

Neojen Çökelleri (Köprübaşı-Gördes) içindeki Uranyum Yataklarının Oluşumu*

Genesis of uranium deposits in neogene sedimentary rocks, menderes metamorphic massifs; Turkey

HÜSBYİN YILMAZ

E.Ü, Yerbilimleri Fakültesi, Bornova - izmir

ÖZ ; Köprübaşı uranyum yatakları (Batı Anadolu) yüksek dereceli metamorfik kayalarla altlanan nehir sökelleri içinde oluşmuşlardır. Söz konusu sökeller Neojen yaşlı bol kil hamurlu kaba klastik malzeme biçimindedirler. Cevher yataklarının mineralojik ve jeokimyasal temele dayanan sınıflamasında oksitli (yüzeysel) ve oksitsiz (tabanda) diye İki tür ortaya çıkar. Oksitli yataklar ikincil jarosit - yaylandit minerali tipi ve manyetit-ilmenit tipi diye iki alt grupta ele alınır. Oksitsiz yataklar ise pirit-siderit tipindedirler.

Uranyumca zengin sarı renkli jarosit-yaylandit mineralleri sökel kayaların epijenetik hamuru biçiminde kum ve çakıllar arasındaki boşlukları doldururlar. Bazı durumlarda ise söz konusu mineraller gümü üstünde sıvı haldedir. Oksitli yataklarda ayrıca kil ve silt düzeylerindeki çatlakları dolduran limon sarısı "shroekingit" hidratlı uranyum minerali gözlenir, Bmenit-manyetitçe zengin uranyum yataklarında uranyum minerali gözlenemez, ancak autoradyografik (ilimlerde düzenli dağılımı söz konusudur. Piritli-sideritli oksitsiz yataklarda uranyum yine amorf olup kumtaşı hamuru içinde siyah toz, halinde yer alır. Yüksek tenörlü uranyum zenginleşmesi piritli düşük tenörlü uranyum zenginleşmesi ise sideritli zonlara özgüdür.

Cevher taşıyan kaba klastik kayaların diagenesi süresinde veya daha sonra oluşmuş olan piritin varlığı, uranyum çökmesi için uygun jeokimyasal ortamın gelişmesinde önemli olmuştur. U kapsayan yeraltı suları ile ortamdaki pirit oksitlenir. Bu olay piritli zonlardaki yeraltı sularının oksijenini yitirmesine neden olur. Sonuçta sülfür (SO₂) oluşur, Sülfür daha sonra HS ve SO₄ anyonlarına bozular (dekompozisyon). Bu yolla oluşan US İyonlarının Köprübaşı'ndaki uranyum yataklarının oluşumlarında ana indirgeyici rolü oynadığı düşünülmektedir. Uranyum karbonatlı sularında çözümler olarak taşınmıştır. Jarosit-yaylandit tipi yataklar da başlangıçta yukarıda belirtilen oksitsiz yataklar gibi gerçekleşmiştir, Ancak bunlar daha sonraki süreçlerde yüzeysel oksitlenmeler ile etkilenmişlerdir. Böylece, özünde, tüm yataklar "epijenetik" olup uranyum için kaynak kaya olarak birinci derecede metamorfikler ve ikinci derecede tüfler düşünülmemektedir.

ABSTRACT : Uranium deposits in the Köprübaşı area, Western Turkey occur in the fluvial sedimentary rocks, which are underlain by high grade metamorphic rocks of the Menderes Massif. These deposits occur in conglomerates, with abundant silt and clay matrix and sandstone of coarse clastic Bedimentary rocks of Neogene age. The uranium ore is present as matrix impregnations of uraninite in tabular lenses within conglomerates and sandstone*. On the basis of their mineralogical and geochemical characteristics, they can be divided into two types: Oxidized and unoxidized. Oxidized deposit can be subdivided into jarosite-waylandite rich and ilmenite-magnetite subtypes, both of which occur near exposures of metamorphic basement rocks. Uranium in the ilmenite-magnetite rich subtype is disseminated uniformly throughout the sand matrix of conglomerate whereas it is found in the jarosite-waylandite mixture in the jarosite-waylandite subtype. The unoxidized second type contains mainly pyrite and siderite. Uranium in this type is also disseminated throughout the clay matrix of the sandstone body.

(*) Bu araştırma T.J.K, 34. (1980) Bilimsel ve Teknik Kurul tayında sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

Ore grade uranium concentrations in the unoxidized deposit is confined to pyrite-rich zones, whereas only low grade uranium concentrations occur in siderite-rich zones. Authigenically formed pyrite during and after diagenesis, which was important in establishing a favourable geochemical environment, was oxidized by moving groundwater resulting in consumption of oxygen in pyrite-rich zones, with consequent formation of sulfite by pyrite breakdown. Sulfite, subsequently, disproportionates into HS and SO₄. The HS generated by this process is believed to have been the major reducing agent during the formation of this deposit. Although the jarosite-waylandite-associated uranium deposits occur in the oxidized ground, they were apparently derived from oxidation of other unoxidized bodies. All the deposits, therefore, are epigenetic in origin, formed by precipitation of uranium by groundwater solution that moved through host rock. The basement metamorphic rocks are believed to have been the major source of uranium.

«İBİŞ

Türkiye'nin, uranyum yataklarının çoğu Neojen yaşlı karasal kumtaşı ve konglomeralar içinde oluşur. Rezervler dünya rezervlerinin % 0,26'ine eşit olup 4200 ton U₃O₈ olarak hesap edilmiştir (Çetintürk, IMS). Yeni araştırmalar çoğunlukla karasal kumtaşı ve konglomeralar üzerinde yoğunlaşmıştır. Çalışma yöresindeki cevher oluşumu ile ilgili model ve cevher yataklarının kontrolü birçok raporlarda zayıf bir biçimde anlatılmıştır. Bu çalışmada Köprübaşı'ndaki uranyumun kaynağı, taşınması ve yataklanması konularında açıklama getirmeye çalışılmıştır. Bunun yanında yatakların belirli jeolojik özelliklerinin sergilenmesi ve yorumlanması, yatakları oluşturan veya yok eden bazı işlevlerin zaman süreci içinde gelişiminin açıklanması da bu çalışmanın amaçlarından biridir. Böylece yayının sahasal, petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanısıra elverdiği ölçüde yorumlamalara da belirli katkıları getireceği düşünülmüştür.

Bu çalışma için gerekli örnekler Köprübaşı bölgesinde rastlanan çeşitli kayalardan alınmıştır. Cevher örnekleri mostralardan ve sondaj kırıntılarından, saf lanmıştır, örnek üzerinde optik, x-ışın difraksiyon, x-ışın floresans, kimyasal analiz, mikroskopla çalışmaları yapılmıştır. Uranyum yataklarının çoğunun yerleştiği 50 km² lik bir alan özellikle fluviyatl kayalar, tüf, tüfitler ve metamorfik kayalar önemsenerek 1:10,000 ölçekte haritalanmıştır,

GENEL JEOLJİ

Köprübaşı ve komşu uranyum yatakları (Bakınız geldi i), orta ve yüksek dereceli metamorfik temel kayalar üstüne uyumsuz olarak oturan Neojen yağlı fluvyal kayalar içinde oluşurlar, Yöredeki Neojen gökel kayaları geniş bir alana yayılmış olup genellikle mikast ve gnays çakıllı kaim bir temel konglomera ile başlar. Temel konglomerası linyit kapsayan kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı ve kireçtaşları tarafından üstlenir. Çeşitli volkanitlerin, özellikle kalın tüf istiflerinin Neojen sökel kayaları ile aratabakalanması yaygındır*.

KÖFBÜBAŞI HAVZASININ JEOLJİSİ

Temel Metamorfik Kayalar

Temel metamorfik kayaları Frekambriyen yağlıdır. Bunlarda sarımsı beyazımsı bozuşma renkleri gözlenir (Şekil 2) Metamorfik kayalar, bantlı ve biyotit

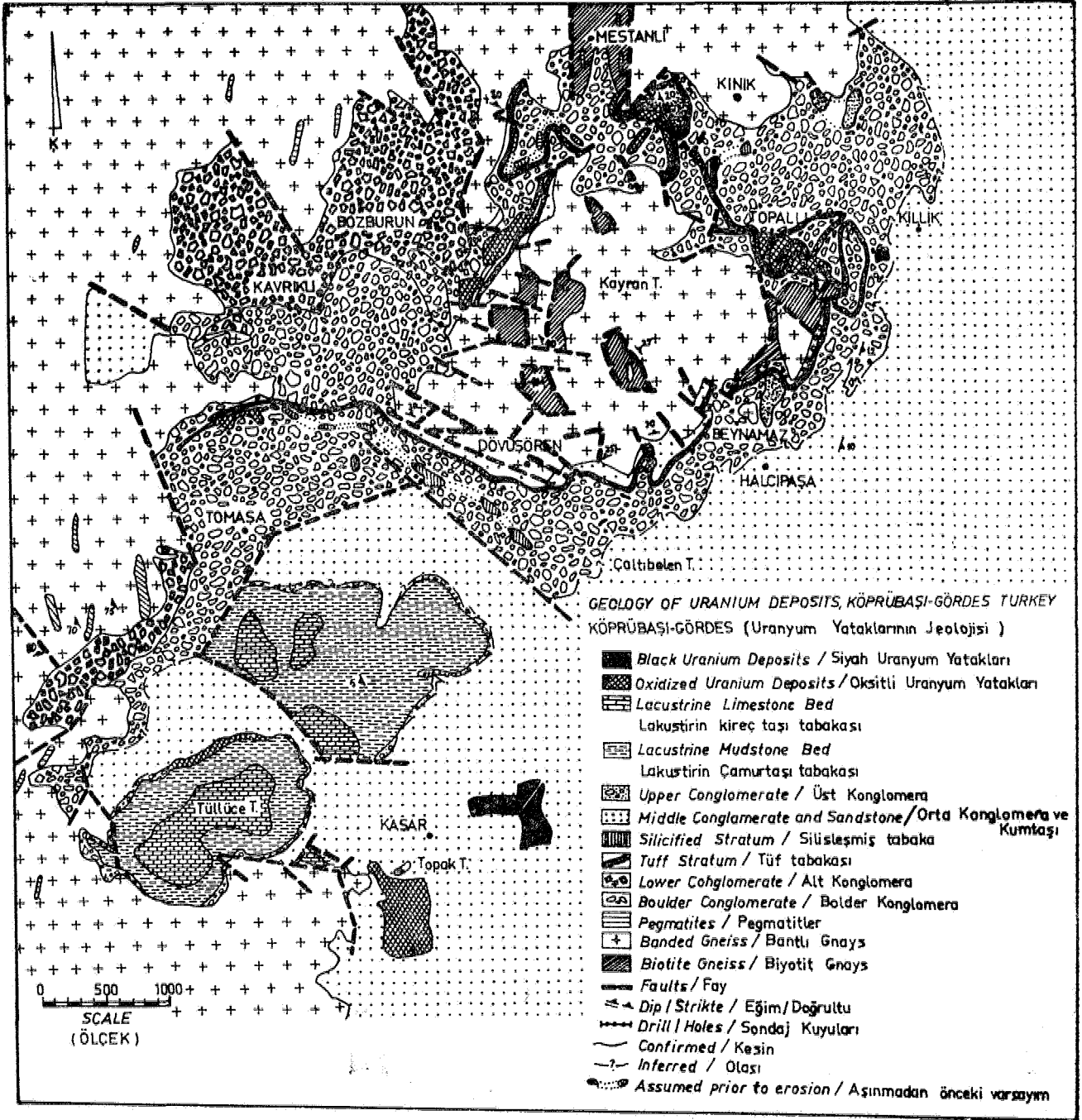
gnays ile bunların içerdikleri pegmatit ve kuvars damarlarından oluşur. Bantlı gnays orta-iri ve çok iri taneli olup, baskın olarak plajiyoklas (An₈₀₋₉₀), kuvars, muskovit, K-feldspat ve az oranda granat kapsar. Plajiyoklaslar yerel illitleşme ve kloritleşme gösterir. Biyotit gnays ince-orta tanelidir. Plajiyoklas (An₈₀), kuvars, muskovit, biyotit, K-feldspat, granat ve bazı durumlarda dişten, kapsar. Bunlarda plajiyoklas illit ve klorite değişirken, biyotit yalnız kloritleşme gösterir. Bantlı ve biyotitli gnaysların aksesuar mineralleri arasında ilmenit, manyetit, pirit, hafta gelenlerdir. Ayrıca foliasyon düzlemleri boyunca oluşan apatit, rutil, zirkon, feldspatlar, kuvars, biyotit içinde de gözlenmektedir, ilmenit çoğunlukla lökoksen, anatas ve hematite dönüşmüştür. Zirkon yer yer içinde bulunduğu biyotitlerde radyoaktif haleler oluşturacak kadar uranyum kapsar, Apatitler ise radyoaktif haleleri oluşturabilecek kadar uranyum kapsamaz. Pegmatitler beyaz, masif ve kaba tanelidirler. Bunlar bantlı ve biyotit gnayslara benzer bileşimdedirler.

Metamorfik kayaların, Neojen çökellerinin depolanmasından önce, oluşturduğu bozuşma ürünü olan eski topraklar bu sözü edilen gökel kayaların altında gizlidir. Bu eski toprak zonu beyazdan soluk yeşil renge kadar değişim gösterir. Esas olarak muskovit, plajiyoklas, kuvars ve az oranda biyotit, klorit ve K-feldspat kapsarlar. Ağır mineraller olarak manyetit, ilmenit az oranda da hematit gözlenir.

Çökel Kayalar

Köprübaşı havzası metamorfik kaya yükseltleriyle çevrilmiş, basit topografik bir düzlüktür. Havzadaki Neojen çökel kayaları iki ayrı türdedirler. Bunlar akarsu çökelleri ve gösel çökellerdir.

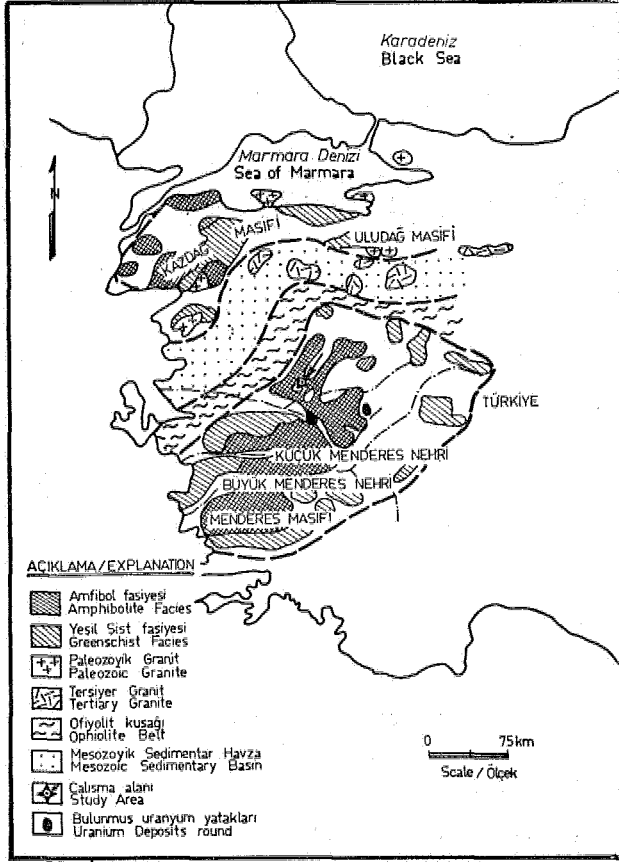
Akarsu çökelleri (Fluvyal Birim) alt kaba taneli çökeller ve üst ince taneli çökellerden oluşur (Şekil 2-3). Alt kaba taneli çökeller (Alt Birim) bol kil ile kum hamurlu şist, gnays blok ve çakıllarından oluşur. Üst ince taneli çökeller (Üst Birim) ise silttaşı, çamurtaşlarıya aratabakalanma gösteren kumtaşı ve konglomera tekrarlanmalarından oluşur. Üst ince taneli çökeller su tablasının üstündeki mostralarda soluk yeşil, sarı, kırmızımsı, kahverengi ve kül renklerinde. Bu çökellerin tabanında bir konglomera düzeyi bulunur. Bunu kumtaşı, orta konglomera ve üst konglomera düzeyleri izler. Bunların tümü de gösel çökeller (birim) tarafından üstlenir. Yuvarlak ve köşeli pegmatit, şist, gnays çakıllarından oluşan konglomeralar bolca kum ve silt hamuru kapsar. Çakıl boyu 4 mm'den e cm'ye



Şekil 1: Köprübaşı'ndaki (Gördes) çalışma alanını gösteren harita
Figure 1: Index map showing the study area, Köprübaşı (Gördes)

kadar değişir. Konglomeralar bazı durumlarda 0.7 m'den 1 m'ye kadar gnays blokları içerirler. Alt konglomera, kalınlığı 30 om ile 60 om arasında deflasyonlu bir tabaka kapsar. Alt konglomera hamuru genellikle kuvars, feldspat, muskovit, montmorillonit, illit, jarosit-vaylandit mineralleri ile az oranda biyotit, klorit ve kyanit kapsar (Levha 1, Şekil A). Çakılların üstünde sıvamalar şeklinde camsı koyu yeşil renkli montmorillonit ve jarosit-vaylandit mineralleri gelişmiştir. Alt konglomera hamuru, turmalin, zirkon, rutil, ilmenit, manyetit, hematit ve limonit gibi akse-

suar minerallerini kapsar. Alt konglomera düzeyini üstleyen kumtan (İrtvha 1, Şekil B) fazladan pirit, apatit ve siderit minerallerini kapsamaması dışında alt konglomera hamuruyla aynı mineralojik bileşimdedir. Alt konglomera pirit, siderit ve apatit kapsamaz. Çünkü bunlar oksidasyonla yok edilmişlerdir. Kil ve mika hamuru içeren bol kaya kırıntılı kumtaşı dokusal yönden olgunlaşmamıştır. Böylece kumtaşı akozotik vake olarak isimlendirilebilir (Pettijohn ve diğerleri, 1973). Orta ve alt konglomera (Şekil 8) benzer çekelim özellikleri gösterir ve benzer mineralojik bileşimdedir.



Şekil 2; Köprübaşı (Göller) uranyum yataklarının Jeolojisi.
1:100000 Geology of uranium deposits, Köprübaşı, Göller

Yalnız orta konglomera silisli tabaka kapsamaz. Üst konglomeranın çökelti özellikleri ve ana mineralojik bileşimi alt konglomeranla benzerdir, fakat üst konglomera ek olarak bol organik malzeme kapsar (Levha 1, Şekil O),

Kötü derecelenme gösteren nehir gökelleri üç boyutta ani fasiye değişimi göstermeleri yanında yer yer kanal yapıları ve özellikle havza kıyısında alüvyal konileri kapsamaktadır. Bu özellikler yeraltı sularının çökeller içindeki akış yollarını belirlemede önemlidir.

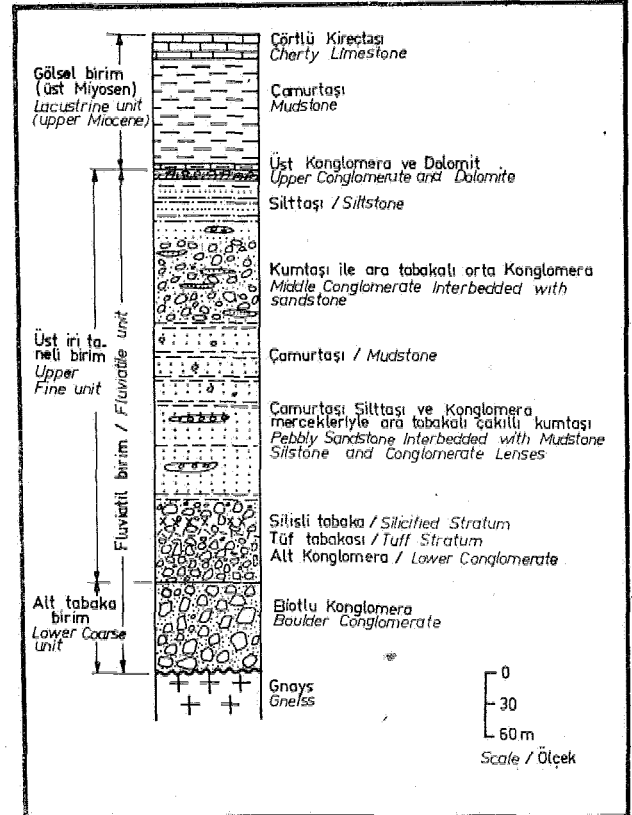
Göller çökeller (Lakustrin birim) çalışma alanının güneyinde küçük bir alan kaplar (Şekil 2), Bu sökelin tabanında silisli kumtaşı ve marl yer alır (Şekil 3), Yukarıya doğru beyaz ve yeşil renkli kil katmanları ile devam eder ve en üstte çörtü, çakılla, kumlu beyaz renkli kireçtaşı katmam son bulur.

Sedimanter kayalar yapısal olarak kuzeybatı uzamış bir senkinalin parçasıdır (Şekil 4), Tabanda yer alan metamorfik kayalar eksenine çökelti kayalarla uyumlu olan bir çökelti havzası oluştururlar. Bu yapısal özellik, sularını havzaya boşaltan Tersiyer drenaj sisteminin yönü ve yerini etkilediği gibi, daha sonra havza içindeki yeraltı sularının hareketini de etkilemiştir. Çökelti kayaların eğimleri çoğunlukla yatay olup havza kıyısına doğru 20° K'ye kadar ulaşır.

URANYUM YATAKLARI

Çökelti kayalar içindeki tüm uranyum yatakları üst nehir sökellerinin (üst flüvyal birim) gözenek dolgu, çakıl ve kum taneleri üstünde sıvamalar olarak ve samurtaşı, silttaşı içindeki çatlaklar boyunca dolgu şeklinde belirir. Bütün Uranyum yatakları metamorfik kayalara yakın olurlar. Bu yatakların sofunun uzun eksenleri eski kanal doğrultularına koşut olan uzanmış mercекlerdir.

Üst flüvyal birimin alt ve orta konglomera düzeylerinde oluşan Kasar, Tonmuşa, Bozburun, Mestanlı ve Topallı yatakları sarı ve limon sarısı renktedirler. Bu yataklar süreklilik göstermeyen uranyum cevher mercекlerince karakterize edilir. Uranyum kapsayan konglomera seviyesi genellikle kötü derecelenmiş gevşek yapıli konglomera, az oranda kaba ve ince taneli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve birkaç mm kalınlığında okside olmuş karbonlu bitki artıklarından oluşan düzeylerden ibarettir. Bu yataklar içindeki ortalama cevher yüzdesi % 0,03 den % 0,04 U_3O_8 'e kadar değişir. Üst konglomera seviyesi içinde oluşan Tüllüce yatağı (Şekil 2) yeşilimsi ve kahverengil-gri renklerde. Bu yatak silttaşı ve çamurtaşı ile girifli veya aratabakalı, gevşek dokulu, kötü derecelenmiş kumtaşı ve konglomera içinde gelişir. Mercек şekilli cevher yatağı kaim samurtaşı, marl ve silttaşı tabakaları ile alttan ve üstten çevrilmiştir. Taşlaşmış ağaç malzemesi, çürümüş karbonlu bitki artıkları bu yatak içinde gözlenir.

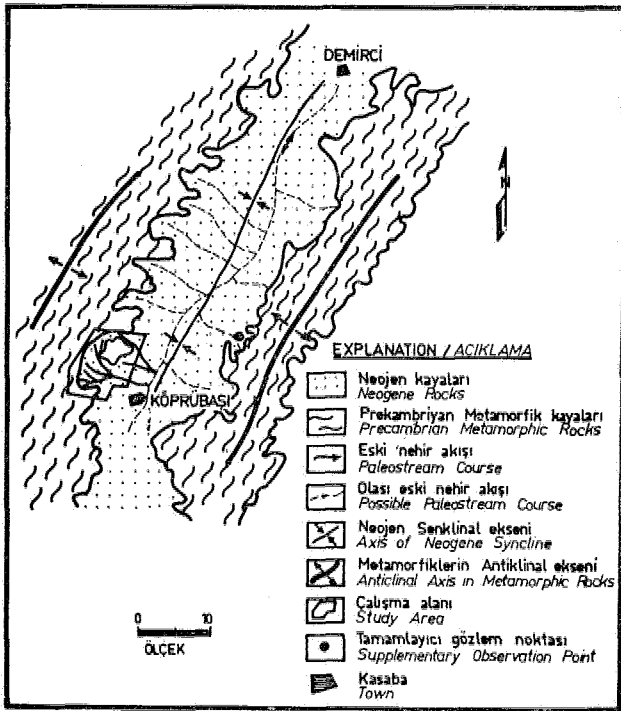


Şekil 3: Köprübaşı alanındaki çökelti kayaların genel stratigrafik istifi

Figure 3: General stratigraphic column of the sedimentary rocks in the Köprübaşı area

Cevher tenörü % 0,01 den % 0,06 U_3O_8 'e kadar değişir. Kasar, Tomağa, Bozburun, Mestanlı, Topallı ve Tüllüce yatakları oksidasyon zonları içinde oluşmuşlardır. Bınlarm tümü yüzeyde görünür verilir.

Üst iluvial birimin kumtaşı düzeyinde Ecnlitaş uranyum yatağı (Şekil 2) oluşur. Cevher yatağı yarımaya biqlmll olup 4 m'lik bir ortalama kalınlığa ve % 0,06 U_3O_8 tenöre sahiptir. Yatağın genişliği 130 m'den 330 m'ye kadar değişim gösterir. Rezeifvuar ka. yag kötü derecelenme gösteren kaba ve orta taneli kumtaşı ve bununla aratabakalanmış konglomeratlık merccekler, çamurtaf lan ve silttaşlarından oluşmaktadır. Yatak bol pirit kapsayan uranyumca zengin birçok süreksiz mercceklerden oluşur (Şekil 6), Kumtaşı içindeki bu cevher merccekleri bol slderlt kapsayan düşük tenörlü uranyum mineralleşmesiyle birbirlerine bağlantı, lıdır. Eeinlltaş uranyum yatafı 90 m ve derinlerdeki indirgen gri renkli kumtaşı düzeylerinde gelişmiştir.



Şekil 4: Demirel-Köprübaşı havzasının yapısal haritası

Figure 4: Structural map of Demirel-Köprübaşı basin

FLUVİYAL KAYALARIN FETBOLOJİSİ

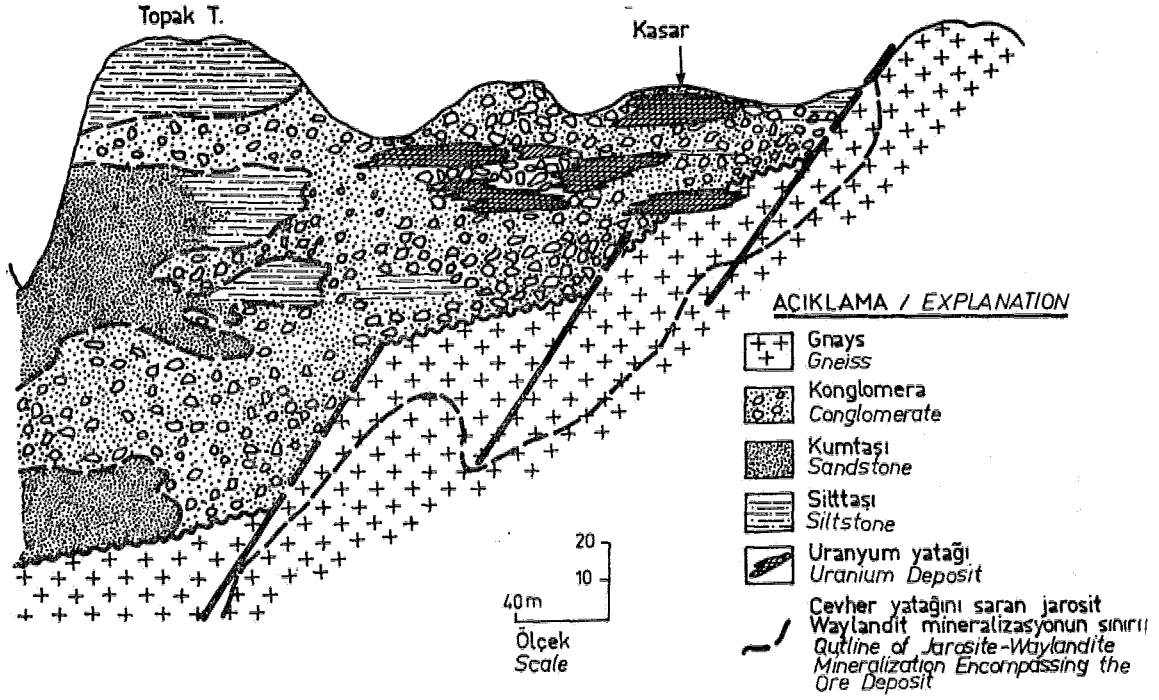
Fluvial birim kötü derecelenmiş konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı aratabakalanması biçiminde depolanmıştır. Aşağıdaki paragraflarda (luvial kayaların dokusu ve mineralojisi oksitli ve oksitsiz tipler adı altında tartışılmıştır.

Oksitli tıptı Kuvarsın çoğu taze, fakat kıyısında veya taneyi kateden damarcıklar biglmin.de az oranda illit gözlenir, Plajlyoklasların çoğu bozmuş ve bir bölümü illit tarafından psödomorf edilmiştir (Levha 1, Şekil D), tıllt genellikle küçük levhacıklar, taneler üst. tünde sıvamalar ve taneleri boyuna kesen damarcık, lar geklindedir. Biyotit klorite fazlaca değişmiş veya

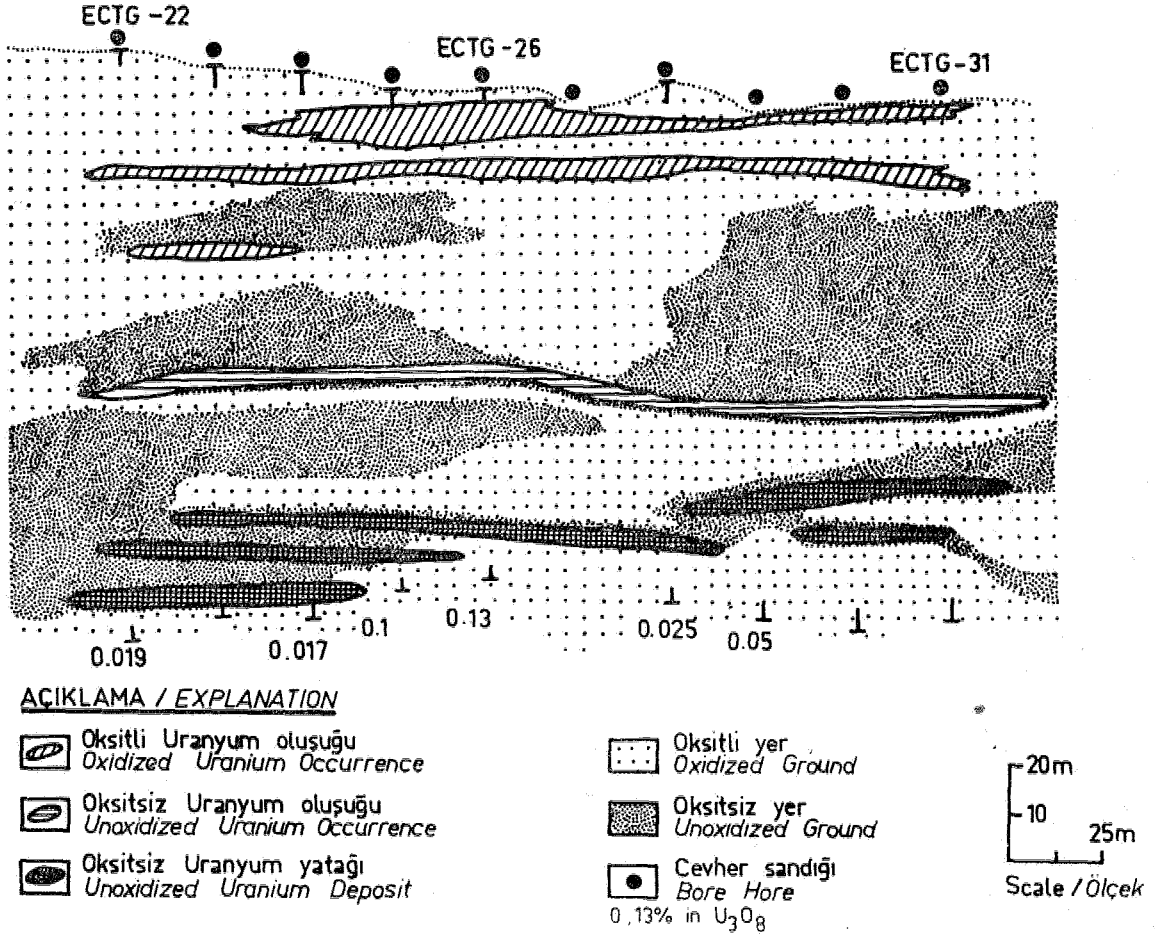
demir yıkanması nedeniyle ilksel rengini kaybetmiştir. Bu demir dilinimler boyunca hematit ve limonit olarak birikmiştir, Muskovitler çoğunlukla tazedir. Aksuar mineraller rutil, turmalin, zirkon, ilmenit, manyetit, hematit, limonit, jarosit-vaylandit $[Na, K Fe_a (SO_4)_2 (OH)_c - (Ca, Mn, Mg) Al_a (SiO_4, PO_4)_s (OH)_6]_j$ ve schroekingerit $[NaO_a (UO_8)_s (SO_4)_f, IOH_gO]$ dir. Siyah ilmenit lökoks ve anatas'a değ-igmiştir. Manyetit genellikle hematite altere otauştur. Manyetit ve ilmenit oranı soluk yeşil, kül ve beyaz renkli kumtaşı ve konglomera içinde ağırlıkça % 0,03'e kadar ulaşabilir (Şekil 7). Jarosit-vaylandit sarı ve kül renkli olup kumtaşı ve konglomeranın boşluklarını doldurur veya ince taneli yığımlar biglminde tane ve çakılları sarar (Levha 1, Şekil E).

Jarosit-vaylandit miktarı Köprübaşı havzasının kıyılarında %25'e kadar çıkar ve havza içine dofru bu miktarda azalma görülür. Oksitli fluvial birim içinde beliren jarosit-vaylandit bileşimi çizelge 1'de verilir, P_2O_5 , Gaü, jFeO ve SO_4 'ün UO_3 'e karşı izdülürülmesi sonucu UO_3 miktarı ile heriki P_2O_5 ve OaO miktarları arasında bir korelasyonun varlığını göstermiştir (Şekil 8). Bunun aksine UO_3 ile jFeO ve SO_4 arasında sistematik hiçbir korelasyon yoktur. Kasar, Tomağa, Bozburun, Mestanlı, Topallı ve Tüllüce cevher yataklarında uranyum oranlarının yüksek oünasma kar. şm bu çahşmada kullanılan analitik yöntemler yardımıyla hiçbir özgün uranyum minerali bulunamamıştır. Sözü edilen yerde oluşan jarosit-vaylandit mineralleri uranyum birikiminin olduğu yerlerde alt ve orta konglomeranın ara boşluklarını doldurur (Levha 2, Şekil A). Kasar ve Topallı uranyum yataklarından, alman bu mineral topluluğu elektron mikrosonda yardımıyla analiz edilmiş, olup elde edilen sonuçlar bu topluluğun ortalama % 0,48 U_3O_8 kapsadığını göstermiştir. Uranyum minerallerini tanımda aynı sorun Tüllüce yatağında da karşılaşılmıştır. Burada da mikroskop ve XRD tekniği yardımıyla hiçbir özgün uranyum minerali bulunamamıştır. Mamafı Autoradyograf ve elektron mikrosondaj skaning tekniği yardımıyla Tüllüceden alman bigok örnekler içinde uranyumun tekdüze dağılımı gözlenmiştir (Levha 2, Şekil B). Çoğunlukla manyetit-Ilmenitia aiterasyon ürünü olan limonit ve hematit görünüşte yukarıda sözü edilen teknikler yardımıyla tayin edilebilecek kadar uranyum kapsamaz. Sarmışı, limon sarısı özgün uranyum minerali schroekingerit'tir, ffeinlltaş uranyum yatağının oksitli kesimlerinde bulunan bu uranyum minerali çok ince taneli olup karakteristik olarak bu ince tanelerin yığımları Şekilde görülür.

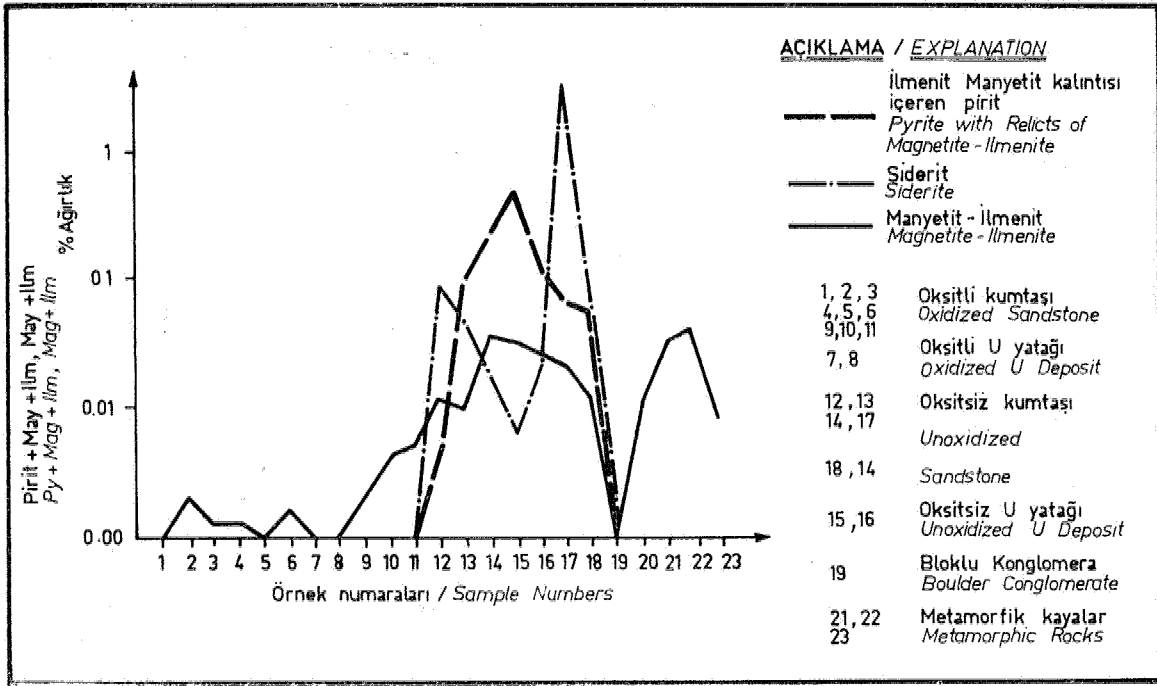
Oksitiz tips Oksitsiz kayaçlardaki kuvars plajlyoklas ve K-feldispat oksitsiz kayaçlardakine kıyasla az altere olmuştur. Biyotit, muskövit, rutil ve turmalin taze görünümlüdürler. Oksitsiz zoiüara kıyasla hematite çok daha az altere olmuştur, Manyetit-Ilmenit tanelerinin çoğu, bunların ilksel tane biçimleri korunarak pirit tarafından ornatılmıştır (Levha 1, Şekil F, Levha 3, Şekil A), Pirit keza çimento materyali olarak da belirir. Bazı tanelerde ilmenit bir pirit zonu ile dıştan gevirmiftir. Piritçe zengin kayalar içindeki ilmenit-pirit, manyetit-pirit arabüyümelere ve pirit miktarları ağırlıkça %0.2



Şekil 5: Orta konglomeradaki Kasar yatağının genel leştirilmiş kesiti
Figure 5: Generalized cross section of the Kasar deposit in middle conglomerate



Şekil 6: Ecinlitaş yatağındaki uranyum mineralizasyonu ve oksitli kayalar arasındaki ilişki
Figure 6: Relation between oxidized ground and uranium mineralization in Ecinlitaş deposit



Şekil 7: Kasar-Ecinli taş alanlarındaki kayaların ağır mineral miktarı
Figure 7: Heavy mineral content of rocks, Kasar-Ecinli taş areas

den %0.02'ye kadar değişir ve ortalama miktar %0.42'dir. Siderit zengin kayalar içindeki bu miktar %0.05'den %0.36'ya kadar değişir ve %0.087 ortalama değer gösterir. Siderit taneleri genellikle küresel, elipsoidaldirler, bazen de uzamli çubuklar olarak beliren siderit taneleri çok küçük siderit kristallerinin mozaik biçimindeki yığılımdan oluşmuştur (Lev-

ha 3, Şekil C,D). Siderit taneleri feldspat, kuvars, mika içerenleri kapsarlar. Piritin en bol olduğu yerde siderit en azdır (Şekil T), Siderit zengin kayalar içindeki siderit oranı ağırlıkça %0,09 dan %3,18'e kadar değişir, %0,08 ortalama ağırlık verirken, pirit zengin kayalar içindeki siderit oranı %0,02 den %0,4'e kadar değişir ve %0,1 ortalama değer gösterir.

Oksitler	% (ortalama)	(değişim)%	Alüminyum içeren üyeler	Demir içeren üyeler
	*	***	***	
SiO ₂	10,68	8,56-14,67	+	—
TiO ₂	0,57	0,48-0,73	r.e.	r.e.
Al ₂ O ₃	4,99	4,12-6,55	+	—
ΣFeO	38,58	33,71-42,41	—	—
MnO	0,11	0,06-0,16	r.e.	—
MgO	0,24	0,16-0,37	r.e.	+
CaO	0,47	0,41-0,57	+	+
Na ₂ O	0,46	0,34-0,49	+	+
K ₂ O	7,41	6,64-7,93	+	+
P ₂ O ₅	3,26	2,42-4,23	+	r.e.
UO ₃	0,43	0,24-0,62	r.e.	r.e.
SO ₃	24,5	21,1 -26,95	+	r.e.
Toplam	91,7			

* 5 örnek ortalama
 ** Analiz eden R.L. Barnett
 *** (+) Üye içinde bulunan
 (—) Üye içinde bulunmayan
 r.e., rapor edilmemiş.

Çizelge 1; Bu çalışmaya Boşneuy (1986) den jarosit-vaylaadit beşimi için kimyasal veriler
 Table 1: Chemical data for jarosite-vaylaadite composition from this study and Boşneuy (1986)

Genel olarak siderit zonları yatakların diğ kıyısında en iyi gelişmiştir, fakat bu zonlar cevher mercikleri arasında da gözlenir. Bu çalışmada kullanılan analitik yöntemler yardımıyla oksitsiz Bclnltag uranyum yatağı içinde özgün uranyum minerali saptanamamıştır. Mamafit elektron mikrosonda skanlng ve autoradyografik gelişmeler bu yataktan alman ölmeklerin kil hamuru ve tane sınırlarında yüksek uranyum yığışımının ortaya koymuştur (Levha 2, gekil C, D).

TABAKAM SİLTAKATLAB

Glikollü dfraktogramlar, fluviyatlı kayalar, eski toprak ve yeni toprak isindeki kil ve mika mineral" lerinin araştırılmasında kullanılmıştır, Montmorillonit çok koyu yeşil renkli ve konglomeralar içinde çakıllar gevresinde ince bir filim olarak oluşan camsı bir görünümündedir. Bazen de kumtaşı ve konglomera boşluklarım dolduran küreçlekler biçiminde oluşur (Levha 3, şekil E), Oksitli ve oksitsiz fluviyal kayalarda oluşan montmorillonitin bileşimi Çizelge 2'de verilmigtir. Montmorillonit Fe ve K'ea zengin Mr tiptir. Klorit herikl oksitli ve oksitsiz zonlarda hipidiomorf ve ksenomorf biçimlerde oluşur. Bazı durumlarda ise feldispat, kuvars ve biyotit İgertileri kapsar (Levha 3, Şekil F), Klorit magnezyumca zengin peninittir. tllit herikl oksitli ve oksitsiz zonlarda küçük levhalar halinde oluşur ve go. ğunlukla feldispat ve kuvara tanelerinin igertlerrni kapsar.

PABAJENBTİK İİJŞKİLEB

Neojen çökel kayalarının ana minerallerinin tane bigimleri ve dokuları bunların gevre metamorflk kayalardan gökelim havzasına detritik taneler olarak taşınmış olduğunu ağıkea gösterir. Birçok dokusal ve petrografik özellikler, mamafit, siderit, pirit ve bir bölüm montmorillonit, illit ve kloritln, siyah uranyum bileiği ile birlikte otojenik olarak oluştuğunu belgeler. Bu belirgin özellikler aşağıda sıralı verileri içerirler: (1) siderit İğinde kuvars, feldispat ve mika İçertileri, (2) pirit tarafından, ilmenit ve manyetitın tamamlanamıg ornatılması, (3) idyomorf pirit kristallerlnüü

oluşumu, (4) kuvarB, feldispat ve biyotit çevresindeki kloritler, (5) montmorillonitin çakıllar gevresinde bir filim olarak ve çakıllar içindeki çatlaklar boyunca damarlar olarak oluşumu, (6) plajiyoklasın illit-tarafından ornatılması, (7) siyah uranyumun taneler üstünde sıvama ve rezervuar kaya içinde tanelerarası dolgular olarak oluşumu.

Diğ er dokular, hematit, kuvars, sehroekingirit ve uranyum kapsayan jaroslt-vayiaandlt minerallerinin oksitli kumtaşlan içinde otojenik olarak oluştuğunu gösterir. Bu dokusal özellikler şunları içerir: (1) taneler üstünde hematit sıvamaları veya tanelerarasında hematit dolguları, (2) kumtaşı gözenekleri ve konglomeranın kum hamuru içinde kuvara dolguları, (3) gözenekleri dolduran ve konglomera çakılları üstünde sıvamalar olarak gelişen jarosit-vaylandit, (4) slttaşı ve gamurtaşı içindeki çatlakları dolduran, schroeckingerit.

JEOKtoorASAL ABAŞTİBMALÂB

Metagnortlk Kayaglar; Çizelge 3 de değişik kayaçların ana element bileşimleri verilmigtir, Metamorflk kayalar içindeki alümina ve alkalilerin bolluğu bu kayaçların peralümlnalı bir bileşimde olduğunu önerir (Soboev, 1972). Na₂O/K₂O in SiO₂/Al₂O₃'e karşı logaritmik İzdüşümü, Mleşim yönünden biyotit gnaysın grovak ve bantlı gnaysın da subgrovak alanına düştüğünü gösterir (Şekil 9). Çalışma alanındaki biyotit gnaya ve bantlı gnays içindeki herikl U ve eU'un ortalama def erleri (Çizelge 4) Beus ve örigorlan (1977), Adams ve diğ erleri (1963) tarafından belirtilen paragnays, gnays, granülit ve ortagnays içindikilere kıyasla (Çizelge 5) çok düşüktür. Bkivalent uranyum (eU) bir Örnefinin radyoaktivitesinin, bozuşma ürünlerinin tümü ile dengedeki uranyum cevher standartının radyoaktivitesine oranıdır ve yüzde eti olarak açıklanır. Kuramsal olarak denge durumundaki bir Örneğ %1 U, %1 eU, bozuşma ürünlerinin tümünün %1, yani %1 ePasal, %1 eTh», %1 e Raaa« vs. göstermesi gerekir (Rosholt, im&). Radyoaktif dengesizlik sorunu y.ım spektrometresi ile yapılan uranyum ölçümlerinde önemlidir. Laboratuvar ve saha spektrometresi aygıtlan kayalardaki uranyum yığışımını belirlemek

Oksitler	% ortalama*	Değişim %**	iyon sayılan**«*
SiO _s	B0.07	49,20-51,88	Si 6.81
Al ₂ O ₃	24.68	24,29-25.20	Al 3,89
Feb	7.16	6.84-7.39	Fes+F« ^a + 0.54
MgO	1.89	1.77-2.04	Mg 0,40
TiO ₂	0.86	0.82-0.93	Ti 0.08
CaO	0.69	0.55-0.96	Ca 0.08
Na ₂ O	0.21	0.07-0.48	Na 0.04 *
K ₂ O	2.08	1.93-2,39	K 0.48
Toplam	87.64		

* Analiz eden R.L. Barnett

** 6 örnek analizi

*** 24 (H₂O+OH) sayısı temeline dayanarak ve toplam %12,36 LOI varsayarak hesap edilmiştir.

Çizelge Z: Üst fluvial birim içindeki nKHituorillonitüüü kiryaşıl birkimi

Table % % Chemical oompositton of montmortllonite in oxidized zones In the upper fluvial unit

Ohstt	Bantlı Gnays (3)«		Ortalama %	Biyotit Gnays (2)	Bantlı Gnays (6)** Eski Toprate	
	Orteliima'/%	Değişim		Ortalama %	Değişim	
SiO ₂	72.34	72.26-72.45	62,79	61,65-63.94	68.63	59.14
TiO ₂	0.15	0.10-0.24	0.88	0.91-0.88	0,51	0.51
Al ₂ O ₃	13.97	13.66-14.24	18.47	17.88-19.08	16.30	22.80
Fe ₂ O ₃	1.18	1.00-1.42	8.88	5.46-7,20	3.53	3.59
MaO	0,01	0,009-0.01	0.086	0.08-0.09	0.08	0.036
Mgo	0.23	0,16-0,35	2.83	2.13-2.53	0.78	1.48
CaO	0.67	0.40-0,87	1.34	0.89-1,80	0.73	1.04
Na ₂ O	3.78	3.37-4.03	2,78	2.08-3.48	2,49	8.94
K ₂ O	5.28	4.68-6.07	2,84	1.70-3.98	2.96	4.83
P ₂ O ₅	0,47	0.08-1.14	0.27	0.18-0.36	0.15	0.14
H ₂ O+	1,28	0,66-1.60	2.40	1.80-2.80	—	2.43
Toplam			100.62		98.16	99,94
SiO ₂	69.81	57,30-76,60	77,84	76.20-78.90	66.18	74,45
TiO ₂	0.52	0.32-0.80	0,23	0.10-0.29	0,81	iz
Al ₂ O ₃	13.50	10.80-17.00	11.04	10.90-11.30	17.42	10.83
Fe ₂ O ₃	3.57	0.70-7.40	1.81	1.40-1.90	5.23	4.62
MnO	0,07	0,00-0.50	0.02	0.01-0.02	0.12	iz
MfO	1.31	0,08-270	0.52	0.36-0.72	0,89	1.30
OaO	1,47	0.50-5.60	0,57	0.30-0.90	0.82	0.85
Na ₂ O	1.90	0.20-3.00	2.46	2.00-2.60	1.92	1.07
K ₂ O	3,28	2,00-4.90	3,22	2.60-8.70	4.83	1.51
P ₂ O ₅	0.24	0.01-1.60	0.09	0.05-0.11	0.14	iz
H ₂ O+	4.28	1.50-7.90	1.87	1.60.2.2	2.43	4,95
Toplam	99,48		99,47		100.29	09,09

• Analiz edilen örnek sayısı

•• AyamL (1973)

••• Pettijohn ve diğ erleri (1978)

Çizelge 8: Köprübaşı ve diğ er alanlardaki kayaların değıf lfc tiplerdeM ana öfçşMterfa ortalama deferlerl(%)
Table 3: The average contents (%) and range of major oxides in different type of riDeks in the Köprübaşı

için XZB8 un bozuşma serisi içindeki Bis« pikinin 1.78 Mev. daki ölçümünü kullanır, Efer birisi y-ıgm spektrometre aygıtıyla Bi^{2m}« miktarını ölçerse, RaİS« miktarı, eğer U»s bozuşma ürünleriyle (daughter products) dengedeysse, kendiliğinden ölgülmüş olacaktır (Rosholt, 1959; Stuckless, 1977), Usas veya bunun radyoaktif bozuşma ürünlerinin jeolojik işlevlerle kaybı veya kazanılması dengesizliğe neden olur. U ve eU aramdaki dengesizlik, ayrışma (wathering) İşleyeri nedeniyle çalışma alanındaki metamorfik kayaglardan uranyum (Usas) yikanmış, genellikle eU yararına gelişmiştir, Beus ve Griforian (1977), McMillan (1977), Rogers ve Adams (1989), Pillers ve Adams (1962) tarafından belirtilen granltik kayalardaki uranyum miktarı çalışma alanındaki metamorfik kayalannkinden en az İki kat daha fazladır (Çizelge 5). U miktarı Cr miktarına karşı izdüşürüldüğünde, heriki bantlı ve biyotit gnayslar içindeki Cr miktarının artan U miktarıyla azaldığı görölür (Şekil 10).

İluvlyal birimi Pluviyal kayalar içindeki AyO₃, Na₂O, K₂O ve CaO bolluğu bunların peraluminyumlu bir bileğimde olduğunu gösterir. Na[^]/K[^]Ü' in logaritmik deferleri SiO₂/Al₂O₃ inkilere karp izdüşürüldüğünde, fluvial birimin bileğimi çoğunlukla heriki grovak ve şubgrovak alanları İçine düştüğü gözlenir (Şekil 10). Birkaç veri noktası ise arkoz alanında yer alır. Oksitli uranyum yatakları içindeki sülfür (SO₄ olarak)

oksitsiz yataklarmkından (S olarak) gok daha boldur (Şekil 11). Or miktarı fluvial kayaların küçülen tane boylarıya arttığı gibi, oksitli zonlardaki bu miktar oksitaiz zonlarmkine kıyasla da artış gösterir. Yüksek Se ve Mo miktarlarının gof u yalnız uranyum yatakları veya yakın çevrelerinde görölür. Bn yüksek Mo değeri Tomâşa oksitli uranyum yatağında ve Se'unki ise Kasar ve Eoinlitaş uranyum yatakları arasındaki limonit ve hematitçe zengin uranyumsuz oksitli çökeller içinde bulunmuştur, Howard HI (1977) hidratlı ferrik-oksitler, Se rv oksianyonunun (H Se O₃)% 95-99'unu pH'sı 8 olan çözeltilerden kolayca absorbe edildiğini belirtmiştir. Çalışma alanında da böyle bir olayın gerçekleşebileceği düşünölür, Fluvlatil birim içindeki ortalama uranyum miktarı Shmariovich (1968) tarafından fluvial gökeller içinde belirtilenkinden daha düştüktür (Çizelge 5). Cevhersiz oksitli zonların uranyum miktarı cevhersiz oksitsiz zonlarmjtinden daha yüksektir. En göze çarpan özellik oksitli zonlardaki uranyum zenginleşmesi uranyumla zengin bantlı gnaysiarea altlanan paleokanallar ve sellenme düzlüğü çökellerinde oluşur, [Otoitll uranyum yataklarında görülen Th miktarı çok yüksek ve bu birçok arattırıcılar açısından oldukça şağırtıcıdır, çünkü Brookins (1975), Piliers ve Adams, 1962 gibi yazarlar tarafından Th'un güğ çözünen bir element olduğu belirtilmiştir. Bu yazarlara göre Th-hidroksit çökeli mi nedeniyle ,bunun çok az

Element adı	Bantlı Gnays 8* örnek		Biyotit Gnays 5 örnek		Yeni Toprak % örnek	
	X	değişim	X	değişim	X	değişim
Cr	15	0,29	123	82-145	48	42-56
Ba	734	305-1277	671	446-990	1048	1036-1061
Pb	12	5-14	24	21-25	29	28-30
Zr	91	58-143	181	104-168	160	144-176
Y	12	5-27	6	1-13	6	1-11
Element adı	Oksitli Fluvial kayalar M örnek		Oksitsiz Fluvial kayalar 8 örnek		Tüfler 7 örnek	
	X	defisim	X	değişim	X	defisim
Cr	80	29-147	33	29-44	35	9-76
Ba	662	467-1890	680	567-780	198	176-230
Pb	24	14-37	18	14-20	18	10-39
Zr	188	85-250	105	88-120	171	101-244
Y	13	0-31	18	4-24	40	29-59
Element adı	Bantlı Gnays 8 örnek		Biyotit Gnays 5 örnek		Yeni toprak % Örnek	
	X	değişim	X	değişim	X	değişim
U	1,46	0,4-5	0,27	0,1-0,5	2,13	1,1-2,5
eU	1,62	0,5-5,9	—	—	3,36	2,2-4,53
Th	20	5-26	18	17-19	87	36-38
Se	5	8-11	5	3-7	8	2-4
Mo	4,5	2-8	5	4-6	2,3	1-4

X ppm olarak aritmetik ortalama
— tayin edilemedi.

Table 4-A: The average contents (ppm) ai
Table 4-A: The average contents (ppm) ai
area

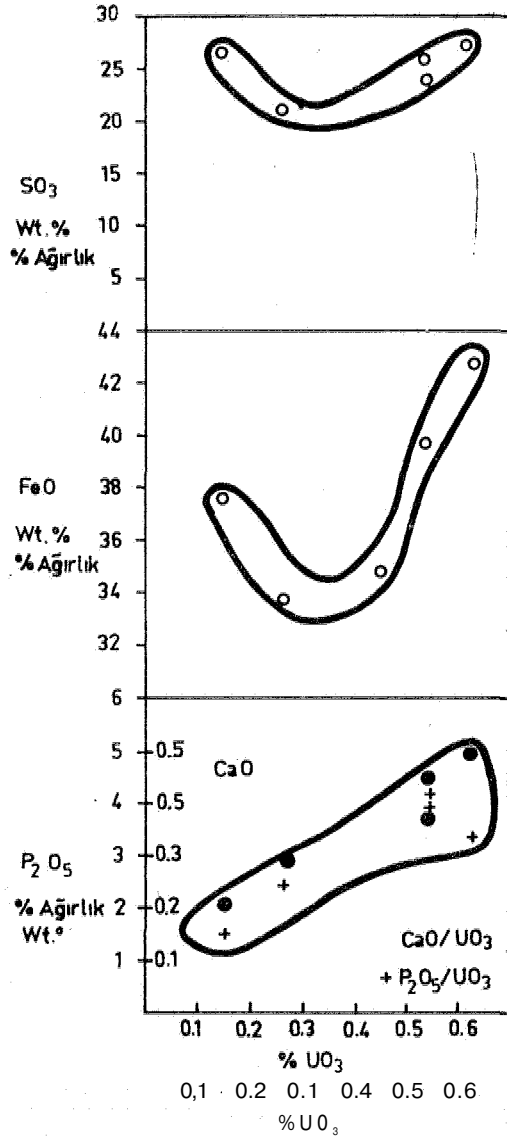
Element adı	Oksitli cevhergia •aomnx 49 örnek		Oksitli Uranyum yatakları 18 örnek		Ecinlltaf yatağına yakın oksitsiz cevhersiz zon İS »mek	
	X	değişim	X	defifim	X	değişim
U	2,42	0.1-11	426	250-1500	3,43	0,5-7
eU	3,54	0-36,9	412	201-2130	2,44	0,4-9
Th	22	8-35	92	40-847	22	12-46
Se	2,1	1,27	3	2-8	1,62	1-4
Mo	2,6	1-15	14	2-151	2,15	1-5
Element adı	Oksitsiz uranyum yatağı e örnek		Kasar yatağının 1 km Güneydoğusundaki oksltsiz cevhersiz zon 60 örnek		TUfler 7 örnek	
	X	degighn	X	değişim	X	değişim
U	100*	28-340	0,3	0-0,5	3,3	2,4-4,3
oU	570**	170-1300	—	—	7	3,2-14
Th	61,5**	85-88	—	—	45	38-55
Se	2,67	1-5	—	—	1,3	1-2
Mo	13,33	1-7	1,5	1-4	1,2	1-2

* .Olası sondaj suyu yıkaması nedeniyle düşük

** ışın analizi

*•• 2 Örneğin aritmetik ortalaması
— tayin edilemedi

Çizelge 4-B: Köprübaşı alanının değişik tipteki kayalarında iz element ortalama değerleri (ppm) ve def İgimi
Table 4-B: The average contents (ppm) and range of trace elemente ta different types of pocks In the Http-
rubası area



fektl B: Jarosit-vaylamilit içindeki P_2O_5 , FeO , SO_4 ve CaO değerlerinin UO_3 değerlerine karşı de-
şlmt

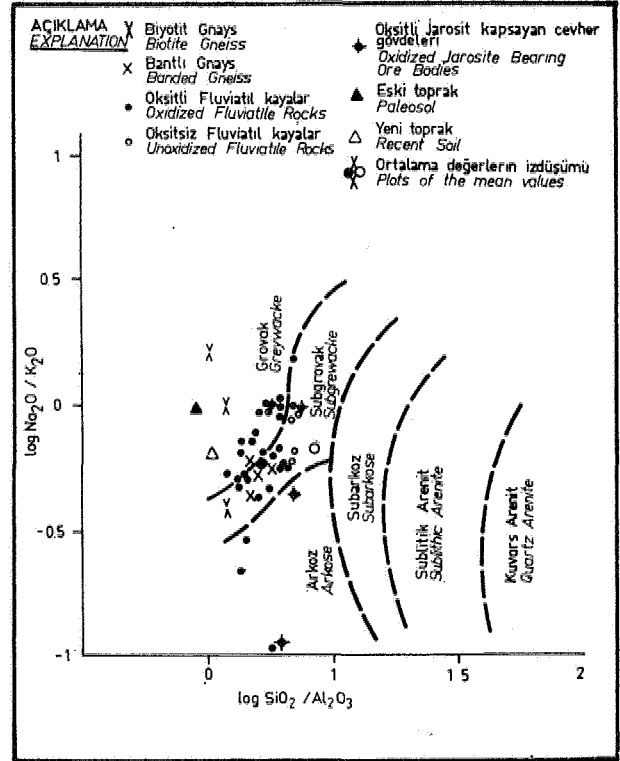
Figure 8: Variation Of P_2O_5 , FeO , SO_4 and CaO versus UO_3 in jarosite-vaylandite

bir miktarı nötral sulardaki iyonik çökeltilerde tutulabi-
lir. Th , mamafi, sülfatı ve fosfatlı çözeltiler içinde ko-
layca Söaünür (Fairbridge, 1972), Th , HSO^+ ve H_2PO_4
İle kuvvetli kompleksler oluşturabilir. Bunların yan-
nında, çözeltiler içindeki Th o kadar küçük çaplı ve yük-
sek elektrik yüklü bir katyondur ki, bu element yuka-
rıda sözü edilen anyonlar ve ortamdaki su ile yofun
kimyasal tepkimeye girer,

Tüfler: Tüfler içindeki Mo ve Se oranları (Çizel-
ge 4-Ä-B) metamorfik kayalarından çok daha azdır.
 Hf ve U oranları ise daha yüksektir. Tüfler içindeki
ortalama uranyum değerleri granit ortalamasına ya-
kındır (Çizelge 5).

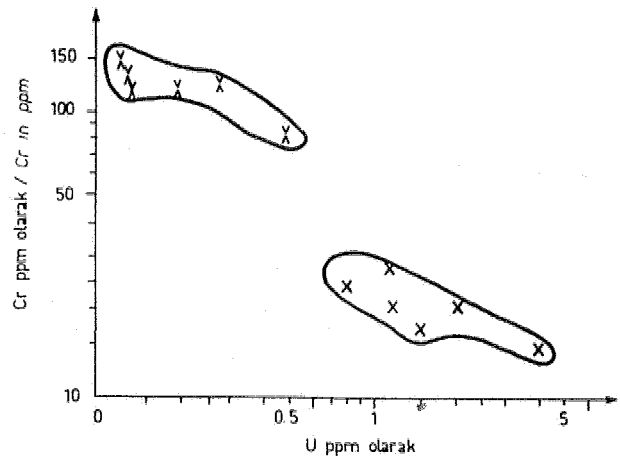
URANYUMUN KAYNAK KAYASI İÇİN HESAPLA-
MALAB

Hesaplamalar, metamorfik kayalar ve tüflerin ok-
lasyonu sürecinde taunlardan ayrılan nioesel uran-



Şekil 9: Metamorfik ve fluvial kayalardaki Na_2O/K_2O oranının SiO_2/Al_2O_3 oranına karşı değişimi

Figure 9: Na_2O/K_2O versus SiO_2/Al_2O_3 ratios in fluvialite sedimentary and metamorphic rocks



ACIKLAMA / EXPLANATION

- Y Biyotit Gnays / Biotite Gneiss
- X Bantlı Gnays / Banded Gneiss

Şekil 10: Metamorfik kayalarda Cr ve U miktarları-
nın korelasyon diyagramı

Figure 10: Correlation diagram of U and Cr contents
in metamorphic rocks

yum dozuna dayanır. Bu defer etT-U (ekivalent uranyum-kimyasal uranyum) olarak verilebilir. Çizelge 6 çalışma alanındaki tüflerin 840 tonluk U₃O₈ rezervini üretecek kadar büyük bir hacme sahip olmadığını gösterir. Her İki hacim, ve uranyum oranı göz önüne alındığında metamorfik kayaların yukarıda sözü edilen miktardaki uranyum yığılmasını gerçekleştirmesi olasıdır (Çizelge 6).

URANXUM CEVHERİ OLUŞUMU

Oksitsta Uranyum Yatakları

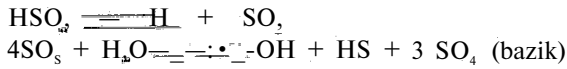
Melin (1969), Adler (1963, 1974) gibi araştırmacıların düşüncelerine göre mikrobiyolojik iğleyler hareketli yeraltı sularında çözelti halinde bulunan uranyumun çözelmelne neden olmaktadır. Bu işleyda aneobik, sülfat indirgeyen bakteriler baş rolü oynar. Bunun yanında Oranger ve Warren (1960), aşağıda verilen denklemler içinde İnorganik olarak üretilmiş HS iyonlarıyla uranyum ve pirit minerallerinin çökeldiği görüşünü benimsemişlerdir. Bu yazarlara göre ön koşul ortamda pirit bulunması zorunluluğudur. Bu pirit İse sökellerin havzada yığılmasından hemen sonra yine bakteri faaliyetleriyle oluşmaktadır. Eğer ortamda oksijen bol İse:



tepkimesi olur ve SO₄ anyonları üretildiğinden, tepkime daha ileri götürülemez. Eğer ortamdaki oksijen basıncı nispeten düşükse:

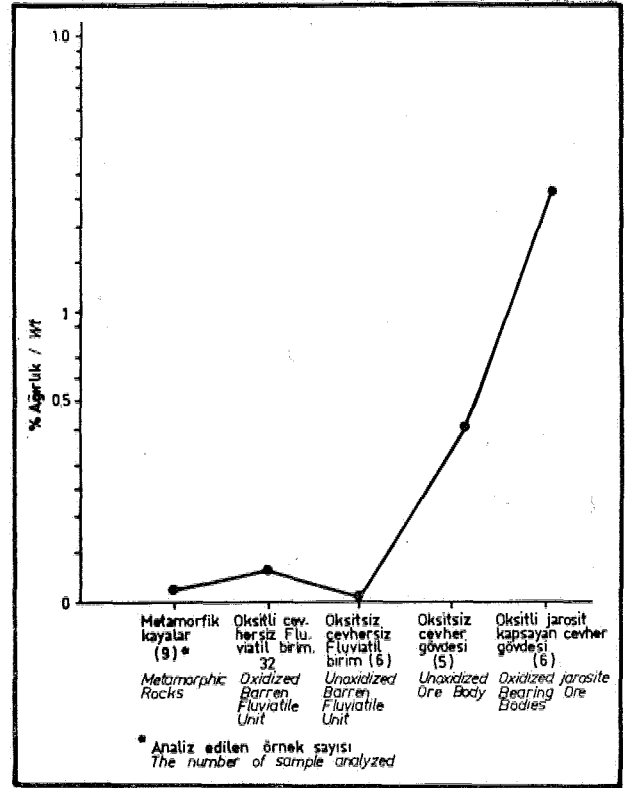


tepkimesi olur ve tepkimeyi dahada ileriye götürebilecek HSO₄ bileşimi oluşur. Tepkime daha ileri götürülürse:



tepkimesi sonucu olarak uranyum indirgenme! ve yeniden pirit üretimi için gerekli olan HS iyonu elde edilir. Granger ve Warren (1964), deneylerinin sonucu olarak Wyoming'deki "roll tipi" uranyum yataklarının inorganik olarak üretilen HS iyonlarının indirgeyici etkisiyle oluştuğunu vurgulamışlardır,

Kashirtseva (1968) % 0.1 U₃O₈ kapsayan uranyum yataklarının ortalama % 0.8 dan fazla pirit kapasitesini belirtmiştir. Uranyum zenginleşmesi ile pirit oram arasındaki ilişki Granger ve Warren'ia uranyumun inorganik yolla üretilen HS İyonları etkisiyle çökeliminin benimsen kuramı destekler. Garrels ve Ohrst (1965) pirit-siderit-manyetit ortaklığının azdan kuvvetliye kadar indirgen ortamlarda duraylı olduğunu göstermişlerdir. Oksitsiz Ecnlltag urayum yatağı tmenit-manyetit kalıntılarında ortalama % 0,28 pirit, % 0.67 siderit ve % 0.035 ünemt-manyetit kapsar. Bu yatak içindeki uranyum cevheri, piritçe, zengin zonlarla sıkı bir ilişki içindedir. Bu, piritli kayaların oksidasyonunun sideritli kayaların oksidasyonuna kıyasla daha şiddetli olmasındandır, pirit sonlarındaki oksijen tüketiminden ötürü cevher taşıyan bu alanlarda daha



ŞeMl İls Değişik kayalardaki kükürt değişimi
Uğur© İls Variation of sulphur contents in different rook types

hızlı bir Eh düşmesi olmuştur. Bu Bh düşmesine yine en büyük etken inorganik yolla üretilen HS iyonlarıdır. İnorganik yolla üretilen HS'un böylece bu yatafm oluşumu sırasında ana indirgeyici ajan olduğu düşünülür. Ayrıca ortamın İndirgeyici özelliğini ve etkinliğini arttıracak organik malzeme yokluğuda bu düşüncüyü desteklemektedir. Ecnlltag oksitsiz uranyum yatağında görülen manyetit-siderit-pirit ortaklığı bu yataktaki uranyum cevherinin yığılma ortamının kuvvetlice İndirgen olduğunu belirtir.

Bu görüşlerden gidilerek Beinltaş uranyum yatağını içeren kumtaş düzeyinin fluvial bir sistem içinde yığılacağı söylenebilir (Şekil 12 a, b).

Oksitli uranyum Yatakları

Jarosit-vaylandit kapsayan yataklarda sülfat içindeki S miktarı %4'e kadar ulaşır. Daha önce belirtildiği gibi, uranyum jarosit-vaylandit bileşimi içindeki vaylandit yapısına yerleşmiştir. Mineralojik ve jeokimyasal veriler gözönüne alınarak, oksitli uranyum yataklarının kökeni için aşağıdaki model önerilmiştir,

İlk olarak bu yataklar Ecnlltaş yatağı gibi oksitsiz yatakların oksidasyonundan türemiştir. Oksitsiz uranyum yatağı üstünden kaim bir çökel örtüsünün aşınmasından sonra, bu yataklar oksidasyona uğradı. Bu devrede önceden indirgeyici koşullar altında türemiş olan pirit ve siderit Fe²⁺ ve SO₄ oluşturarak oksitlenmişlerdir. Ortaya çıkan pH S den küçüktür ve Eh + 0.6 V üstündedir (Brown, 1971), Bu koşullar altın.

Kaya tipi	TJ(ppm)	Th(ppm)	Kaynak
Granit	2.6	—	Piliers ve Adams (1962)
Paraguays	7.0	6.4	Adams ve dif erleri (1963)
Gnays	8.2	20.3	" "
Granit	—	12.2, 21.0	" "
Hornblend paragnays	2.0	27.0	" "
gist	2.5	7,5	" "
Fillit	1.9	5.6	" "
Sleyt	2.7	7.5	" "
Mermer	0.17	0.03	Taylor (1968)
Kuvarsit	0.5	2.0	" "
Granit	3.8	—	Beus ve Grigorian (1977)
Granullt	4.9	—	" "
Ortognays	3.6	—	" "
Granit	4.0	—	McMillan (1977)
Granit	4.0	—	Rogers ve Adams (1969)
Granit	4.0	—	Taylor (1966)
U		eU	
Bantlı Gnays 1.46		1.62	20
Biyotit Gnays 0,27			İS
Kumtağı	4.5	—	Beus ve Grigorian (1977)
Arkoz	0.5, 1.0	—	Rogers ve Adams (1969)
Grovak	1.6, 2.1	—	" "
Kumtası	4.6	5	Brookins (1975)
Fluvial kayaglar	3.5	—	Shmariovich (1973)
Volkanik grovaklar	1.3	—	Rogers ve Adams (1969)
Arkoz	3.3	8,0	Piller ve Adams (1962)
Gri ve Yeşil geyller	3.2	—	Rogers ve Adams (1969)
Kırmızı ve sarı şeyller	2.0	—	" "
Tüm siyah şeyller	8.0	—	" "
Kırmızı, sarı			
Fluvial kayaglar	2.42	22	Bu çalışma
Gri fluvial kayaglar	0.3	—	" "
Oksitlenmiş cevher yatağına yakın fluvial Kayaglar	3,4	22	" "
Tüf, Wyoming	10	—	Pipirngos (1965)
Tersiyer Alkalileri (İtalya)	2S	130	Mittenpergher (1870)
Tersiyer Alkalileri (Texas)	45	—	Eargle ve Weeks (1973)
Alkali-Potashlı tüfler (Türkiye')	3.3	45	Bu çalışma

Çizelge S; KayaçlardaM U ve Th değerleri (ppm)
Table 81 Contenta of U and Th (ppm) İn Books

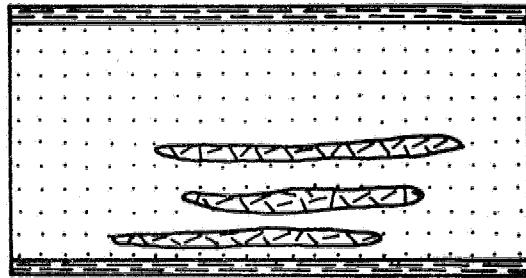
Bantlı gnays	Bozuşmuş				Kaya kütleşi (ton)	Yıkanmış toplam ,U(tan)	Yıkanmış topları V ₂ O ₅ (ton)	>%50U ₂ O ₃ cevher oluştursun
	©Ü (ppm)	ü (ppm)	eÜ-U (ppm)	büyüklüğü (km«)				
Bantlı gnays	1.52	1.42	0.06	60*	3.2x10 ¹⁰	1044	2255	1127
Bantlı gnays	4.2	1.5	2.7	4**	5.4x10 ⁸	1458	1691	845
Tüf	7	3.8	4.7	40***»	2,16x10 ⁸	1015	1177	S89

* 60 km² lik bir alanın 200 m derinliğe kadar bozultuf u varsayılmıştır. eU ve U'un ortalama değerleri U₂O₃'ün hesaplanmasında kullanılmıştır,




** Kazarın güneyinde bulunan 4 km² İlk bir alanın 50 m derinliğe kadar bozultuf u varsayılmıştır,
*** 40 kms lik bir alanın erozyondan önce 2 m kalınlığında bir tüf tabakası ile örtüldüğü varsayılmıştır.

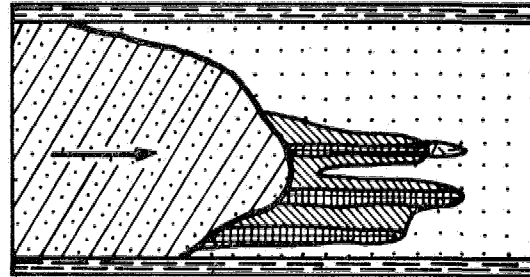
Çizelge 6: Köprübaşı atamndaM tttf ve bantlı gnayslardan yıkanan ola» U₂O₃ mifçtauun hesaplanması.
Tablo 61 Oalcultion» of possible T₇O₅ extracted from banded gneiss and tufto in the Köprübaşı area.

da Ut-4, U+a değerine yükseltgendl ve pirit bozuş-
masından türeyen sülfat ile kompleks yaptı. Alkali,
leree (Na+, K+ vs.) neden olunan $UO_8(SO_4)_0$, SO_4
ve Fe+s kapsayan çözeltilerin pH'smdaki artış jarositi-
nin çökmesine yol açtı, Detritik apatit içinde bulunan
fosfat çözüldü ve pH = 3 ve 5 arasında $UO_2(HPO_4)_0$
kompleksini oluşturdu (Langmulr, 1978¹). pH değeri-
ninin 5 in üstüne çıkması nötralizasyon tepkimesiyle
olmuş ve sonuçta pH = 5 ve 10 arasında çözünmez
olan Al kapsayan (Krauskopf, 195B) uranil sülfat ve
fosfat komplekslerinin çökmesiyle sonuçlandı, Jarosifc.
vaylandit mineral topluluğu böylece oluştu. Artan
 P_2O_5 ve CaO oranının UO_8 oranıyla artifi, uranyumun
bu topluluk içindeki yaylandit yapısına girmiş olabileceği
görüşünü destekler. Yüksek oranda Th yığışim-
ları, Th'un fluvial kayalardan sülfatla zengin çö-
zeitleroe yıkanması ve yeniden yığışımı sonucu oluş-







(a)

-  Sideritce zengin kumtaşı
Siderite - Rich Sandstone
-  Piritce zengin kumtaşı
Pyrite - Rich Sandstone
-  Çamurtaşı
Mudstone



(b)

-  Oksitli cephe
Oxidized Front
-  Yüksek Tenörlü Uranium
Ore Grade Uranium
-  Düşük Tenörlü Uranium yığışımı
Low Grade Concentration of Uranium
-  Yeraltı suyu Akımı
Groundwater Flow

Şekil 12: Oksitlenmemiş Ecinlitaş uranyum yatağının gelişim modeli

Figure 12: Model of development of unoxidized Ecinlitaş uranium deposit

muftur. pH ügten kügük oldutunda Th-Bülfat komp-
lêksl gözünür durumdadır, fakat 3 ve 6 arasındaki pH
değerinde gökeler. pH artığı Th-sulfat kompleksinin
gözünmeyen Th-hidroksiti oluşturacak blgimde hidrolize
uğramasına neden olmuştur,

İlmenit ve manyetit kapsayan yataklar içinde taş-
laşmış afag malzemesi boldur. Diğer oksitli yataklar,
da piritten türemiş olan jarosit-vaylandit mineral top-
luluğu ilmenit-manyetit kapsayan yataklar içinde rast-
lanmamıştır, Bu durumda uranyum çökelişi baş-
langıta organik malzeme tarafından gerçekleştiril-
miştir. Uranyum taşıyan eriyikler organik malzeme-
ce zengin kayalar içine sızdığında, yeraltı sularının
 PO_5 basıncı, oksijenin organik malzeme ile tepkimeye
girmesi sonucu asaldı. Bu ifley yeraltı sularının
indirgeme potansiyelinin uranyum gökemesiyle so-
nuçlanacak düşüşe ulaşıncaya değin sürer. Bu yata-
ğın oksitli yeraltı sularınca ikinci kez işgal edilmesi
sonucu İlmenit ve manyetit oksidasyonuna neden ol-
muş ve bunlar hematit ve limonite 'altere olmuştur.

URANYUMUN İLKSEL KAYNAĞI

Uranyumun bir mUttarının tuf tabakasından yı-
kanmış olmasına rağmen, yazar aşağıda belirtilen ne-
denlerden ötürü metamorfik kayaların, özellikle bantlı
gnaysların, uranyum için ana kaynak olduğuna İnanır,
Çünkü:

- 1) Ana uranyum yatakları, uranyumca zengin metamorfik kayaların mostra verdiği yerlerde ve to-
pografik olarak yüksek alanların böğürlerinde gözle-
nirler.
- 2) Uranyum anomalileri çoğunlukla çökelim hav-
zasının kıyısı boyunca olugür,
- 3) Bilinen uranyum yataklarının oluşumu için
gerekli olan uranyum miktarı metamorfik kayalardan
kolayca sağlandığı halde, aynı miktardaki uranyum
çalışma alanında gözleneninkinden çok daha büyük
hacimli tuf tabakasından sağlanabilir.
- 4) Çalışma alanında uranyum kapsayan gözelti-
lerin büyük bir olasılıkla İğinden geçtiği oksitli fluvial
kayalar, oksitsiz fluvial kayalardan daha yüksek uran-
yum İçerir.

SONUÇLA»

1) Mineralojik ve jeokimyasal verilere dayanıla-
rak 3 tip uranyum yatağı ayırtedihmiştir. Bunlar; ja-
rosit-vaylandit tipi, ilmenit-manyetit tipi ve siderit-
pirit tipidir,

2) Neojen gökel kayalarını btğürleyen metamor-
fik kayaların yükselmiş horstları eski nehirlerin aki-
gını etkiledi. Bu tip yapılar daha sonraki yeraltı sula-
rının bu çökeliş kayalar içindeli. akışını da kontrol
ederek, Bozburun, Mestanlı ve Topalh uranyum yatak-
larının yerleşimini de kontrol etmiştir,

3) Fluvial birim içindeki illit.klorit, montmoril-
lonit, sohroecklnerit ve jarosit-vaylandit mineral top-
luluğunun oluşumu, diyajenez sürecinde ve sonra sulu
çözeltilerin pH'smda değışimler olduğunu gösterir. Al-
kali ve asidik kofullar oksitli ve oksitsiz yatakların
oluşumunda etken olmuğlardır, Ecinlitaş oksitsiz uran-
yum yatağı oldukça İndirgen koşullar altında oluşmuş-

tur, Diferleri de oksidasyona uğramadan önce aynı koşullar altında oluşmuşlardır,

4) Uranyum yataklarının yerleşimi, Belnltaş. okaltsiz uranyum yatağında ve keza oksidasyondan önce Kasar, Tomaşa, Mestanlı, Bozburun ve Topallı yataklarında piritçe zengin mercerler tarafından kontrol edilmiştir. Tüllüce yatağındaki uranyum yığışımı oksidasyondan önce, organik malzemece zengin zonlar tarafından kontrol edilmiştir, HS ve organik malzeme cevher oluşumu sürecinde uranyumun ana İndirgeyicileridir.

5) Yataklar içindeki U, Se ve Mo elementlerinin en olası ana kaynağı metamorfik kayalar, özellikle bantlı gnayslar olarak düşünülür.

DAHA tLEBİBEKİ ABAŞTmMALAB, İÇİN ÖNEBtJEB

Jarosit-vaylandit tipi uranyum yatakları etJ miktarı 2 ppm den yüksek olan metamorfik kayalara yakı veya bunlarla dekanakta olan fluviyal kayalar içinde aranmalıdır. Araştırmalar keza oksitli fluviyal kayalar içinde görülen sarı renkli jarosit-vaylandit mineral topluluğunun olduğu yerler ve Mo, Se, Th nicel değerlerinin sırasıyla 2, 2, 50 ppm ve daha yukarı olduğu yerlere doğru yöneltilmelidir.

İlmenit-manyetit tipi uranyum yatakları metamorfik kayalara yakın olan fluviyal ve gölsel çökeller arasındaki geçiş zonunda aranmalıdır. Bunun yanında 2 ppm lik background değerlerinin üstündeki Mo ve Se miktarları uranyum yığışımının nemli belirtileridir.

Siderit-pirit tipi uranyum yatakları, fluviyal kayaların, metamorfik kayalara nispeten yakm olduğu yerlerde aranmalıdır. Oksitli ve oksitsiz fluviyal kayalar arasındaki arayüzey (interface) bu tip yatakların yerini belirlemede çok Önemlidir. Son olarak piritçe zengin zonlar ve 2 ppm değerlerinin üstündeki Se ve Mo miktarları gösteren fluviyal kayalar uranyum araştırması için önemli yerlerdir,

KATKİ BBLÜİTBff

Yazar, Prof. R. W. Hutohson ve Prof. W. S. Fyfe'a (University of Western Ontario, Dondon, Ontario, KANADA) bu araştırmaya gösterdikleri yakın ilgi ve yardımcı Önerileri için teşekkür eder, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünün saf ladığı parasal destek ve Köprübaşı uranyum cevheri sondajlarını yöneten kamp şefi Fevzi Aydmöz'e ayrıca şükranlarını bildirir.

DEĞMttJDN BBLGBLBB

- Adams, J.A.S., Osmond, J.K. ve Rogers, J.J.W., 1963, The geochemistry of thorium and uranium, Phys. Chem. Earth, 3, 299-349,
- Adler, H.H., 1963, Concepts of genesis of sandstone type uranium ore deposits, Econ. Geol., 59/1.
- Adler, H.H., 1974, Concepts of uranium ore formation in reducing environments in sandstones and other sediments, I.A.E.A. - SM 188/43, 141-164,
- Ayan, M., 1973, Salihli - Köprübaşı çevresindeki uranyum zuhurları oluşumu ve prospeksiyonu, Prospektör, 2, 37-52,

- Bern, A.A. ve Grigorian, S.V., 1977, Geochemical exploration for mineral deposits, Applied Pub. Ltd., Illinois, T.J.S.A, 287 s.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun Jeoteknik evrimi, M.T.A. Dergisi, 91, 14-33,
- Botchie, T., 1976, A review of the minerals of the uraninite, uranopyrite and plumbogummite group, Jour. Research U.S. Geol. Survey, 4/2, 213-216.
- Brookins, D.O., 1975, Comments on the uraninite-uranium relationship, probable clay mineral reactions and formation. New Mexico Geol. Soc., 158-166.
- Brown, J.B., 1971, Uranium-geothite stabilities at 28°C, 1 atm., Mineral Deposits, 6, 245-252.
- Çetintürk, I., 1978, Uranyum aramaları ve Türkiye uranyum potansiye, Yer Yuvarı ve insan, 3/2, 29-33,
- Eargle, D.Y. ve Weeks, M.D., 1973, Geological relations among uranium deposits, South Texas, Amer. Geol., Science Series A, 102-113.
- Garrels, R.M. ve Christ, C.L., 1965, Solutions, Minerals and Equilibria, Freeman Cooper and Oompony, 1736 Stockton Street, San Francisco, California, U.S.A.
- Howard, J.H., 1977, Geochemistry of Selenium, Geochim. Cosmochim. Act., 41, 1665-1678,
- Kaaden, V., 1971, Geology and History of Turkey, Petrol. Bxpl. Inst. Libya.
- Kashirtseva, M.F., 1988, Effects of material composition of rocks on formation of epigenetic uranium concentrations, Inter. Geol. Rev., 1, 530-538.
- Krauskopf, K., 1959, The geochemistry of silica in sedimentary environments, S.E.P.M. Special Pub., 7, 4-20.
- Langmuir, D., 1978, Uranium solution - mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits, Geochim. Cosmochim. Act., 42, 547-569.
- McMillan, R.H., 1977, Uranium in Canada, Bull. Canadian Petr. Geol., 25/6, 1222-1249.
- Melin, R.E., 1969, Uranium deposits in Shirley Basin, Wyoming, Contribution Geol., Wyoming Issue, 8/2, 143-161.
- Mittenpergher, M., 1970, Bauxite-supergene uranium mineralization in the quaternary alkaline volcanic rocks of Central Italy, IAEA-PL-391/7, 177-186.
- Pettljohn, F.J., Potter, P.E. ve Siever, R., 1973, Sand and Sandstone, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 618 p.
- Piliers, S.R. ve Adams, J.A.S., 1962, The distribution of Thorium and uranium in Pennsylvania weathering profile, Geochim., Cosmochim. Act., 26, 1137-1146.
- Plummer, G.N., 1965, Geology and uranium deposits in the Cave Hills Area, Harding County, South Dakota, U.S.G.S. Prof. Rap., 476-A, 1-19.
- Rogers, J.J.W. ve Adams, J.A.S., 1969, Uranium, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg Publishers' Company, 48 P,
- Rosholt, J.N., 1959, Natural radioactive disequilibrium of the uranium series, U.S.G.S. Bull., 1084/A, 1-29.

Schmarlovich, B.M., 1918, Uranium content of unaltered sedimentary rocks of various types and oxidation zones, Lithology and Mineral Resources (Russian Translation), 8, 211-221,

Sobolev, V.S., 1872, The faciès of metamorphism, Australian National University, Canberra, A.C.T., Australia, 300 p.

Levha I

- Levha 1, Şekil A, Alt konglomeranın hamuru (İnce kesit, haç nUrol) Qz ÜB kuvars, f = feldspat.
- Levha 1, Şekil B. Kuvars, feldspat, illit ve montmorillonit kapsayan GrovaJk, Ecinlitas yatağı (İnce kesit, haç nifcol).
- Levha i, Şekil O. Altere olmuş feldspat, Ilmenit, Itivar», illit ve montmorillonit oluşmuş üst kong. Jamera hamuru, Tüllüce yatağı (ince kesit, haç nkol) Bm = Mmenit.
- Levha 1, Şekil D, Kasap yakınındaki fluvial kayaların oksitli »onlarında görülen illitlere psedoraorfedilmiş plajyoklas taneleri (İnce kesit, haç nkol).
- Levha 1, Şekil E. Kuvars, feldspat ve ince taneli jarosit-vaylandit hamurundan oluşan orta konglomeranın kumlayı eşdeğeri. Kasap yatağı (ince kesit, haç nkol), JWM = Jarosit-vaylandit hamuru.
- Levha 1, Şekil F, timenitli pirit tarafından ornatılması, Ecinlitas yatağı (Parlatılmış ince kesit, paralel niçol).

Levha II

- Levha 2, Şekil A. timenitli pirit tarafından ornatılması, Ecinlitas yatağı (Parlatılmış ince kesit, paralel niçol). Py == pirit, İhn + İhnenit.
- Levha 2, Şekil B, Çimento malzemesi olarak oluşan pirit, Ecinlitas yatağı (parlatılmış ince kesit, paralel niçol).
- Levha %, Şekil O. Küresel siderit taneleri, Ecinlitas yatağı (İnce kesit, haç nkol).
- Levha %, Şekil D, Siderit içinde oluşan kuvars taneleri, Ecinlitas (ince kesit, haç nkol). Bid = siderit.
- Levha %, Şekil E. Tomaşa kıyısındaki alt konglomeranın kumtaşı hamurunun boşluklarını dolduran montmorillonit (ince kesit, normal - polarize ışık), m = montmorillonit.
- Levha % Şekil F, Olağan klorit-feldspat-biyotit topluluğu, Ecinlitas yatağı (ince kesit, normal - polarize ışık).

Levha Uİ

- Levha 8, Uranyum yataklarından alınan Örneklerin autoradyografı, A, Kasap, B, Tullüce, O. Ecinlitas, D. Ecinlitas,

Stuckless, J.S., Bunker, C.M., Bush, O.A., Doering, W.P., ve Scott J.H., 1977, Geochemical and Petrological studies of a uraniferous granit from Granite Mountains, Wyoming Jour, Research U.S.G.S., 5/1, 81-81.

Taylor, S.R., 1966, The application of trace element data to problems in geology, Phys. Chem, Earth, 3, 299-849.

Plate I

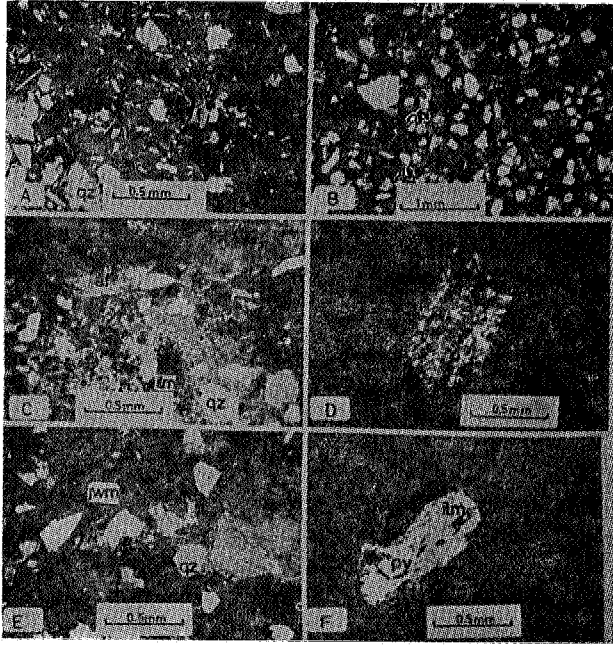
- Plate i, Figure A, Matrix of lower conglomerate (TMn section, cross niçol, Qz = quartz, f = feldspar).
- Plate 1, Figure B. Greywacke maturation of quartz, feldspar, HUt and montmorillonite, Ecinlitas deposit (Thin section, cross niçol).
- Plate 1, Figure C. Matrix of upper conglomerate consisting of altered feldspar, ilmenite, quartz, illite and montmorillonite, Tüllüce deposit (IMn section, cross niçol), Um = Ilmenite»
- Plate 1, Figure D, A plagioclase grain pseudomorphed by illite in oxidized fluvial rocks near Kasap (Thin Section, cross niçol),
- Plate i, Figure E, Sandstone equivalent of middle conglomerate consisting of aequidistant to subangular quartz and feldspar and a fine grained jarosite-waylandite matrix. Kasap deposit (Thin section x niçol), JWM — Jarosite - waylandite matrix.
- Plate 1, Figure F, Replacement of Ilmenite by pyrite, Ecinlitas deposit (Polished thin section, parallel niçol).

Plate II

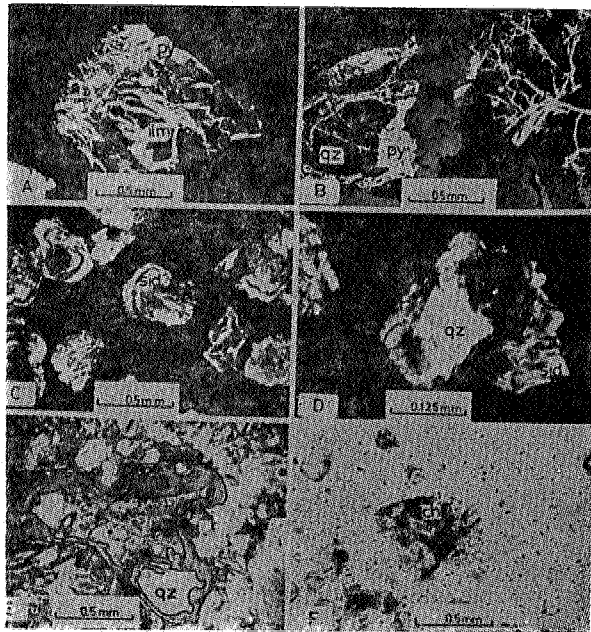
- Plate 2, Figure A, Replacement of Ilmenite by pyrite, Ecinlitas deposit (Polished thin section, parallel niçol). Py = pyrite, Um = Ilmenite,
- Plate a, Figure B. Pyrite occurring as a cementing material, Ecinlitas deposit (Polished thin section, parallel niçol),
- Plate 2, Figure C. Spherical siderite grains, Ecinlitas deposit (Thin section, cross niçol),
- Plate 2, Figure D. Quartz grain occurring in siderite, Ecinlitas deposit (Thin section, cross niçol).
- Plate 2, Figure E, Montmorillonite - filling in cavities of sandstone matrix of lower conglomerate near Tomaşa (Thin section, plane-polarized light), m = montmorillonite.
- Plate 8, Figure F, Common chlorite . feldspar . biotite assemblage, Ecinlitas deposit (Thin section, plane - polarized light).

Plate III

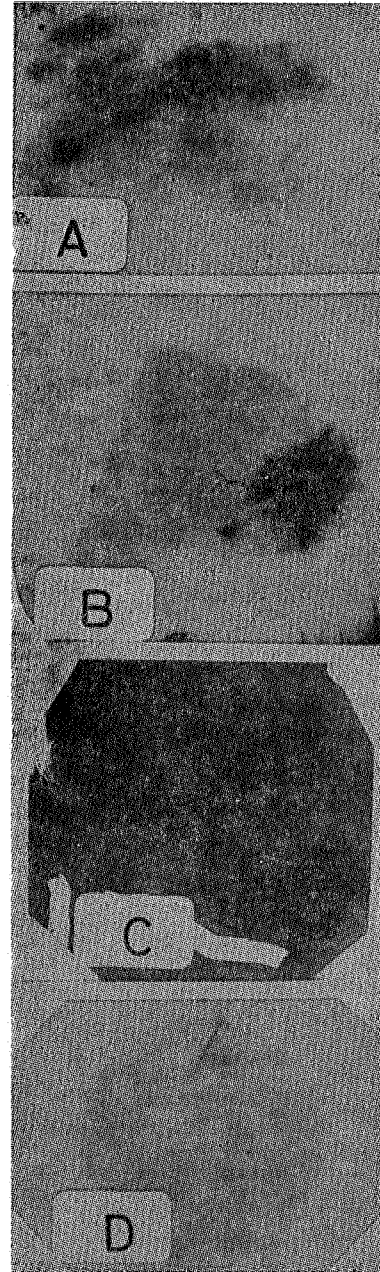
- Plate 8, Autoradiographs of samples from uranium deposits, A. Kasap, B. Tüllüce, O. Ecinlitas, D. Ecinlitas,



Levha I
Plate I



Levha II
Plate II



Levha III
Plate III

