

Seben Bölgesi Volkanotortulları (BOLU GD)

Volcanosediments in Seben Region (BOLU SE)

Baki VAROL Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Ankara
Nizamettin KAZANCI Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Ankara

ÖZ: Seben bölgesindeki taneli volkanik kayalar, Üst Kretase'de epiklastik, Miyosen'de piroklastik ve otoklastik özelliktedir. Epiklastikler volkanik sahalardan hızla aşındırılarak taşınan, iyi tabakalı kristal ve camsı, seyrek olarak da litik tuf benzeridirler.

Piroklastikler bölgesel gelişmiş vulkaniyen breş, yaygın soğuk piroklastik akma breşleri ve aglomeralardır. İstifin üstünde otoklastik breşler yer alır. Bütün taneler andezitik-bazaltik özelliktedir. Miyosen volkanotortulları temel olarak Seben ilçesi kuzey-kuzey doğusunda varlığı düşünülen buharlı püskürmeli (freatik) türden volkanik merkezlerden kaynaklanmışlardır.

ABSTRACT: The fragmental volcanic rocks of Seben region (Bolu SE Turkey) are typified by epiclastics in Upper Cretaceous, while they are characterized by pyroclastics and autoclastics in Miocene. Epiclastics are well bedded and usually made of crystal and vitric tuffs, but occasional levels of lithic tuffs are also encountered. All of these components were rapidly eroded and transported away from volcanic areas.

Pyroclastics consist of local vulcanien breccias and widespread cold pyroclastic flow breccias as well as agglomerates. These pyroclastic succession is overlain by autoclastic breccias. All of fragments have andesitic-basaltic features. The volcanosediments of Miocene in the north-northeast of Seben essentially have been derived from volcanic vents with phreatic eruptions.

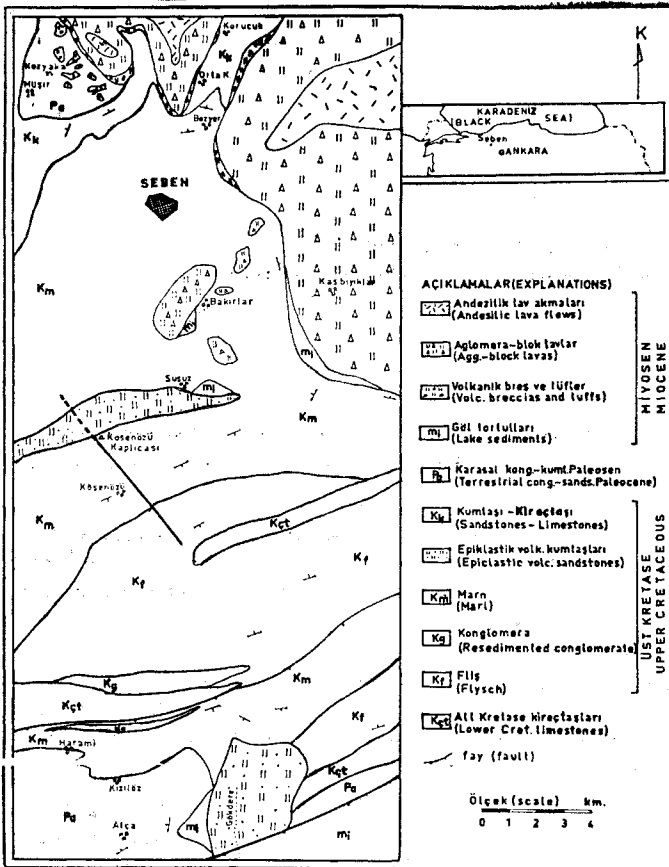
GİRİŞ

Bolu güneyi, Seben çevresinde farklı jeolojik zamanlar sürecindeki etkin volkanik faaliyetler, bölge tortul yapısını şekillendirmişler veya kalın bir volkanik istif oluşturmuşlardır. Taneli volkanikler Üst Kretase'de denizel çökeller arasında bir stratigrafi seviyesi şeklinde, Miyosen'de ise tüm alanların örter şekilde yüzeylenirler. Bu çalışmada volkanik kayaların petrojenezlerinden çok volkanosedimanter gelişimlerine ağırlık verilmiştir.

Taneli volkanik kayaların, sedimanter niteliklerine dayalı olarak ele alınması bizde olduğu gibi dış ülkelerde de yenidir. Bu nedenle yerleşmiş bir kavram birliği yoktur. Bir bölüm eş anlamlı sözcüklerin farklı tanımlamalar için kullanıldığı görülmektedir, örneğin, genellikle sıcak volkanik geçişlerin yerleşiminde söz konusu olan piroklastik akma terimi, bir yamaçtan (volkan konisi, vb.) hareketlenen çoğu çamur ve kütle akmaları şeklindeki yeniden çökeltmiş volkanik depolar için de geçerli sayılmaktadır (Fiske, 1963; sualtı piroklastik akmalar). Bu nedenle çalışmamızda özellikle Fisher (1958, 1960a, b, 1961) tanımlamaları temel alınmakla birlikte gerektiğinde diğer eş anlamlı sözcüklere de açıklanarak yer verilmiştir.

JEOLÖJİK YERLEŞİM

Konu edilen taneli volkanikler, Bolu H27 al, a4, d1 paftalarındaki yüzlelerde incelenmiş ve diğer sahalardaki yayımları U3 de denetlenmiştir (şekil 1).



Şekil 1: Seben bölgesinin genelleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 1: Generalized geologic map of Seben region.

Üst Kretase epiklastikleri, Mestrihtiyen yaşlı marnlar içine yerleşmiş olup, Susuz (Seben) köyü yakınında ve Kızılöz-Emincik köyleri arasında yaklaşık 150-450 metre kalınlığında iki stratigrafi kesiti oluştururlar (şekil 2a).

Kuzeybatı Anadolu'da yaygın olan ve Galatya masifi olarak adlandırılan (Leonhard, 1903; Milch, 1903; Paicheler, 1978) Tersiyer volkaniklerinin bölgemizde kalan bölümü Rondot'un (1956) jeoloji raritasında "Koroğlu volkanikleri" şeklinde gösterilmiştir. Ayrıca sahamızın çok kuzeydoğusunda da konuya paralel ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır (Öngür, 1977b; Paicheler, op. cit).

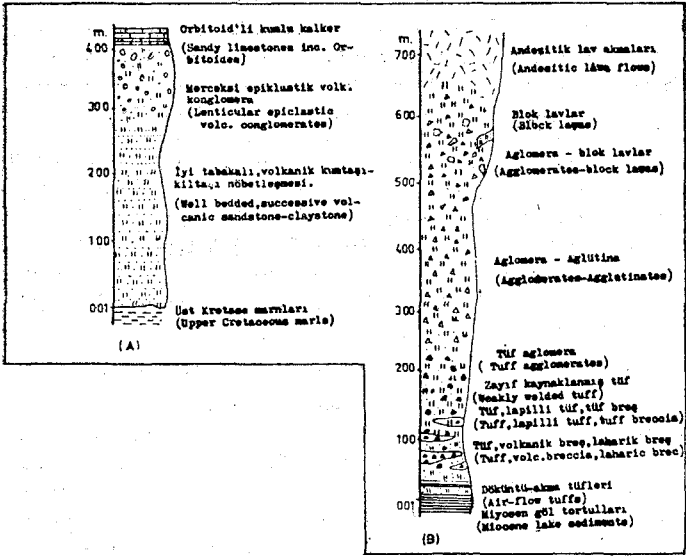
Miyosen volkanikleri tabanda yer yer bitki kırıntılı, Planorbis sp. li, demir karbonalı (siderit veya ankerit) ve killi göl tortullarıyla ardalanırlar. Üst seviyeleri bölgesel lav akmaları ile örtülen taneli volkaniklerin bulunduğu istifin tüm kalınlığı 750-1000 metre kadardır (şekil 2b). Bunlar Seben ilçesinin K-KB da karasal Paleosen, doğusunda ise Üst Kretase'nin resedimente çökelleri üzerine uyumsuzlukla otururlar.

ÜST KRETASE EPİKLASTİKLERİ

Bu gruptaki taneli volkanik kayalar tanesal özellikleri ve oluşum koşulları yönünden Fisher'de (1961) epiklastikler sınıftakilerin benzeridirler. Bunlar Kösenözü grubu adı verilen bir seri detritik kayalarla birlikte Mestrihtiyen yaşlı marnlar içine yerleşmişlerdir. Benzer niteliklerde, fakat farklı sahalardaki yüzlelerden birisi Seben ilçesinin 10 km kadar güneyinde, Susuz köyü civarında 150-450 m, diğeri ise Nallıhan KD'da Atça köyü yakınında olup 190 m kalınlığındadır. Bu düzeylerin tanımsal niteliği çok iyi tabakalı oluşlardır. Ayrıca yer yer masif, tekdüze kalınlığı 20 metreye ulaşan, merceksi yayımlılar da olağandır (Hamamboğazi Seylik dere içinde). Genellikle tabakalarının marnlarla olan alt dokanağı keskin, masiflerinki ise aşındırmalıdır.

İstifteki ardali düzeyler, volkanik kumtaşı, kiltası (Fisher, 1961) veya tüftik kumtaşlarıdır (Füchtbauer ve Müller, 1970, s. 551). Çoğu zaman kristal tuf görünümüne yönelik bu volkanik kumtaşlarının bileşimlerinin %75-85 gibi büyük bölümünü ince-orta kum boyu oligoklaz-andezin türü plajyoklazlar oluşturmuştur. Örneklerin hepsinde kil mineralleşmesi, karbonatlaşma ve silisleşme çoğu zaman kristallerin tamamını örtecek kadar yaygındır. Ayrıca hamurdaki kil boyu camı gereç de orijinal şekilden çok silisleşmiş veya kloritleşmiş olarak görülür. Taneler arasında karbonat bağlayıcı seyrek. Volkanik kökenli olmayan epiklastikler ise temel bileşimin %5-10 unu geçmeyen kuvarsit, çört ve kireçtaşı kırıntılıdır. Volkanik kumtaşı tabakaları arasında yer alan ince taneliler laminalı yapıya sahip epiklastik volkanik kiltasıdır (Levha I, şekil 1). Sahada çok farklı renklerdeki görünümleri, yaygın demiroksitli olmalarındandır. Bunlar arasında san, mavi, pembe, beyaz renkler en çok görülenlerdir.

İstif yukarı doğru dereceli olarak, marnlarla ardali ve kumtaşı özellikleri daha belirgin olan düzeylere geçerler. Bunlar ancak kömürleşmiş bitki kırıntıları ile ayrılabilen bitişik tabaka yüzeylerine sahiptirler. İçlerinde volkanik kökenli olmayan epiklastik taneler fazlacadır. Dizilimin son kayaç topluluğu olan ince tabakalı kumtaşları artık volkanik katkının hiç veya çok az görüldüğü düzeyler olup, se-



Şekil 2: Üst Kretase ve Miyosen taneli volkaniklerinin genelleştirilmiş dikme kesitleri.
A — Üst Kretase epiklastikleri
B — Miyosen taneli volkanikleri

Figure 2: Generalized columnar sections of Upper Cretaceous and Miocene volcanoclastics.
A — Upper Cretaceous epiclastics
B — Miocene volcanosediments

darenit özellikindedirler. Bunlar çokça sığ deniz kökenli kireçtaşı parçaları ile seyrek çört ve kuvarsitleri içerirler.

Atça'nın KD'daki ikinci yüzleğin taban bölümleri Susuz epiklastikleri ile benzer özelliktedir. Yalnızca volkanik killi katkılarının laminar boyutlara inmiş olması tek ayrıcalıktır. Ayrıca burada birinci istifde gözlenmeyen blok ve çakılı, az yuvarlaklaşmış andezitik ve bazaltik taneli, masif ve mercakesi bir volkanik konglomera vardır. Bu konglomera çoğunlukla kaba kum-orta çakıl boyutundaki volkanik gereçlerden kurulmuştur. Özellikle hamurunda az da olsa sedimanter kökenli kayaç parçaları bulunur. Bunlar Üst Jura-Alt Kretase'ye ait kireçtaşları olup, oldukça yuvarlaklaşmışlardır. Üste doğru ise bu bileşen yanında, makrofosil kavkı ve kırıklarında da fazlalaşma çok belirgindir. Bu gelişime uyumlu olarak, Gökdere içinde 190 m kalınlığındaki bu volkanik istif, Üst Kretase'nin son kayaç topluluğu olan bol makrofosilli ve Orbitoides'li kumlu kalkerleriyle örtülürler.

TAŞINMA VE DEPOLANMA

İnce volkanik taneler volkanlardan çıkışta uzaklara atılabilmeleri ve aşınmaya karşı dayanımsızlıkları nedeniyle stratigrafi kolonunun her seviyesinde gözlenebilirler (Ross, 1955). Bu yaygın taşınma alanı içerisinde de tortul kayaların bileşimlerine çeşitli bollukta katılırlar. Ayrıca sahamızda görüldüğü gibi bir çökel ortamında taneli yapıya kalın volkanik istifleri oluşturması da olağandır. Taşınmanın temel biçimlerinden biri olan döküntüler dışında, birincil yataklardan türlü sedimanter olayların etkenliğinde taşınanlar

genel olarak epiklastik veya gliptoklastik volkanotortular şeklinde tanınırlar (Brousse ve Lefevre, 1966).

İyi tabakalı Üst Kretase tüfitik kumtaşları veya volkanik kumtaşı-kiltaşları olarak beliren sahamızdaki bu taneli volkanik istifin kaynak alanı büyük olasılıkla havza kenarı volkanik sahalarıdır. Buralarda hızla gelişen aşınmaya dayanıksız volkanik örtünün yaygın erozyonu sonucu türeyen epiklastik gereçler havza içine çeşitli taşınma olayları ile periyodik olarak aktarılmışlardır. Tabaka yüzeylerinde çok bol olarak rastlanan kömürleşmiş bitkilerin varlığı kaynak alanla çökel havzası arasındaki mesafenin fazla olmadığını ve büyük topoğrafik farklanmaların bulunmadığını vurgulayabilir. Bu koşullar altında şekillenen taşınmada kesinlikle su etkindir. Ayrıca yumuşak taban aşındırmak, ters derecelenmeli, masif mercakesi yayımlı seviyeler sualtı çamur akmaları ile gelişmiş olabilirler.

Tüfitik kumtaşları arasında yeralan volkanik kiltaşları kil boyu volkanik küllerin askı yükleri şeklinde taşınma ürünleri olabilirlerse de, volkanik gelişim evreleri ile etkilenen veya zamanla artan erozyonun çökel. havzasına yansıyan ürünleri olarak düşünülebilirler.

MİYOSEN TANELİ VOLKANİKLERİ

Seben ilçesinin K-KD'u topoğrafik yükselimle kuşatan andezitik-bazaltik özellikli volkanik istif, geniş yayılımındaki bölgesel kalınlık değişimi dışında belirli bir düzendedir. Tabandaki taneli volkaniklerin taşınma koşulları ve üstteki sayısız lav akmalarının şekillenmesinde bölgesel paleocoğrafya ile birlikte volkanizma türü de etkindir. Başlangıçta, Miyosen göl sahalarının yakınlarında yer alan volkanik merkezlerden çıkanlar veya bu alanlardan hızla aşındırılanlar, kısa zamanda göl alanlarını tamamen doldurmuşlar ve topoğrafyayı düzlemişlerdir. Daha sonraki evrelerde kalın aglomeralar yanında blok lavlar ve eklem takımlı lav örtüleri volkanik bir platonun oluşumunu sağlamışlardır.

Taneli volkanikler yabancı, eşlikçi ve erden şeklinde çeşitli özellikteki gereçlerin bir veya bir kaçından kuruludurlar (Öngür, 1977a). Bunlar tane boylan temel alınarak tüf, lapilli, breş gibi ayrılmakla birlikte breş grubu ayrıca tanelenme olaylarını doğuran koşullara göre de otoklastik, piroklastik ve epiklastikler gibi daha alt sınıflara da bölünmüşlerdir. Konu hakkında ayrıntılı bilgiler Fisher (1960a)'da bulunmaktadır.

Bu genel tanım içerisinde çalışma bölgesindeki Miyosen volkanik istifi tabandan tavana doğru aşağıda anlatılan volkanik düzeylerle temsil olunur.

TÜFLER

Volkanik merkezlerden döküntü ve akma şeklindeki iki esas koşulla dağıtılmışlardır. Döküntü tüfleri beyaz renkli, ince tabakalı ve topoğrafyaya uyumludur. İçlerinde dağınık olarak çeşitli bolluktaki bomba ve breşik parçalar tabakaya gömülü veya düştüğü yüzeylerde kırılanmalar meydana getirmişlerdir. Ortakorucuk köyü yakınında aglomeralara geçiş bölümlerinde bu durum belirgindir.

Kaşbıyıklar köyü kuzeyinde Miyosen göl alanında ve civarında yer alan pembe-beyaz renkli, orta-zayıf tabakalı tüfler 25-50 m kalınlık içerisinde döküntü ve akma ürünle-

rini bir arada bulundurur veya bunların kesinlikle ayrıtlanamadığı düzeyler gösterirler. Örneklerde, levha I, şekil 2, 3 de görüldüğü gibi yumuşak taban deformasyonu ile birlikte, düzgün olmayan taban dokanakları ve tabaka içi laminalanmalar dalgalı yapıda olarak çok iyi izlenmektedir.

Sedimanter özellikler, tuf boyu gercin kül akması biçiminde, bölgesel paleoyamaçlardan yoğun ve yüksek hızda laminar taşınmalar sonucunda biriktiğini gösterir niteliktedir (Schmincke ve Swanson, 1967; laminar viscous flows). Taşınma koşullarında ısınım hangi düzeyde olduğu kesinlikle bilinmemektedir. Buna karşın, yer yer zayıf kaynaklanma ve tansiyon çatlaklarına benzer yapılar, Fiske (1963)'de belirtildiği gibi, akan gercin göl sularına kavuştuğu zamanda belli bir sıcaklıkta olduğunu işaretlemektedir.

VOLKANİK BREŞLER

Genel anlamda 2 mm den büyük, köşeli volkanik tanelerin ikinci dereceden önemli dokusal düzenlenmesiz bir hamur içerisinde veya hamursuz olarak, veya volkanik olmayan tanelerin volkanik hamur içine yerleşmeleriyle şekillenmişlerdir (Fisher, 1958). Sahamızda Kozyaka, Müşir köyleri civarında bölgesel gelişmiş, yaklaşık 50 m kalınlıkta karmaşık yapıli breşik depolar, lavın sertleşmiş parçaları ve yabancı volkanik tanelerden kurulu olup, taban bölümleri tuf breş (Norton, 1917) görünümündedir. Oluşum koşullarının açıkça belirlenemediği bu düzeyler, patlamalı volkanik gelişim sürecinde bir taşınma geçirmemiş, 32 mm den büyük ve çoğu blok boyutlarındaki bileşenlerden yapılmış olup (Fisher 1960a)'da tanıtılan vulkaniyen breşlere benzerdirler. Ayrıca dar anlamli olarak hepsi Wentworth ve Williams'in (1932) volkanik breşleri ile de karşılaştırabilirler.

Freatik volkanik breşler. Bunlar en iyi şekilde Bozyerdere kuzeyi ile Ortakorucuk köyleri arasında gözlenirler. Düzeyler tümüyle 5-15 m kalınlığında masif veya zayıf tabakalıdır. Bunlar arasında uzak planda masif görünenlerin çoğunluğu da, levha I, şekil 4'de verilen örnek gibi, ince tuf ara katlarıyla ayrılan zayıf tabakalanma düzlemlerine sahiptirler.

Freatik volkanik breşler Miyosen topoğrafyasını düzleyen beyaz tüfler üzerindeki çukurlukları doldurmuşlardır. Yukarı Korucuk köyü yakınında, yol üzerinde bu düzenlenmenin güzel bir örneği vardır (Levha I, şekil 5). Bu çukurların açılması ve boyutlarının oluşumunda, patlamalı-buharlı (freatik) volkanlardan atılan ve yamaç aşağı hareketlerin volkanik kütlelerin aşındırma gücü ile birlikte taban topoğrafyası da önemli etkindir. Gerçekten de yanıl yayılmaları boyunca çeşitli kalınlık değişimleri göstererek, kendilerini altlayan ve üstleyen tüfler içinde kaybolmaktadırlar.

Bileşimlerinde her boy volkanik tane bulunursa da, bunlar arasında orta ve kaba çakıl boyundakiler egemen olup, tabaka düzlemlerine paralel dizilime yöneliktirler. Hamuru oluşturan ince taneliler arasında ise, bu tür volkanik faaliyetlerin belirlenmesinde büyük etken olan yüzeyel ve temel suların varlığının işaretçisi bazaltik cam (sideromelan) parçaları boldur.

Laharik breşler. Daha çok büyük ölçekli bölgesel çukurlar içine yerleşmiş ve onları doldurmuş olan çeşitli kökendeki volkanik tane ve bloklardan kurulu depolardır. Bir tabakalanma düzeni göstermeyen 5-20 m kalınlığındaki masif

kütle, levha II, şekil 1, 2'de açıkça izlendiği gibi beyaz renk-li tüfler üzerine düzgün veya çok düzensiz bir aşındırma yüzeyi ile otururlar. Hiçbir yüzlekte tabakalanma belirtileri olmamasına karşın, çoğunda tabana yakın bölümlerde zayıf da olsa ince ve orta boy çakılların yönelmiş çizgisel dizilim-leri belirgindir (levha II, şekil 3). Örneklerde laharik breşlerin tanımsal nitelikleri olan tabanda ince tuf, tavanda çapraz tabakalanma görülmemiştir: Fakat masif, bloklı yapıdaki gövdenin çok iyi geliştiği izlenir Bunlar genel olarak merceksi yayılmaları, hamur ve bloklı bileşenleri bir arada bulunduran kötü boylanmış yapıları ile kütle akmalarına benzerdiler. Tanınmalarında ise yukarıdaki eksiklikler nedeniyle laharlardan çok lahar benzeri (Schmincke, 1967; atypic lahars) olarak adlanmaları yerinde olacaktır.

Bileşimlerindeki çeşitli volkanik kökenli tanelerin, epiklastik kökeni yansıtabilecek biçimde yuvarlaklaşmamış olmaları kısa mesafeli taşınmaya bağlanabilir. Bunun yanında beyaz, gri, pembe, siyah gibi değişik renkli, camsı porfirik, vitrofirik, akış yapıli ve hiyaloplitik doku türleri gösteren çok kökenli taneler epiklastik oluşumu belirler niteliklerdir.

TÜF, LAPİLLİ TÜF, TÜF BREŞLER

Korucuk köyleri civarında laharik ve freatik breşleri örterler. Orta ve iyi tabakalı olup (ortalama tabaka kalınlığı 5-40 sm), toplam kalınlık ise 100 m kadardır. İyi bir stratigrafi istif oluştururlar, levha II, şekil 4, 5'de görüldüğü gibi bireysel ve gruplar oluşturarak birkaç kez tekrarlanırlar.

Patlamalı, buhar-tane karışımı şeklinde volkanik merkezlerden çıkan gereçler (Fiske, 1963; steam-blast explosions) akma veya dökülme şeklinde taşınarak tuf, lapilli tuf ve tuf breşleri oluşturmuşlardır. Akma olayı olasılıkla Ortakorucuk köyü K-KD'da yer alan geniş ve yüzeyel bir volkanik kaynak sahadan ısınsal olarak gelişmiştir. Çeşitli düzeylerde gözlenen farklı boyutlardaki kanallanmalar ve taban deformasyonları akmanın yüksek hızda ve yer yer türbülanslı olduğunu işaret eder niteliktedir. Hareketin başlamasında volkanik şoklar ve depremlerle birlikte volkan konisinin eğri yüzeyleri veya topoğrafik paleoyamaçlar etkindir. Özellikle bu sonuncusu buhar-tane karışımı püskürme ve patlamalardan dökülen litik parça, juvenil magma taneleri ve buhar zerreciklerinden kurulu döküntü ürünlerinin kayma veya akma şeklinde ikinci kez taşınmalarına neden olmuştur Ayrıca her ölçekte kayma yapılarının bu biçimde geliştiği söylenebilir (levha II, şekil 6).

İyi ve orta tabakalı bu volkanotortullar daha alttaki masif breşlerin doldurduğu veya düzlediği bölgesel çukurlukların üst bölümlerine yerleşmişlerdir. Bunlar içerisinde ince ve çapraz tabakalı, tekrarlı tuf ve lapilli laminelemleri ile hafif dalgalı yüzeyler, ilk bakışta döküntü tüflerine benzerlik gösterirlerse de belirgin çapraz tabakalanmaların varlığı döküntü oluşuklarına ters düşer. Bununla birlikte, bir yoğunluk akması olan "base surge"e (Fisher ve Waters, 1970; Crowe ve Fisher, 1973) benzerliği tartışılabilir.

Esasta bu taneli volkaniklerin çoğu, piroklastik akma ürünleri olarak görülürlerse de, sıcak piroklastik akmalar (nuée ardent e gibi) veya kızgın çıkışlar (glowing avalanches) ile gelişebilecek kaynaklanmış tuf veya ignimbritik düzeyler değillerdir. Eklemlisütünsal yapı göstermedikleri gibi, taba-

kalanma, içsel zayıf lâminalanma, ters derecelenme, kanallanma ve kayma yapıları gibi bir dizi sedimanter yapılan bulundurlar (levha III, şekil 1, 2, 3). Bu özellikleri ile genel olarak bunların Fiske (1963) ve Fisher (1971) de tanımlanan volkanik çakıllı çamur akımlarına benzediği kanısındayız.

İncelenen örnekler içerisinde sıcak piroklastik akımların temel ürünlerinden sayılar sünger taşı tane ve parçaları çok seyrek veya yoktur. Bunun yerine çeşitli bollukta bazaltik cam (sideromelan) ve palagonitleşmiş camsı gereç gözlenir (levha III, şekil 4). Bu ürünün gelişimine etken, sıcak ve sıg lâv veya magmayla temasta olan temel ve yüzeysel sulardır. Bu şekilde suyla teması olan lâv satırlarında palagonitleşmenin yaygın olarak gelişeceği kesindir (Fücht-bauer ve Müller, 1970; s. 559). Yukarıda birkaç kez belirtildiği gibi, bu koşullarda şekillenen sıg freatik püskürmelerin zaman zaman da patlamalı biçime dönüştüğü olağandır. Çeşitli olaylar sonucu (patlama ve püskürmeler), bu taneli volkanik kütle esas olarak andezitik-bazaltik karakterdedir. Kristal-litik ve camsı-litik türdeki tuf yüzeylerinde, renkli mineraller %3-5 bolluğunda egirinojit, titanhornblend ve çok seyrek biotitlidir. Hamurdaki feldspatlar andezin-labrador türündendirler, kırıklı ve parçalı olmalarına karşın tümü ile temiz yüzeyle görünürler. Kuvars, demir mineralleri ve yeşil klorit ikincil minerallerdir. Camsı gereç hem hamurda hem de litik parça olarak çeşitli bollukta bulunabilir (Levha III, şekil 5).

AGLOMERALAR

Miyosen volkanik istifinin üst bölümlerinde önemli kalınlık oluştururlar. Başlangıçta tuf ve tuf breşler ile dereceli geçişlidirler. İnce, zayıf kaynaklanmış döküntü tüllerinin meydana getirdiği hamur içerisinde porfirik bir düzendedirler. İstif içerisindeki vulkanyen breşlerden farkları orta ve kaba çakıl boyunda tek tip bileşimde olmaları ve yuvarlaklıklarını volkanik olaylarla (havada uçma depolanma sürecinde) kazanmış bulunmalarındır.

Alt bölümlerinde tüfler içinde porfirik yapıda görünümü aglomeralar üste doğru hızla kitlesel özellikte, koyu siyah renkli düzeyler oluştururlar. Bu kısım Kaşbiyıklar ve Korucuk köyleri civarında 200-300 m kalınlığındadır. Kitlesel yapı, volkanik parça bombaların birbirleriyle kaynaklanmasından doğmuş olup, levha III, şekil 3'de görüldüğü gibi bir aglütina görünümünde ve eklemli-sütünsal özellik kazanmışlardır.

Petrografik incelemelerimizde volkanik tanelerin çoğunun hyalopilitik dokuda oldukları görülmüştür (Levha III, şekil 6). Camsı temel içindeki piroksen prizmaları (olasılıkla pjonit) ile oligoklas-andezin mikrolitlerinin düzenlenmesi Crowe ve Fisher (1973)'de de belirtildiği gibi, bunların havada uçuş sürecinde kazandıkları özellikler olarak yorumlanabilir.

OTOKLASTİK BREŞLER

Aglomeraları üstleyen veya devamı şeklinde gelişen, çoğu kez de birbirine girik biçimde bulunan otoklastik breşler yer yer volkanik istifin son seviyesini oluşturur, ve 300 m kalınlığa ulaşır, özellikle taban bölümleri kaba aglomera benzeri olup, yalancı aglomera görünüşündedirler (Fisher

1960a; pseudoaglomerata adnior pseudobreccia). Orta ve üst seviyelerinde bazalt-andezitik özellikteki lâv akma ürün-leri özellikle kimyasal olaylarla parçalanarak kaba taneli "blok lâvlar" görünümü kazanmışlardır. Çoğu kez de akış dönemlerinde gelişen ince ve merceksi ignimbritik tuf seviyeleri bulundurlar. Bloklar arasında bağlayıcı olarak görülen ufak parça ve taneler de lâvla aynı bileşim ve dokudaki (akış dokulu) ürünlerdir.

SONUÇLAR

Çalışma sahasındaki Üst Jura-Kretase havzası tortullarının zaman zaman değişik bollukta volkanik gelentilerle katlandığı veya ardalandığı bilinmektedir. Özellikle Üst Kretase'de (Santonien-Kampaniyen) orojenik etkenliklerin gelişimine uyumlu şekillenen fliš sedimantasyonu büyük hacimde volkanik kökenli tanelerin kontrolünde gelişmiştir. Ayrıca konu edilen Susuz ve Gökdere kesitleri de Mestrihtiyen'de çökel havza yakını veya yakın volkanlardan doğrudan, çoğu kez de duraysız volkanik örtülerin hızla aşındırılmasıyla türeyen epiklastiklerden oluşmuşlardır. Bu periyodik ve hızlı gelenti uzun bir süre havzanın kendine özgü tortulu olan marnın çökelişini engellemişlerdir.

Miyosen volkanikleri geniş sahalara yayımlı ve önemli kalınlıktadır. Başlangıçta sıg, buharlı-patlamalı türden volkanlardan çıkartılan gereçler göl sahalalarını doldurmuşlardır. Daha sonraki evrelerde kuvvetli patlamalarla bu sıg lavdan atılan bomba ve parçalar kalın aglomera örtüsünü meydana getirmişlerdir. Üstteki sayısız lav akımlarının taban bölümleri blok lav özelliğinde görülmektedir. Genel olarak volkanik gelişimde zaman zaman görülen farklılıklar Miyosen sahalarındaki temel suların etkisine bağlanabilir. Gerçekten bölgede çok yaygın olan sıcak su kaplıcalarının varlığı da bunu destekler niteliktedir.

KATKI BELİRTME

Çalışma T.B.T.A.K.'ca desteklenen projenin bir bölümüdür. Konunun seçimi ve yürütülmesinde büyük yardımlarını gördüğümüz Prof. Dr. A. Suat Erk'e ve laboratuvar işlemlerinde yakın ilgisini esirgemeyen As, Yavuz Okan'a maddi olanakları sağlayan T.B.T.A.K.'a teşekkürü borç biliriz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Brousse, R. ve Lefevre, C, 1966, Nappes de ponces du Cantal et du

Mont Dore. Leurs aspects volcanologique et mineralogique: Bull. Soc. geol., Fr., 8, 223-245.

Crowe, B.M. ve Fisher, R.V., 1973, Sedimentary structures in Base-Surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubebebe Craters, Death Valley, California: Geol. Soc. America Bull., 84, 663-682.

Fisher, R.V., 1958, Definition of volcanic breccia: Geol. Soc. America Bull., 69, 1071-1073.

---, 1960a, Classification of volcanic breccias: Geol. Soc. America Bull., 71, 973-982.

---, 1960b, Criteria for recognition of laharcic breccias, Southern Cascade Mountains, Washington: Geol. Soc. America Bull., 71, 127-132.

---, 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: Geol. Soc. America Bull., 72, 1400-1414.

---, 1971, Features of coarse grained, high concentration fluids and their deposits: Jour. Sed. Petrology., 41, 916-927.

Fisher, R.V. ve Waters, A.C., 1970, Base surge bed forms in maars volcanoes: Am. Jour. Sci., 268, 157-180.

- Fiske, E.S., 1963, Subaqueous pyroclastic flows in the Ohaapechosh Formation, Washington: Geol. Soc. America Bull., 74, 391-406.
- Füchtbauer, H. ve Müller, G., 1970, Sedimente und sedimentgesteine: Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 726 s.
- Leonhard, R., 1903, Geologische skizze des Galatischen Andesgebietes nördlich von Ankara: N. Jb. Min. B., 16, 99-109.
- Milch, L., 1903, Die Ergussgesteine des Galatischen Andesgebietes: N. Jb. Min. B., 16, 110-165.
- Norton, W.H., 1917, Studies for students; A classification of breccias: J. Geology, 25, 160-194.
- Öngür, T., 1977a, Parçalı volkanik kayaların sınıflama ve adlanması: Yer. ve Ins., I, 1-12.
- , 1977b, Kızılcahamam GB'sinin volkanolojisi ve petroloji incelemesi: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 20/2, 1-13.
- Paicheler, J.C., 1977, Volkanotortul çökeller: Yer. ve Ins., II/3, 11-17.
- , —, 1978, Beşkonak (Kuzey Anadolu -Türkiye) Tersiyer gölünde volkanik paleoortam ve tortul katığı örnekleri: Türkiye Jeol. Bül. 21/1, 11-27.
- Roidot, J., 1956, 1/100 000 lik 39/2 (Güney kısmı) ve 39/4 no'lu pafta; tarih jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst., derleme rap. No: 2517, yayımlanmamış.
- Ross, C.S., 1955, Provenience of pyroclastic materials: Geol. Soc. America Bull., 66, 427-434.
- Schimncke, H.U., 1967, Graded lahars in the type sections of the Ellensburg Formation, South Central Washington: Jour. Sed. Petrology, 37, 438-448.
- ve Swanson, D.A., 1967, Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands: J. Geology, 75, 641-664.
- Wentworth, C.K. ve Williams, H., 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Nat. Res. Council Bull., 89, 19-53.

IEVHA I.

Şekil 1: Üst Kretase epiklastiklerinin tabakalı yapısı. Volkanik kumtaşı-kiltaşı ardalanması.

Şekil 2: Yoğun, laminer volkanik kül akma depoları. Yumuşak taban deformasyonu ile şekillenmiş dalgalı dokanaklar ve tabaka içi laminalanmalar.

Şekil 3: Zayıf kaynaklanmış tüf. Dalgalı laminalanmalar ve seyrek tansiyon çatlakları içerir.

Şekil 4: Freatik volkanik breşler; zayıf tabakalanmış ve tabakalanmaya paralel tane yönelmeleri görülmektedir.

Şekil 6: Freatik breşler; tabanda tüf üzerine belirgin aşındırma yüzeyi oturmaktadır.

PLATE I.

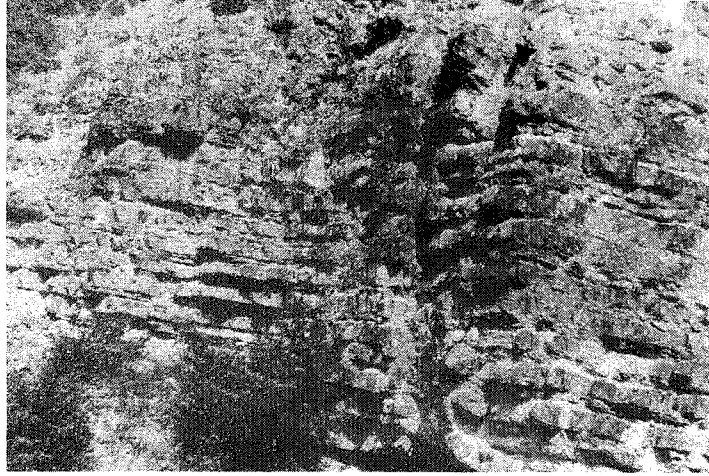
Figure 1: Bedded position of Upper Cretaceous epiclastics. Succession of volcanic sandstone-claystone.

Figure 2: Viscous, laminar volcanic ash flow deposits. Wavy boundary which formed by soft base deformation, and internal laminations.

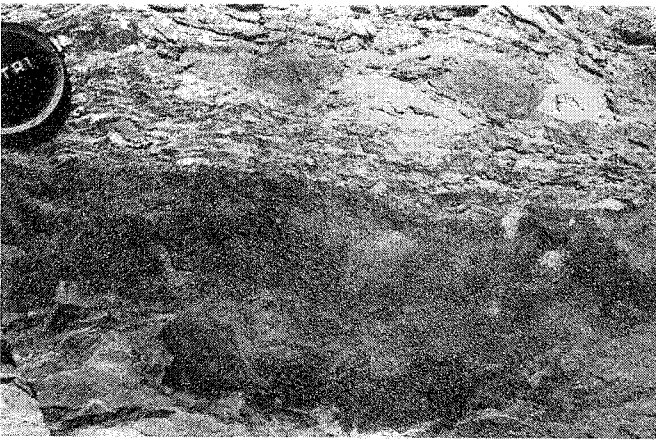
Figure 3: Poorly welded tuff which include wavy laminations and partly tension cracks.

Figure 4: Phreatic volcanic breccias; weakly bedding and clast orientations which are paralleled to bedding plane.

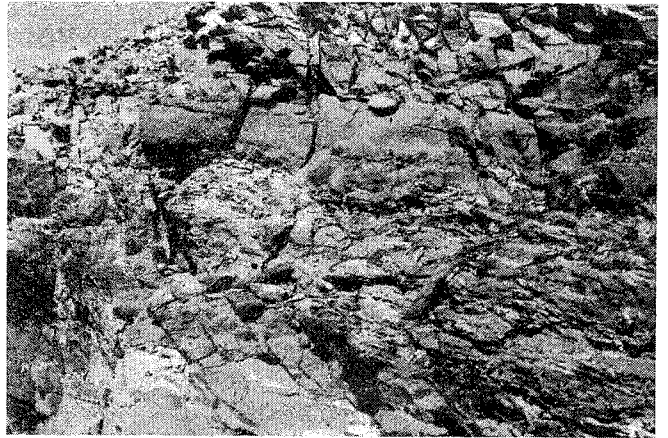
Figure 5: Phreatic breccias overlain on tuff, with erosional surface.



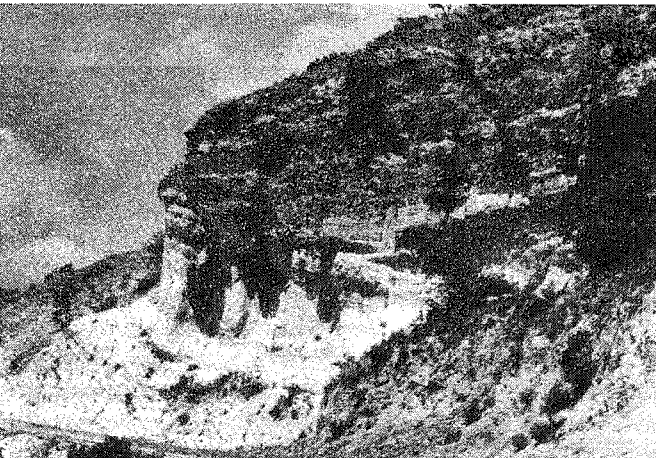
1



2



3



LEVHA II.

Şekil 1: Masif, kaba bloklu laharik breş. Düzgün taban dokanaklı.

Şekil 2: Aşındırılmalı taban dokanaklı laharik breş.

Şekil 3: Laharik breş; tipik kütle akması özelliğindedir. Merkez gövde kaba kaba çakıllı ve bloklu. Bileşenler boyanmasız, zayıf tuf hamur ve taban seviyelerinde az belirgin çakıl yönelimleri seçilmektedir.

Şekil 4; 5: İyi tabakalı, tuf lapilli tuf, tuf breş istifi.

Şekil 6: Zayıf tabakalı tüfler içerisinde ufak kanalcıklar ve kayma yapıları.

PLATE II.

Figure 1: Massive, coarse blocky laharic breccias. Nonerosional base surface.

Figure 2: Laharic breccias with erosional, base surface.

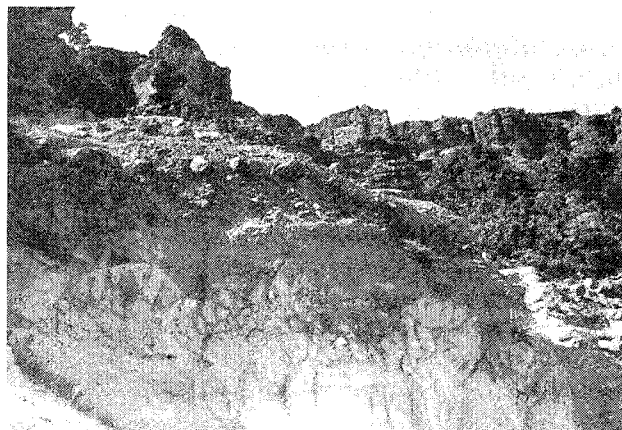
Figure 3: Laharic breccia; which is typically mass flow deposit. Center body is blocky and coarse pebbly. Constituents without sorting and poorly tuff matrix, There are poorly clasts orientation in the levels of deposits.

Figure 4;5: Succession of well bedded tuff, lapilli tuff and tuff breccias.

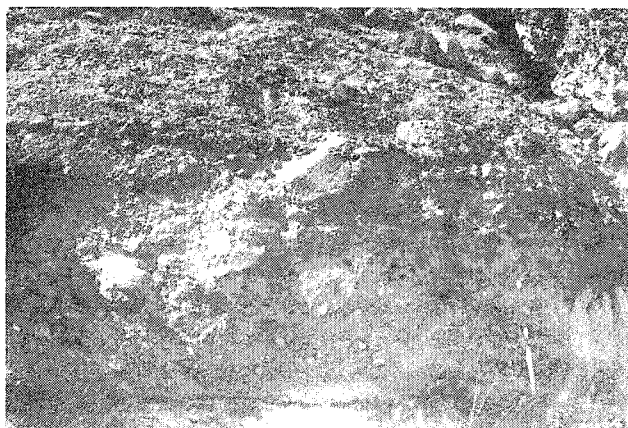
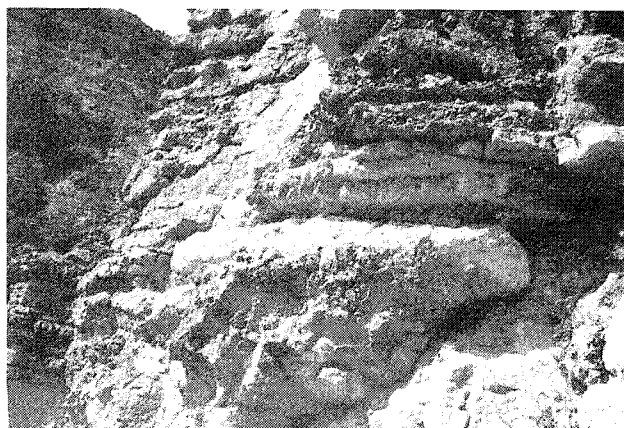
Figure 6: Minor channels and slump structures in unwell bedded tuffs.



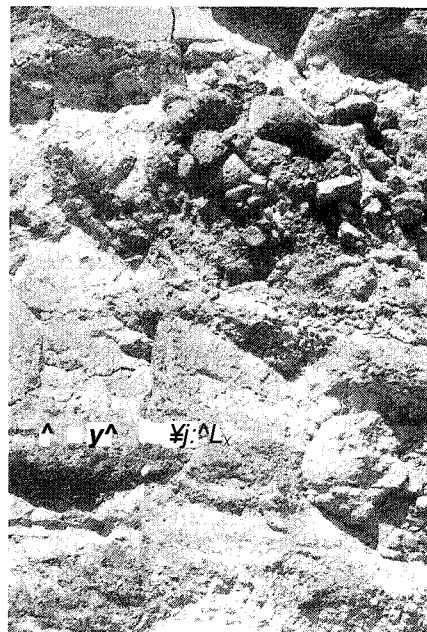
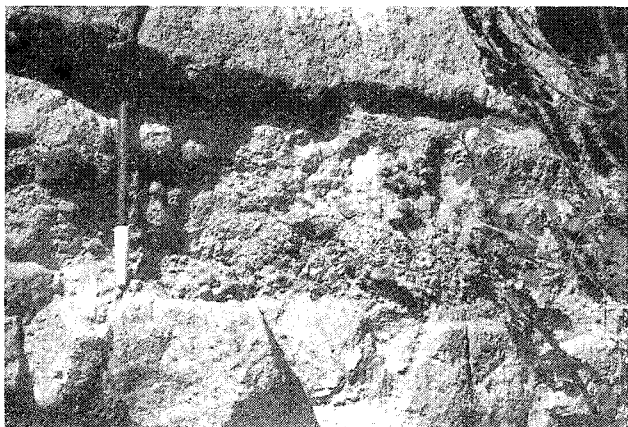
1



2



3

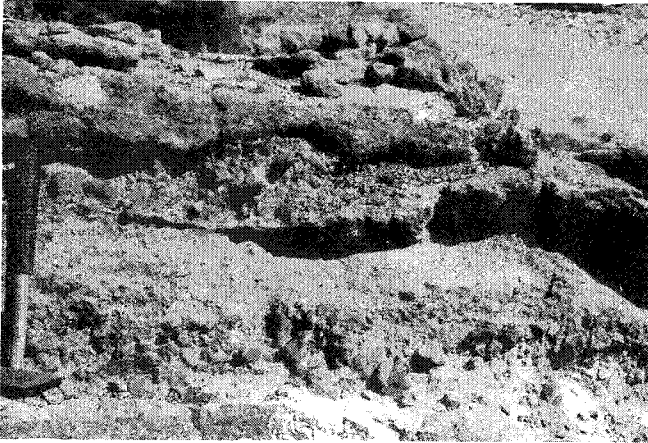


LEVHA III.

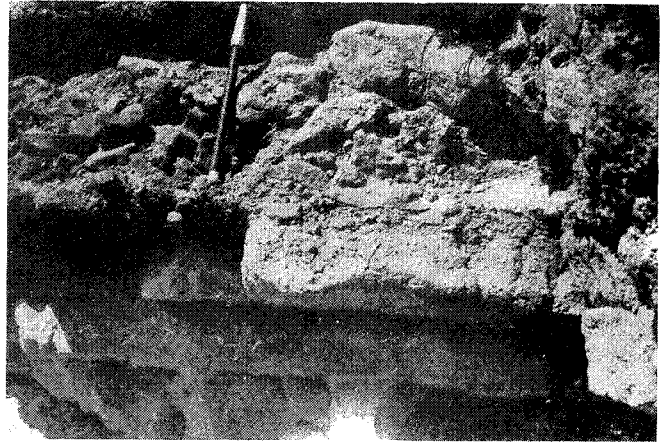
- Şekil 1: Volkanik çakıllı çamur akmaları. Alt bölümü kısmen laminalı, üstte kanal yapıları.
- Şekil 2: Volkanik çakıllı çamur akmaları; ters derecelenme.
- Şekil 3: Volkanik istifin üst düzeylerindeki eklemlili sütunsal yapıli aglomeralar (aglutina) En altta büyük ölçekli kayma yapıları yerilir (a).
- Şekil 4: Volkanik taneler arasındaki bazaltik camda yaygın palagonitleşme zonları (koyu renkliler).
- Şekil 5: Kristal litik tüf. Titahornblendeli parçalar ile camsı ve kristal kırıntıları bulundurur.
- Şekil 6: Hiyaloplitik doku. Cam zemin üzerinde oligoklaz-andezin feno kristalleri, mikrolitler ve piroksen prizmaları.

PLATE III.

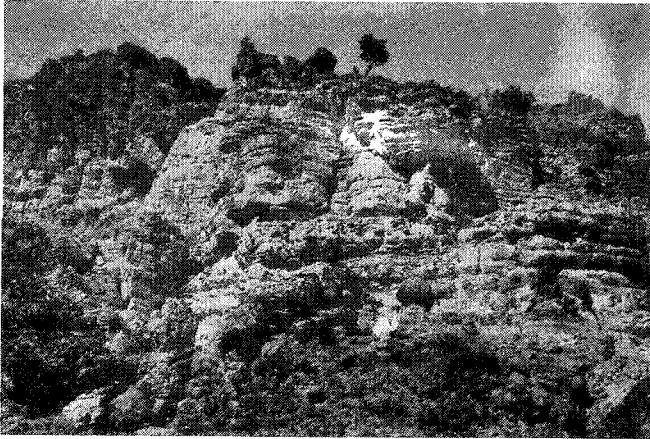
- Figure 1: Volcanic pebbly mud flows. Partly laminated in the below part, channelling («upper part).
- Figure 2: Volcanic pebbly mud flow; which have inverde grading.
- Figure 3: The upper part of the volcanic succession consist of agglomerates (agglutina) with joint-columnar structures. The large slump structures are observed in the below parts (a).
- Figure 4: Basiltic glass and widesread palagonitized zones (dark colored areas). *
- Figure 5: Cristal lithic tuff includes glassy and cristal fragments and some fragments with tithanhornblende.
- Figure 6: Hyaloplitic texture. The phenocrysts of oligoclas-andesin, microlits and pyrocsene prisms on the glassy groundmass.



1



2



4

