedir; çoğu kez aksaklıklar görülür.



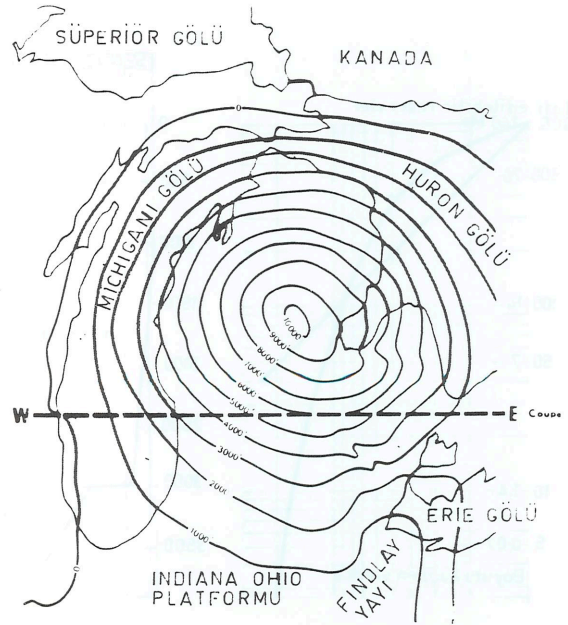
Şekil 12.- Aktif bir kıtasal riftin şematik kesiti (yukarıda) ve bir plâtfom havzası tarafından örtülmüş fosilleşmiş bir rift (DE RITO ve diğ., 1983)

Henüz iyi açıklanamayan plâka içi sübidans, genel termik ve graviter tarzda görülür. 10-50 m/ MYlık orta değerler gösterir; durmaya ya da ters dönmeye kadar giden hassas değişimler görülür ve 100-200 MY ya da daha fazla sürebilir. Milyon km² yi geçebilen yuvarlak ya da eliptik bir yüzeyi etkiler. Williston, Michigan ve İllinois Paleozoyik havzaları, 200.000 km² bir alan üzerinde, 250 MY süresince, milyon yılda 20 m yöresinde bir sübidans gösterir (Şekil 13). Örneğin Williston Havzasında, bu ortalama Devoniyen-Mississipiye'de 25 m/ MYlık maksimumları ve Kretase'de 5-10 m/MYlık minimumları bütünlük. NE Sahra Havzası ve Arap Plâtfomu, sırayla Paleozoyik ve Mesozoyik sonunda 15 ve 30 luk ortalama ritimler gösterir.

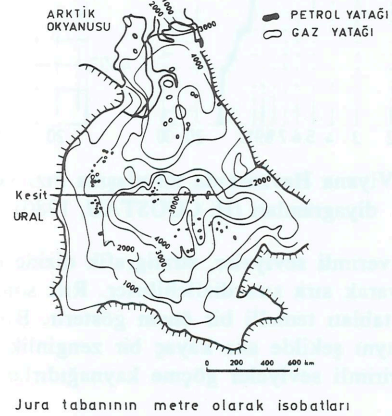
Yapısal deformasyonlar genellikle geniştir ve az sayıdadırlar; en duraylı havzalarda mevcut olmadıkları halde, geniş Batı Sibirya Havzasında olduğu gibi, çökellerin hacminin artmasıyla daha fazla rölyef alabilirler (Şekil 14). Ayrıca antiklinaller meydana gelmiş olabilir.

Tortul yönden, diziler genellikle nispeten tekdüz ve sürekli görülürler; çoğunlukla az derin olan çökeller oldukça evrinmişlerdir. Karbonatlı oluşuklar buralarda iyi temsil edilmişlerdir, fakat Batı Sibirya durumunda olduğu gibi hiç yoktur. Bu karbonatlı oluşuklar, özellikle transgresiyon periyodunda, organik tortulaşmalı geniş kapalı alanları sınırlandırabilir (PRESTAT ve RICHE, 1980).

Östatik değişimler buralarda büyük bir rol oynarlar. Örneğin Paris Havzasında hesaplanmıştır ki, Üst Kretase sonunda suların 300 m kadar yükselmesi 500 m yöresinde ek çökel meydana getirmiştir (BRUNET ve LE PICHON, 1980).



Şekil 13. Michigan Havzasının yapısal haritası ve kesiti - Orta Ordovisiyen doruğunda isobat (aralık 500 ayak ya da 150 m) (CATACOSINOS, 1981).



Şekil 14. Batı Sibirya Havzasının harita ve kesiti (DISKEY, ZHABREV ve diğ., 1975)

Kurak peryodda, bu havzalar çoğu kez ayta biçiminde bir paleocoğrafya gösterirler. Merkezde kayatuzu çökelleri, bunu çevreleyen anhidrit, karbonatlar, resifler ve killeri bulunur; Michigan Silüriyen'inde bu durum gözlenir.

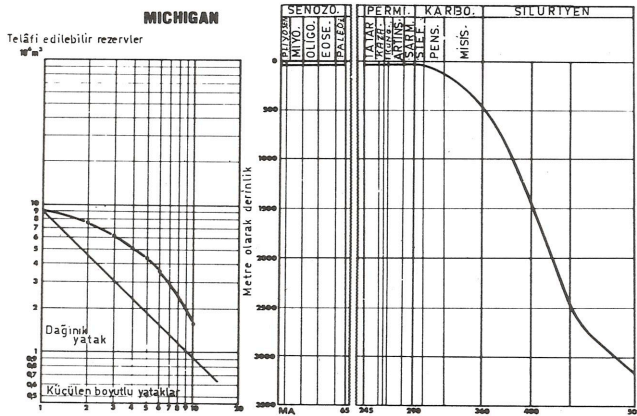
Plâtfon havzaları, Moskova ya da Kuzey Amerika Paleozoyik havzalarında olduğu gibi, basınçların sönmesiyle tedricen duraylılaşabilir. Fakat diğer durumlarda bunlar distansiyon ya da transtansiyon halinde yeni basınçlara uğrarlar ve Süveyş ya da Rhin'de olduğu gibi ikinci kuşak çukurları meydana getirirler.

Petrol plânında, özellikle kurak iklimde sedimantolojik ölçütler iyi nitelikte haznelerin ve çoğu kez yeterli örtülerin oluşumuna uygundur. Görülmüştür ki bazı peryodlarda, ana kayalara uygun ortamlar, özellikle en sübsidan zonlarda önemli alanlar kaplıyabilirler. Bununla birlikte, bunların doyunlaşmaları, hiç olmazsa bir gömülme ya da yeterli bir ısı akısı yokluğunda kenar zonlarda biraz kısa olabilir. Özellikle resiflerin gelişmesi ve ana kayaların çökmesini sağlayan transgresiyon için, daha sübsidan peryodların yararı belirtilmelidir.

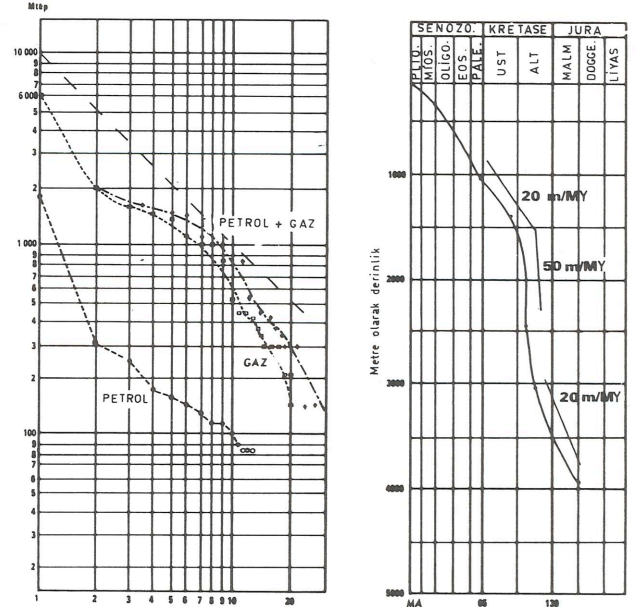
Kapanlar, uzun yanal göçmelerin olanağı ile iyi beslenmiş geniş tonozlarla temsil edilirler. Stratigrafik yönden, Illinois ve Williston havzaları Mississipiyan'inde olduğu gibi, bir formasyonun çoğu kez rezervlerin dörtte üçünü kapsadığı görülür. Eğer sübsidansları zayıf kalırsa, plâtfon sahaları dağınık yatakça fakir olur. Bu durumda, yarar zonları en derin ve iyi korunmuş kısımlarda, havzanın orta kısmında yerleşir.

Eğer tortulaşma 3000-4000 m den fazla kalınlığa erişirse, zenginlik çok hızlı artabilir ve yapısal deformasyonlar temel duraysızlığı ile genellikle arttığı halde, burada kapanlar daha çok sayıda ve çoğu kez büyük genlikte olacaktırlar. Bu zengin sahalarda, yatak genellikle yoğunlaşmıştır. Böyle havzalar, dev sahalardan ayrıcalıklı yeridirler.

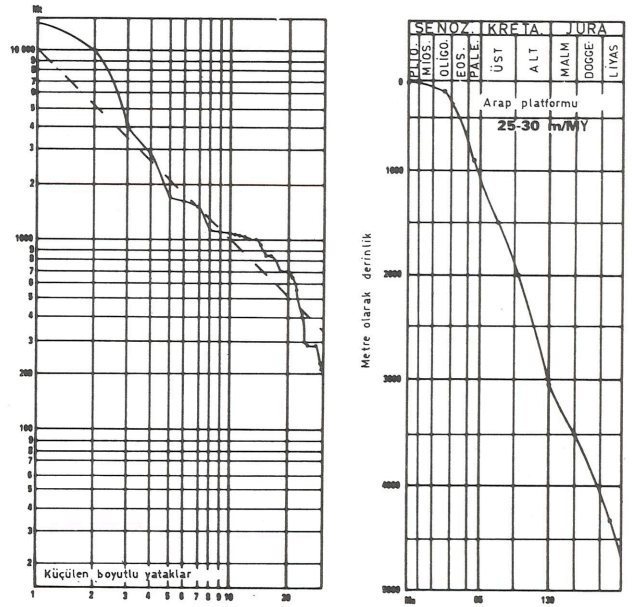
İnisyel riftleşme evresinin önemi, plâtfon havzalarının gelişiminin genliğini ve bir ölçüde bunların petrol potansiyelini yönetir gibidir. Böylece Michigan Havzasında olduğu gibi, sınırlı rifller çok duraylı havzalardan, Kuzey Denizi ya da Syrte havzalarında olduğu gibi evrinmiş tipte havzalara kadar tüm geçiş terimleri göz-



Şekil 15. Michigan Havzası: Yatak tipleri ve tortulaşma hızı diyagramları (H. COUSTAU)



Şekil 16. Batı Sibirya - Tortulaşma hızı ve yatak diyagramı (H. COUSTAU)



Şekil 17. Arap Plâtfonu - Tortulaşma hızı ve yatak tipi diyagramı (H. COUSTAU)

lenir. Böylece, yatak sübsidansına göre düzenli olarak artan kilometre kareye ortalama zenginlik belirlenir. Örneğin:

- dağınık bir yatakla, Paris Havzası için 100 t,
- yine dağınık yatak halinde, Michigan Havzası için 500 t (Şekil 15)
- Williston için 2400 t,
- Illinois için 2700 t,
- Karışık yatak halinde İllizi için 6700 t,
- Yoğun yatak halinde Batı Sibirya için 14.000 t (Şekil 16),
- Arap Plâtfonu için 110.000 t (MURRIS, 1980; KOOP ve STONELEY, 1982) (Şekil 17).

1.3. PASİF KENAR HAVZALARI

Bugün başlıca Atlantik Okyanusu ve Hint Okyanusu çevresinde sıralanmış olan bu havzalar, rift ve rift sonrası fazlarının ardışımıyla ayrılmışlardır. Bunlar kıta kabuğu ve okyanus kabuğunun geçiş zonunda yerleşirler. Güney Kongo Havzası kesiti üzerinde gözlemlendiği gibi, inisyel rift özgül yapısal ve sedimantolojik ayırtman özellikler gösterir (Şekil 18).

Riftleşme sırasında özellikle yüksek olan ısı akımları, daha sonra tederici olarak azalır. Yüz milyonlarca yıl sürebilen, üslü bir biçimde azalmayla hızlı bir tektonik mekanizmadan termik ve graviter bir tarza geçen sübsidans aynı evrimi izler (BEAUMONT ve SWEENEY, 1978; SCRUTTON, 1982; STECKLER ve WATTS, 1982).

Özellikle Tersiyer'de, gelişimli tortulara geçerek, Okyanus açılmasından itibaren tortulaşma denizel olur. Bunlar, termik sübsidansından bağımsız olan, yüksek bir tortulaşma hızıyla ayrılmışlardır. Birikmeleri, yerel ya da bölgesel olarak, çok geniş yüzeyler örtebilen, bazı hallerde 70.000 km² ye erişen, olistostrom tipinde kütle halinde kaymalara neden olabilir (DINCLE, 1980).

Yeterli taşıntı yokluğunda da erozyona neden olan okyanus akıntıları nedeniyle, derin ortamda kenar "zayıf" ya da "aç" tipte kalacaktır ve havza kapsamıyacaktır. Eğer taşıntılar bolsa, çoğu kez bir delta karmaşığı ile taşıntı halinde, tortul sistemin esasını oluşturabileceklerdir ve bir delta havzasının sınırında bir "merkez çökeller" ardışımını meydana getirebileceklerdir. Çoğu durumda, havzalar kıta kenarı boyunca süreksiz bir tarzda dizilirler.

Örneğin, NW Avustralya şelfi havzaları kesitleri ve Viking Grabeni'nin gösterdiği gibi, yapısal açıdan, ıraksak kenar havzası ve bir plâform havzasına geçen rift arasında sıkı benzerlikler saptanır (Şekil 19).

Petrol yönünden, pasif kenar havzalarının çoğunluğu orta bir zenginlik gösterir. Riftler gibi, koşullar buralarda hidrokarbürlerin depolanmasından çok oluşumuna uygundur. Horst ya da sıkışma antiklinalleri tipinde yapılar, çoğu kez orta ya da zayıf hacimde oldukları halde, buralarda düşey göçmeyle ya da doğrudan fay dokanağı halinde düzenli olarak beslenmişlerdir.

Çoğu kez, riftin alt dizilerinden itibaren (Batı Afrika) ya da sonradan açılma sübsidan küçük riftlerden itibaren (Avustralya NW şelfi, yukarı Bombay) beslenmiş olduğu halde, rift sonrası diziler hazne ve kapanlar halinde ek olanaklar gösterirler. Başlıca kırınılı alan açılmanın çağdaş gelişimli çökelleri genellikle az petrollüdürler. Brezilya'nın Atlantik kenarı üzerinde olduğu gibi, böylece çeşitli "gösel rift vadisi", "sınırlı ve geçişli denizel",

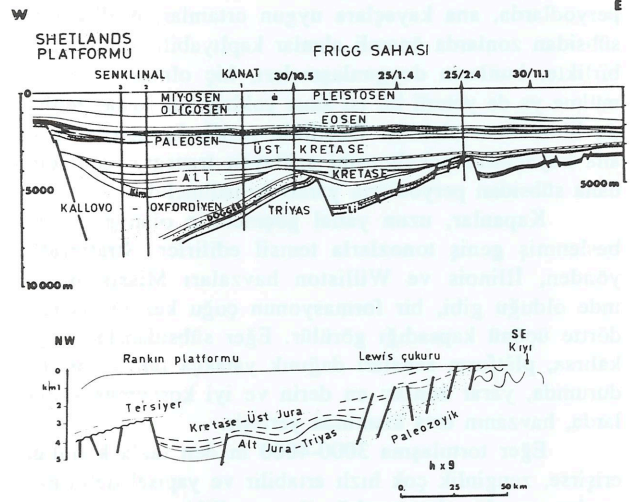
"transgresif denizel" yataklar tanımlanabilir (CELSE PONTE ve diğ., 1980).

Genel olarak, bu havzalar dünya petrol ve gaz rezervlerini ancak % 2 sini toplarlar (Huff, 1980) bunlar pek az dev saha kapsarlar ve ancak Avustralya NW şelfinde dev bir gaz sahası oluştururlar. 4000 t luk Congo-Cabinda sahasına karşı bu saha km² de 14.000 t luk zenginlik gösterir.

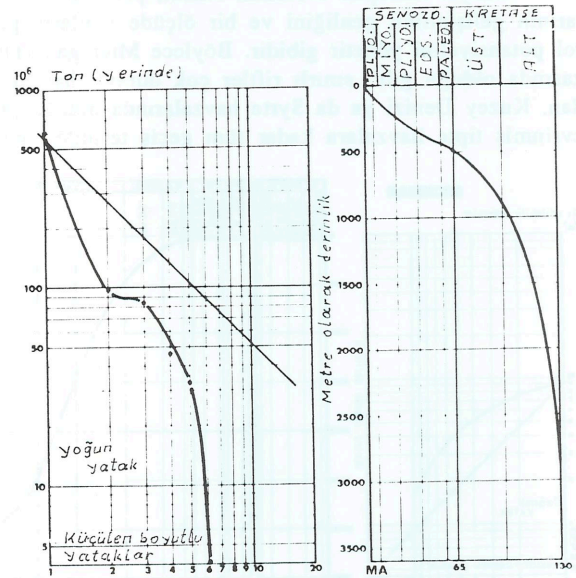
Kongo kıyı havzasında olduğu gibi (Şekil 20), yatak çoğu kez yoğunudur.

Delta havzaları

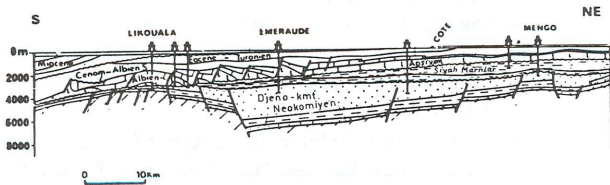
Bir delta sisteminin yerleştirilmesiyle, pasif kenar havzalarına önemli bir artık değer getirilmiştir; transver-



Şekil 19. Viking Grabeni (yukarıda) ve NW Avustralya Dampier alt havzasının karşılaştırmalı kesitleri (LOTFING ve diğ., 1975)



Şekil 20. Kongo Kıyı Havzası - Yatak tipleri ve tortulaşma hızı diyagramları (H. COUSTAU)



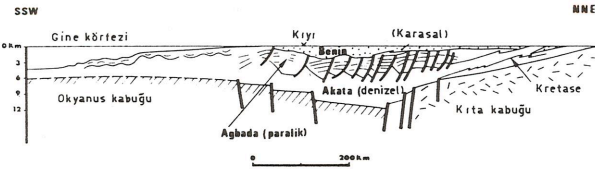
Şekil 18. Güney Kongo Havzasının dikine kesiti (VILLEMIN, 1981)

sal ya da oblik bir zayıflık doğrultusu önemli bir tortul materyalin gelişini kolaylaştırdığı halde, bu bazı kez üçlü bir noktanın varlığıyla bağıntılı görülür. Bu havzalar özellikle Senozoyik'te iyi temsil edilmiş ve korunmuşlardır. Yüksek tortulaşma hızları (milyon yılda 100 m den fazla; Nijerya deltası için 500 m), killi materyalin bolluğu, açığa doğru tabanın genel eğimi, az katılmış killerin sık varlığıyla artmış çökellerin büyük duraysızlığını sonuçlar. Bunun sonucu olarak, killerin büyümesi ve şişmesiyle oluşmuş faylarla bölünmüş karmaşık bir mimari meydana gelir; tümünün kütle halinde açığa doğru kayma eğilimi vardır (REYRE, 1983) (Şekil 21, 22).

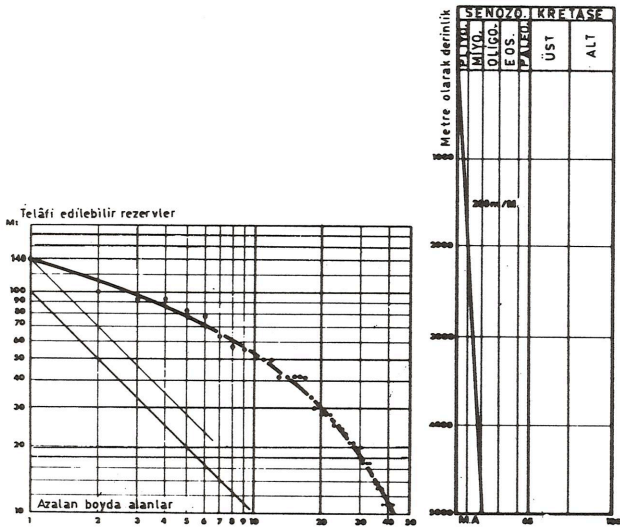
Delta havzaları aynı şekilde başka jeotektonik koşullarda da yerleşebilir; özellikle Uzak Doğuda olduğu gibi, yay arkası havzalarda yerleşebilir (GREEN, 1983)

Bu delta sahalarının dağınık yataklar halinde zenginliğinin nedenleri bilinmektedir:

- onlarca kilometre kalınlığa erişen killi-kumlu kalın dizi,
- özellikle denizin sık gidiş gelişleriyle, iyi örtü koşulları sağlayan transgresif geçişlerle bağıntılı çok sayıda fasiyes değişimleri,
- çoğunlukla hümik ve kalıntılı organik maddenin ve gaz hidrokarbürlerin ya da nispeten hafif sıvı ürünlerinin çoğunluğunu barındıran hazne seviyelerinin bolluğu,
- genellikle küçük hacimde, beslenmelerini kolaylaştıran killi ya da tuzlu büyüme ya da şişmelerle oluşmuş faylarla bağıntılı çok sayıda ve karmaşık yapısal kapanlar.



Şekil 21. Nijerya Deltası Havzasının şematik kesiti (EVAMY ve diğ., 1978)



Şekil 22. Nijerya Deltası - Tortulaşma hızı ve yatak tipi diyagramları (H. COUSTAU)

Böyle bir petrol sisteminin ince bir analizi, Gulf Coast'ta Frio "çalışmasında" verilmiştir (GALLOWAY, 1982).

Bu koşullarda, tipik olarak dağınık yataklı iki dev saha dünya rezervlerinin % 6 sını kapsar (HUFF, 1980); dış Gulf Coast için zenginlik 20.000 t km⁻² ye erişir.

Dönüşüm zonunda pasif havzalar

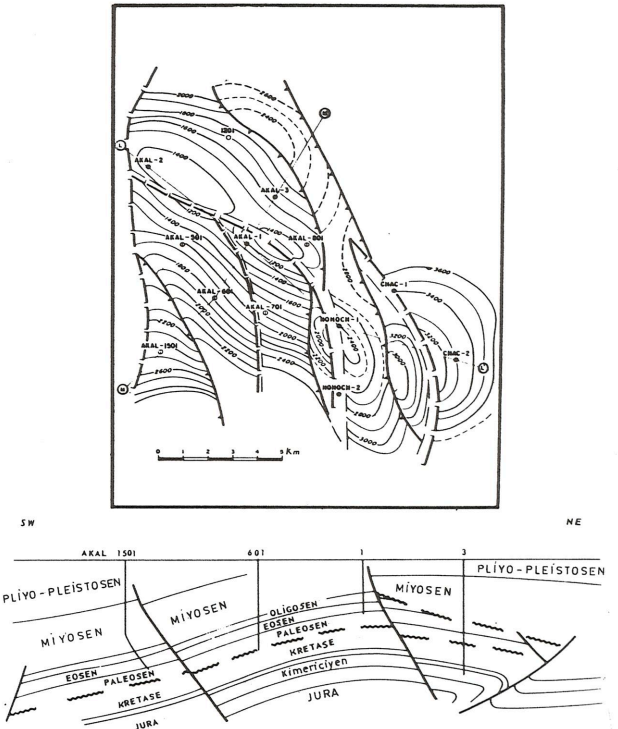
Pasif kenar havzalarının iyileşmesinin bir başka etkeni yivli aksaklıkların varlığıyla sağlanmıştır. Diğer bütün koşullar ayrıca bir araya geldiği halde, artık değer başlıca yapısal alanda sağlanmıştır. Böyle hareketler, basamaklı, tedrici büyümeli, en iyi kapanları oluşturan normal ve ters faylardan etkilenmiş antiklinal kıvrımların kökeni olabilir.

Bunun örneği, Meksika'da Réforma-Campeche sahasıyla verilmiştir; burada Bermudez ve Cantarell dev alanları bulunur (ALEVEDO, 1980; MEYERHCFF, 1980; MENESES DE GYVES, 1980) (Şekil 23).

Tortulaşma hızının MY da 100 m kadar olduğu, Oligosen ve Üst Miyosen sırasında Gippsland Havzasında olduğu gibi, delta havzaları aynı şekilde makaslanmalara uğrayabilir (VEEVERS, 1982); bu, basamaklı kıvrımlarla ve yüksek bir zenginlikle (16.000 t km⁻²) kendini gösterir. Bunlar aynı şekilde sıkışmalara uğrayabilirler.

2.- PLÂKA SINIRINDA SAHNELENMELER

Komşu litosferik plâkaların ceplenme zonları, önemli tektonik sübsidans alanları veren özellikle kuvvetli deformasyon alanlarını oluşturur. Kabuğun kıvrılma-



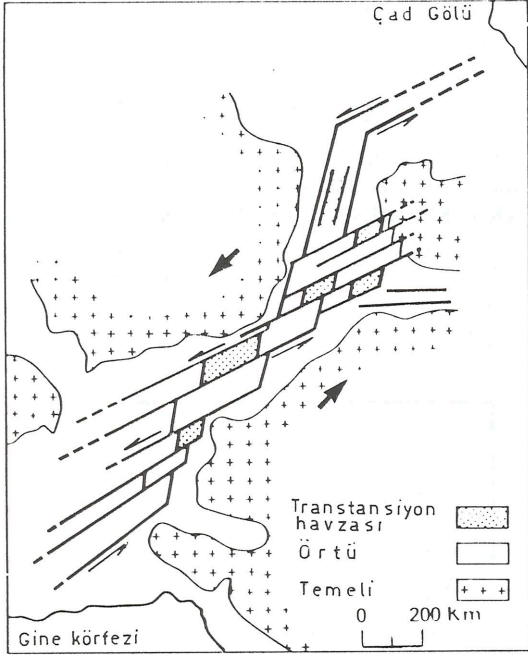
Şekil 23. Campeche Körfezinde Cantarell alanının harita ve kesiti (MEJIA DAUTT ve MENESES DE GYVES)

sı, gerek transformasyon zonunda yiv açısı olayları, gerekse plâkaların yakınsak sınırlarında sıkışma ya da gerilme olaylarını sonuçlar; bu, iki büyük sahnelenmeye karşılık gelir. İntraplâk havzalarına karşı, bütün bu sahalar, başlıca Senozoyik'te bilinse de, kısa ve çok hareketli bir yaşamla ayrıtlanırlar.

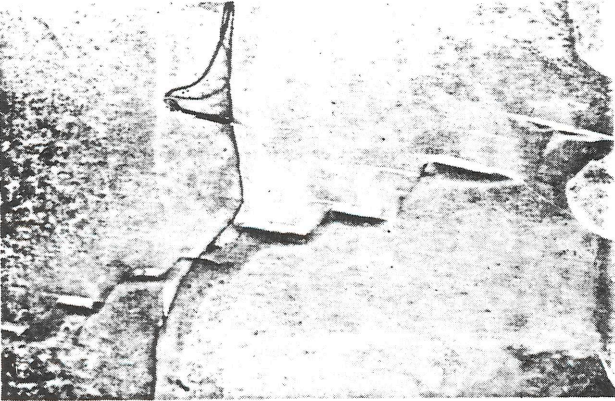
2.1. TRANSFORMASYON ZONU HAVZALARI

Rombgraben ve "pull-apart" terimleriyle belirlenmiş bu makaslanma zonu havzaları, çok büyük tansiyon yarıkları gibi, önceden varolan mekanik düzensizliklerin yakınında, büyük dönüşüm aksaklıkları boyunca oluşurlar (Şekil 24 ve 25).

Kabuk incelmesi rommgrabenlerle alkalin eksen volkanizması ve normal kalınlıkta fakat faylı bir kabukla ayrılmış, yanal volkanizmalı Ölü Deniz tipinde çukurlar arasında tüm geçiş dizileri bilinir. Bu havzaların evri-



Şekil 24. Bénoué çukuru tortul havzalarının transtansiyon halinde oluşum mekanizması (BENKHELIL ve ROBINEAU, 1983)



Şekil 25. Tansiyon çatlakları (onlarca cm uzunluğunda)

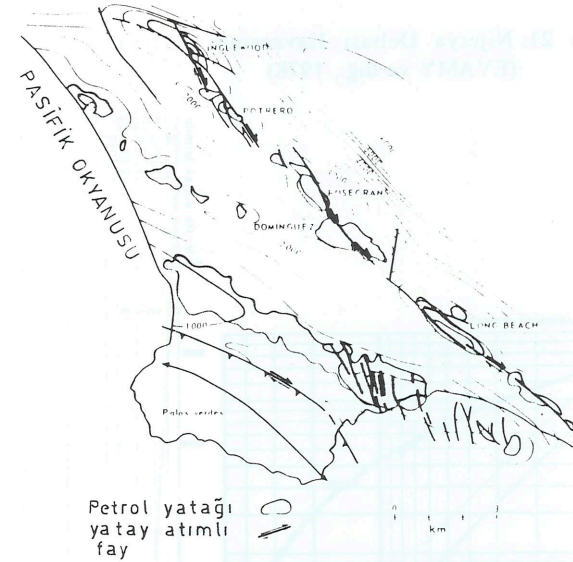
mi aynı jeodinamik çerçevede geçebilir, fakat bunlar transtansiyon halindeki bir çerçeveden bir transpresyon rejimine geçebilirler. Bunlar, bazı riftlerle belirgin yakınsaklıklar ya da makaslanma aksaklıklarından etkilenmiş bazı pasif kenar havzaları gösterirler.

Bunlar eşkenar dörtgen ya da üçgen biçiminde uzun çukurlar halinde görülürler; uzunluk-genişlik oranı 3 ile 4 arasındadır. San Joaquin ve Los Angeles havzalarında olduğu gibi (Şekil 26) (AYDIN ve NUR, 1982), "basınç çıkıntıları" denebilecek horstlarla çevrelenmişlerdir ve basamaklı bir fay ve kıvrım ağıyla kesilmişlerdir.

Yüzeyleri genellikle sınırlı görülür, fakat derinlikleri önemli olabilir. Çoğu kez tardi-orjenik konumda görülürler ve şiddetli kıvrımlardan kolayca etkilenmiş olabilirler.

Buralarda tortulaşma hızlı ve kalındır; nispeten kısa bir periyot süresince, milyon yılda 500 m ye erişir. Oluklarda olduğu gibi, çökme ortamı sübidans ve taşınımın göreceli farkıyla buralarda derin görülebilir; ısı akımları çoğu kez ortadan fazlaya değerler gösterir. Büyük Okyanus kırıklarının karaya uzantısında yerleşmiş örneğin Bénoué Havzası, genel eksene oranla oblik basamaklı dizilmiş küçük Apsiyen-Albiyen çukurlarının bir araya gelmesinden oluşmuş gibi görülür (Şekil 24).

Başlıca mikrodiyorit, alkalin siyenit ve bazalt intrüzyonlarından oluşmuş volkanik etkinlik, ilk çukurların açılmasından az önce ya da onunla aynı zamanda görülür. Turoniyen'den itibaren, karasal acısu çökeltilerini izleyen denizel fasiyesler, ilk çukurların sınırlarının ötesinde bir havza halinde yayılırlar; oysa sübidans yavaşlar. Çökel kalınlığı 6.000 m ye erişen havzanın dolması, bir sıkışma fazının başlangıcı olan Santoniyen'e kadar sürer. Genel sol yivlenme hareketi devam eder, fakat bir



Şekil 26. Los Angeles Havzası SW kısmının yapısal haritası. Miyosen doruğunda isobatlar (MAYUGA, 1970)

transtansiyon rejiminden bir transpresyon rejimine geçerek (BENKHELIL ve ROBINEAU, 1983; ALLIX ve POPOFF, 1983).

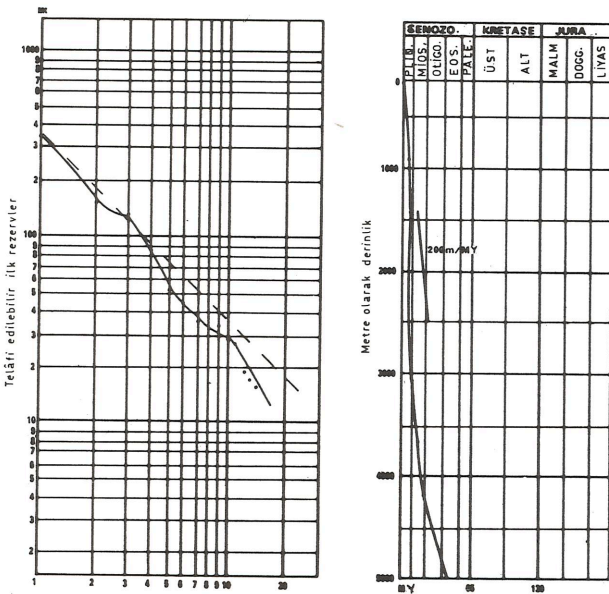
Petrol yönünden, bu transformasyon zonu havzaları, bu çeşitli jeolojik nedenlerle, karışık ya da yoğun tipte yataklar kapsayan küçük fakat verimli sahalar oluştururlar. Kaliforniya havzaları bunlara iyi örnekler sunarlar. Özellikle yüksek olan zenginlikler, San Joaquin Havzasında 70.000 t km⁻² ve Los Angeles Havzasında 350.000 t km⁻² ye erişir (Şekil 27).

2.2. YİTİM VE ÇARPIŞMA ZONLARI HAVZALARI

"Yitim çok karmaşık bir olaydır" (UYEDA, 1983) ve yitim ve çarpışma zonları karmaşık, değişik ve çoğu kez okyanusal durumları nedeniyle iyi tanınmayan farklı havza sahnelenmelerine yer verirler. Bu karmaşıklık dokanağın tabiatına, plâkaların yaşına, bunun sonucu olan Benioff düzleminin açısına, kıtaların ya da kıta kabuğu parçalarının varlığına ve tortul dolmanın önemine bağlıdır (WALPER, 1980; UYEDA, 1983).

İlk yaklaşımda, okyanus alanında serbest bir yitim ya da kıtasal alanın sınırında karışık bir yitim olmasına göre, başlıca iki aşama ayrılabilir (UYEDA, 1983). Birincinin sonu adayaları ile bağıntılı havzalara, ikincisi kıta çarpışmalarına ve ön çukur havzalarına varır. Yitimle karşılaşan basınçların şiddetine göre, belli sayıda bir durum iki sahnelenme arasında bulunabilir. Ege yayında olduğu gibi (MERCIER ve diğ., 1979), bu engeller sıkışma ve gerilme fazlarının ardışımıyla kendilerini gösterirler.

Denebilir ki, Batı Pasifik tipinde adayayı sistemleri, incelmış bir kabuk, yüksek ısı ve toleyitlik bir volkanizma ile And modelinden ayrılırlar; oysa çarpışma halindeki sistem, andezitikten aside daha az gelişmiş bir volkanizma gösterir; bu durumda kabuk yaşlanarak daha yoğun olur; bu, kabuğun konumunu değiştirir (UYEDA, 1983).



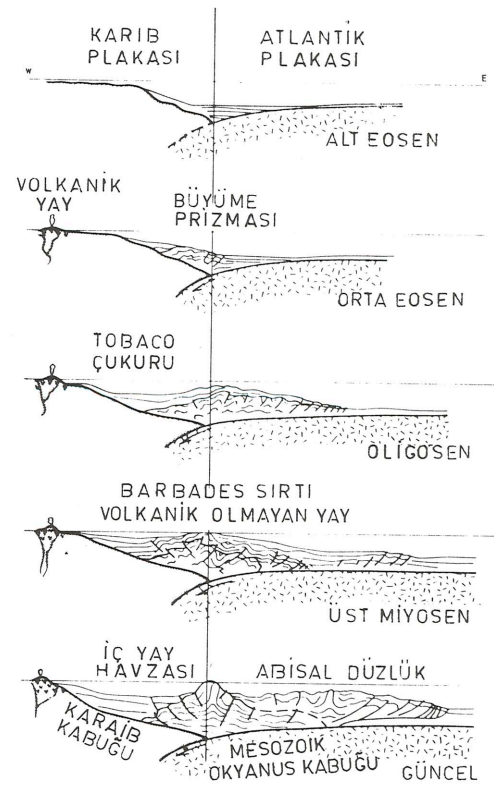
Şekil 27. Los Angeles Havzası - Tortulaşma hızı ve yatak tipi diyagramı (H. COUSTAU)

2.2.1. Adayayı havzaları

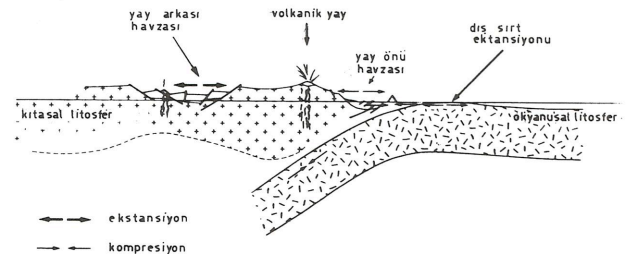
Okyanus alanında yitim, bir adayayı sistemi verecek, yani iç zondan dışa doğru gelişerek zayıf kuvvetler altında olur (Şekil 28 ve 29):

- gerilme halinde denizaltı bir dış sırt,
- bir yay önü havzası ve bunun büyük kısmıyla sıkışma halindeki büyüme prizması,
- çoğu kez volkanik olmayan bir adayayı ve gerilme halinde bir yay içi havzası,
- bir volkanik adayayı,
- gerilme halinde bir yay arkası havzası ya da kenar havzası.

Okyanusa doğru göçmeyle, yitim yay önü, yay içi, yay arkası havzaları geliştirmek eğilimindedir. Eğer yitim, dirençli kütlelerin özellikle daha hafif kıta kabuğu



Şekil 28. Küçük Antillerin yay önü havzasının evrim şeması (BIJU - DUVAL ve diğ., 1982).



Şekil 29. Yitim alanında ön, iç ve yay arkası havzaları şeması

elemanlarının varlığıyla gelişiminde karmaşık ise, özellikle bir ön çukur havzasına doğru evrinen yay arkası havzasında sıkışmalar ortaya çıkabilir.

Yay önü havzaları

Volkanik yayın önünde, bununla okyanus tabanının bir kabarıklığı arasında bulunan bu havzalar, okyanus kabuğu üzerinde, asıl yitim zonunda gelişirler. Isı akıları buralarda normalin altındadır; andezitik volkanik yayın yakın çevresi bunun dışındadır. Tortul materyal buralarda yüksek basınç-alçak ısı metamorfizmasından etkilenmez.

Bizzat sıkışma halindeki büyüme prizması, su üzerine yükselir ve volkanik olmayan bir adayı meydana getirebilir; büyük bir ayrılma (décollement) yüzeyi üzerine oturabilir (Barbades, Japonya) (Şekil 28).

Bu yay önü havzalarının çökellerinin mimarisi genellikle karmaşık naplar halinde kesilmiş, ekaylı, olisostromlu, düzensiz tortulaşmalı, olgun olmayan, yetersiz ya da türbiditlerce zengindir. Volcano-klâstik materyal buralarda önemli bir yer tutabilir (DICKONSON ve SEELY, 1979).

Filipinler'de Luzon'un Merkez Vadisi gibi, henüz ilk evresinde olan bazı havzalar, bununla birlikte bindirmez ve yalnızca transform faylardan etkilenmiş çok basit bir mimari gösterirler (BACHMAN ve diğ., 1983).

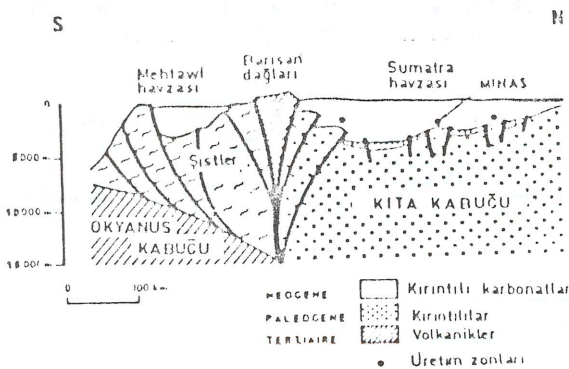
Bu çeşitli nedenlerle, yeryüzünde bilinen bu tip havzaların petrol potansiyeli, Kalforniya'nın Great Valley'i dışında, genellikle fakir görülür. Sedimentolojik koşullar buralarda gerçekten, ana kayaçların oluşumuna, bunların olgunlaşmasına ve hazne kayaçlar yönünden genellikle pek elverişli değildir; yapılar çoğu kez karmaşık ve dislokedir, göçmeler genel kuraldır.

Bununla birlikte, su altına batmış, olasılıkla iyi korunmuş havzalarda durum mutlaka aynı değildir.

Bazı küçük birikmeler koruyabilmiş bu tip sahalar arasında, Ekvator'un Pasifik kıyısında Santa Elena zonu ve Peru'da Talara zonu anılabilir. Japonya'nın Pasifik kenarının ya da Endonezya'nın Hint Okyanusu kenarının (özellikle Mentawi Havzası) yay önü havzaları bugün ancak bilirtirler ya da zayıf ürünler vermişlerdir (Şekil 30).

Yay içi havzaları

Magmatik yükselmelerle sınırlandıkları ve volkanik yayın göçmesiyle oluştuğu halde, bunlar ekstansiyon ve transtansiyon halindeki çukurlara karşılık gelirler.



Şekil 30. Sumatra yay önü ve yay arkası havzalarının kesiti (HUFF, 1980)

Nispeten dar yüzeyler üzerinde sübsidans kuvvetlidir; ısı akıları genellikle orta ve yüksek değerlerdedir. Bu özellikleri dolayısıyla, bu havzalar "yakınsak alanda gergin kenarlar"a yaklaştırılmak istenmiştir (AUBOUIN ve diğ., 1982). Büyük hareketlilikleri dolayısıyla, çeşitli morfoloji ve stillere sahip olabilirler ve sonuç olarak çok değişken petrol potansiyelleri gösterirler.

Yay arkası ya da kenar havzaları

Oluşum mekanizması henüz tartışmalı olan bu havzalar, adının işaret ettiği gibi, andezitik yayın arkasında, bu yayla kraton arasında ya da okyanus alanında bulunurlar (Şekil 29 ve 30). Bir kabuk çekilmesi ile bağıntılı olarak çok kuvvetli distansiyon halinde genel bir çerçeve gösterirler. Bu kabuk çekilmesi, okyanus kabuğunun ortaya çıkmasına kadar artabilir (Marianne'lar çukurunda olduğu gibi kenar havzaları ya da yeni okyanuslaşma); bu, klâsik okyanus açılma mekanizmasını anımsatmıyor değildir.

Bu yay arkası havzaları çoğu kez okyanus tabanlarının 50 ya da 100 MY lık yitimleriyle birlikte olacaktırlar; oysa kordiyerler daha genç okyanus tabanlarının yitimleriyle denestirileceklerdir (MOLNAR ve ATWATER, 1978).

En sübsidan ve en dırırsız zon volkanik yayın yakınında olduğu halde, genel olarak uzunlamasına bir gidış ve asimetric bir profil gösterirler. Gelişimleri sonunda kıvrım ve ters fay kökenli makaslanma ve sıkıştırma aksaklıkları, uzun distansiyon periyodlarını kesebilir. Kabuk incelmeleri dolayısıyla, olasılıkla intrüzif olayların şiddetinden, ısı akıları buralarda genellikle ortanın üzerindedir.

Tortulaşma genellikle oldukça kalın ve çeşitlidir; volkanik ya da volcano-klâstik geçişlerle kesilmişlerdir. Bunların aralarından bazıları çoğu kez mio-jeosenklinaller olarak nitelenmişlerdir.

Petrol yönünden, bazı riftlerle benzerlikleri olan bu yay arkası havzaları, aşağıdaki uygun koşulları gösterebilirler:

- hızlı olgunlaşmayla sağlanmış iyi ana kayaçlar,
- çoğunlukla kırıntılı hazneler,
- yapısal kapanlar, özellikle tedrici oluşumlu anti-klinaller.

Başlıca Tersiyer yaşlı olan bu havzalar, özellikle Java ve Sumatra'da bazı zengin petrol sahalarını oluştururlar. Aynı şekilde, daha ılımlı olarak, Japonya'da Küçük Akita Havzası anılabilir (ASAKANA ve diğ., 1981). Bu havzalar, hidrokarbür keşiflerinin % 2 kadarını bulundurlar (HUFF, 1980). Sumatra'da zenginlik 10.000 km² ye erişir.

Bu adayı havzalarının bir kısmı, çoğu kez derin denizde, okyanus ortamında gelişirler; bunların çoğunluğu henüz az tanınmakta ya da hiç tanınmamaktadır. Bu durum, bu havzaların petrol potansiyelinin ihmal edilmesi anlamına gelmez.

2.2.2. Çarpışma zonlarına bağlı havzalar

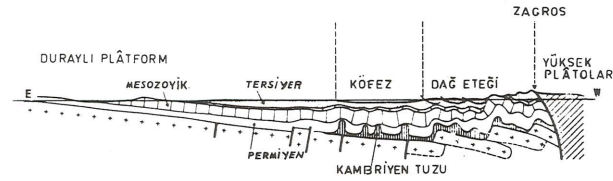
Çarpışma ya da delinme şemalarına karşılık gelen yakınsama olayları başlıca, çok kez bitişme zonları boyunca ofiyolitler gösteren sıradağların oluşumuyla kendini gösterir. Büyük bir olasılıkla isostatik denkleşme mekanizmalarına bağlı bu sıradağların önemli rölyefleri, ge-

nellikle yay arkası konumunda (GREEN, 1983), fakat kıtasal alanda oldukları halde, aşınma ürünleriyle molasik tipte ya da ön çukur tipinde havzaları beslerler.

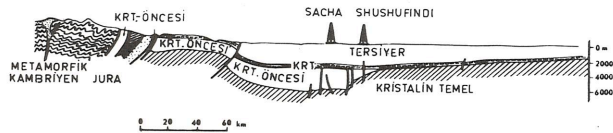
Bu tardi-orojenik havzalar çoğu kez daha eski rift havzaları, plâtfon havzaları ya da pasif kenar havzaları üzerinde meydana gelirler; bunlardan birinin kenarı üzerinde, ters faylar ve şariyaj napları ile somutlaşmış bir kıvrım kuşağı geliştirirler. Bu tektonize zonların eteğinde, ön çukur konumunda, sübsidans yüksek değerlere erişebilir; burada graviter olaylar, özellikle şariyaj naplarının ağırlığı altında, önemli bir rol oynarlar. Tortulaşma boldur, çoğunlukla kırıntılıdır (BEAUMONT ve diğ., 1982).

Örneğin Basra Körfezi Havzası'nın tarihi (Şekil 31) özellikle zengin ve ilginç görünür. Penplenleşmiş bir Hersiniyen yüzey üzerinde, Permiyen'de riftleşme evresinden sonra, 210-240 MY, Zagros eklemi boyunca bir okyanus alanı açılır. Arap plâtfonu, Jura ve Kretase'de duraylı pasif bir kenar gibi evrinir; burada öksinik çökeller, oolitler, kumlar ve anhidrit ardışıdır. Bunlar büyük bir petrol sisteminin öğelerini oluştururlar. Üst Kretase'de (Turoniyen sonu/Coniasiyen başı) -88MY- bölgesel bir diskordans, Zagros'un çarpışmasının ilk işaretidir. Bu durum oluşum halinde sıradanın cephesinde paralel derin olukların ardışımıyla Paleojen'de, daha sonra Pliyosen'de kendini gösterir; Pliyosen sonunda, etek zonunda uzun antiklinaller halinde kıvrımlanır (KOOP ve STONELEY, 1982).

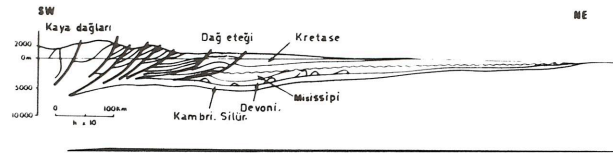
Batı Kanada büyük havzası, Kretase sonunda Kaya Dağlarının çarpışmasıyla oldukça benzer bir tarih gösterir



Şekil 31. Orta Doğu Havzasının şematik kesiti



Şekil 32. Putumayo Havzasının kesiti (CANFIELD ve diğ., 1982)



Şekil 33. Batı Kanada'nın şematik kesiti

(PORTER ve diğ., 1982).

Petrol yönünden, plâtfon sahaları ve kıvrımlı kuşaklar arasında tüm geçişleri gösteren bu ön çukur havzaları, önce çarpışma öncesi çökel havzalarının ayırtman özelliklerini yansıtır. Aşırı tortul yükün etkisi altında (şariyaj örtüleri dahil) sübsidans ve gömülmenin başlaması, yitimin ve sonra çarpışmanın başlaması yeni bir hidrokarbür türemesinin kökeni olabilir. Bu sahalar genellikle köken havzalarına özgü ölçütleri korurlar ve sıkışma hareketlerine bağlı geç kıvrım oluşumuyla zenginleşirler.

Çarpışma öncesi ve çarpışma sonrası evreleri arasındaki bağıntılara göre başlıca iki kapanlanma tipi ayırtedilebilir:

- başlıca ilk plâtfonda, faylı bloklar biçiminde (extraalpin ya da subandin havzaları (Putumayo, Şekil 32) ve Llanos Colombien) ya da resifler biçiminde (Batı Kanada) (Şekil 33);

- Orta Doğu'da olduğu gibi (Şekil 27), cephe bindirmesinin kenar kıvrımlarında, ya da örneğin Kanada kordiyerlerinde olduğu gibi bindirmeli birimlerde.

Herbiri dünyanın en büyük ve en zengin petrol sahalarını oluşturan böylesi havzalar şunlardır: Putumayo, Batı Kanada, Anadarko, Volga-Ural-Orenok, Zagros etekleri.

Çarpışma havzaları yanında, yükselme halindeki sıradanın aşınmasıyla beslenmiş, okyanus alanında ön çukur havzalarına bir ölçüde benzeyen "okyanus havzalarını" anmak gerekir. Bunlara, Hint Okyanusu'nda Arap Denizi ve Bengal Körfezi havzaları örnek olarak verilebilir. Bunlar sırayla İndus ve Ganj'in Senozoyik kırıntılı çökelleriyle beslenmişlerdir. Böylece, güçlü akarsular tarafından kazılmış, gezegenin en yüksek sıradanın meydana getiren bir yitim-çarpışma birleşmesi, günümüzde bilinen en geniş ve en önemli Tersiyer havzalarını meydana getirebilir. 3 M km² ye erişebilen bir yüzeyde, birikme ritimleri milyon yılda 20-100 m yöresinde olduğu halde, çökellerin ortalama kalınlığı burada 7.000 m ye erişir (READING, 1982).

2.2.3. Bazı karmaşık havza örnekleri

Çarpışma alanındaki havzalar gerçekte, yeniden son bir sübsidans fazına uğramış, tek ya da çift fazlı basit havzaların özel bir halidir. Buna karşı, havzaların çoğu, birçok sıradalarda olduğu gibi birçok jeotektonik evrenin ardışımından oluşmuş karmaşık bir tarih gösterir. Gerçekte, bir ön çukurla çevrilmiş bir kıvrımlı sıradanın oluşması için bir yitim gerekli değildir. Bu, olasılıkla karmaşık tarihli ve özellikle ilginç olan Tersiyer'de Akitanya Havzasının ve Neojen'de Maracaibo Havzasının durumudur.

60.000 km² kadar bir alanı olan Akitanya Havzası, Neojen'de daima aktif bir sübsidansla sona eren, Triyas'tan beri karmaşık bir tarih gösterir. Havza başlangıçta, karasal tortulaşmalı ve toleyitik magmatizmalı Triyas riftleriyle ayırtlanmıştır. Bu rift evresini Jura'da, 200 MY a doğru, evaporitik ve killi oluntular kapsayan karbonat tortulaşmalı bir plâtfon rejimi izler. Üst Jura'da havza şiddetli makaslama hareketlerine uğrar; bunlar Üst Albiyen'de paroksizmasma erişir ve Tarbes, Arzacq, Comminges ve Parantis havzaları gibi, rombgraben tipinde

küçük fakat derin sübsidans çukurlarına ayrılır; bu çağda tortulaşma ritmi MY da 1000 m ye erişir.

Üst Kretase'den itibaren -95 MY- oluşum halinde Pirene sıradağlarının kenarında, sıkışma halindeki bir alanda, Eosen'e kadar çok kalın fliş tortulaşmalı ön çukur tipinde oluklar, Neojen'de post-orojenik molasik oluşuklar gelişir (Şekil 34) (CURNELLE ve diğ., 1982). Bu farklı sübsidans olukların hareketleri, başlıca birikmelerin dağılımını yönetir; bunların düzeni, göçme ve alterasyon kortejiyle, tektonik duraysızlıktan dolayı karışık bir hâl almıştır.

Maracaibo Havzasının karmaşık bir tarihi vardır, fakat petrol yönünden özellikle ilginçtir. Bu havza, Kretase'den bu yana, sübsidans zonlarının zamanda ve mekânda yer değiştirmesinin güzel bir örneğini oluşturur (Şekil 35). Bu çağda havza, güncel And Kordiyeri'nin yerleşimi üzerinde yayılan, olasılıkla okyanus tipinde, sübsidans bir oluğun nispeten duraylı doğu kenarına aittir. Bu plâtfom üzerinde bir kum, karbonat ve kil ardışımı çöker.

Paleosen'de, 65-55 MY, kömür geçişli gölsel kil çökelleriyle belirgin regresif bir evreden sonra, bir kalın Eosen delta sistemi, bulunduğu yerde on kilometre kadar bir killi-kumlu dizi meydana getirir. Bu kez Oligosen'de yükselme ve erozyona eşlik eden yeni bir regresif evrenin başlangıcında, ikinci bir delta evresi belirgin bir diskordansla Eosen üzerine gelir. Merkez çökeller bu kez, yavaş yavaş güncel şeklini alan bir havza olan, Miyosen'de batı kısmında, Pliyosen'de güney zonda yer alırlar. 6000 m kadar kırıntılı tortuların biriktiği derin bir ön çukur, oluşum

halindeki Perija kordiyerinin önünde, SE da oyulur. Bu sübsidans günümüzde Maracaibo gölünde devam etmektedir (BOCKMEULEN ve diğ., 1983). Bu havzayı nitelemeye izin vermeyen bu üç büyük tortul sistemin ardışımı, bu sahanın zenginliğinin kökenidir.

Sübsidans aynı şekilde, bir okyanus açılmasının yakınlığıyla yeniden başlayabilir. Kuzey Alaska Havzasında durum böyledir. Burada, Prudhoe Bay Sahası sırasıyla Brooks sıradağlarının güneyinde sübsidans olan Üst Paleozoyik-Jura havzasının duraylı kenarına, daha sonra Kretase'den itibaren, yeni açılmış Arktik Okyanusunun hareketli kenarına ait olur.

Bu evreye kadar gitmeden, birçok havza, az çok uzun bir duraylılık fazından sonra, binlerce metre kalınlığında tortu meydana getirebilen yeni bir sübsidans fazından etkilenmişlerdir. Örneğin, Batı Teksas'ta, oluşukları 2000-3000 m kalınlığa erişen bir Permiyen havzası, Pensilvaniyen sonunda yükselmiş ve aşınmış duraylı eski bir plâtfom üzerinde kısmen yerleşir.

Az çok uzun ve karmaşık bir tarih sonunda, sübsidansın bu yeniden başlamaları, özellikle Neojen'de, hidrokarbürlerin yeniden oluşumunun önemli bir etkenini oluştururlar; bu hidrokarbürlerin genellikle büyük miktarlarda göçmeye zamanları yoktur ve günümüze kadar oluşmaya devam ederler.

SONUÇ

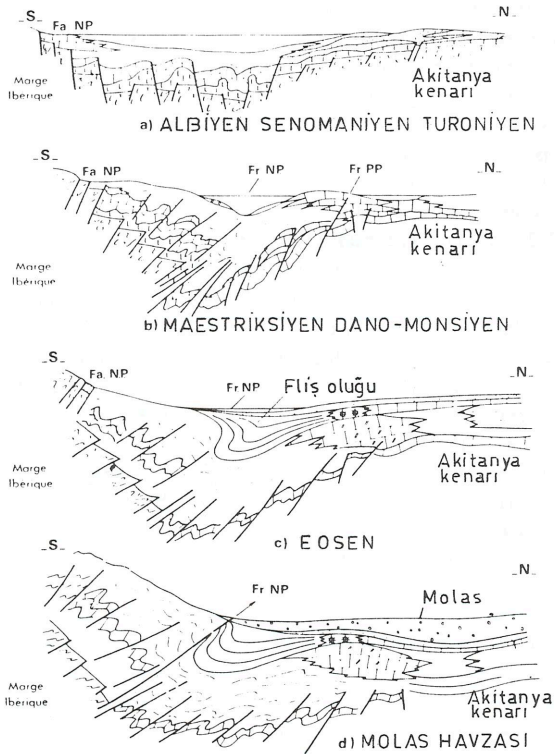
Bu sahnelenmeler, tortul havzaların tüm panoramasını kaplamazlar; yalnızca başlıca petrol sistemlerine genel bir çerçeve oluşturan bazı oluşumsal bağıntıları ortaya koyarlar.

Hepsi öncelikle sübsidansa dayanır. Bu süreçlerin incelenmesi, aynı zamanda bunlarla sıkı sıkıya birlikte bulunan termik olayların analizi kurgul bir iş olarak düşünülmemelidir. Hidrokarbürlerin oluşumunda ve taşınmasında temelli bir etken olan bu parametre, petrol jeodinamiğinin tüm incelemelerinde temellerden birini oluşturur.

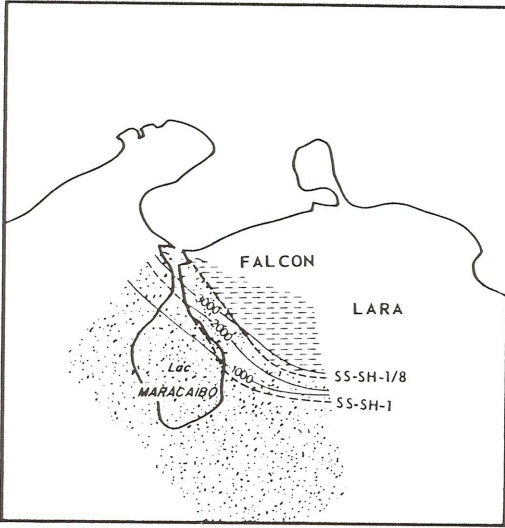
İkinci etken tortul materyalle temsil olunur. Bu metnin sonunda belirtilmiş bazı bağıntularla birlikte, tortulaşma ve jeotektonik çerçevenin önemli bağımsızlığını bilmek gerekir. Her havza tipine sıkı sıkıya karşılık gelen tortul model yoktur, fakat yalnızca eğilimler ve karşılık gelmeler vardır; karşılaştırılabilir tortul sistemler, farklı tektonik çerçevelerde bulunabilirler. Çökellerin tabiatı ve dağılımı iklimsel, morfolojik, özellikle komşu alanların çevresiyle olduğu kadar, havzanın kendi jeodinamiğiyle de yönetilmiştir.

Buna karşı, sübsidansın daha şiddetli periyodlarıyla, bir yandan olasılıkla plâtfom havzalarında transgresiyon, diğer yandan okyanusal daralma ve açılma periyodlarının hızlanması sırasında iyi kronolojik denestirmelere değinilmiştir (BALLY, 1980).

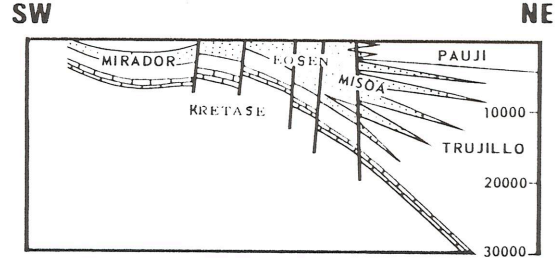
Petrol yönünden, önemli olan öncelikle yeterli miktarda tortu hacminin oluşudur, yani sübsidans zon, aşınma ürünlerinin havzayı beslediği kıtasal bir alanın yakınında yerleşir. Bugünkü bilgilerimizle, kırıntılı olduğu kadar karbonat tortulaşmalı kıtasal zincire bağlanabilen havzalar, birikim keşiflerinin onda dokuz kadarını kapsarlar. Bu, "okyanusal" havzaların çok küçük bir önem sundukları anlamına gelmez. Fakat özellikle derin etek ortamında daha gizli, daha az tanınmış, tanınmaları



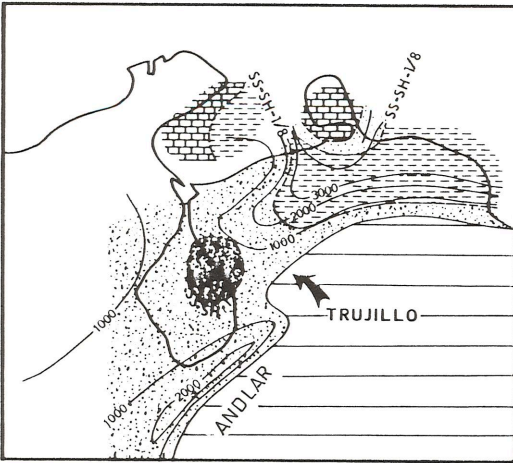
Şekil 34. Akitanya Havzasının stratigrafik ve jeolojik kesitleri (CURNELLE ve diğ., 1982)



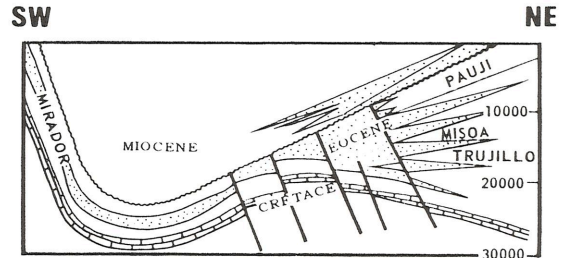
1) ORTA EOSEN-GÖL ZONUNDA BİR DELTA DİZİSİNİN YERLEŞMESİ



2) OLİGOSEN-EOSENİN YÜKSELMESİ VE KİSMİ EROZYONU



3) ORTA MİYOSEN TRUJILLO ANDLARININ YÜKSELMESİ VE HAVZALARIN BATIYA DAHA SONRA GÜNEYE DOĞRU SÜBSİDANSI



4) MİYOSEN SONU PLİYOSEN HAVZANIN GÜNEYE DOĞRU DERİNLEŞMESİ VE ÇÖKMEŞİ

Şekil 35. Eosen ve Neojen sırasında Maracaibo Havzasının evrimi (BOCKMEULEN ve diğ., 1983)

da güç olduğu halde, bunlar olasılıkla gelecek için umut verici bir araziyi temsil ederler.

Özet olarak ve şematik bir biçimde, zorunlu olarak yalınlaştırıcı fakat yeterli ölçüde net olarak, aşağıdaki bağıntılar söylenebilir (Şekil 36):

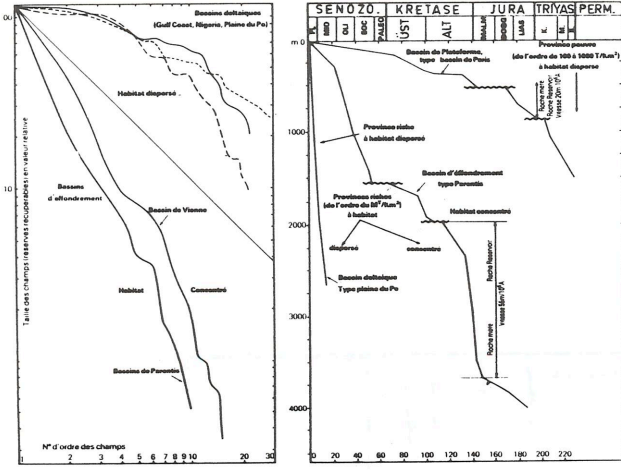
- milyon yılda on metre kadar zayıf sübsidans, duraylı plâtfom havzaları: dağınık yataklı fakir sahalalar.

- onlarca ya da yüz metre kadar orta sübsidans, özellikle rift evrelerinde, duraysız plâtfom havzaları: karışık ya da yoğun yataklı zengin sahalalar.

- çok kuvvetli sübsidans, özellikle yay önü ya da

orojenik kuşaklar havzaları durumunda: belirti zenginliğine karşın, dağınık yataklı fakir sahalalar.

Bu çerçevede, riftleşme evresi özel bir durum gösterir; özellikle üstteki rezervuarları besleyebilen, dizinin tabanında hidrokarbürlerin oluşumuna uygun koşullar verir. Fakat geç bir fazda sübsidans hareketlerin yeniden başlaması, oluşmuş son kapanları doldurabilen ve göçmelerle kayıpları giderebilen yeni bir hidrokarbür oluşumunu doğurabilir. Dünya rezervlerinin yarısı, böylece Tersiyer sübsidansları sırasında yerleşmişlerdir.



Şekil 36. Tortulaşma hızları, zenginlik ve yatak tipi arasındaki bağıntıları gösteren diyagramlar

Daha genel bir biçimde, bu gözlemler ve düşünceler, petrol jeodinamiği konusunda, tansiyon, distansiyon ve transtansiyon olayının çok özel önemini ortaya koyar. Bu tektonik gerçekte geniş ölçüde sübsidans ve yüksek termik akı olayları kökenlidir. Biliniyor ki, bu iki etken, hidrokarbürlerin oluşumuna ve olasılıkla geniş ölçüde bunların ilk göçmelerine doğrudan katkıda bulunurlar. Eğer distansiyon tektoniği az kıvrım oluşturucu ise, horst ve grabenler olayıyla çoğu kez, ana kayaçların, rezervuarların, örtülerin ve tortulaşma sırasındaki kapanların oluşumunun erken ve az çok, çok sürekli bağıntılı olmasını sağlar.

Böylece, yalnızca tüm yatağın anahtar öğelerinin yerleşmesi değil, bunların beslenmesinin dinamik koşulları gerçekleşmiş bulunur.