

**GEYİKDAĞI BİRLİĞİ KAMBRIYEN YAŞLI METAKLASTİK KAYAÇLARIN
PETROLOJİK İNCELENMESİ**

Müslüm KODAL

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

2008

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**GEYİKDAĞI BİRLİĞİ KAMBRİYEN YAŞLI METAKLASTİK KAYAÇLARIN
PETROLOJİK İNCELENMESİ**

Müslüm KODAL

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Ömer BOZKAYA

Jeoloji Mühendisliği Bölümü-Prof.Dr.

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

Bu çalışma, jürimiz tarafından, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı' nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan	Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN
Üye	Prof.Dr. Ömer BOZKAYA
Üye	Yrd.Doç.Dr. Hüseyin YILMAZ
Üye	
Üye	

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

...../...../ 2008

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Prof.Dr. Sezai ELAGÖZ

Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu' nun 05.01.1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 01.01.1994 tarihinde C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğünce hazırlanan ve yayınlanan "Yüksek Lisans ve Doktora Tez Yazım Kılavuzu" adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

GEYİKDAĞI BİRLİĞİ KAMBRIYEN YAŞLI METAKLASTİK KAYAÇLARIN PETROLOJİK İNCELENMESİ

Müslüm KODAL

Cumhuriyet Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof.Dr. Ömer BOZKAYA

Bu çalışmada, Batı ve Orta Toroslar (Sandıklı-Afyon ve Feke-Adana) ile Amanoslar (Hassa-Hatay) bölgelerinde yüzeyleyen, sırasıyla Geyikdağı Birliği ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na ait Kambriyen yaşlı metaklastik kayaçlar üzerinde ince-kesit petrografisi, X-ışınları difraksiyonu (tüm kayaç, kil fraksiyonu, illitlerin kristalinitesi, kristalit büyüklüğü ve b_0 parametresi) ve jeokimyasal (ana, iz ve REE) çözümler gerçekleştirilmiştir.

Batı ve Orta Torosları temsil eden Hüdai ve Feke formasyonları sleyt arakatlı metakumtaşları, Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na ait Zabuk formasyonu ise bütünüyle metakumtaşlarından oluşmaktadır. Sığ denizel-karasal geçiş (delta) ortamını yansıtan metasilisiklastik litolojilerden oluşan bu birimler, Alt Paleozoyik için kılavuz seviye konumundadır.

Metaklastik kayaçlar başlıca kuvars (monokristalin ve polikristalin), feldispat (mikroklin, pertitik ortoklaz ve plajiyoklaz), fillosilikat (illit, klorit, C-V, C-S ve kaolinit) ve kayaç parçacıkları (fillit ve çört) içermektedir. Polikristalin kuvars ve fillitik kayaç parçacıkları Zabuk, feldispat ise Feke ve özellikle Hüdai formasyonlarında daha yüksek miktarda bulunmaktadır. Hüdai ve Feke formasyonları arkoz ve subarkoz, Zabuk formasyonu ise kuvars kumtaşı ve subarkoz bileşimli metakumtaşları ile temsil olunmaktadır. Hüdai formasyonu metakumtaşları, daha az silis çimentolu olması, C-S ve C-V aratabakalıları içermesi ve daha belirgin yönlenme fabriği ve metamorfizma sergilemesi dışında, Feke formasyonu metakumtaşlarına benzerlik göstermektedir. Ancak, Zabuk formasyonu daha yüksek miktarda polikristalin kuvars, fillit ve çört parçacıkları ile kaolinit içeriğine ve daha düşük dokusal olgunluk, yönlenme ve metamorfizma derecesine sahiptir. Feke ve Hüdai formasyonları sırasıyla illit + klorit ve illit + klorit + C-V + C-S, Zabuk formasyonu ise illit + kaolinit

birlikteliği sunmaktadır. Klorit ve kaolinit büyük ölçüde litolojiye bağımlı olup, metakumtaşı seviyelerinde artmaktadır.

İllitlerin kristalinite, kristalit büyüklüğü, $d_{(060)}$ ve politipi verilerine göre; Hüdai formasyonu epizon, Feke formasyonu anki-epizon, Zabuk formasyonu ise ankizon biçiminde kuzeybatıdan güneydoğuya doğru azalan metamorfizma derecesi sunmaktadır. Metaklastik kayalar diyajenetik kökenli $1M$ illit politipi içermesiyle karakteristik olup; artan metamorfizma derecesiyle birlikte $2M_t$ ($1M+1M_d$) ve $1M_c/1M_t$ politipi oranları ile $d_{(060)}$ değerleri artmaktadır.

Kambriyen yaşlı metaklastik birimler, temeli oluşturan Prekambriyen yaşlı birimlerle litolojik (kum boyu silisiklastik kayaların baskınlığı) ve mineralojik (daha fazla feldispat ve kuvars içermesi, $1M$ illitlerin ortaya çıkması, farklı fillosilikat birliktelikleri) farklılıklara sahiptir. Stratigrafik bir uyumsuzluğa işaret eden bu mineralojik kayıtlar, Prekambriyen-Kambriyen döneminde kesiksiz bir sedimantasyondan ziyade, Kadomiyen orojenezinden ileri gelen transgresyonla provenansın değişmesinden kaynakmaktadır.

Metakumtaşları SiO_2 , Al_2O_3 ve K_2O baskınlığı ile karakteristik olup; kimyasal alterasyon indeksi verileri bozunma geçirmemiş magmatik ve metamorfik kayalarınkine yakındır. Uyumsuz elementler ve özellikle Th/Sc ile Zr/Sc oranları kuvvetli, Eu_N/Eu^* ve Gd_N/Yb_N oranları ise zayıf korelasyon ilişkisi göstermekte ve metakumtaşlarının artan sedimanter boylanma yönelimine işaret etmektedir. Ana ve iz element bollukları, Al_2O_3 -ana element ve Al_2O_3 -iz element değişimleri; detritik yönelimi, diğer bir ifadeyle metakumtaşlarının evrimini ortaya koymaktadır. Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element, özellikle REE oranları; yaklaşık 9-119 arasında zenginleşme ve kuvvetli negatif Eu anomalisi ile birbirinden ayrılmaktadır. Metakumtaşlarının REE, Cr/V ve Y/Ni oranları ağırlıklı olarak silisik ve/veya felsik plütonik bir kaynaktan beslendiğine işaret etmektedir.

Metakumtaşlarının modal mineralojik bileşimleri Kıtasal Bloku temsil eden kraton-kıtasal geçiş çökel ortamını, ana ve/veya iz element içerikleri ve oranları ise çoğunlukla pasif kenara işaret eden jeotektonik ortamı karakterize etmektedir.

Sonuç olarak; bütünüyle silisiklastik kayalardan oluşan birimlerin Toros Kuşağı ve Arap Plakası'nda aynı yaş, benzer litoloji ve stratigrafik konuma sahip olması; Kambriyen dönemindeki global ölçekli bir jeolojik olayın varlığını ortaya koymaktadır. Kambriyen formasyonlarının üzerinde uyumsuz olarak yer aldıkları Prekambriyen yaşlı birimlerden ziyade, Güney Anadolu'da yüzeylenmeyen ve büyük olasılıkla Pan-Afrikan temele ait granitik, kısmen metamorfik ve klastik kayalardan beslendiklerini düşündürmektedir.

ANAHTAR KELİMELEER: Toros Kuşağı, Güneydoğu Anadolu Otoktonu, Kıl/Fillosilikat, XRD, Mineraloji, Petrografi, Jeokimya

ABSTRACT

Ms Thesis

PETROLOGIC INVESTIGATION OF CAMBRIAN AGED METACLASTIC ROCKS OF GEYİKDAĞI UNIT

Müslüm KODAL

Cumhuriyet University
Institut of Applied and Natural Sciences
Geological Engineering Department

Supervisor: Prof.Dr. Ömer BOZKAYA

In this study, Cambrian metaclastic rocks from Geyikdağı Unit and Southeastern Anatolian Autochthon outcropping in Western and Central Taurides (Sandıklı-Afyon and Feke-Adana) and Amanos (Hassa-Hatay) regions have been investigated by means of thin-section petrography, X-ray diffraction (whole rock, clay fraction, and crystallinity, crystallite size and b_0 parameters of illites) and geochemical (major, trace and REE) analysis.

Hüdai and Feke formations representing the Western and Eastern Taurides, respectively, were formed from metasandstones with slate intercalations, whereas Zabuk formation belonging to the Southeastern Anatolian Autochthon contains entirely metasandstones. These units bearing metasiliciclastic lithologies and reflecting shallow marine-terrestrial transition (delta) environment are of a guide level position for Lower Paleozoic.

Metaclastic rocks mainly include quartz (monocrystalline and polycrystalline), feldspar (microcline, perthitic orthoclase and plagioclase), phyllosilicate (illite, chlorite, C-V, C-S and kaolinite) and rock fragments (phyllite and chert). Polycrystalline quartz and phyllitic rock fragments have higher amounts in Zabuk formation, but feldspar in formations of Feke and especially Hüdai. Hüdai and Feke formations are represented by arkosic and subarkosic sandstones, whereas Zabuk formation is quartz sandstone and subarkose in composition. Sandstones of Hüdai formation show similarities those of the Feke formation, except for having lesser amounts of silica cement, containing C-S and C-V mixed-layered clays, and advanced orientation fabric and metamorphism. However, Zabuk formation has relatively higher amounts of polycrystalline quartz, phyllite and chert fragments, and kaolinite, lower textural maturity, orientation and metamorphism degree. Feke and Hüdai formations show illite + chlorite and illite + chlorite + C-V + C-S associations; as for Zabuk formation it has illite + kaolinite.

Chlorite and kaolinite are mostly bound lithology and their amounts increase in metasandstone levels.

According to crystallinity, crystallite size, $d_{(060)}$ and polytype data of illites; Hüdai formation is epizone, but Feke and Zabuk formations have respectively anchi-epizone and anchizone grades by decreasing metamorphism degrees from northwest to southeast. Metaclastic rocks are characterized by including 1M illite with diagenetic origin and the ratios of $2M_1 / (1M+1M_d)$, $1M_c / 1M_t$ polytypes and $d_{(060)}$ values increase together with increasing grade of metamorphism.

Cambrian metaclastic units have lithologic (sand size siliciclastic rocks) and mineralogic (more feldspar and quartz, 1M illites, phyllosilicate associations) differences with respect to the Precambrian units. These mineralogic records indicating a stratigraphic irregularity result from change of provenance related to transgression causing by the Cadomian orogenesis rather than an uninterrupted sedimentation in the Cambrian period.

Metasandstones were characterized by the dominance of SiO_2 , Al_2O_3 and K_2O , and their chemical alteration index data is close to those of unaltered magmatic and metamorphic rocks. Incompatible elements and especially the ratios of Th/Sc and Zr/Sc show high correlation, while the ratios of Eu_N/Eu^* and Gd_N/Yb_N have low correlation relationships, which indicate the increasing sedimentary sorting trend of metasandstones. Major and trace element abundances, Al_2O_3 –major elements and Al_2O_3 –trace elements variations reveal detrital trend, indirectly evolution of metasandstones. The ratios of chondrite-normalized trace elements and especially REE of metasandstones separated from one another with an enrichment of approximately 9-199 times and a strong negative Eu anomaly. The ratios of REE, Cr/V and Y/Ni of metasandstones indicate largely to be fed from a silicic and/or felsic plutonic source.

Modal mineralogic composition of metasandstones characterize a craton-continental transition depositional environment representing the Continental Block; and their major and/or trace element contents and ratios suggest usually a geotectonic setting indicating the passive margin.

Finally; the units composing completely of siliciclastic rocks have the same age, similar lithology and stratigraphic setting within both the Tauride Belt and Arabian Plate appear a geological event during the Cambrian period in a globally scale. The Cambrian formations were originated from granitic, partly metamorphic and clastic rocks of Pan-African basement in high probability which is not outcropped in Southern Anatolia, rather than from Precambrian units with discordantly underlying them.

KEY WORDS: Tauride Belt, Southeastern Anatolian Autochthon, Clay/Phyllosilicate, XRD, Mineralogy, Petrography, Geochemistry

TEŞEKKÜR

Öncelikle laboratuvar ve tez yazım çalışmalarım sırasında yardım ve katkılarını esirgemeyen ve beni yönlendiren danışman hocam Prof.Dr. Ömer BOZKAYA'ya (C.Ü.),

Jeokimyasal verilerin değerlendirilmesi sırasındaki değerli katkılarından dolayı hocam Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN'a (C.Ü.),

XRD çalışmalarının gerçekleştirilmesindeki katkılarından dolayı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları (MİPJAL) elemanı Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN'a (C.Ü.),

İnce-kesitlerin yapılmasındaki katkılarından dolayı Jeoloji Mühendisliği İncekesit Laboratuvarı personeli Tekniker Ufuk KUŞ'a,

Laboratuvar çalışmaları ve mikroskop incelemeleri sırasındaki katkılarından dolayı Jeoloji Mühendisi Remzi ERYILMAZ'a,

Tez çalışmalarım sırasında gösterdikleri sabır ve anlayışla bana destek olan aileme, teşekkür ederim.

Müslüm KODAL

20.05.2008

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	V
ABSTRACT	VII
TEŞEKKÜR	IX
İÇİNDEKİLER	X
ŞEKİLLER DİZİNİ	XI
ÇİZELGELER DİZİNİ	XV
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç ve Kapsam	1
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması	2
1.3. Önceki Çalışmalar	2
1.3.1. Sandıklı (Batı Toroslar) bölgesi	2
1.3.2. Feke (Doğu Toroslar) bölgesi	4
1.3.3. Hassa (Amanoslar) bölgesi	6
2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ	10
2.1. Litostratigrafi Birimleri	10
2.1.1. Sandıklı Bölgesi	10
2.1.1.1. Hüdei formasyonu	10
2.1.2. Feke Bölgesi	14
2.1.2.1. Feke formasyonu	14
2.1.3. Hassa Bölgesi	15
2.1.3.1. Zabuk Formasyonu	16
3. MATERYAL VE YÖNTEM	18
4. PETROGRAFİ	25
4.1. Metakumtaşları	25
4.1.1. Detritik Bileşenler	25
4.1.1.1. Silika mineralleri	25
4.1.1.2. Feldispat mineralleri	28
4.1.1.3. Fillosilikat mineralleri	32
4.1.1.4. Ağır mineraller	32
4.1.1.5. Kayaç parçacıkları	34
4.1.2. Bağlayıcı Bileşenler	34
4.1.3. Dokusal Özellikler	37
4.1.4. Adlandırma	37
4.2. Sleytler	39
5. X-İŞINLARI MİNERALOGİSİ	41
5.1. Hüdei Formasyonu	41
5.2. Feke Formasyonu	54
5.3. Zabuk Formasyonu	59
6. KUMTAŞI JEOKİMYASI	64
6.1. Sınıflandırılma ve Adlandırma	64
6.2. Sedimanter Süreçler	66
6.2.1. Yüzeysel bozunma	66
6.2.2. Sedimanter boylanma	68
6.2.3. Diyajenez/Metamorfizma	70
6.3. Provenans	76
6.4. Jeotektonik Konum	77
7. SONUÇLAR	83
8. KAYNAKLAR	87

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil		Sayfa
Şekil 1.1	Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve incelenen bölgelerin coğrafik dağılımı	3
Şekil 2.1.	Sandıklı (Gürsu, 2002), Feke ve Hassa (MTA, 2002) bölgelerinin jeoloji haritası	11
Şekil 2.2.	Sandıklı, Feke ve Hassa (Amanoslar) bölgelerindeki Prekambriyen-Ordoviziyen yaşlı birimlerin düşey dağılımı ve denestirilmesi	12
Şekil 2.3.	Hüdaî formasyonu litolojilerinin düşey dağılımı	12
Şekil 2.4.	Hüdaî formasyonu Celiloğlu üyesine ait ince taneli metapelitik kayalar içerisinde, çıkıntılar oluşturan, daha sert ve yer yer kıvrımlanmış yapı sunan Örenkaya kuvarsit üyesine ait metakumtaşlarının genel görünümü (Celiloğlu köyü doğusu)	13
Şekil 2.5.	Hüdaî formasyonu Örenkaya kuvarsit üyesine ait pembemsi-bordo renkli, midye kabuğu kırınımlı, yer yer ince yeniden kristallenme ürünü silis dolgulu çatlaklar içeren metakumtaşlarında laminalanma ve çapraz tabakalanma yapıları (Örenkaya kuzeyi)	13
Şekil 2.6.	Feke formasyonu litolojilerinin düşey dağılımı	15
Şekil 2.7.	Zabuk Formasyonu litolojilerinin düşey dağılımı	16
Şekil 2.8.	Zabuk Formasyonu'nun tabakalanmaya dik çatlaklar sunan pembemsi-morumsu orta-kalın tabakalı kumtaşları	17
Şekil 2.9.	Zabuk Formasyonu'nun çakıllı metakumtaşlarında yarı yuvarlak-yarı köşeli kuvarsa zengin çakıllar.	17
Şekil 3.1.	C.Ü. MİPJAL'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması	21
Şekil 3.2.	Parlatılmış dilim standartları (Kisch, 1980) ve CIS (Warr ve Rice, 1994) ile kalibrasyon sonucu elde edilen doğruların ve Epizon-Ankizon-Diyajenez sınırlarının karşılaştırılması	24
Şekil 4.1.	a) Serizitik matiks içerisinde iyi boylanmış ve iyi yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar (Hüdaî formasyonu, metaarkoz, çift nikol), b) Serizitik matiksle girift sınır ilişkisine sahip, iyi boylanmış, yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar (Hüdaî formasyonu, metasubarkoz, çift nikol), c ve d) Bütünüyle ikincil silis büyümeleri ile çimentolanmış yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli ve iyi boylanmış monokristalin kuvarslar (Feke formasyonu, metasubarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol), e) İyi boylanmış monokristalin kuvarslar ve daha iri taneli, uzamış ve kısmen girift sınırlı kuvars kristallerinden oluşan polikristalin kuvarslar (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol), f) Orta boylanmış ve yarı yuvarlak-yarı köşeli monokristalin kuvarslar ve bunlara eşlik eden yönlenmiş ve girift sınırlı kuvarslardan oluşan polikristalin kuvarslar (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol)	29
Şekil 4.2.	a) İyi boylanmış ve yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli mikroklin ve albit-oligoklaz bileşimli plajiyoklazlar (Hüdaî formasyonu, metaarkoz, çift nikol), b) İkincil silis büyümeleriyle çevrelenmiş killeşme gösteren ikizlenme göstermeyen ve grafik dokulu ortoklazlar (Feke formasyonu, metasubarkoz, çift nikol), c) Kuvarslarla girift sınır ilişkili ipliksi pertitleşmeye sahip killeşmiş ortoklaz (Feke Formasyonu, metaarkoz, çift nikol), d) İkincil silis büyümeleri ile çimentolanmış yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli ve orta dereceli boylanmış mikroklin ve plajiyoklazlar (Feke formasyonu, metasubarkoz, çift nikol), e) Serizitlerle girift sınır ilişkili oligoklaz bileşimli plajiyoklaz (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol), f) Serizit ve kuvarslarla kısmen girift sınır ilişkisi sunan ve yarı köşeli, bozunma göstermeyen mikroklin (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol)	31
Şekil 4.3.	a-b) İyi boylanmış ve ikincil büyümeli silis çimentolu metakumtaşı örneğinde yönlenme gösteren ince-uzun, kısmen bükülmüş muskovitler ve bunlara eşlik eden opak minerallerce zengin seviyeler (Hüdaî formasyonu, metaarkoz, çift nikol), c-d) Kloritce zengin serizitleşmiş bağlayıcı yarı yuvarlaklaşmış kuvars ve levhamsı biyotitler (Feke formasyonu, metaarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol)	33

Şekil 4.4.	a-b) İyi yuvarlaklaşmış, ince taneli opak mineral saçınımları içeren, monokristalin kuvarslarla yaklaşık aynı tane boyutuna sahip silisli kayaç/çört parçası (Feke formasyonu, metaarkoz, a- çift nikol, b- tek nikol), c-d) Yarı köşeli-yarı yuvarlak, monokristalin kuvarslardan daha iri tane boyutlu ve belirgin olmayan tane sınırlarına sahip çört parçası (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, c- çift nikol, d- tek nikol), e) İri serizit pulları ve süturlu/girift sınırlı kuvars kristallerinden oluşan, belirgin yönlenmeli, iyi yuvarlaklaşmış fillitik kayaç parçası (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol), f) Sol üst kesimde serizit pulları ve uzamış, girift sınırlı kuvarslardan oluşan fillit (sol üst kesim) ve sağ kesimde ince kristalli kalsedonik kuvarslardan oluşan iri tane boyuna sahip çört parçası (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol)	35
Şekil 4.5.	a-b) Metakumtaşlarında bütünüyle serizitleşmiş ve kloritleşmiş matriks ve küçük kristalli kuvarslardan oluşan silis çimento birlikteliği ile yuvarlaklaşmış kuvars taneleri ile serizit ve kloritler arasında süturlu/girift sınır ilişkisi (Hüdai formasyonu, metasubarkoz, a- çift nikol, b- tek nikol), c-d) Serizitleşmiş-kaolinleşmiş matriks miktarı % 15'den fazla, orta boyanmalı metakumtaşı örneğinde tane-matriks arasında keskin ve zayıf gelişmiş girift sınır ilişkisi (Zabuk formasyonu, metasubarkoz, a- çift nikol, b- tek nikol)	36
Şekil 4.6.	Kumtaşlarının QFL diyagramlarında sınıflandırılması a) Folk (1974), b) Pettijohn (1975)	38
Şekil 4.7.	a) Silt boyu detritik kuvars ve feldispat taneleri içeren tabakalanma düzlemine yaklaşık paralel klivaj düzlemlerine sahip ($S_0 = S_1$) siltli sleyt (Hüdai formasyonu, tek nikol), b) Kum boyu detritik bileşenli, tabakalanma düzlemine yaklaşık dik klivaj düzlemleri içeren kumlu sleyt (Hüdai formasyonu, tek nikol), c) Sleytlerde ilksel tabakalanma düzlemlerine dike yakın doğrultulu buruşma tipi sleyt klivajları ve uzun eksenleri tabakalanma düzlemlerine paralel kum boyu detritik kuvarslar (Hüdai formasyonu, tek nikol), d) İnce taneli ve siltli seviyelere ait mikrolaminalanma ve ince taneli seviyelerde daha belirgin buruşma tipi sleyt klivajı gelişimi (Hüdai formasyonu, tek nikol), e) Siltli sleytlerde, ince-uzun muskovitlerin belirginleştirdiği yönlenme ve zayıf gelişmiş buruşma ve klivajlar (Feke formasyonu, siltli sleyt, tek nikol), f) Siltli bileşenlerce zengin seviyelerce oluşturulan mikrolaminalanmalı siltli sleytlerde gelişen tabakalanmaya paralel yönlenme (Feke formasyonu, tek nikol)	40
Şekil 5.1.	Hüdai formasyonu metakumtaşı (ASN-21) ve sleyt (ASN-46) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri	42
Şekil 5.2.	Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarındaki feldispat piklerinin alkali feldispat ve plajiyoklaz hesaplanmış desenleriyle (CDPS) denestirilmesi (Feldispat türlerine göre piklerin simgelenmesi Chen, 1977'den düzenlenmiştir)	43
Şekil 5.3.	Hüdai formasyonu metakumtaşı (ASN-21) ve sleyt (ASN-46) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri	44
Şekil 5.4.	Hüdai formasyonunda mineralojik verilerin düşey dağılımı	44
Şekil 5.5.	Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonu illitlerinin kristalinite ve b_0 verilerinin pik şiddet oranlarına göre dağılımları	45
Şekil 5.6.	a) Hüdai formasyonuna ait sleyt örneğindeki illitlerin $< 2 \mu\text{m}$ ve $< 0.1 \mu\text{m}$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri, b) Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonları örneklerine ait illitlerin tane boyuna bağlı olarak kristalinite verilerinin değişimi	46
Şekil 5.7.	İllitlerin WINFIT programı ile asimetrik pik yöntemine göre tek bir pik ve simetrik pik yöntemine göre iyi kristalin illit (WCI) ve zayıf kristalin illit (PCI) biçiminde çözülmesi. İllitlerin çözülmesi piklerine ait kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve bu verilerin farklı tane boyuna göre dağılımları	46
Şekil 5.8.	WINFIT programıyla çözülmesi iyi kristalin ve zayıf kristalin illitlerin tane boyu ve formasyonlara göre dağılımları	47
Şekil 5.9.	Farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin WINFIT programıyla belirlenen kristalit büyüklüklerinin formasyonlara göre dağılımları	48

Şekil 5.10.	Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarına ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin WINFIT programıyla belirlenen kristalit büyüklükleri ve kristalinite verileriyle ilişkisi	49
Şekil 5.11.	Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarına ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin normal ve glikollü çekimlerine ait kristalinite verileri ile belirlenen kristalit büyüklükleri (diyagram Jaboyedoff ve diğ., 2001'den alınmıştır)	49
Şekil 5.12.	Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonları illitlerinin $d_{(060)}$ değerlerinin tane boyuna göre değişimi	50
Şekil 5.13.	Hüdai, Feke ve Sandıklı bölgesi illitlerinin $2M_1 + 1M + 1M_d$ politiplerine ait yönlendirilmemiş X-ışınları toz kırınımı desenleri	51
Şekil 5.14.	a) Hüdai formasyonu illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi, b) WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları	51
Şekil 5.15.	Hüdai formasyonuna ait sleyt örneğindeki illitlerin tane boyu artışına bağlı olarak $1M_t-1M_c$ politipi dönüşümü	52
Şekil 5.16.	Kloritlerin bazal pik oranlarına (Chagnon ve desjardins, 1991) göre talk tabakasındaki Fe içeriği ile talk ve brusit tabakalarındaki dağılımı	53
Şekil 5.17.	Amanoslar bölgesi kloritlerinin Foster'den (1962) basitleştirilmiş Si-Fe/(Fe+Mg) diyagramındaki konumları	53
Şekil 5.18.	Hüdai formasyonu siltli sleyt (TFK-1127) ve metakumtaşı (TFK-1130) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri	54
Şekil 5.19.	Feke formasyonu siltli sleyt (TFK-1127) ve metakumtaşı (TFK-1130) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri	55
Şekil 5.20.	Feke formasyonunda mineralojik verilerin düşey dağılımı	56
Şekil 5.21.	Feke formasyonuna ait sleyt örneğindeki illitlerin $< 2 \mu m$, $< 0.1 \mu m$ ve $< 0.1 \mu m$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri	57
Şekil 5.22.	a) Feke formasyonu illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi, b) WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları	58
Şekil 5.23.	Zabuk formasyonu metakumtaşı (ADG-52 ve ASN-60) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri	60
Şekil 5.24.	Zabuk formasyonu metakumtaşı (ADG-52 ve ADG- 60) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri	60
Şekil 5.25.	Zabuk formasyonunda mineralojik verilerin düşey dağılımı	61
Şekil 5.26.	Zabuk formasyonuna ait metakumtaşı örneğindeki illitlerin $< 2 \mu m$ ve $< 0.5 \mu m$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri	62
Şekil 5.27.	Zabuk formasyonu illit politiplerinin X-ışınları toz kırınımı desenlerinin tane boyuna göre değişimi	63
Şekil 6.1.	Metakumtaşlarının $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn ve diğ., 1973) ve $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) değişim diyagramlarında adlandırılması	66
Şekil 6.2.	Metakumtaşlarının CIA (McLennan ve Murray, 1999) ile bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarda dağılımı, a) Felsik diyagram (Bazı magmatik ve sedimanter minerallerin ideal bileşimleri ile üst kabuğa ait bazı litolojilerin yüzeysel bozunma yönelimleri: McLennan ve diğ., 2003), b) Mafik diyagram (Ortalama magmatik kayaç bileşimleri: Nockolds, 1954)	67
Şekil 6.3.	Metakumtaşlarının Th-Th/U diyagramı; WT: Yüzeysel bozunma yönelimi; (LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993)	68
Şekil 6.4.	Metakumtaşlarının Th/Sc-Zr/Sc değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boylanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; MORB: Zr ve Th için Pearce, 1983; Sc için Pearce, 1982; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993)	69

Şekil 6.5.	Metakumtaşlarının $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*-\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$ değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boylanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993)	70
Şekil 6.6.	Metakumtaşlarının ana element- Al_2O_3 Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim)	72
Şekil 6.7.	Metakumtaşlarının iz element- Al_2O_3 Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim)	73
Şekil 6.8.	Metakumtaşlarının $\text{ICV}-\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Cox ve diğ., 1995) değişim diyagramı (A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993)	73
Şekil 6.9.	Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984)	74
Şekil 6.10.	Metakumtaşlarının kondrit-normalize REE bollukları (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; A-G, Pr-A, Ph-G, A-CS, Pr-CS, Ph-CS: Condie, 1993)	75
Şekil 6.11.	a) Ana elementlere göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988), b) Ana element oranlarına göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988)	76
Şekil 6.12.	Metakumtaşlarının $\text{Cr}/\text{V}-\text{Y}/\text{Ni}$ değişim diyagramında dağılımları (Alt Kıtasal Kabuk-LCC ve Üst Kıtasal Kabuk-UCC değerleri: Taylor ve McLennan, 1981; İlkse Manto-PM: Taylor ve McLennan, 1985; Kuzey Amerikan Şeyleri Kompozit-NASC: Cr ve Ni için Gromet ve diğ. 1984, V ve Y için Condie, 1993)	77
Şekil 6.13.	Kumtaşlarının bileşenlerine göre jeotektonik ortamlardaki konumları (Dickinson ve diğ., 1983); a) Q-F-L, b) Qm-F-Lt	78
Şekil 6.14.	Kumtaşları için jeotektonik ayırtman diyagramı (Bhatia, 1983)	79
Şekil 6.15.	Kumtaşları için jeotektonik değişim diyagramları (Bhatia, 1983); a) $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$, b) $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$	79
Şekil 6.16.	Kumtaşı-çamurtaşı birliktelikleri için $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ jeotektonik değişim diyagramı (Roser ve Korch, 1986)	80
Şekil 6.17.	Kumtaşları için $\text{SiO}_2/20-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{tFe}_2\text{O}_3)$ jeotektonik ayırtman diyagramı (Kronenberg, 1994)	81
Şekil 6.18.	Grovaklar için jeotektonik üçgen ayırtman diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986); a) La-Th-Sc, b) Th-Sc-Zr/10	82
Şekil 7.1.	Hü dai, Feke ve Zabuk formasyonlarının ortak temel özellikleri, çökeltme ortamı ve tektonik konumlarının şematik gösterimi	86

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge No	Sayfa
Çizelge 3.1. Kambriyen yaşlı klastik/metaklastik örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin birimlere göre dağılımı	18
Çizelge 3.2. XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar	19
Çizelge 3.3. Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)	20
Çizelge 3.4. Kaolinit-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)	20
Çizelge 3.5. CENTRI programı ile farklı tane boyları için belirlenen satrifüj koşulları	22
Çizelge 4.1. Hüdai formasyonu (Sandıklı-Afyon) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları	26
Çizelge 4.2. Feka formasyonu (Feka-Adana) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları	27
Çizelge 4.3. Zabuk formasyonu (Hassa-Hatay) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları	27
Çizelge 4.4. Kuvarların kökensel sınıflandırılması (Pettijohn ve diğ., 1972)	27
Çizelge 4.5. Ağır mineral birliktelikleri ve köken ilişkisi (Pettijohn ve diğ., 1972)	33
Çizelge 4.6. Kumtaşlarının modal mineralojik nokta sayımı sonuçları	38
Çizelge 5.1. Hüdai formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlemeleri	41
Çizelge 5.2. Hüdai formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)	42
Çizelge 5.3. Hüdai formasyonu illitlerinin WINFIT programı ile belirlenen kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve tane boyuna göre dağılımları	45
Çizelge 5.4. Hüdai formasyonu illitlerinin normal ve glikollü çekimlerindeki kristalinite ve kristalit büyüklüğü, % smektit içerikleri ve tane boyuna göre dağılımları	48
Çizelge 5.5. Hüdai formasyonu illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları	50
Çizelge 5.6. Hüdai formasyonu kloritlerinin XRD yöntemine göre belirlenen kimyasal bileşimleri	52
Çizelge 5.7. Feka formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlemeleri	54
Çizelge 5.8. Hüdai Formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)	55
Çizelge 5.9. Feka formasyonu illitlerinin WINFIT programı ile belirlenen kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve tane boyuna göre dağılımları	56
Çizelge 5.10. Feka formasyonu illitlerinin normal ve glikollü çekimlerindeki kristalinite ve kristalit büyüklüğü, % smektit içerikleri ve tane boyuna göre dağılımları	56
Çizelge 5.11. Feka formasyonu illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları	57
Çizelge 5.12. Feka formasyonu kloritlerinin XRD yöntemine göre belirlenen kimyasal bileşimleri	59
Çizelge 5.13. Zabuk formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlemeleri	59
Çizelge 5.14. Zabuk formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)	60
Çizelge 5.15. Zabuk formasyonu illitlerinin WINFIT programı ile belirlenen kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve tane boyuna göre dağılımları	61
Çizelge 5.16. Zabuk formasyonu illitlerinin normal ve glikollü çekimlerindeki kristalinite ve kristalit büyüklüğü, % smektit içerikleri ve tane boyuna göre dağılımları	62
Çizelge 5.17. Zabuk formasyonu illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları	63
Çizelge 6.1. Metakumtaşlarının ana ve iz element kimyasal bileşimleri	65
Çizelge 7.1. Hüdai, Feka ve Zabuk formasyonlarına ait litolojik, mineralojik ve dokusal özelliklerin karşılaştırılması	85

1. GİRİŞ

1.1. Amaç ve Kapsam

Paleozoyik yaşlı klastik/metaklastik kayaçların dokusal, mineralojik (kristalinite, politipi, b_0) ve jeokimyasal özellikleri; sedimanter istifin kaynak kayaç ve/veya kökeni, jeotektonik konumu ve bölgenin paleocoğrafik evriminin yorumlanmasına ilişkin önemli veriler oluşturmaktadır. Toros Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na ait Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı (meta)sedimanter istifler üzerinde gerçekleştirilen bu tür çalışmalar (Bozkaya ve Yalçın, 1997a ve 1997b; Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1998; Bozkaya, 1999, 2001; Bozkaya ve Yalçın, 2000; Bozkaya ve diğ., 2002; Bozkaya ve Yalçın, 2004a ve 2004b; Bozkaya ve Yalçın, 2005; Bozkaya ve diğ., 2006, 2007; Bozkaya ve Yalçın, 2007), stratigrafik düzensizliklerin mineralojik verilere yansımaları nedeniyle, gerek kristalkimyasal verilerdeki ani değişimlerin ve gerekse diyajenetik/metamorfik derecelerdeki uyumsuzlukların belirlenmesi ile Güney Anadolu'nun Paleozoyik evriminin yorumlanmasına önemli bilimsel katkılar sağlamıştır.

Bu çalışma ile Toros Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) istiflerine ait benzer görünümlü ve Alt Paleozoyik yaşlı birimler için stratigrafik olarak klavuz seviye konumundaki Kambriyen yaşlı (meta)kumtaşılarınca zengin silisiklastik kayaçların ayrıntılı biçimde incelenerek, köken, jeotektonik konum ve diyajenetik/metamorfik tarihçesinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Altındaki ve üstündeki birimlerden farklı olarak çoğunlukla metakumtaşılarından oluşması nedeniyle, gerek Torid bölgesi ve gerekse Güneydoğu Anadolu Otoktonu (Arap Platformu) istifi Alt Paleozoyik için klavuz birim konumunda olup, her iki orojenik kuşağın Alt Paleozoyik evrimine ilişkin önemli kayıtlar içermektedir.

Bu çerçevede Toridler (Sandıklı-Afyon ve Feki-Adana) ve Amanoslar (Hassa-Hatay) bölgelerinde yüzeyleyen ve sırasıyla Hüdei, Feki ve Zabuk formasyonları olarak adlandırılan Kambriyen klastik/metaklastik kayaçlar incelenerek aşağıda sıralanan bulgu ve/veya sonuçların elde edilmesine çalışılmıştır:

-Üç farklı bölge ve iki farklı orojenik kuşağa ait olan Kambriyen yaşlı eşdeğer birimlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması ve birbirleriyle denştirilmesi,

-Klastik/metaklastik kayaçların diyajenez sonrası evrimleri (diyajenez ve/veya metamorfizma dereceleri) ve jeotektonik konumlarının belirlenmesi ve bölgelere ve/veya kuşaklara göre denştirilmesi,

-Metaklastik kayaçların, Toros kuşağı ve Arap Plakası'nın kuzeyinde yüzeylenen veya ülkemiz sınırları içerisinde yüzlek vermeyen Kambriyen öncesi Pan-Afrikan birimlerle kökensel ilişkisinin araştırılması.

1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı Torid Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu birimlerini kapsayacak biçimde üç bölge ile sınırlandırılmış olup, batıdan doğuya doğru Sandıklı (Afyon), Feke (Adana) ve Hassa (Hatay) biçiminde sıralanmaktadır (Şekil 1.1).

Arazi gözlemleri ve örnekleme yapılan bölgelerden Batı Toros Kuşağı'nda yer alan Sandıklı bölgesi Afyon L24 1:100.000 ölçekli pafta içerisinde yaklaşık 200 km²'lik bir alanı temsil etmektedir. Doğu Torosların batısında yer alan Feke bölgesi Kayseri L35, L36, Kozan M35 ve Gaziantep M36 paftalarının; Amanosların güneyinde yer alan Hassa bölgesi ise Gaziantep N36, N37, Antakya O36 ve O37 1:100.000 ölçekli paftalarının kesiştiği sırasıyla 1000 ve 3500 km²'lik alanları kaplamaktadır.

Gerek Batı ve Doğu Toros Kuşağı'nı temsil eden Sandıklı ve Feke; gerekse güney Amanoslar bölgesinin büyük bir kesimini yaygın bitki örtüsü ve ormanlık alanlar kaplamaktadır.

1.3. Önceki Çalışmalar

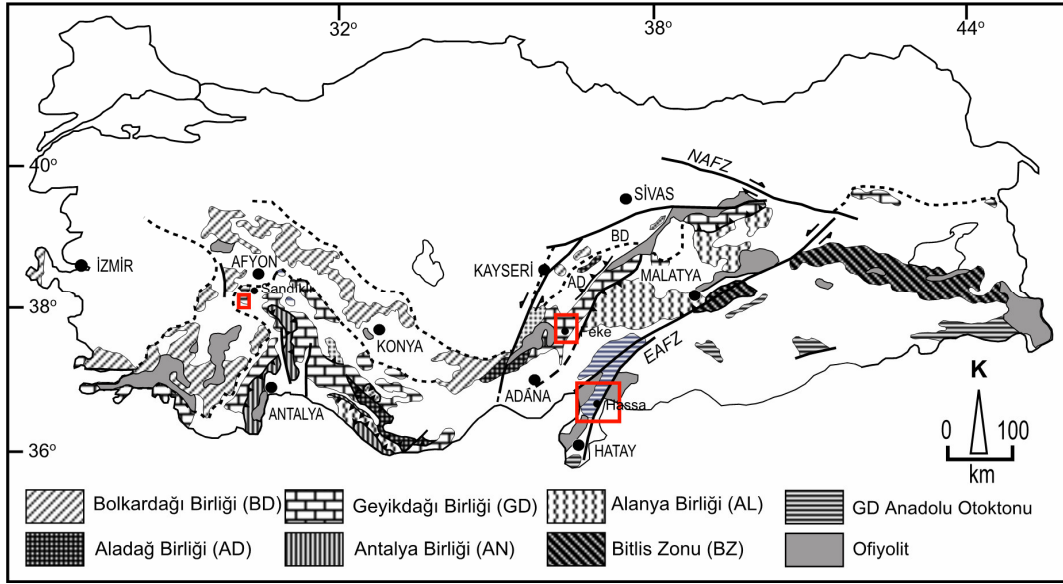
İncelenen bölgelerde değişik amaçlı birçok çalışma gerçekleştirilmiş olmakla birlikte, bu bölümde Toros Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu'nun Kambriyen yaşlı birimleriyle doğrudan ilişkili çalışmalara yer verilecektir.

1.3.1. Sandıklı (Batı Toroslar) bölgesi

Sandıklı bölgesini kapsayan ayrıntılı ilk çalışma Öngür (1973) tarafından yapılmış ve Paleozoyik yaşta kabul edilen birimler, Kestel Yeşil şist formasyonu olarak tanımlamıştır. Yazara göre yeşil şist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş olan birim, alttan üste doğru Kocayayla porfiroid üyesi, metabazalt üyesi, Koçgazi fillit üyesi ve Hüdai kuvarsit üyesi olmak üzere dört üyeden oluşmaktadır.

Monod (1977) Batı Toroslar'daki Erken Kambriyen yaşlı kuvarsitleri Hüdai kuvarsiti olarak tanımlamış, Monod ve Akay (1984) daha sonraki çalışmalarında kuvarsitlerin meta-şeyl arakatıkları içermesi nedeniyle Hüdai formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Özgül (1976, 1984), Özgül ve diğerleri (1991) tarafından Sandıklı serisi olarak adlandırılan temel birimleri, alttan üste doğru Kocayayla formasyonu, Hüdai kuvarsiti, Çaltepe ve Seydişehir formasyonundan oluşur. Kocayayla Formasyonu sahadaki görelî konumlarına göre alttan üste doğru, Kestel çayı porfiroid üyesi, Göğebakan üyesi ve Celiloğlu üyesi olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. Bu yazarlar porfiroidlerin düşük dereceli metamorfizma göstermelerine rağmen, şiddetli deformasyona uğradıklarını, porfiroid olarak tanımlanan volkanitlerin, riolit veya riolite yakın bileşimli olduklarını belirtmişlerdir.



Şekil 1.1. Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve incelenen bölgelerin coğrafik dağılımı.

Kröner ve Şengör (1990), Sandıklı serisi olarak tanımlanan birimin milonitik granit olduğunu belirtmiş ve tek kristal zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yöntemi ile birimin maksimum yaşının 543 ± 4 my olabileceğini saptamıştır.

Dean ve Özgül (1994), Sandıklı bölgesindeki Çaltepe formasyonunun üst kesimindeki yumrulu kireçtaşlarında Orta Kambriyen'i temsil eden trilobit fosilleri belirlemiş, temeldeki Kocayayla formasyonunun Orta Kambriyen öncesi yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Kozlu ve Göncüoğlu (1995) temel istifini Kocayayla formasyonu olarak tanımlayarak birimi en altan üste doğru birbiri ile uyumlu ilişkili Güvercinoluk üyesi, Göğebakan üyesi, Kestel çayı porfiroid üyesi ve Celiloğlu yesinden oluştuğunu belirterek tüm istifin İnfrakambriyen yaşlı olduğunu öne sürmüşlerdir.

Ay ve diğ. (1999) Sandıklı ilçesi güneybasında yüzeylenen düşük dereceli metamorfitleri, Alt ve Üst Metamorfitler olmak üzere iki alt bölüme ayırtlamışlardır. Alt Metamorfitler, Hüda kuvarsitleri ve Sandıklı metavolkaniti oluştururken, Üst Metamorfitleri Kocakarakaya metakonglomerası, Ketsel metapelitleri ve Devlengeç metaspiliti oluşturmaktadır. Afyon yöresinde jeolojik olarak kilit bir bölgede bulunan Sandıklı Metavolkaniti'nin kökeninin, jeokimyasal çalışmalar sonucu riyalitik bir magmadan türediği sonucuna varmışlardır.

Erdoğan ve diğerleri (2000, 2004) çalışma alanında istifin kuvarsit ve fillitlerden oluşan, Alt Kambriyen yaşlı iz fosilleri içeren Celiloğlu formasyonu ile başladığını belirtirler, istif üste doğru sırası ile bazik volkanik ara katkılı çamurtaşları (Göğebakan formasyonu) ve

çakıldaşı, volkanojenik kumtaşı ve stomatolitli kireçtaşı ara katkılı felsik volkanitleri (Kestel çayı volkanitleri) içermekte ve yine kuvarsit ve fillitlerden oluşan Taşoluk formasyonu ile sonlanmaktadır. Tümü ile Alt Kambriyen yaşlı varsayılan bu istif Orta Kambriyen yaşlı Hüdai ve Çaltepe formasyonları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Araştırmacılara göre bölgede ne Prekambriyen ne de İnfrakambriyen birimleri bulunmaktadır.

Gürsu ve Göncüoğlu (2001; 2004; 2005), Gürsu (2002), Gürsu ve diğ. (2003); Sandıklı bölgesindeki temel birimlerini Sandıklı Temel Kompleksi (STK) olarak ayırmış, bu birimler ile Erken Paleozoyik Örtü arasında bir uyumsuzluğun varlığını savunmuştur. Prekambriyen-Alt Mesozoyik yaş aralığındaki sedimanter/metasedimanter ve magmatik birimlerin stratigrafik konumları ve özellikleri ayrıntılı biçimde tanımlanmıştır. Yazarlar, bölgenin Üst Neoproterozoyik-Alt Paleozoyik birimlerin stratigrafisini daha önce önerilenlerden (örneğin Kozlu ve Göncüoğlu, 1997; Tolluoğlu ve Sümer, 1997; Ay ve diğ., 1999; Erdoğan ve diğ., 2000) farklı olduğunu öne sürmüş, bölgedeki düşük dereceli metamorfik kayaların (Güvercinoluk formasyonu) ve felsik volkanitlerin (Kestel Çayı Porfiroid Birliği) Neoproterozoyik birimleri olarak tanımlanması gerektiğini ve bunların ilk metamorfizmalarının Pan-Afrikan evresinde olduğunu ortaya koymuşlardır.

Bozkaya ve diğ. (2006), Sandıklı-Afyon bölgesindeki Prekambriyen birimlerini etkileyen Kadomiyen (Pan-Afrikan) orojenezinin dokusal ve mineralojik kanıtlarını konu alan çalışmalarında, bölgedeki Prekambriyen-Alt Mesozoyik birimlerinin sırasıyla Pan-Afrikan, Geç Variskan ve Alpin olmak üzere üç farklı termal olaydan etkilendiğini ortaya koymuşlardır.

Güngör (2006), Sandıklı bölgesindeki Alt Kambriyen istifinin deformasyonunu konu alan incelemesinde, istifin alttan üste doğru Celiloğlu formasyonu, Göğebakan formasyonu, Kestel Çayı volkanitleri, Hüdai kuvarsiti, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarından oluştuğunu belirtmiştir.

Sandıklı bölgesi Alt Paleozoyik istifi ile ilgili çalışmalarda gerek stratigrafik dizilim ve gerekse formasyon adlamaları açısından birtakım uyumsuzluklar bulunmaktadır. Ay ve diğ. (1999), Erdoğan ve diğ. (2000, 2004) ve Güngör (2006) tarafından önerilen istifler ile Gürsu ve Göncüoğlu (2001; 2004; 2005), Gürsu (2002), Gürsu ve diğ. (2003) tarafından oluşturulan istif birbirleriyle uyuşmamaktadır. Bununla birlikte, Bozkaya ve diğ. (2006) tarafından formasyonların petrografik ve mineralojik özellikleri ile diyajenez/metamorfizma dereceleri Gürsu ve Göncüoğlu (2001) ve Gürsu (2002) tarafından sunulan istifin doğru olduğunu ortaya koymuştur. Bu çalışmada da bu yazarlarca önerilen formasyon adlamaları kullanılacaktır.

1.3.2. Feke (Doğu Toroslar) bölgesi

Özgül ve diğerleri (1972, 1973), Tufanbeyli ilçesinin kuzeydoğu ve güneybatı kesimlerinde ilk defa Kambriyen yaşlı kireçtaşları (Değirmen taş kireç taşı) üzerine uyumlu gelen trilobitli Alt Ordoviziyen'i tanımlamış, Doğu Toroslardaki Kambriyen yaşlı "Değirmen taş Kireç taşı" ile Orta Toroslardaki Alt (?) -Orta Kambriyen yaşlı "Çal Tepe kireç taşı"nın yakın benzerlik gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. "Emirgazi formasyonu" olarak adlandırılan ve "Değirmen taş kireç taşı"nın tabanında yüzeyleyen şist ve kuvarsitlerin Toros orojenik kuşağındaki fosilli Alt Paleozoyik'in bilinen en alt düzeyini oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Metin ve diğerleri (1982), Tufanbeyli, Sarız ve Saimbeyli yöresindeki çalışmalarında Kambriyen'den Kuvaterner'e kadar tüm birimleri haritalamışlardır. Yazarlar, Alp orojenezisiyle meydana gelen büyük kırık hatlarını haritalayarak otokton Geyikdağı Birliği ile metamorfik kayalarından oluşan Alanya Birliği'ni birbirinden ayıran hattın KD-GB doğrultulu bir bindirme fayı ve bölgenin tektonik çatısını oluşturan sıkıştırma kuvvetlerinin GD-KB doğrultulu olduğunu ve etken basıncın GD'dan geldiğini savunmuşlardır.

Metin (1983/1984; 1984), Doğu Toroslarda Yayhyalı ve Saimbeyli ilçeleri arasındaki bölgede, Armutalan Grubu olarak tanımladığı Kambro-Ordoviziyen kayalarının en yaşlı biriminin Emirgazi formasyonu olduğu belirtmiştir. Birim kötü tabakalanmalı, mor ve zeytin yeşili renklerdeki birbirleri ile yanal ve düşey geçiş gösteren silttaş, kumtaş ve kuvarsit litolojilerinden oluşmaktadır. Formasyonun fosil içermediği, ancak üzerine gelen Orta Kambriyen yaşlı karbonat kayaları ile uyumlu ilişkisi nedeniyle yaşının Alt Kambriyen olarak kabul edildiği belirtilmiştir.

Ayhan (1987/1988), Kozan-Elmadağ arasının jeolojisini inceleyen çalışmasında, bölgedeki en yaşlı birim olan Emirgazi Formasyonun üç ayrı litolojiden oluştuğunu vurgulamış ve birbirleri ile yanal ve düşey geçişler gösterdiğinden bahsetmiştir. Subarkoz, silttaş ve kiltaş litolojilerinden oluşan birim içerisinde, değişik boyutlarda kireç taşı, dolomit ve kuvarsit tabaka ve merceklerinin gözlemlendiğini belirtmiştir.

Metin ve diğerleri (1987, 1990), Doğu Torosların batı kesimi olarak belirttikleri Sarız, Tufanbeyli, Saimbeyli, Feke, Kozan ve Göksun yörelerini kapsayan geniş bir bölgede başlıca tortul, metamorfik ve manto kökenli olmak üzere üç büyük kaya grubunun olduğunu ve bunların yapısal konumları ve özellikleri bakımından dört ana topluluk tanımlamıştır. Bunlar Göksun metamorfikleri, Andırın karmaşığı, Toros otokton istif ve Kireçlikayla karmaşığı olarak adlandırılmışlardır. Yazarlar otokton Paleozoyik istifinin Kambriyen yaşlı bordo ve zeytin yeşili, feldispat ve kuvars taneli mikalı kumtaş ile başladığını (Emirgazi formasyonu) belirtmiştir.

Dean ve Monod (1990); Doğu Toroslarda yüzeylenen Alt Paleozoyik birimlerin yeniden ele alan çalışmalarında, Kuzey Amanoslar bölgesinde Alt Orta Kambriyen yaşlı Koruk Formasyonu üzerinde uyumlu olarak Orta Kambriyen yaşlı Sosink Formasyonu'nun geldiğini, bunu da uyumsuzlukla Ordoviziyen yaşlı Seydişehir Formasyonu'nun üzerlediğini belirtmişlerdir. İstifte Üst Kambriyen'in eksikliği ayrıca vurgulanmıştır.

Kozlu ve Göncüoğlu (1997), Doğu Toroslar bölgesindeki İnfra-Kambriyen yaşlı birimlerin stratigrafisi ve Türkiye güneyindeki diğer birimlerle denştirilmesini konu alan çalışmalarında; İnfra-Kambriyen yaşlı birimleri Emirgazi formasyonu olarak tanımlamıştır. Emirgazi formasyonu arkoz ve şeyl aralanmasından oluşan Oruçlu üyesi ve stromatolitik ve çörtlü kireçtaşı aratabakalı kumtaşı ve şeyllerden oluşan İçme Tepe üyesi olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır. Emirgazi formasyonunu üzerleyen mor şeyl arakatlı sarımsı-yeşil ve sarımsı-kahve renkli kumtaşlarından oluşan ve ilk kez bu çalışmada ayrı bir formasyon olarak tanımlanan Feke kuvarsiti üzerlemektedir. Bu çalışmaya kadarki araştırmacılar tarafından (Özgül ve diğ., 1972, 1973; Metin, 1983/1984, 1984; Metin ve diğ., 1987, 1990), Feke formasyonu Emirgazi formasyonu olarak veya bu formasyonun en üst seviyeleri tanımlanmıştır.

Özgül ve Kozlu (2002), Kozan-Feke (Doğu Toroslar) yöresinin stratigrafisi ve yapısal konumu ile ilgili çalışmalarında, Geyik Dağı Birliği'nin en alt seviyesini Emirgazi Grubu içerisinde değerlendirilen İnfra-Kambriyen (?) yaşlı metavolkanit ve metadiyabaz daykları içeren kuvarsit-sleyt ve kireçtaşı-sleyt aralanmasından oluşan Kozan formasyonu oluşturmaktadır. Bu birimi uyumsuzlukla üzerleyen yer yer çapraz tabakalanmalı, alt düzeylerde sleyt arakatlı metakumtaşlarından oluşan birim için Feke kuvarsiti yerine Koçyazı formasyonu adlanması kullanılmıştır.

Göncüoğlu ve diğ. (2004), Doğu Toroslardaki Geyik Dağı birliğinin Paleozoyik stratigrafisi ile ilgili çalışmalarında, Kambriyen-öncesi ve Kambriyen yaşlı birimler için Kozlu ve Göncüoğlu (1997) tarafından kullanılan adlamalar (Emirgazi formasyonu, Feke kuvarsiti) seçilmiştir. Bu tez çalışmasında da Kozlu ve Göncüoğlu (1997) adlaması kullanılmıştır.

1.3.3. Hassa (Amanoslar) bölgesi

Arap Platformunun ayrıntılı stratigrafik tanımlaması ilk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından yapılmıştır. Yazarlar, Arap Platformu için aşağıdaki gibi bir istif sıralamışlardır: Prekambriyen istifi felsik porfirit ve klastik kayalardan oluşmakta ve polijenik konglomera, kaba kumtaşı ve kırmızı renkli tabakalı birimlerle devam etmektedir. Bu istif silisli kireçtaşı ve dolomit arakatlıları içeren kumtaşı, silttaşı ve şeyllerden oluşan Kambriyen yaşlı kalın bir istifle uyumsuz olarak örtülmektedir.

Doğu ve Güneydoğu Anadolu'yu kapsayan 1:500.000 ölçekli Van, Cizre ve Erzurum paftalarının jeolojisine ilişkin çalışmasında Altınlı (1966), bölgeyi (1) Masifler, (2) Ortotektonik Bölge veya Iranid, Torid ve Anatolid kuşaklarıyla birlikte Fliş Bölgesi ve (3) Paratektonik Bölge veya Kenar Çukuru veya Kenar Kıvrımları Bölgesi biçiminde üç bölüme ayırmıştır. Kambriyen yeniden kristallenmeye uğramış kataklastik kireçtaşı; Silüriyen kumtaşı-kireçtaşı-şeyl-çamurtaşı (Giri formasyonu); Devoniyen ise kireçli şeyl-kireçtaşı-sleyt (Şüke formasyonu) ile temsil olunmaktadır.

Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen oluşumları ve bunların İran Kambriyenini ile karşılaştırılmasına ilişkin olarak Ketin (1966), Derik (Mardin), Pembeğli-Tut (Adıyaman) ve Amanos Dağlarında Hassa'nın yakın bölgesindeki Kambriyen yüzlekleri incelenmiş ve karşılaştırılmıştır. Derik bölgesinde Infra-Kambriyen yaşlı andezitik-spilitik lav, tuf ve aglomeralar ile bunlarla arakatlı kumtaşı ve şeyller (Telbismi formasyonu); buna karşın Pembeğli-Tut bölgesinde şeyl-silttaşı ve kumtaşı ardalanması (Meryemuşağı formasyonu) ile temsil olunur. Alt Kambriyen başlıca konglomera-kumtaşı ardalanmasından oluşmakta (Derik: Sadan formasyonu, Penbeğli-Tut: Kaplandere formasyonu) gelmektedir. Bu birimi uyumlu olarak Alt Kambriyen yaşlı dolomit (Dolomit formasyonu) ve Orta Kambriyen yaşlı kireçtaşı, marn, şeyl, silttaşı ve kumtaşı litolojilerinden oluşan litolojiler (Derik: Sosink/Koruk formasyonu, Penbeğli-Tut: Yerlikaş formasyonu) izlemektedir. Amanos Dağlarında ise benzer birimler sırasıyla Çamlıpınar, Çardakyayla-Çalaktepe, Dolomit ve Tiyeek formasyonu olarak tanımlanmıştır. Yazar; Güneydoğu Anadolu'daki Kambriyen yüzlekleri ile Doğu İran Kambriyenini arasında büyük benzerlikler olduğunu belirtmiştir.

Altınlı (1978), Amanos Dağları ve Anadolu'nun levha tektoniği ile ilişkisini konu alan çalışmasında, Amanos Dağlarını Dış Toroslar sisteminin dış yayı olarak belirtmiş ve Amanosların Alpin dönemi sonunda oluştuğunu belirtmiştir.

Orta Amanoslar bölgesinde yüzeylenen Güneydoğu Anadolu Otoktonu'nu ile ilgili incelemesinde Yalçın (1980), Prekambriyen-Devoniyen yaşlı otokton istifte dokuz birim ayırtlamıştır. Bunlar yaşlıdan gence doğru; Sadan Formasyonu (Prekambriyen), Zabuk, Koruk, Sosink ve Kardere formasyonları (Kambriyen), Kızlaç Formasyonu (Ordoviziyen), Akçadağ Grubu/Dedeler Formasyonu ve Bahçe Formasyonu (Silüriyen), Hasanbeyli Formasyonu (Devoniyen) olarak sıralanabilir. Yazar; orta Amanoslardaki çökel birimlerinin kuzey Amanoslardaki tektonik ilişkili birimlerdekinden farklı olarak normal dokanak ilişkili olduğunu belirtmiştir. Prekambriyen-Kambriyen yaşlı Sadan, Zabuk, Koruk ve Sosink formasyonlarının Güneydoğu Anadolu Platformu birimleriyle deneştirilebildiğini, buna karşın Ordoviziyen-Silüriyen yaşlı birimlerin benzerlik sunmadığını vurgulamıştır.

Önalan (1986) Amanos Dağlarının Alt Paleozoyik çökellerinin ortamları ve paleocoğrafik evrimini konu alan çalışmasında; Prekambriyen'in türbiditik çökelime uygun derin denizel, Kambriyen'nin alt seviyelerinin dalgalı/hareketli, üst seviyelerinin ise düşük enerjili/duraylı sığ şelf, Ordoviziyen'nin altta açık üste doğru sığlaşan şelf, Silüriyen'in ise menderesli nehir, plaj ve gittikçe derinleşen şelf ortamını yansıttığını belirtmektedir. Buna göre, Amanos bölgesi Paleozoyik istifi içinde aralıklı olarak üç transgresyon ve iki regresyondan bahsedilmiştir. Yazar, eski akıntı analizlerine göre Paleozoyik'te çökel beslenmesinin kabaca doğu-güneydoğudan olduğunu belirtmiştir.

Türkoğlu (Kahramanmaraş) batısında yeralan Amanos Dağlarının jeolojisiyle ilgili incelemesine göre Demirkol (1988), bölgedeki Paleozoyik yaşlı birimlerin Alt Paleozoyik yaşlı birimler ile temsil edildiğini ve bu birimlerin dağ kuşağının gidişine uygun, büyük ve devamlı bir antiklinalin çekirdeğinde mostra verdiğini belirtmiştir. İstif Alt Kambriyen'den Üst Ordoviziyen'e kadar (Zabuk Formasyonu-Alt Kambriyen, Koruk ve Sosink Formasyonu-Kambriyen, Kardere Formasyonu-Üst Kambriyen-Alt Ordoviziyen, Bedinan Formasyonu – Üst Ordoviziyen) kesiksiz olarak yüzeylemekte, Devoniyen (Hasanbeyli Formasyonu) tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Perinçek (1990) ve Perinçek ve diğ. (1991), Hakkari ili ve çevresi ile Güneydoğu Anadolu'daki otokton sedimanter kayaların stratigrafisi ile ilgili bölgesel ölçekli çalışmalarında; bölgedeki en yaşlı birimin Alt Kambriyen yaşlı kırıntılılar (Zabuk Formasyonu) olup, bunun üzerine Orta Kambriyen yaşlı karbonat istifi (Koruk Formasyonu) gelmektedir. Üste doğru karbonatlar yerini Üst Kambriyen-Ordoviziyen yaşlı kırıntılılara (Habur Grubu) geçilmektedir.

Amanos Dağlarının Bahçe-İndere bölgesindeki çalışmalarında Yetiş ve diğ. (1991), Alt Paleozoyik yaşlı birimlerin yaşlıdan gence doğru Zabuk, Koruk, Sosink, Kardere formasyonları (Kambriyen) ve Kızlaç Formasyonundan (Ordoviziyen) oluştuğunu belirtmiştir. Yazarlara göre; Koruk Formasyonu'nun taban kesiminde ince kristalin dolomit, üst kesimlerinde ise oolitik dolomit, dolomitize olmamış kireçtaşı arakatmanı ve üst dolomitik oolitler bulunmaktadır.

Yılmaz (1993), Arap Platformu'nun erken Paleozoyik'den itibaren Pan-Afrikan orojenik olayları süresinde duraylı kalan bir kraton üzerinde küçük kesiklilikle çökelen otokton sedimanter istif ile temsil edildiğini açıklamıştır. Prekambriyen-Üst Kretase yaşlı birimlerin yer aldığı Paleozoyik-Mesozoyik kesimi Alt Otokton İstif olarak adlandırılmıştır. Alt Paleozoyik istifi büyük ölçüde sığ-denizel klastik sedimanlardan oluşmaktadır.

Yılmaz ve diğ. (1993), GD Anadolu orojenik kuşağının batı kesimlerinin jeolojik evrimini konu alan çalışmalarında, bu otoktonunun temelini oluşturan Alt Paleozoyik yaşlı istifin en alt kesimlerde silttaşı, şeyl ve grovaktan oluşan Sadan formasyonu ile başladığını, bu

birimi uyumsuzlukla arkozik-kuvarsitik bir konglomera ve kumtaşlarından oluşan Zabuk formasyonunun izlediğini belirtmiştir. Kuvarsitik kumtaşları giderek ince dolomitik karbonatlara (Koruk formasyonu) ve kalın bir şeyl istifine (Sosink formasyonu) geçmektedir. Koruk formasyonu ya da Koruk dolomitleri olarak bilinen birimin koyu gri-siyah rengi, sürekliliği ve değişmeyen stratigrafik konumu nedeniyle bir klavuz düzey niteliğinde olduğunu vurgulanmıştır.

Bozdoğan ve Ertuğ (1997), Arap Plakası ve kuzey uzantısı olan Güneydoğu Anadolu'nun Paleozoyik boyunca Gondwana'nın bir parçası olarak güney yarımkürede konumlandığını belirtmişlerdir. Yazarlara göre; GD Anadolu Alt Kambriyen'de duraylı bir platform iken, Orta Kambriyen'deki denizel transgresyonlar tüm bölgeyi örtmüştür.

Penbeğli-Tut inlier bölgesindeki Prekambriyen-Kambriyen yaşlı birimlerin incelendiği çalışmada Dean ve diğ. (1997), en yaşlı birimin tabanı gözlenmeyen Geç Prekambriyen (?) yaşlı çoğunlukla klastik litolojilerden oluşan Meryemüşağı Formasyonu olduğunu belirtmişlerdir. Bu birimi açılı uyumsuzlukla Zabuk Formasyonu ve kuvarsitleri örtmekte, üste doğru Alt (?) -Orta Kambriyen yaşlı dolomit ve yumrulu kireçtaşları ile temsil olunan Koruk Formasyonu ve Orta Kambriyen yaşlı kireçtaşı arakatlı çamurtaşı-kumtaşı litolojilerinden oluşan Sosink Formasyonu izlemektedir.

Yılmaz ve Duran (1997) Güneydoğu Anadolu ve Amanoslar bölgesinde 1929 yılından 1997 yılına kadar adlanmış olan otokton ve allokton litostratigrafik birimlerle ilgili olarak bir stratigrafi sözlüğü (Lexicon) hazırlamış, benzer biçimde Günay (1998), bölgenin stratigrafisine yönelik kapsamlı bir derleme çalışması gerçekleştirmiştir. Yazarlar tüm formasyonlar için önerilen önceki adlamalara da değinmiş olup, sonraki çalışmalar için daha kullanışlı olabilecek adlamalar önermiştir. Bu tez çalışmasında da bu yazarlarca önerilen formasyon adlamaları kullanılmıştır.

2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

2.1. Litostratigrafi Birimleri

İncelemenin konusunu oluşturan Kambriyen yaşlı metaklastik kayalar; Toros kuşağındaki görelî otokton Geyikdağı Birliği (Özgül, 1976) ve Arap Platformu'nu temsil eden Güneydoğu Anadolu Otoktonu (Göncüoğlu ve diğ., 1997) birimleri içerisinde yer almaktadır. Bu tez çalışması kapsamında batıdan doğuya doğru Sandıklı, Feke ve Hassa bölgelerinden alınan Kambriyen yaşlı (meta-)klastik kayalar incelenmiştir (bak Şekil 1.1). Geyikdağı Birliği ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu Prekambriyen-Tersiyer yaş aralığına sahip 15 km'ye ulaşan kalınlıktaki sedimanter istifleri kapsamakta olup, incelenen bölgelerde Prekambriyen temel ve hemen hemen kesiksiz bir Alt Paleozoyik istifi sunmaktadır (Şekil 2.1 ve 2.2).

2.1.1. Sandıklı Bölgesi

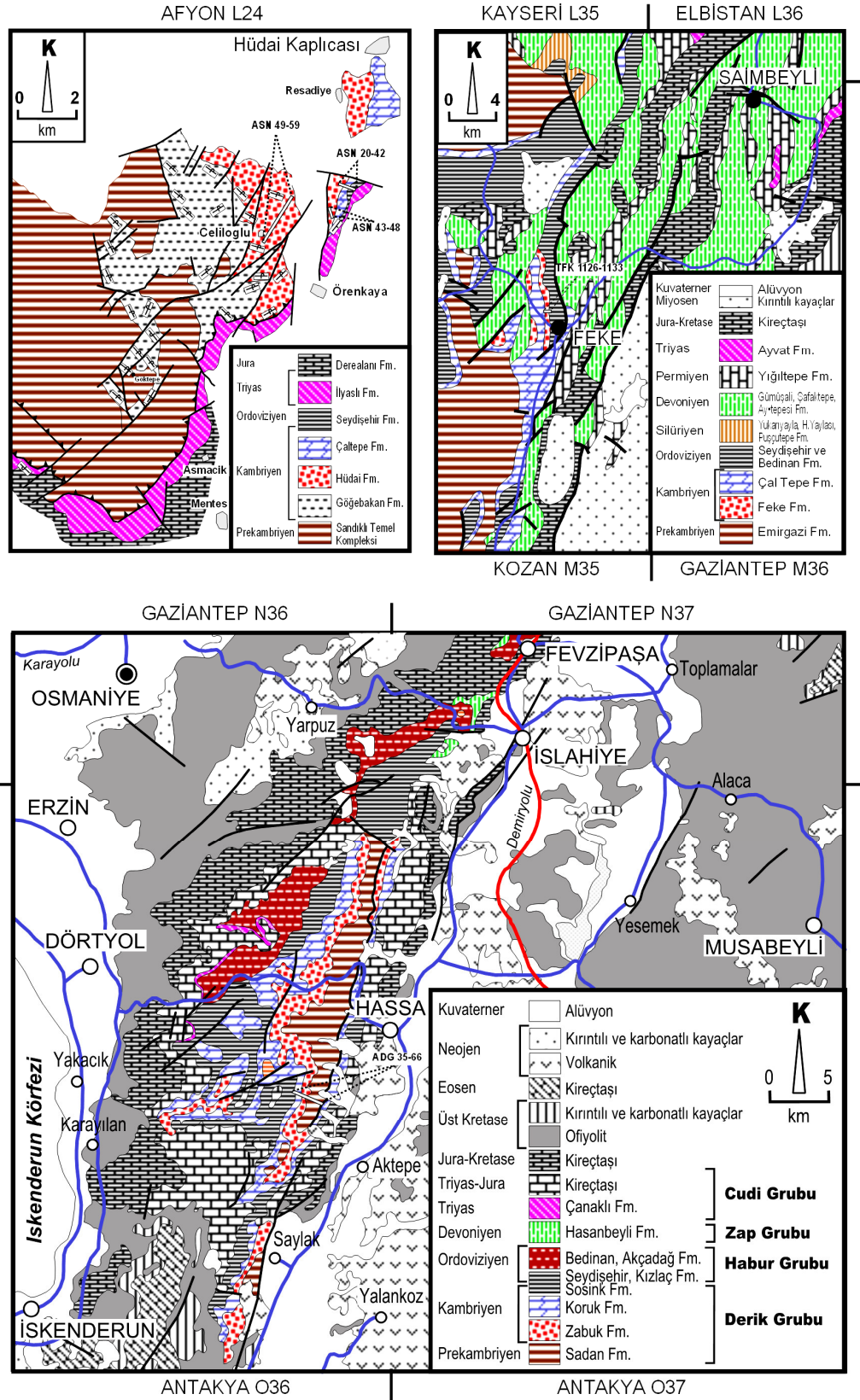
Sandıklı (Afyon); Göller bölgesi olarak bilinen Batı ve Orta Torosların birleştiği bölgenin kuzeybatı kesiminde yer almaktadır. Bölgede yüzeylenen Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı birimler Geyikdağı Birliği'nin Homa/Akdağ Alt Birliği'ne aittir (Özgül ve diğ., 1991).

2.1.1.1. Hüdai formasyonu

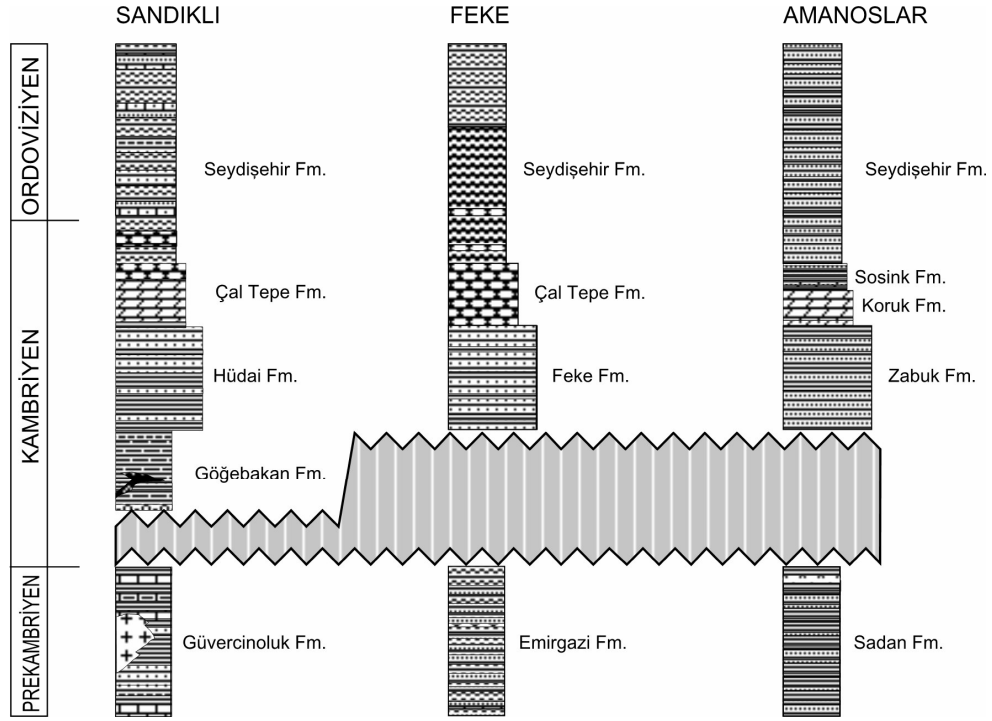
Öngür (1973) tarafından "Hüdai kuvarsit üyesi" ve Monod (1977) tarafından "Hüdai kuvarsiti" olarak tanımlanmış, Monod ve Akay (1984) daha sonraki çalışmalarında kuvarsitlerin meta-şeyl arakatkıları içermesi nedeniyle, birimi Hüdai formasyonu olarak adlandırmışlardır. Gürsu (2002) tarafından yayılım ve litolojik özellikleri dikkate alınarak Hüdai formasyonu olarak tanımlanmıştır. Hüdai formasyonu altta sleytlerin egemen olduğu Celiloğlu, üstte ise metakumtaşlarının baskın olduğu Örenkaya kuvarsiti olmak üzere iki üyeye ayrılarak incelenmiştir (Şekil 2.3; Gürsu, 2002). Birim deformasyondan etkilenerek kıvrılmış olup (Şekil 2.4), en az iki fazlı deformasyonun izlerini taşıdığı belirtilmiştir (Gürsu, 2002).

Özgül ve diğerleri (1991), Kozlu ve Göncüoğlu (1995) tarafından Kocayayla formasyonu içerisinde Celiloğlu üyesi olarak tanımlanan birim, Gürsu (2002) tarafından Hüdai formasyonun alt üyesini oluşturan Celiloğlu üyesi olarak tanımlanmıştır. Düşük dereceli metamorfik silisiklastik kayaların egemen olduğu istif, altta yeşilimsi bej renkli siltli sleyt ve yeşil, yer yer açık bej-pembemsi kahve renkli metakumtaşı, üst kesimleri ise yeşil-açık yeşil, bordo ve kırmızımsı bordo renkli siltli sleyt arakatkılı grimsi koyu bordo, açık kahve, gri renkli metakumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.3).

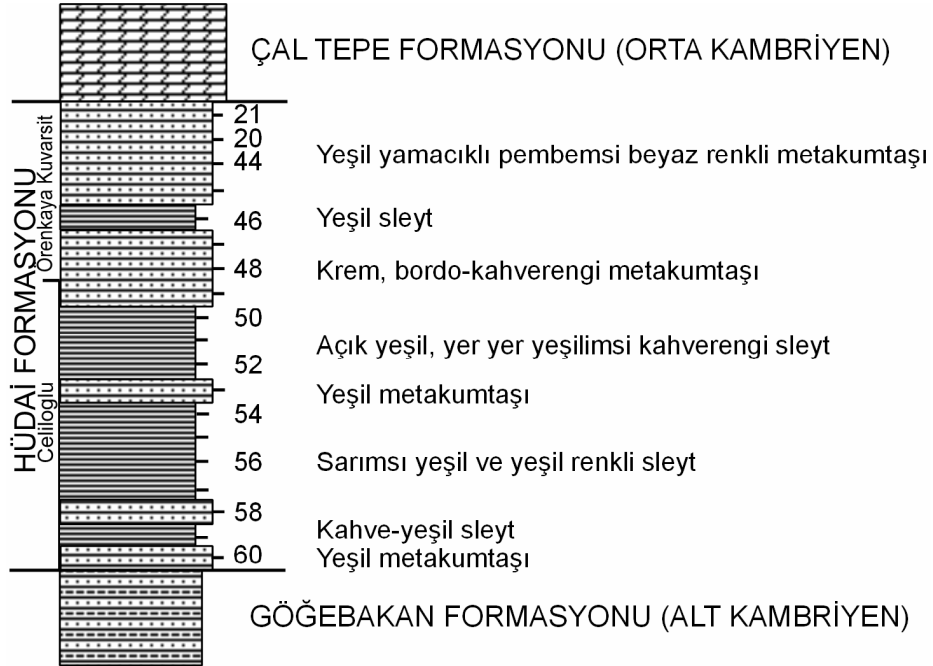
Formasyonun alt sınırı Alt Kambriyen yaşlı Gögebakan formasyonu, üst sınırı ise Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu ile uyumludur. Çapraz tabakalanma ve laminasyonun yaygın olarak izlendiği birim (Şekil 2.5) inceleme alanındaki görünür kalınlığı yaklaşık 1000 m olup, delta-deniz geçişi-kıyı ortamında çökelmiştir (Gürsu ve Göncüoğlu, 2005).



Şekil 2.1. Sandıklı (Gürsu, 2002), Feka ve Hassa (MTA, 2002) bölgelerinin jeoloji haritası.



Şekil 2.2. Sandıklı, Feke ve Hassa (Amanoslar) bölgelerindeki Prekambriyen-Ordoviziyen yaşlı birimlerin düşey dağılımı ve denestirilmesi.



Şekil 2.3. Hüdai formasyonu litolojilerinin düşey dağılımı



Şekil 2.4. Hüdai formasyonu Celiloğlu üyesine ait ince taneli metapelitik kayalar içerisinde, çıkıntılar oluşturan, daha sert ve yer yer kıvrımlanmış yapı sunan Örenkaya kuvarsit üyesine ait metakumtaşlarının genel görünümü (Celiloğlu köyü doğusu).



Şekil 2.5. Hüdai formasyonu Örenkaya kuvarsit üyesine ait pembemsi-bordo renkli, midye kabuğu kırınımlı, yer yer ince yeniden kristallenme ürünü silis dolgulu çatlaklar içeren metakumtaşlarında laminalanma ve çapraz tabakalanma yapıları (Örenkaya kuzeyi).

Herhangi bir fosil içeriğine sahip olmayan birimin yaşı; fosil içeriğine göre Orta Kambriyen olarak yaşlandırılan (Dean ve Özgül, 1994) Çaltepe formasyonu ile geçişli olması nedeniyle Erken Kambriyen kabul edilmiştir (Özgül ve diğerleri, 1991; Dean ve Özgül, 1994; Kozlu ve Göncüoğlu, 1995, 1997). Celiloğlu üyesi, Sarıçiçek formasyonunun Sarıçiçek üyesi ile, Örenkaya kuvarsit üyesi ise Sarıçiçek formasyonunun Kocaosman üyesi ile denestirilebilir (Gürsu ve diğerleri, 2003; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005). Ayrıca, sırasıyla Orta Toros ve Amanoslar bölgesinde yüzeylenen ve bu çalışmanın konusunu oluşturan Feke kuvarsiti (Kozlu ve Göncüoğlu, 1997) ve Zabuk formasyonu (Tuna, 1974) ile benzer stratigrafik ve litolojik özelliklere sahiptir (bak Şekil 2.2).

2.1.2. Feke Bölgesi

Doğu Toroslar Bölgesi'nde Sarız (Kayseri) ve Kozan (Adana) arasında yüzeylenen Kambriyen oluşukları, Kozan'ın KB sında Mansurlu ve Feke (Adana) yörelerinde geniş alanlar kaplamakta olup (bak Şekil 2.1), KD'ya doğru yüzlekleri azalmakta ve Tufanbeyli ile Sarız arasında diğer birimler tarafından tamamen örtülmektedir (Metin ve diğ., 1987). İncelemenin konusunu oluşturan Kambriyen yaşlı metakumtaşlarının Tufanbeyli, Saimbeyli, Kozan, Mansurlu ve Feke dolaylarında değişik fasiyeslerde yüzyletiğini belirtmişlerdir (Özgül ve diğ., 1972; 1973; Metin ve diğ., 1982; 1987; Metin, 1983/1984).

2.1.2.1. Feke formasyonu

Formasyon önceki araştırmacıların büyük bir kesimi tarafından Doğu Torosların batı kesiminde yüzeylenen otokton istifin temelini oluşturan Emirgazi Formasyonu içerisinde (Özgül ve diğ., 1972; Metin, 1983/1984; Metin ve diğ., 1987; Ayhan, 1987/1988); Özgül ve Kozlu (2002) tarafından ise Emirgazi Formasyonu'nun Koçyazı üyesi olarak değerlendirilmiştir. Birim ilk kez Kozlu ve Göncüoğlu (1997) tarafından Feke formasyonu (Feke kuvarsiti) adı altında ayrı bir birim olarak incelenmiştir. Son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda bu adlama benimsenmiştir (Bozkaya ve diğ., 2002; Göncüoğlu ve diğ., 2004).

Formasyon Doğu Torosların batısında Feke (Adana) batısında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu 0.5-1 km genişlik ve 2-8 km uzunluğa sahip yüzlekler oluşturmaktadır (bak Şekil 2.1).

Birimin kalınlığı tip lokalitesi olarak kabul edilen Feke kuzeyinde 600 m ölçülmüştür (Göncüoğlu ve diğ., 2004). Formasyon Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu'nun üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (bak Şekil 2.2). Üst sınırı ise Çaltepe veya bölgeye özgü tanımlanan Değirmentaş Formasyonu (Demirtaşlı, 1967) ile uyumlu ilişkiye sahiptir.

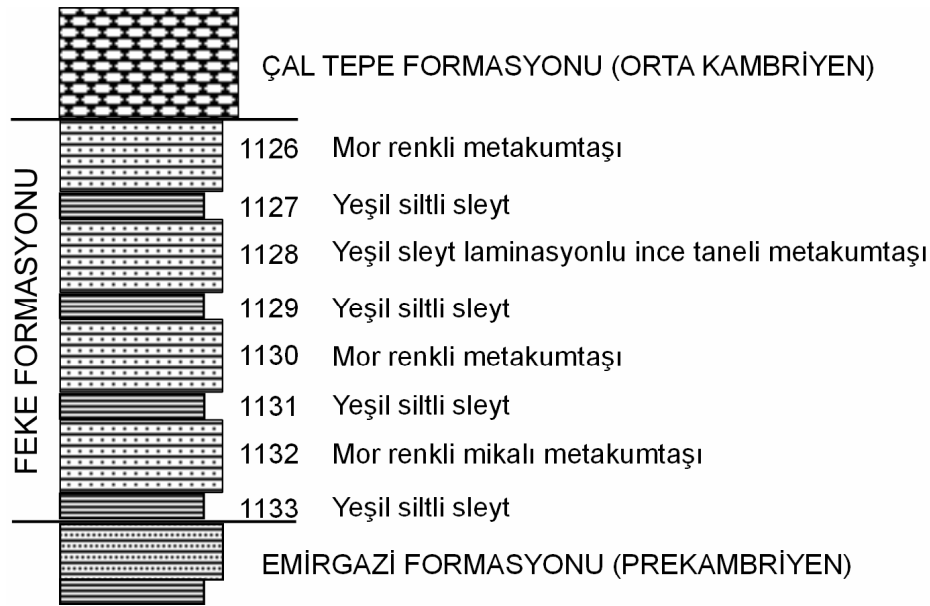
Formasyonun litolojisini başlıca düşük dereceli metakumtaşı, metasilttaşı ve sleyt arakatıkları oluşturmaktadır (Şekil 2.6). İnce, yer yer kalın tabakalı, bazı seviyeleri dereceli ve çapraz tabakalanmalı, laminalı ve eklemli metakumtaşları mor, gri, yeşil ve kahve renklidir.

Birim herhangi bir fosil içermemekte olup, üzerindeki Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe veya Değirmentaş formasyonları ile uyumlu stratigrafik ilişkisine göre, yaşı Erken Kambriyen kabul edilmiştir (Bozkaya ve diğ., 2002; Göncüoğlu ve diğ., 2004). Formasyon, Orta Toroslardaki Hüdai kuvarsiti (Dean ve Özgül, 1994) veya Hüdai formasyonu (Gürsu, 2002) ile Amanoslar bölgesindeki Güneydoğu Otoktonu'na ait Zabuk formasyonu ile deneştirilebilir (bak Şekil 2.2).

Birimin içerdiği kırıntılı litoloji ve çapraz tabakalanma ve laminalanma türü sedimanter yapılar, Hüdai formasyonuna benzer biçimde sığ deniz-delta-kıyı ortamında (akarsu kanal veya ağız) oluştuğuna işaret etmektedir.

2.1.3. Hassa Bölgesi

Güney Amanoslar bölgesinde İskenderun ile Fevzipaşa arasında, Hassa (Hatay) ilçesi doğusunda yer alan ve bu çalışma kapsamında örneklenen Kambriyen yaşlı klastik kayaçlar Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na ait Derik Grubu içerisinde Zabuk formasyonu olarak bilinmektedir.



Şekil 2.6. Feka formasyonu litolojilerinin düşey dağılımı

2.1.3.1. Zabuk Formasyonu

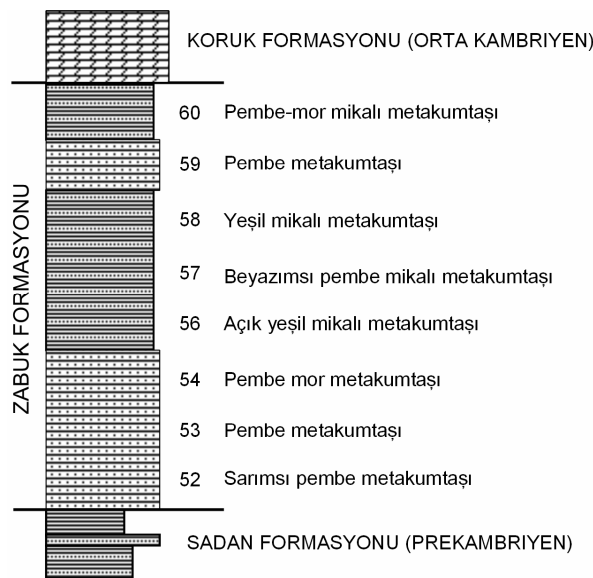
Birim adlaması ilk kez Peksü (1965) tarafından, Ketin'in (1964) Sadan Formasyonu'nun üst seviyelerindeki kuvars kumtaşları için kullanılmıştır (Schmidt, 1966). Formasyon Kuzey Amanoslarda Türkoğlu ve Bahçe arasında, Güney Amanoslarda ise Hassa batısında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu uzanan Sadan Formasyonu'nu çevreler biçimde yüzeylemektedir (bak Şekil 2.1).

Formasyonun Güney Amanoslardaki yüzleklerinde 225-300 m arasında değişen kalınlık değerleri ölçülmüş olup (Günay, 1998), bu çalışmada da yaklaşık 300 m kalınlık belirlenmiştir. Formasyonun alt sınırı Sadan Formasyonu, üst sınırı ise Koruk Formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir.

Birim başlıca pembemsi-morumsu renkli, yer yer mikalı metakumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.7). Metakumtaşları genel olarak orta-kalın tabakalı bir görünüm sergilemektedir (Şekil 2.8). Çakıllı metakumtaşı seviyelerindeki yarı yuvarlak-yarı köşeli çakılların boyutları 1-5 cm arasında değişmektedir. Bileşenleri önemli ölçüde kuvarslı metamorfik kayaç, ender olarak da yeşilimsi metamorfik kayaç parçacıkları oluşturmaktadır (Şekil 2.9). Yer yer küresel demiroksit zonları sunan metakumtaşları içerisinde 5-10 cm kalınlığında yeniden kristallenmiş kuvars damar ve/veya dolguları da gözlenmektedir.

Zabuk Formasyonu fosil içermemekle birlikte, üzerindeki Koruk Formasyonu'nun Orta Kambriyen olması nedeniyle, yaşı Alt Kambriyen kabul edilmiştir.

Formasyon içerdiği kaya türlerine göre yüksek enerjili ve karaya yakın bir ortamda, olasılıkla oldukça sığ plaj fasiyesinde çökelmiştir.



Şekil 2.7. Zabuk Formasyonu litolojilerinin düşey dağılımı.



Şekil 2.8. Zabuk Formasyonu'nun tabakalanmaya dik çatlaklar sunan pembemsi-morumsu orta-kalın tabakalı kumtaşları.



Şekil 2.9. Zabuk Formasyonu'nun çakıllı metakumtaşlarında yarı yuvarlak-yarı köşeli kuvarsa zengin çakıllar.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Geyikdağı Birliği ve Güneydoğu Anadolu Otokonu Kambriyen yaşlı klastik/metaklastik kayalar içeren Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarından ölçülü kesitler boyunca toplam 35 adet kayaç örneği alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan temizlenip kurutulduktan sonra kırma-öğütme-eleme, ince-kesit, X-ışınları kırınımı (XRD) (tüm kayaç-TK ve kil fraksiyonu-KF, b_0 , politipi) ve kimyasal analiz (tüm kayaç, ana, iz, nadir toprak element) gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Kayaç örnekleri üzerinde gerçekleştirilen laboratuvar incelemelerinin birimlere göre dağılımı Çizelge 3.1’de verilmiştir.

Bunlardan mineralojik-petrografik incelemeler bütünüyle Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme-Elemente, Kil Ayırma ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları’nda (MİPJAL), kimyasal analizler ise Activation Laboratuvarları’nda (Ontario-Kanada) gerçekleştirilmiştir.

Optik mikroskop incelemeleri NIKON ve LEICA marka binoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda yapılmıştır. Dokusal özelliklerin ve özellikle sleyt diliniminin ve/veya sistozitenin daha iyi belirlenebilmesi amacıyla foliyasyon düzlemlerine mümkün olduğunca dikey yönde kesitler hazırlanmıştır. Bu incelemeler ile mineraller ve matriksin birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizmaya bağlı olarak gelişen petrografik özellikler incelenmiştir.

X-ışınları kırınımı çalışmaları için kullanılan örnekler önce 3-5 cm’lik parçalar halinde çekiçe, daha sonra FRITISCH marka çeneli kırıcıda 5 mm’den küçük taneler halinde kırılmış ve yine aynı marka silikon karbid çanaklı öğütücüde kayacın sertliğine göre yaklaşık 10-20 dakika süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme naylon torbalara konulup etiketlendikten sonra incelemelere hazır konuma getirilmiştir.

X-ışınları kırınımı çözümlmeleri RIGAKU marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot = Cu ($\text{CuK}\alpha=1.541871\text{\AA}$), Filtre = Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı = $2^\circ/\text{dak.}$, Kağıt hızı = $2\text{cm}/\text{dak.}$, Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar = $1^\circ 0.15\text{ mm}$ $1^\circ 0.30\text{ mm}$, Kağıt aralığı = $2\theta = 5-35^\circ$) yapılmıştır (Çizelge 3.2).

Çizelge 3.1. Kambriyen yaşlı klastik/metaklastik örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin birimlere göre dağılımı.

Litostratigrafi Birim	Örnek Sayısı	Petrografi		X-ışınları Kırınımı				Kimyasal Analiz
		OM	Nokta Sayımı	TK	KF	b_0	Politipi	
Hüdai Formasyonu	19	18	7	19	18	5	6	4
Feke Formasyonu	8	8	4	8	8	4	4	4
Zabuk Formasyonu	8	7	5	8	8	8	8	3

OM=Optik mikroskopi, TK=Tüm kayaç, KF=Kil fraksiyonu

Çizelge 3.2. XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.

Koşullar	Tüm kayaç	Kil fraksiyonu	Kil fraksiyonu $d_{(060)}$
Dalga boyu (λ)	$\text{CuK}_{\alpha}=1.541871\text{\AA}$		
Anot	Cu		
Filtre	Ni		
Gerilim	35 kV		
Akım	15 mA		
Yarıklar	DS=1° SS=1° RS=0.15 mm RS _M =0.30 mm		DS=4° SS=4° RS=0.30 mm, RS _M =0.60 mm
Gonyometre / Tarama hızı (SS)	5°/dak.	2°/dak.	0.5°/dak
Adım genişliği (SW)	0.04°	0.02°	0.01°
Kağıt hızı	45 mm/dak.	16 mm/dak.	28 mm/dak.
Zaman sabiti	1 sn.	4 sn.	4 sn.
Kağıt aralığı	$2\theta = 5-35^{\circ}$	$2\theta = 2-30^{\circ}$	$2\theta = 59-63^{\circ}$

X-ışınları incelemeleri ile sedimanter ve metasedimanter kayaçların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri ($< 2 \mu\text{m}$) belirlenmiş (J.C.P.D.S., 1990) ve dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında Çizelge 3.3 ve 3.4'deki mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, pik yükseklikleri mm cinsinden ölçülmüştür. Mineral yüzdelерinin hesaplanmasında tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). d -mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır. Fillosilikat minerallerinin tanımlanması (001) bazal yansımalarına göre yapılmıştır.

Tüm kayaç toz çekimlerinde gonyometre hızı 2°/dak ve kayıt aralığı $2\theta = 5-35^{\circ}$ şeklinde ayarlanmıştır. Kil fraksiyonu ayırımı sedimantasyon yöntemi (3 saat 40 dak.) ile yapılmış olup, difraktogramları kil çamuru sıvanmış cam lamlardan itibaren normal (oda sıcaklığında kurutma), glikolleme (16 saat 60 °C de etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama (4 saat 490 °C de ısıtma) işlemlerinden geçirilmiştir. Kil fraksiyonu çekimlerinde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı $2\theta = 2-30^{\circ}$ (hata miktarı $\pm 0.04^{\circ}$) olarak ayarlanmıştır (bak Çizelge 3.2).

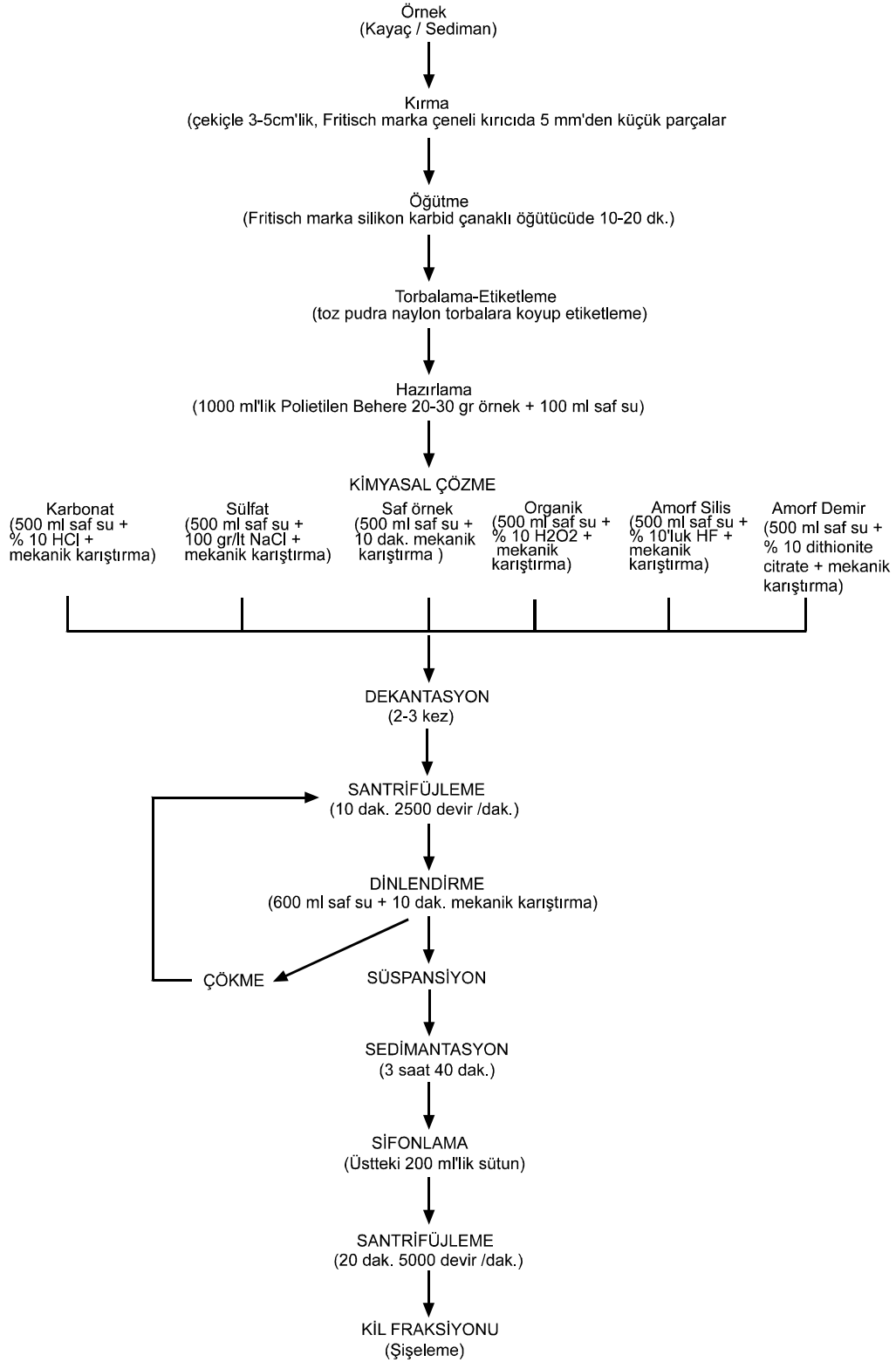
X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu çözümlemeleri için gerekli kil ayırma işlemi sırasıyla kimyasal çözme (çözünebilir kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama - sedimantasyon - sifonlama - santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır. Santrifüjleme işlemi HERAEUS SEPATECH marka VARIFUGE 3.2 S model maksimum 5600 devir/dak hıza ve 200 cc kapasiteli metal kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır. Süspansiyon elde edilme işleminin uzaması durumlarında çok az miktarda ($< \% 0.5$) CALGON (sodium hexametaphosphate) eklenerek bu süreç hızlandırılmıştır.

Çizelge 3.3. Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Dolomit	(104)	2.88	30.96	1.00
Kuars	(101)	3.34	26.64	0.89
Plajiyoklaz	(040)	3.20	27.86	3.23
Sanidin	(040)	3.20	27.86	3.32
Kil (İllit)	(001)	10.0	8.84	22.81
Kil (İllit)	(003)	3.35	26.58	13.18
Kil (Klorit)	(001)	14.3	6.16	9.40
Kil (Klorit)	(002)	7.16	12.36	4.20
Kil (Klorit)	(003)	4.72	18.79	5.63
Kil (Klorit)	(004)	3.52	25.26	4.45
Götüt	(011)	4.18	21.24	4.65

Çizelge 3.4. Kaolinit-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Kaolinit	(002)	3.57	24.92	1.00
İllit	(001)	10.0	8.84	1.52
İllit	(002)	5.03	17.62	2.80
İllit	(003)	3.35	26.58	1.38
Smektit	(001)	~15	~6	1.57
Smektit	(002)	8.6	10.28	13.05
Smektit	(003)	5.7	15.52	9.39
Smektit	(005)	3.4	26.18	5.57
I-S	(003)	8.2	10.78	6.41
I-S	(005)	5.4	16.40	10.85
I-S	(008)	3.38	26.34	3.21
Klorit	(001)	14.3	6.16	3.41
Klorit	(002)	7.16	12.36	0.65
Klorit	(003)	4.72	18.79	2.01



Şekil 3.1. C.Ü. MİPJAL'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması.

Kil minerallerinin tane boyuna göre kristalinite, politipi ve b_0 derecelerindeki farklılıkların belirlenmesi amacıyla tüm örneklerden 2 μm , seçilen bazı örneklerde ise 1 μm 'den 0.2 μm aralığına kadar değişik tane boyu fraksiyonları elde edilmiştir. Tane boyu dağılımlarının hassas biçimde yapılabilmesi için Stephan Krumm (Geology Department Erlangen, Germany) tarafından oluşturulan CENTRI programı (<http://www.ccp14.ac.uk/ccp/ccp14/ftp-mirror/krumm/Software/windows/centrifuge/Centrif/>) kullanılmıştır. Bu programda santrifüj yardımıyla elde edilecek tane boyu fraksiyonuna göre seçilen devir/dakikaya karşılık gelen süre belirlenebilmektedir. Program yardımıyla seçilen devir için belirlenen sürede süspansiyon örnek santrifüjlenmekte, süre bitiminde çökmemiş olan bulanık kesim behere alınarak istenilen boyutta kil fraksiyonu elde edilmektedir. Bu çalışmada belirlenen tane boyu ve devire karşılık gelen süreler Çizelge 3.5'de verilmiştir.

İllit "kristalinite" ölçümlerinde 10-Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği, $\Delta^\circ 2\theta$ (Kübler indisi – KI : Kübler, 1968; Guggenheim ve diğ., 2002) kullanılmıştır. WINFIT (Krumm, 1996) programı (<http://xray.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>) ile asimetrik pik çözümlemesi sonucu tek bir illit veya simetrik pik çözümlemesi sonucu iki illit (iyi kristalin illit – WCI ve zayıf kristalin illit – PCI) fazından itibaren hassas biçimde belirlenen pik genişliklerinin (Full Width Half Maximum – FWHM) Kisch (1980) ve Warr ve Rice (1994) standartlarına göre kalibrasyonu yapılmıştır. Bu işlem için Kisch (1980) tarafından tanımlanan standartlar (5 adet parlatılmış sleyt örneği ve bir adet muskovit levhası) ile Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS: 4 adet kayaç örneği ve 1 adet muskovit levhası) kullanılmıştır. Standartlardan itibaren illit ve klorit için belirlenen regresyon ilişkileri Kisch (1980) ve Warr ve Rice (1994) standartları için sırasıyla $KI_{\text{parlatılmış sleyt}} = 0.7491 \times KI_{\text{Cumhuriyet Üniversitesi}} + 0.0292$ ($r^2=0.9980$) ve $KI_{\text{CIS}} = 1.1565 \times KI_{\text{Cumhuriyet Üniversitesi}} - 0.0669$ ($r^2=0.9894$). Kalibrasyon verileri karşılaştırmalı olarak Şekil 3.2' de sunulmuştur. Ankizonun alt ve üst limit sınırları Kisch standartları için 0.21° ve $0.37^\circ \Delta^\circ 2\theta$ (Kisch, 1980, 1990), CIS için 0.25° ve $0.42^\circ \Delta^\circ 2\theta$ (Warr ve Rice, 1994) olarak verilmiştir.

İllitlerin $d_{(060)}$ yansıması yardımıyla oktaedrik bileşimleri ($d_{060,331} = 1.4936 + 0.0203$ Mg+Fe: Hunziker ve diğ., 1986), b_0 -parametresi ile de basıncın illitlere etkisi (Sassi ve Scolari, 1974; Guidotti ve Sassi, 1986) belirlenmiştir. Kayıt aralığı $2\theta = 59-63^\circ (\pm 0.01^\circ)$ olan bu ölçümlerde kuvarsın (211) piki ($2\theta = 59.97^\circ$, $d = 1.541 \text{ Å}$) referans alınmıştır.

Çizelge 3.5. CENTRI programı ile farklı tane boyları için belirlenen santrifüj koşulları

Tane boyu	Devir/dakika	Süre
< 2 μm	500	8 dakika 37 saniye
< 1 μm	1000	8 dakika 37 saniye
< 0.5 μm	2000	8 dakika 37 saniye
< 0.2 μm	5000	8 dakika 37 saniye

Politipi incelemeleri illit ve klorit minerallerinde yapılmış olup, yönlendirilmemiş plaketlerden itibaren uygulanan kayıt aralığı sırasıyla $2\theta = 18-36^\circ$ ve $2\theta = 31-52^\circ$ arasındadır. Politipi belirlenmelerinde Bailey (1988) tarafından önerilen diyagnostik pikler kullanılmıştır. İllitlerin $1M$ cv politipinin varlığı Drits ve diğ. (1984) tarafından önerilen pikler yardımıyla belirlenmiştir. $2M_1$, $1M$ ve $1M_d$ oranları Grathoff ve Moore (1996) tarafından önerilen ve aşağıda sıralanan pik alan (A) oranlarına göre belirlenmiştir. Pik alanlarının belirlenmesinde WINFIT programı kullanılmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 2007).

$$\% 2M_1 = 1.88 + 702 \times (A_{2.79\text{\AA}} / A_{2.58\text{\AA}})$$

$$\% 1M = 4.98 + 136 \times (A_{3.66\text{\AA}} / A_{2.58\text{\AA}})$$

$$\% 1M = 3.40 + 132 \times (A_{3.07\text{\AA}} / A_{2.58\text{\AA}})$$

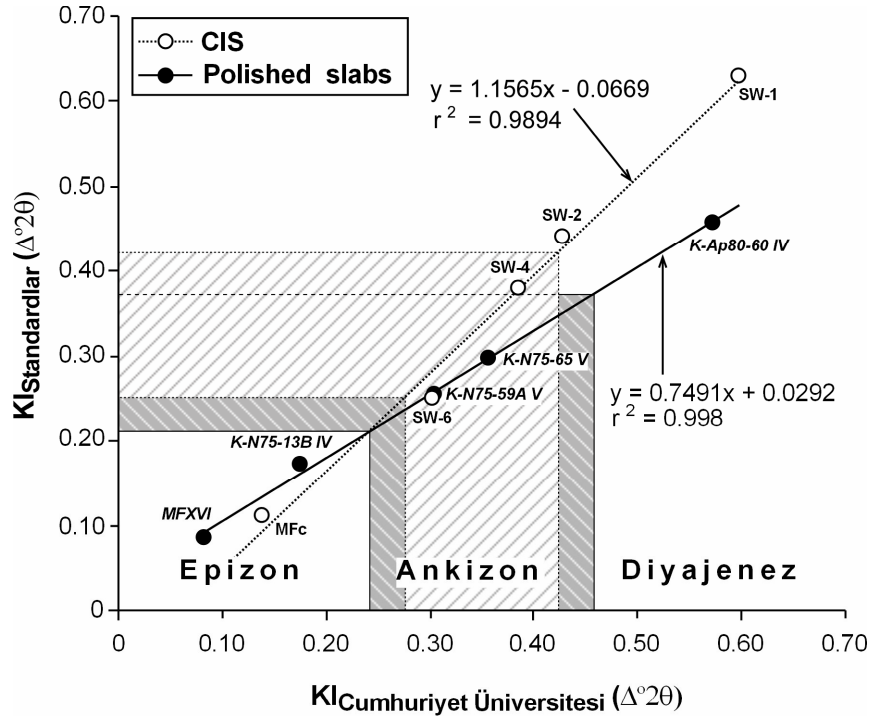
$$\% 1M_d = 100 - (\% 1M + \% 2M_1)$$

İllitlerin kristalit büyüklüklerinin belirlenmesinde WINFIT programının yanı sıra, Jaboyedoff ve diğ. (2001) tarafından illitlerin $KI_{\text{glikollü}} - KI_{\text{normal}}$ verilerine göre oluşturulan diyagram da kullanılmıştır.

Kloritlerin XRD yöntemi ile kimyasal bileşimlerinin belirlenmesinde; ilk aşamada $d_{(005)}$ piklerinden itibaren $d_{(001)}$ değerleri bulunmuş ve $d_{(001)} = 14.55 \text{\AA} - 0.29Al^{IV}$ formülüne göre (Brindley, 1961) tetrahedral Al miktarı hesaplanmıştır. Oktahedral Fe^{+2} miktarı kil difraktogramlarından itibaren $[(002)+(004)]/[(001)+(003)]$ (Brown ve Brindley, 1980) ve $(002)/(001)$ ile $(004)/(003)$ (Chagnon ve Desjardins, 1991) oranları kullanılarak elde edilmiştir. Mg içeriği ise $Al^{IV} = Al^{VI}$ kabul edilerek $Fe+Al^{VI}+Mg = 6$ eşitliğinden itibaren belirlenmiştir.

Ana element çözümlerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve REE çözümlerinde ICP-MS kullanılmıştır. Bunlar; geçiş metalleri (Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn), granitoyid elementleri (Bi, In, Sn, W, Mo), karışık davranışlı elementler (As, Sb), halojen (Be), değerli metal (Ag), kalıcılığı düşük elementler / LFSE (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Ga), kalıcılığı yüksek elementler / HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U), nadir toprak elementleri / REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ile diğer elemnti (Ge) kapsamaktadır.

ICP ve ICP-MS yöntemlerinde öncelikle numuneler lityum metaborat/tetraborat füzyonu ile eritilmiştir. Elde edilen boncuk zayıf nitrik asit ile çözeltiye alınmıştır. Bu atak işlemi ile SiO_2 'yi de kapsayan ana elementler, REE ve diğer HFSE'ler çözeltiye aktarılmıştır. ICP-MS yönteminde iyonizasyon kaynağı olarak argon plazma ve dörtlü kütle spektrometre kullanılmaktadır. Analiz sırasında çözelti Ar gazından geçerek nebulize edilerek (bulutsu hale getirilerek) plazma ortamına gönderilir. Böylece bir plasmayı oluşturacak biçimde gaz ve elementler uyarılmış iyonize atomlara dönüştürülür. Plasmadaki pozitif iyonlar, dörtlü kütle spektrometresine odaklandırılır. Burada katyonlar ayırt edilerek sayılıp miktarları belirlenir.



Şekil 3.2. Parlatılmış dilim standartları (Kisch, 1980) ve CIS (Warr ve Rice, 1994) ile kalibrasyon sonucu elde edilen doğruların ve Epizon-Ankizon-Diyajenez sınırlarının karşılaştırılması.

4. PETROGRAFİ

Kambriyen yaşlı Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonları başlıca metakumtaşılarından oluşmakta; sleyt, kumlu sleyt ve metasilttaşı/laminalı sleyt arakatıkları içermektedir.

4.1. Metakumtaşları

4.1.1. Detritik Bileşenler

Metakumtaşları içerisinde detritik bileşenler olarak bolluk sırasına göre; silika (kuvars), feldispat (mikroclin, pertitik ortoklaz, plajiyoklaz), mika (muskovit, biyotit), zirkon, apatit, turmalin ve opak mineraller belirlenmiştir (Çizelge 4.1, 4.2 ve 4.3).

4.1.1.1. Silika mineralleri

Sedimanter koşullar altında termodinamiksel olarak yalnızca bir kristalin SiO_2 polimorfu (alçak kuvars) duraylı olmaktadır. Tridimit ve kristobalit gibi diğer polimorflar ender gözlenmektedir. İncelenen birimlerdeki silika minerallerini de bütünüyle kuvarslar oluşturmaktadır. Kuvarslar metamorfik ve magmatik kayalarda yaygın olmaları nedeniyle köken kayaç belirlenmesi için kullanılmaktadır. Bu nedenle monokristalin (çoğunlukla magmatik kökenli) ve polikristalin (çoğunlukla metamorfik kökenli) türleri ayırtlanmıştır. Monokristalin kuvarslar tek bir, polikristalin kuvarslar ise birden fazla kristalden oluşan taneler için kullanılmaktadır (Pettijohn ve diğ., 1972).

Kuvarslar için karakteristik olan dalgalı sönme (undulöz) özelliği, köken kayaç tanımlamaları için kullanılmış olsa da, Blatt ve Christie (1963) bunun geçerli olmadığını ileri sürmüştür. Yazarlar, undulöz-olmayan kuvarsları yüksek miktarda içeren kayaçların, yalnızca volkanojenik kayaçlar veya Paleozoyik ve Prekambriyen yaşlı kuvars arenitler olduğunu belirtmiştir. Volkanik püskürmelerle ilişkili kuvarslar kökensel olarak diğerlerine göre çok daha az bir oranı temsil ederler. Bu nedenle, undulöz-olmayan kuvarsların, volkanik beslenme ile ilişkili bölgeler dışında, doğrudan volkanojenik kökeni işaret etmesi kullanışlı bir ölçüt olmamaktadır. Yaşlı birimlerdeki kuvars arenitlerdeki kuvarsların dalgalı sönme göstermemesi ise, termodinamik duraylılık açısından dalgalı sönme gösteren, diğer bir ifadeyle strese/deformasyona uğrayan kuvarsların, deformasyona uğramamış kuvarslara göre daha az duraylı olmalarından kaynaklanmaktadır. Diğer bir ifadeyle sedimanter çevrimle ilişkili taşınma sırasında strese uğramış dalgalı sönmeli kuvarsların miktarı göreceli olarak azalmaktadır.

Polikristalin kuvarslar; magmatik ve metamorfik kayaçların yanı sıra, kuvarsitik kumtaşılarından da türeyebilmektedir. Polikristalin kuvarslar feldispat ve kayaç parçacıklarınca zengin kötü boylanmış kumtaşılarına göre, iyi boylanmış ve iyi yuvarlaklaşmış kuvarsa-zengin kumtaşılarında daha az bulunmaktadır. Polikristalin kuvars miktarı aşınma sonucu monokristalin kuvarslara göre daha da azalmaktadır. Bununla birlikte, kuvars türleri petrografik provenisler için kullanışlı bir indeks konumunu sürdürmektedir (Çizelge 4.4.).

Çizelge 4.1. Hüdai formasyonu (Sandıklı-Afyon) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları

Örnek No	Bileşim	Özellikler	Kayaç Adı
ASN-20	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Mu±Bi±Ser±Kl±Tur±Ap±Zr±Om	-Feldispatlarda serizitleşme (Fe→Ser) -İnce kum (~ 0.2 mm), iyi boyanma -Serizitik matriks < % 5, silis çimento	Metakumtaşı (Arkoz)
ASN-21	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser±Kl±Mu±Bi±Tur±Ap±Om	-Yarı köşeli-yarı yuvarlak taneler, ince kum -Orta-iyi boyanma, yuvarlaklaşmış zirkon -Serizitik matriks > % 15, silis çimento	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)
ASN-44	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser±Mu±Tur±Zr±Ap±Om	-İyi boyanma, ince kum -Serizitik matriks < % 5, silis çimento	Metakumtaşı (Arkoz)
ASN-46	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser±Tur±Zr±Bi±Mu±Ap±Om	-Mikrolaminalanma -Zayıf gelişmiş sleyt klivajı	Metasilttaşı laminalı Sleyt
ASN-47	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)±Mu±Bi±Ser±Om	-İnce kum (~0.2 mm), iyi boyanma -Serizitik matriks < % 5, silis çimento	Metakumtaşı (Subarkoz)
ASN-48	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser±Kl±Mu±Bi±Tur±Zr±Ap±Om	-Fillosilikat levhaları yönlenmiş, ince kum -Orta-iyi boyanma, serizitik matriks > % 15	Metakumtaşı (Arkoz)
ASN-49	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser±Mu±Bi±Kl±Tur±Zr±Ap±Om	-İnce kum (~0.2 mm), iyi boyanma -Q ve Fel matriksle girift sınırlı, -Biyotit kloritleşmiş (Bi→Kl), matriks > % 15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)
ASN-50	Q+Fel+Ser±Mu±Kl±Tur±Zr±Ap±Om	-Zayıf sleyt klivajı	Sleyt
ASN-51	Q+Fel+Ser+Kl±Mu±Tur±Zr±Bi±Ap±Om	-Tipik buruşma tipi sleyt klivajı -Q ve Fel matriksle girift sınırlı	Kumlu sleyt
ASN-52	Q+Fel+Ser+Kl±Mu±Tur±Zr±Bi±Ap±Om	-Tipik buruşma tipi sleyt klivajı -Q ve Fel matriksle girift sınırlı	Kumlu Sleyt
ASN-53	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser+Kl±Bi±Mu±Tur±Zr±Ap±Om	-İnce kum (~0.1-0.2 mm), iyi boyanma -Klorit yaygın (Bi→Kl, matriks+tane) -Q ve Fel matriksle girift, matriks > % 15	Metakumtaşı (Subarkoz)
ASN-54	Q+Fel+Ser+Kl±Mu±Tur±Bi±Zr±Ap±Om	-Tipik buruşma kıvrımları -Biyotitler kloritleşmiş -Post-tektonik klorit oluşumları	Kumlu Sleyt
ASN-55	Q+Fel+Ser+Kl±Mu±Bi±Tur±Zr±Ap±Om	-Tipik buruşma kıvrımları -Q dolgulu çatlaklar	Sleyt
ASN-56	Q+Fel+Ser+Kl±Mu±Bi±Tur±Zr±Ap±Om	-Zayıf kıvrım ve dilinimler, -Yeşil biyotitler, biyotitler kloritleşmiş	Sleyt
ASN-57	Q+Fel+Ser+Kl±Mu±Bi±Tur±Zr±Ap±Om	-Mikrolaminalanma -Yeşil biyotitler, biyotitler kloritleşmiş	Sleyt
ASN-58	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser+Kl±Mu±Bi±Tur±Zr±Ap±Om	-İri taneli serizitler, ince kum, iyi boyanma -Serizitik matriks > % 15, silis çimento	Metakumtaşı (Feld. grovak)
ASN-59	Q+Fel+Ser+Kl±Mu±Bi±Tur±Zr±Om	-Zayıf gelişmiş buruşma ve klivaj -Klorit-mika istifleri	Sleyt
ASN-60	Q+Fel(Mik,Plj,Ort)+Ser+Kl±Mu±Bi±Zr±Om	-Fillosilikat levhaları yönlenmiş, silis çimento -Orta kum, orta-iyi boyanma, matriks < % 10	Metakumtaşı (Subarkoz)

Q=Kuvars, Ser=Serizit, Fel=Feldispat, Mu=Muskovit, Bi=Biyotit, Kl=Klorit, Tur=Turmalin, Zir=Zirkon, Ap=Apatit, Om=Opak mineral.

İncelenen metaklastik kayaçlardaki silika minerallerini çoğunlukla monokristalin, daha az da polikristalin kuvarslar oluşturmaktadır. Sandıklı ve Feke bölgesi metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen ve yer yer dalgalı sönme gösteren monokristalin kuvarslar (Şekil 4.1.a, b, c ve d), silika minerallerinin yaklaşık % 90'ını oluşturmaktadır. Hassa bölgesi metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen polikristalin kuvarslar, monokristalin kuvarslara göre daha belirgin dalgalı sönmeye sahip olup, birbirleriyle girift dokulu ve eşboyutlu-poligonal kristal birliktelikleri şeklinde ayırt edilmektedir (Şekil 4.1.e ve f).

Çizelge 4.2. Feke formasyonu (Feke-Adana) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları

Örnek No	Bileşim	Özellikler	Kayaç Adı
TFK-1126	Q+Plj±Mik±Ort+Ser±Mu±Tur±Ap±Zr±Om	-İnce kum (~0.2 mm), iyi-çok iyi boyanma -Tane-matriks girift, Fel→Ser, matriks < % 5	Metakumtaşı (Subarkoz)
TFK-1127	Q+Plj+Ser+Mu±Bi±Tur±Zr±Ap±Om	-Buruşma kıvrım ve klivajları, Fe→Ser	Siltli Sleyt
TFK-1128	Q+Plj±Mik±Ort+Ser+Mu±Kl±Tur±Zr±Ap±Om	-İnce kum (~0.2 mm), iyi boyanma -Fe→Ser, tane matriks girift, matriks < % 5	Metakumtaşı (Subarkoz)
TFK-1129	Q+Fel(Plj±Mik)+Ser+Mu ±Kl±Zr±Ap±Om	-Tabakalanmaya paralel mikrolaminalanma - Fe→Ser, buruşma kıvrım ve klivajları	Siltli Sleyt
TFK-1130	Q+Plj±Mik±Ort+Ser±Mu±Kl±Zr±Ap±Om	-İnce kum, iyi boyanma, Fel→Ser -Q ve Fel matriksle girift, matriks < % 5	Metakumtaşı (Arkkoz)
TFK-1131	Q+Fel+Ser±Mu±Bi±Zr±Ap±Om	-Tabakalanmaya paralel mikrolaminalanma ve mikroyönlenme, Fe→Ser, klivaj belirgin	Siltli sleyt
TFK-1132	Q+Plj±Mik±Ort+Ser+Mu±Kl±Bi±Tur±Zr±Ap±Om	-İnce kum (~0.2 mm), Fe→Ser, bol mika -Q ve Fel matriksle girift, matriks < % 5	Metakumtaşı (Arkkoz)
TFK-1133	Q+Fel+Ser±Kl±Mu±Bi±Zr±Ap±Om	-Tabakalanmaya paralel mikrolaminalanma ve mikroyönlenme, klivaj belirgin, Fe→Ser	Siltli sleyt

Q=Kuvars, Ser=Serizit, Fel=Feldispat, Mu=Muskovit, Bi=Biyotit, Kl=Klorit, Tur=Turmalin, Zr=Zirkon, Ap=Apatit, Om=Opak mineral.

Çizelge 4.3. Zabuk formasyonu (Hassa-Hatay) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları

Örnek	Bileşim	Özellikler	Kayaç Adı
ADG-52	Q+Mik+Plj+Ser+Kp±Mu±Zir±Ap±Om	-Polikristalin Q, metamorfik kayaç prç. (fillit) -Kaba kum, orta boyanma, matriks ~ % 5	Metakumtaşı (Kuvars arenit)
ADG-53	Q+Mik+Plj+Ser+Kp±Mu±Zir±Ap±Om	-Polikristalin Q, metamorfik kayaç prç. (fillit) -Kaba kum (~0.6 mm), orta boyanma -Serizitik matriks > % 15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)
ADG-54	Q+Mik+Plj+Ser+Kp±Mu±Zir±Om	-Polikristalin Q, metamorfik kayaç prç. (fillit) -Orta kum (~0.4 mm), orta-iyi boyanma -Serizitik matriks ~ % 15	Metakumtaşı (Subarkoz)
ADG-57	Q+Mik+Plj+Ser+Kp±Mu±Tur±Ap±Om	-Polikristalin Q, metamorfik kayaç prç. (fillit) -Orta kum (~0.3 mm), iyi boyanma -Serizitik matriks > % 15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)
ADG-58	Q+Mik+Plj+Ser+Kp±Mu±Tur±Zir±Om	-Orta kum (~0.4 mm), orta-iyi boyanma -Polikristalin Q, metamorfik kayaç prç. (fillit) -Bol detritik muskovit, matriks ~ % 5	Metakumtaşı (Subarkoz)
ADG-59	Q+Mik+Plj+Ser+Kp±Mu±Tur±Zir±Om	-Polikristalin Q, metamorfik kayaç prç. (fillit) -Orta kum, orta boyanma, matriks > % 15	Metakumtaşı (Feld. grovak)
ADG-60	Q+Mik+Plj+Ser+Kp±Mu±Tur±Zir±Om	-Polikristalin Q, metamorfik kayaç prç. (fillit) -Orta kum, orta boyanma, matriks ~ % 5	Metakumtaşı (Subarkoz)

Q=Kuvars, Ser=Serizit, Fel=Feldispat, Mu=Muskovit, Bi=Biyotit, Kl=Klorit, Tur=Turmalin, Zr=Zirkon, Ap=Apatit, Om=Opak mineral.

Çizelge 4.4. Kuvarsların kökensel sınıflandırılması (Pettijohn ve diğ., 1972)

<i>Monokristalin kuvars</i>
Plütonik kuvars (Çoğunlukla plütonik; kısmen metamorfik kayaçlar ile kumtaşlarından taşınanlar)
Volkanik kuvars (Lav ve piroklastik ürünli asidik volkanik kayaçlardan türeyen fenokristaller)
<i>Polikristalin kuvars</i>
Metamorfik ve magmatik polikristalin kuvars (Poligonal kuvars, süturlu/girift kuvars)
Kuvarsitler (yerinde çimentolanmış)
Çörtler (kristalin ve yeniden kristallenmiş opal veya kalsedonik kayaçlar)

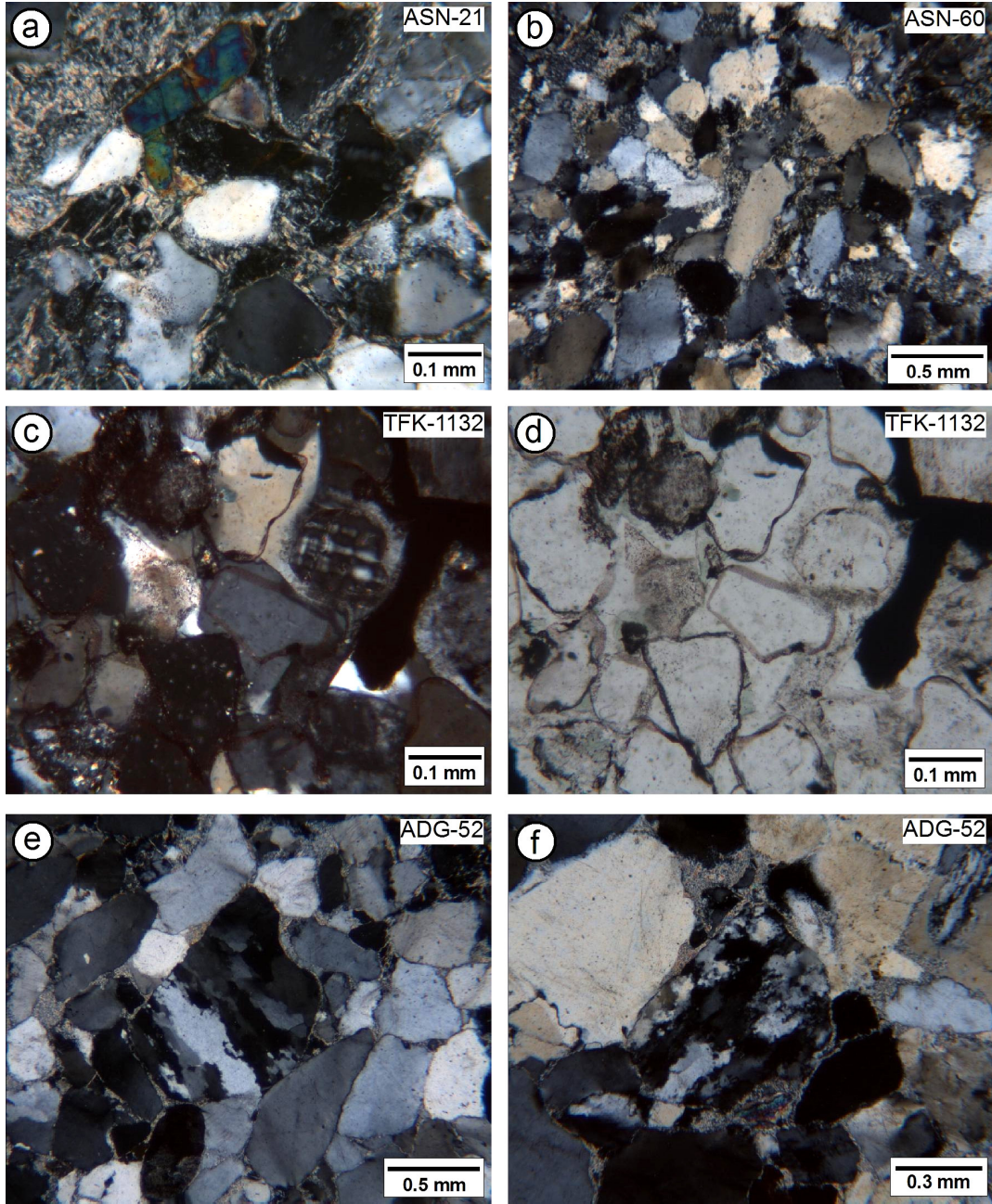
Yarı yuvarlak-yarı köşeli ve iyi-çok iyi boyanma kuvarlar matriksle girift sınır ilişkisi sunmakta olup, bu özellik Sandıklı bölgesi metakumtaşlarında daha belirgin gözlenmektedir (Şekil 4.1.a ve b). Matriksin % 5'den az olduğu örneklerde, özellikle Feka bölgesi metakumtaşlarında detritik bileşenler yeniden kristallenme ürünü silis büyümeleri ile çevrelenmiştir (Şekil 4.1.c ve d).

4.1.1.2. Feldispat mineralleri

Kumtaşlarında detritik bileşenleri oluşturan feldispat minerallerinden K-feldispat (ortoklaz ve mikroklin) ve sodyumlu plajiyoklazların daha yaygın oldukları belirtilmiştir (Pettijohn ve diğ., 1972). Potasyum feldispat, özellikle mikroklin, çoğu arkozik kumtaşları için karakteristik olmakla birlikte, bazı kumtaşlarında ortoklaz mikrokline göre daha baskın olabilmektedir. K-feldispat, albitik ve anortitik plajiyoklazların göreceli oranları; bunların magmatik ve metamorfik köken kayaçlardaki feldispatların göreceli bolluklarına veya yüzeysel ortamlardaki duraylılıklarının farklılığına bağlı olabilmektedir. Anortitik bileşimli plajiyoklazların albitik bileşimlilere göre daha az gözlenmesi, yeryuvarının yüzeyinde asidik kayaçların yaygınlığından kaynaklanabilmektedir. Benzer durum K- ve Na-feldispatlar için de geçerli olmamaktadır. K- ve Na-feldispatların bolluklarında farklılıklar var ise bu durum ya köken kayaç ya da duraylılıkları ile ilişkilidir. Örneğin magmatik kayaçların bozunmasıyla ilgili bazı çalışmalarda (Feth ve diğ., 1964; Garrels ve Mackenzie, 1967); petrografik çalışmalarla da doğrulandığı gibi bozunma ortamlarındaki duraylılık sırası K-feldispat-çok duraylı, albit-az duraylı ve anortit-çok az duraylı olarak belirlenmiştir.

Yaşlı birimlerdeki kumtaşlarının tümkayaç kimyasal bileşimlerinden itibaren hesaplanan feldispat yüzdeleri % 8.4-11.5 arasında değişmektedir (Leith ve Mead, 1915; Clarke, 1924 : Pettijohn ve diğ., 1972). Modal analizler Kuzey Amerika Devoniyen-öncesi yaşlı kum ve kumtaşlarının düşük (% 5.1), buna karşın Rusya Platformu Prekambriyen, Kambriyen ve Silüriyen yaşlı kumtaşlarının ise daha yüksek (sırasıyla % 30.5, % 16.6, % 9.6) feldispat içeriğine sahip olduğunu göstermiştir (Ronov ve diğ., 1963; Pettijohn ve diğ., 1972). Kuzey Amerika bölgesi Devoniyen-öncesi kum ve kumtaşlarının düşük feldispat içeriği kıta içi kökenli olmalarının yanı sıra, dokusal ve mineralojik olgunluklarının yüksek olmalarından da kaynaklanmaktadır. Rusya Platformu kumtaşlarının yüksek feldispat içeriğine sahip olması ise bütünüyle tektonizmaya ilişkili olup; hızlı yükselim ve aşınma sonucu oluşmuşlardır (Ronov ve diğ., 1963).

Köken kayaç belirlenmesinde feldispat türlerinin kullanılması, bazılarının sınırlı dağılımıyla ilişkilidir. Örneğin; sanidin yüksek sıcaklık kontakt metamorfik veya volkanik kayaçları işaret etmektedir. Bunun aksine, mikroklin metamorfik ve magmatik kayaçlarda yay-



Şekil 4.1. a) Serizitik matriks içerisinde iyi boylanmış ve iyi yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar (Hüdai formasyonu, metaarkoz, çift nikol), b) Serizitik matriksle girift sınır ilişkisine sahip, iyi boylanmalı, yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar (Hüdai formasyonu, metasubarkoz, çift nikol), c ve d) Bütünüyle ikincil silis büyümeleri ile çimentolanmış yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli ve iyi boylanmış monokristalin kuvarslar (Feke formasyonu, metasubarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol), e) İyi boylanmış monokristalin kuvarslar ve daha iri taneli, uzamış ve kısmen girift sınırlı kuvars kristallerinden oluşan polikristalin kuvarslar (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol), f) Orta boylanmalı ve yarı yuvarlak-yarı köşeli monokristalin kuvarslar ve bunlara eşlik eden yönlenmiş ve girift sınırlı kuvarslardan oluşan polikristalin kuvarslar (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol).

gın olmakla birlikte, volkanik kayalarda gözlenmemektedir. Plajiyoklaz bileşimi, metamorfik ve magmatik kayaların kimyasal bileşimiyle deneştirilmekle birlikte, özel kayaç türleri için ayırtman değildir. Feldispatların bazı karakteristik optik özellikleri (zonlanma, kenetlenme) ile köken kayaç türü arasında ilişki kurulabilmektedir. Feldispatların sedimanter ortamdakilere oranla magmatik ve metamorfik bölgelerde daha yaygın gözlenmeleri nedeniyle kumtaşlarının köken kayaç belirlenmesinde kullanılabilir. Bu durumda, feldispatların bolluklarını aşağıdaki koşulların denetleyecektir: (1) köken kayaç bileşimi, (2) kaynak bölgedeki kimyasal bozunma, (3) taşınma sırasındaki aşınma ve çözünme ve (4) diyajenez sırasındaki çözünme.

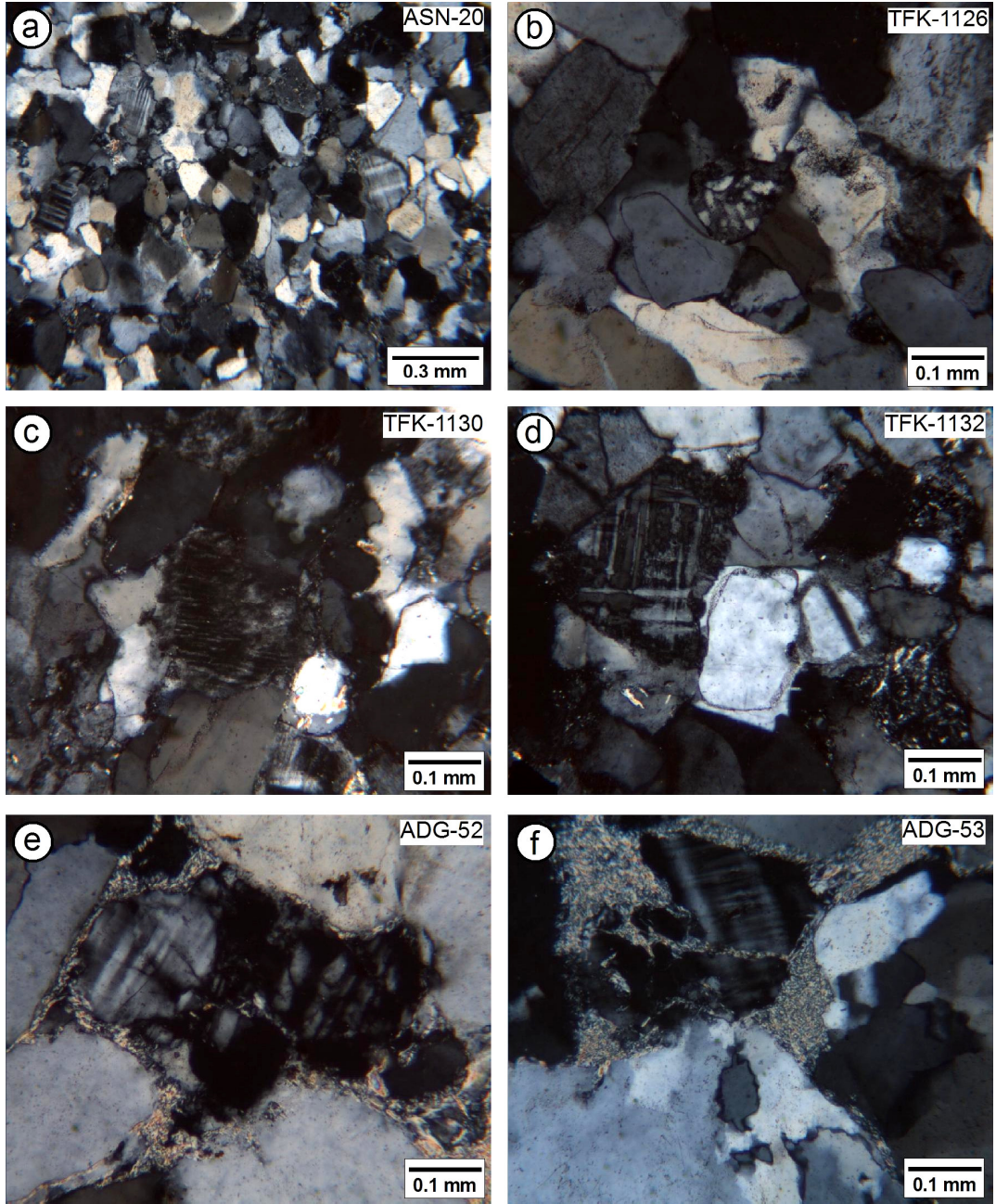
Çoğu sedimanlarda plajiyoklazlar zonlanma göstermekte olup, köken kayaç hakkında bilgi verebilmektedir. Volkanik kayalardaki plajiyoklazlar zonlanma göstermekte olup, bu özellik plütonik ve metamorfik kayalarda enderdir. Genel olarak zonlu plajiyoklazlar magmatik kayalar için karakteristiktir. Asidik volkanik kayalardan türeyen feldispatlar sanidin iken, asidik plütonik kayalardan türeyenler ya ortoklaz ya da mikroklin olmaktadır. Pertitik feldispatlar yavaş soğumayı işaret etmesi nedeniyle plütonik köken için karakteristiktir. Piroklastik kökenli feldispatlar özşekilli, genellikle kırılmış/parçalanmış, bazı durumlarda ince volkan camı ile çevrelenmiş iken, plütonik kayalardaki feldispatlar genellikle özşekilsizdir.

İnceleme alanından alınan metakumtaşlarındaki feldispat minerallerini başlıca mikroklin oluşturmakta, bu minerale pertitik ve grafik dokulu ortoklaz ve plajiyoklazlar (albit-oligoklaz) eşlik etmektedir (Şekil 4.2). Toplam feldispat miktarı Hüdai ve Feke bölgesi metakumtaşlarında yüksek, buna karşın Zabuk formasyonunda daha düşüktür.

X-ışınları incelemeleri ile de kanıtlandığı üzere; mikroklinler Sandıklı, Feke ve Hassa bölgesinden alınan tüm örneklerde egemen feldispat minerali olup, genellikle killeşme ve serizitleşme gibi bozunmalar göstermemektedir (Şekil 4.2a, d ve f).

Grafik dokulu ortoklazlar, az miktarda killeşme gösteren ve ikizlenmeye sahip olmayan ortoklazlarla birlikte yalnızca Feke bölgesi metakumtaşlarında gözlenmiştir (Şekil 4.2b). Pertitik ortoklazlar grafik dokulu olanlara göre daha yaygın olup, çoğunlukla ipliksi pertit türü kenetlenme sergilemektedir (Şekil 4.2.c).

Plajiyoklazların sönme açıları 15-20° arasında değişmekte olup, Michel Levy yöntemine göre % 50 den az anortit bileşimini (albit-oligoklaz-andezin) yansıtmaktadır. Plajiyoklazlar ikizlenme düzlemlerinin belirgin olmamasıyla karakteristiktir (Şekil 4.2.a, d ve e). İyi boyanma sergileyen plajiyoklaz taneleri genellikle yarı yuvarlak-yarı köşelidir. Feldispatların tane sınırları kuvarslarda gözlemlendiği gibi serizitik matriksle girift/süturlu sınır ilişkisi (Şekil 4.2.e ve f) sunmakta, ayrıca Feke formasyonu metakumtaşlarında ikincil silis büyümeleri ile çevrelenmiş olarak da izlenebilmektedir (Şekil 4.2.b-d).



Şekil 4.2. a) İyi boylanmış ve yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli mikroklin ve albit-oligoklaz bileşimli plajiyoklazlar (Hüdai formasyonu, metaarkoz, çift nikol), b) İkincil silis büyüleriyle çevrelenmiş killeşme gösteren ikizlenme göstermeyen ve grafik dokulu ortoklazlar (Feke formasyonu, metasubarkoz, çift nikol), c) Kuvarlarla girift sınır ilişkili ipliksi pertitleşmeye sahip killeşmiş ortoklaz (Feke Formasyonu, metaarkoz, çift nikol), d) İkincil silis büyüleriyle ile çimentolanmış yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli ve orta dereceli boylanmış mikroklin ve plajiyoklazlar (Feke formasyonu, metasubarkoz, çift nikol), e) Serizitlerle girift sınır ilişkili oligoklaz bileşimli plajiyoklaz (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol), f) Serizit ve kuvarlarla kısmen girift sınır ilişkisi sunan ve yarı köşeli, bozunma göstermeyen mikroklin (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol).

4.1.1.3. Fillosilikat mineralleri

Detritik mika mineralleri bazı kumtaşlarında bol gözlenebilmekle birlikte ana bileşen konumunda değildir. Bu mineraller şist ve gnaysların yanı sıra, plütonik ve volkanik kayalarından da türeyebilmektedir. Duraylılıkları nedeniyle muskovitler biyotitlerden daha yaygın gözlenirler. Psöydo-hekzagonal levhalar halinde gözlenen biyotitler volkanik kökenli ise de, kumtaşlarının bol mika içermesi genellikle metamorfik bir kökeni işaret etmektedir.

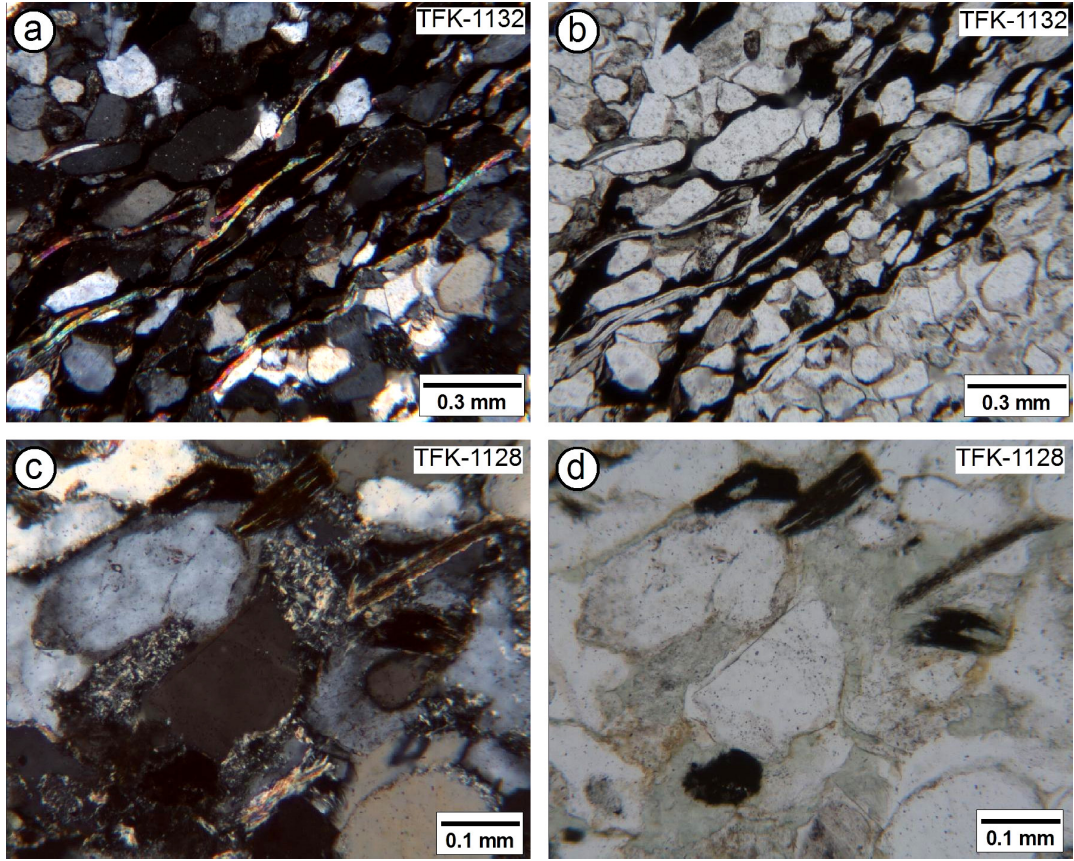
Fillosilikat mineralleri metakumtaşlarından bağlayıcı malzeme ve feldispatlardan itibaren bozunma ve detritik bileşen olarak üç farklı şekilde gözlenmektedir. Bağlayıcı malzeme konumundaki fillosilikatlar Hüdai ve Feke formasyonlarında illit, klorit ve kloritli aratabakalılar, Zabuk formasyonunda illit ve kaolinit biçimindedir. Bozunma ürünü fillosilikatlar, optik mikroskopik gözlemlere göre genellikle ortoklazlardan itibaren killleşme ve serizitleşme biçiminde olup, başlıca illit, daha az miktarda klorit ve kaolinit oluşumu söz konusudur.

Detritik mika mineralleri incelenen metakumtaşlarından Feke formasyonuna ait bir örnek dışında, eser miktarda gözlenmektedir. Mika minerallerini en fazla içeren TFK-1132 nolu örnekte (Şekil 4.3.a), mikaların belirgin bir yönlenme dokusu kazandırdıkları göze çarpmaktadır. Mikalı metakumtaşlarındaki yönlenmeyi, mika minerallerinin yanı sıra monokristalin kuvarsların uzun eksenlerinin yönlenmesi de eşlik etmektedir. Başlıca muskovit ve daha az miktarda biyotitlerle temsil edilen mika mineralleri (Şekil 4.3.b), {001} istiflenme düzlemlerine paralel ince-uzun ve kısmen bükülmüş levhalar halinde gözlenmektedir. Mika minerallerince zengin zonlarda opak minerallerin artışı da söz konusudur.

4.1.1.4. Ağır mineraller

Ağır mineraller – kumtaşlarında az miktarda gözlenen, yüksek yoğunluğa sahip detritik mineraller – köken kayaları belirlemek için indeks olarak kullanılmaktadır. Mineral belirli bir kayacı temsil ediyorsa köken kayaç da kesin biçimde belirlenebilmektedir (Çizelge 4.5.).

İncelenen örneklerde ağır mineraller olarak başlıca zirkon, turmalin, apatit ve opak mineraller belirlenmiştir. Zirkon ve opak mineraller tüm örneklerde, turmalin ve apatit ise bazı örneklerde gözlenmiştir (Şekil 4.1.a). Çizelge 4.5’deki verilerle birlikte değerlendirildiğinde incelenen metakumtaşlarını oluşturan bileşenlerin ağırlıklı olarak asidik magmatik kayalarından türediği sonucuna varılabilmektedir. Zirkon tanelerinin ve turmalinlerin kısmen, bazı örneklerde (ASN-21, Hüdai formasyonu) belirgin biçimde yuvarlaklaşmış olması, kumtaşlarını oluşturan bileşenlerin bir kısmının daha yaşlı bir sedimanter kayaktan türediğini de düşündürmektedir. Opak minerallerin metamorfik kökenli mika zonlarında yoğunlaşması; bu mineraller ile metamorfik kayalar arasında kökensel bir ilişkiyi ortaya koymaktadır.



Şekil 4.3. a-b) İyi boylanmış ve ikincil büyümeli silis çimentolu metakumtaşı örneğinde yönelme gösteren ince-uzun, kısmen bükülmüş muskovitler ve bunlara eşlik eden opak minerallerce zengin seviyeler (Hüda formasyonu, metaarkoz, çift nikol), c-d) Kloritce zengin serizitleşmiş bağlayıcılı yarı yuvarlaklaşmış kuvars ve levhamsı biyotitler (Feke formasyonu, metaarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol).

Çizelge 4.5. Ağır mineral birliktelikleri ve köken ilişkisi (Pettijohn ve diğ., 1972).

<i>Yaygın Mineral Birliktelikleri</i>	<i>Köken</i>
Apatit, biyotit, hornblend, monazit, muskovit, rutil, titanit, tumalin (pembe), zirkon	Asidik magmatik kayalar
Kassiterit, dumortierit, fluorit, granat, monazit, muskovit, topaz, turmalin (mavi), volframit	Granit pegmatitler
Ojit, kromit, diyopsit, hipersten, ilmenit, manyetit, olivin	Bazik magmatik kayalar
Andaluzit, korund, granat, flogopit, stavrolit, topaz, vollastonit, zoyisit	Kontakt metamorfik kayalar
Andaluzit, kloritoyid, epidot, granat, glokofan, disten, sillimanit, stavrolit, titanit, zoyizit-klinozoyisit	Dinamotermal metamorfik kayalar
Barit, demir, lökosen, rutil, turmalin (yuvarlaklaşmış), zirkon (yuvarlaklaşmış)	Yeniden işlenmiş sedimanlar

4.1.1.5. Kayaç parçacıkları

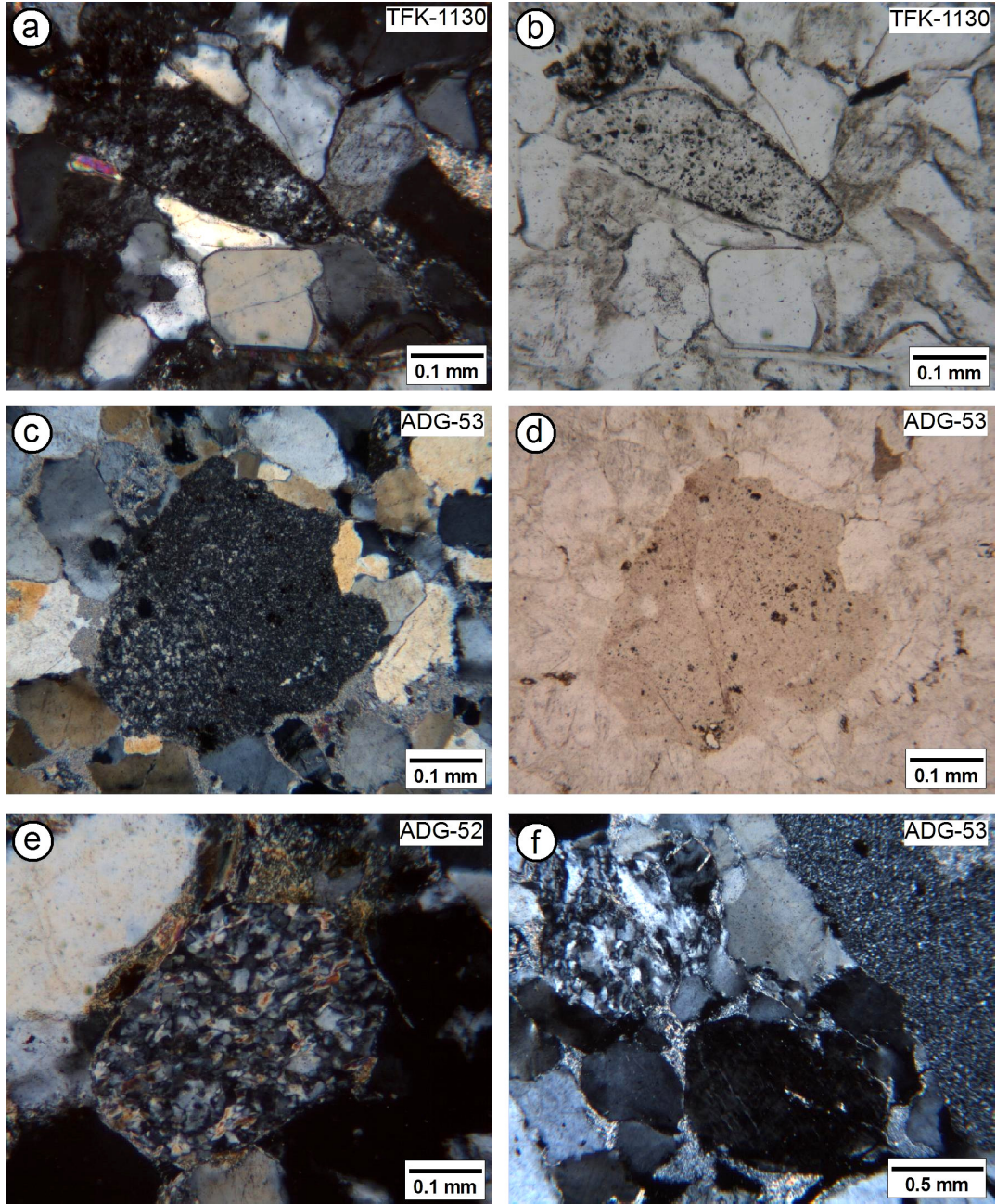
Kayaç parçacıkları diğer detritik bileşenlere göre köken kayaç hakkında doğrudan ve kesin bilgi vermesi açısından önemli olmaktadır.

Metakumtaşlarında az da olsa ince taneli çört ve fillit türü kayaç parçacıkları gözlenmiştir. İnce taneli çört parçacıkları Zabuk ve Feke formasyonlarının her ikisinde, buna karşın fillit parçacıkları yalnızca Zabuk formasyonunda belirlenmiştir (Şekil 4.4). Feke formasyonunda ender olarak gözlenen çört parçacıkları, kuvarslara yakın tane boyuna sahip, keskin tane sınırlı, iyi yuvarlaklaşmaya sahip ve ince taneli opak mineral saçınımları içermektedir (Şekil 4.4.a ve b). Buna karşın, Zabuk formasyonunda gözlenen çört parçacıkları kuvarslardan daha iri tane boyuna sahip, daha az belirgin sınırlı ve daha köşeli tanelerden oluşmaktadır (Şekil 4.4.c ve d). Fillit türü parçacıklar girift sınır ilişkili kuvars kristalleri içerisinde iri serizitik pullar içermesi ve belirgin yönlenme göstermeleriyle kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 4.4.e ve f).

4.1.2. Bağlayıcı Bileşenler

Kumtaşlarında bağlayıcı konumundaki mineraller başlıca kil matriks ile karbonat ve silis çimento olarak sıralanabilir. Kumtaşlarındaki kil mineralleri hem matriksin temel bileşeni olarak, hem de killi kayaç parçalara ait olabildiği gibi, sulu çözeltiden itibaren doğrudan çökelim sonucu çimento konumunda da gözlenebilirler. Kumtaşlarındaki karbonat çimentonun en yaygın minerali kalsit olup, bazı kumtaşlarında dolomit, ankerit ve siderit gibi diğer karbonat mineralleri de gözlenmektedir. Aragonit çimento yalnızca güncel kumlarda gözlenmekte ve artan yaş ve gömülmeyle birlikte kalsite dönüştüğü bilinmektedir.

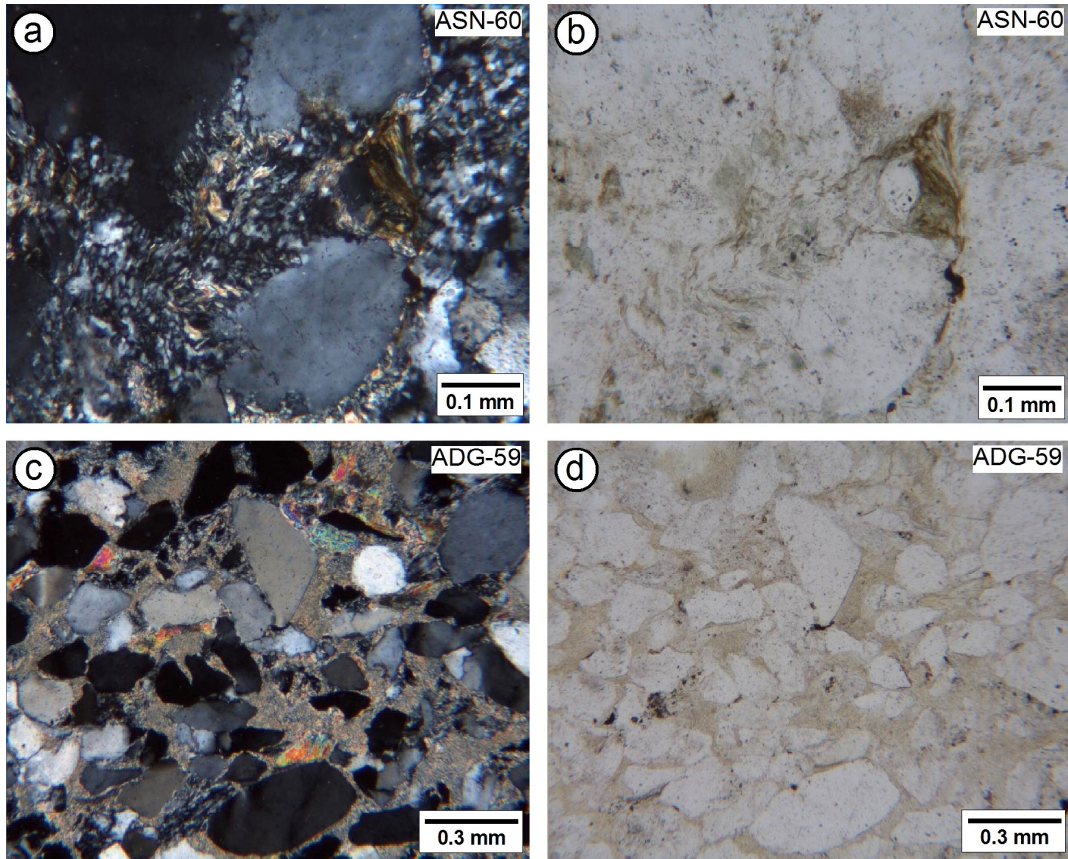
Silis çimentolanmasının en yaygın türünü kuvars tanelerinin ikincil büyümeleri oluşturmaktadır. Kuvars çimento arenitlerde daha yaygın olup, killi vaketaşlarında ender veya hiç gözlenmemektedir. Silis çimentolanmanın gelişmesinde basınç çözünmesi önemli bir mekanizmadır. Kuvars tanelerinin sınırlarında etkin olan yüksek basınç etkisi çözünürlüğü artırıcı etki yapmaktadır. Çözünen SiO_2 gözenek suyuna geçmekte ve üst doygunluğa ulaştıktan sonra ikincil kuvars büyümeleri biçiminde yeniden çökelmektedir (Pettijohn ve diğ., 1972). Silis çimento genellikle detritik bileşenle optik açıdan süreklilik gösteren bir görünüme sahiptir. Kristal büyüme deneyleri; deformasyona uğramış kristaller üzerinde gelişen ikincil büyümelerin de çekirdekteki kristale benzer biçimde deformasyona uğramış şekilde oluştuğunu göstermiştir (Pettijohn ve diğ., 1972).



Şekil 4.4. a-b) İyi yuvarlaklaşmış, ince taneli opak mineral saçınımları içeren, monokristalin kuvarslarla yaklaşık aynı tane boyutuna sahip silisli kayaç/çört parçası (Feke formasyonu, metaarkoz, a- çift nikol, b- tek nikol), c-d) Yarı köşeli-yarı yuvarlak, monokristalin kuvarslardan daha iri tane boyutlu ve belirgin olmayan tane sınırlarına sahip çört parçası (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, c- çift nikol, d- tek nikol), e) İri serizit pulları ve süturlu/girift sınırlı kuvars kristallerinden oluşan, belirgin yönlenmeli, iyi yuvarlaklaşmış fillitik kayaç parçası (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol), f) Sol üst kesimde serizit pulları ve uzamış, girift sınırlı kuvarslardan oluşan fillit (sol üst kesim) ve sağ kesimde ince kristalli kalsedonik kuvarslardan oluşan iri tane boyuna sahip çört parçası (Zabuk formasyonu, metakuvars arenit, çift nikol).

Yukarıdaki temel bilgiler ışığında; inceleme alanındaki metakumtaşılarının bağlayıcı bileşenleri aşağıdaki gibi tanımlanmıştır: Metakumtaşılarının bağlayıcısını büyük ölçüde serizitleşmiş, kloritleşmiş ve kısmen kaolinleşmiş kil matriks (Şekil 4.5; bak Şekil 4.1.a; 4.2.f) ve özellikle Feke ve kısmen de Hüdai formasyonlarında ikincil kuvars büyümeleri ile ilişkili silis çimento (bak Şekil 4.2.b ve d; 4.3; 4.4.a ve b) oluşturmaktadır.

Matriksi oluşturan mineraller 4. Bölüm’de ayrıntılı olarak belirtildiği gibi; Sandıklı ve Feke bölgesinde illit+klorit iken, Hassa bölgesinde illit+kaolinit biçimindedir. Bu tür mineralojik farklılıklara, dokusal özellikler arasındaki farklılıklar da eşlik etmektedir. Sandıklı ve Feke bölgesi metakumtaşılarındaki kuvars taneleri matriksle girift/süturlu, buna karşın Zabuk formasyonundakiler keskin veya zayıf girift sınır ilişkisi sunmaktadır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. a-b) Metakumtaşılarında bütünüyle serizitleşmiş ve kloritleşmiş matriks ve küçük kristalli kuvarslardan oluşan silis çimento birlikteliği ile yuvarlaklaşmış kuvars taneleri ile serizit ve kloritler arasında süturlu/girift sınır ilişkisi (Hüdai formasyonu, metasubarkoz, a- çift nikol, b- tek nikol), c-d) Serizitleşmiş-kaolinleşmiş matriks miktarı % 15’den fazla, orta boylanmalı metakumtaşı örneğinde tane-matriks arasında keskin ve zayıf gelişmiş girift sınır ilişkisi (Zabuk formasyonu, metasubarkoz, a- çift nikol, b- tek nikol).

4.1.3. Dokusal Özellikler

Kumtaşlarının Feke ve Hüdai formasyonlarında büyük ölçüde ince kum (0.25-0.125 mm), daha az da orta kum (0.50-0.25 mm), Zabuk formasyonunda ise orta kum boyu bileşenlerden oluşmaktadır.

Boylanma terimi bileşenlerin tane büyüklüklerinin birbirine yakın ve farklı olmasıyla ilgili bir özellik olup, kırıntılı kayaç çok farklı tane boyu ve şekline sahip parçacıklardan oluşmuş ise ‘kötü boylanmış’, aksi durumda ‘iyi boylanmış’ denir. Boylanma dereceleri tüm formasyonlardaki kumtaşları için iyi-çok iyi, bazı örneklerde orta-iyi olarak belirlenmiştir.

Dokusal olgunluk kumtaşlarının kil matriks içeriği, tanelerin yuvarlaklığı ve boylanması ile ilgili bir kavramdır. Kil matriks içeriği toplam hacminin % 5’inden az olan, iyi boylanmış ve yuvarlak bileşenlerden oluşan bir sedimanter kayaç dokusal açıdan olgun kabul edilir. İncelenen kumtaşları genellikle yarı yuvarlak-yarı köşeli tanelerden oluşmakla birlikte, serizitik matriks içeriklerinin % 5’den yüksek olması nedeniyle dokusal açıdan iyi olgunlaşmamıştır. Mineralojik olgunluk duraylı bileşenlerin duraysız olanlara oranı ile belirlenmektedir. Kuvars (özellikle monokristalin kuvars) + kaolinit + gipsit + ağır mineraller (turmalin, zirkon ve rutil); feldispat (özellikle plajiyoklaz) + kuvars içermeyen kayaç parçacıklarına göre daha egemen ise ilgili kayaç mineralojik olarak olgunlaşmıştır. İnceleme alanındaki kumtaşlarının monokristalin kuvars içeriklerinin yüksek, buna karşın plajiyoklaz içeriklerinin düşük olması mineralojik açıdan olgunlaştıklarını göstermektedir.

Metakumtaşları ve metasilttaşlarında kuvars ve feldispat taneleri ile matriksteki serizit ve kloritler arasında girift/süturlu sınır ilişkisi sözkonusudur. Özellikle Hüdai ve Feke formasyonundaki kumtaşlarında yaygın olan bu veriler ileri diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizma sırasındaki dokusal değişimleri yansıtmaktadır.

4.1.4. Adlandırma

Kum boyu bileşenlerden oluşan kırıntılı kayaçlar genellikle belirgin bir yönelme göstermemekle birlikte, bağlayıcı malzemesinin bütünüyle serizitleşmiş ve kloritleşmiş olması, sleyt türü çok düşük dereceli metamorfik arakatkılar içermesi, kuvars tanelerinin serizitik-kloritik matriksle girift/süturlu sınır ilişkileri sunması nedeniyle, incelenen örnekler genel olarak metakumtaşı, ayrıntılı olarak ise meta- öntakılı adlama (metaarkoz, metakuvars kumtaşı v.b.) biçiminde adlandırılmıştır (bak Çizelge 4.1, 4.2 ve 4.3).

Toplam 16 metakumtaşı örneği üzerinde nokta sayımı işlemleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.6). Kuvars (Q), feldispat (F) ve kayaç parçacıkları (L) yüzde oranları, matriks içeriği % 15’den düşük ($M < \% 15$) örnekler için Folk (1968) ve % 15’den büyük olanlar ($M > \% 15$) ise Pettijohn (1975) diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 4.6).

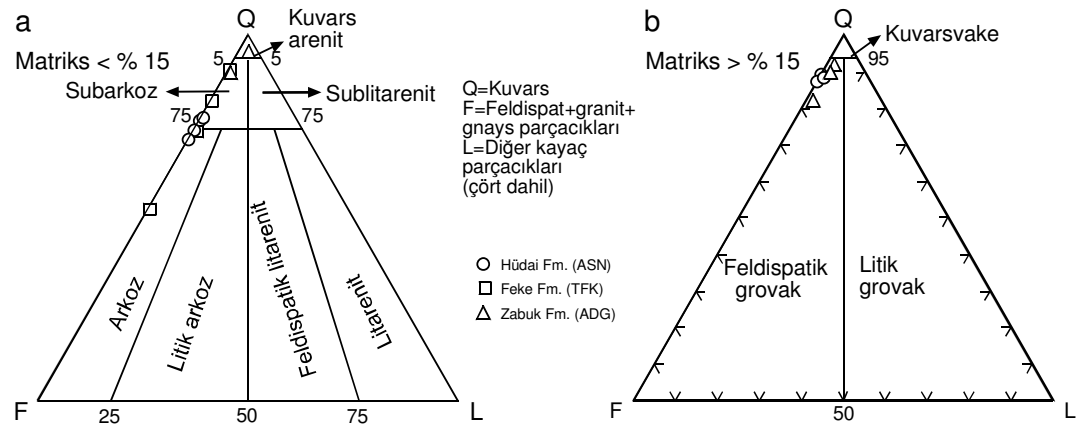
Hüdaî ve Feke formasyonlarına ait matriks içeriği % 15'den düşük metakumtaşları (M < % 15) subarkoz-arkoz, Zabuk formasyonuna ait örnek bütünüyle kuvars kumtaşı bileşimine sahiptir (Şekil 4.6). Feke formasyonu subarkoz-arkoz arasında geniş bir bileşimsel aralık sergilemekte, buna karşın Hüdaî formasyonu subarkoz-arkoz sınırına yakın kesimde konumlanmaktadır.

Matriks içeriği % 15'den yüksek örnekler ise bütünüyle feldispatik grovak alanında kümelenmiştir. Zabuk formasyonu örnekleri Hüdaî formasyonu örneklerine göre kuvars köşesine daha yakındır (Şekil 4.6).

Çizelge 4.6. Kumtaşlarının modal mineralojik nokta sayımı sonuçları

Bileşen Örnek	Nokta sayımı													%			
	Q	Qm	Qp	F	P	AF	L	Lt	Ls	Lm	H	M	C(s)	Q	F	L	M
ADG-52	1207	1179	28	20	3	17	27	55	9	18	20	65		96	2	2	5
ADG-53	1458	1432	26	95	15	80	28	54	15	13	88	336		92	6	2	18
ADG-54	1396	1344	52	136	16	120	17	69	8	9	72	184		90	9	1	11
ADG-57	870	830	40	75	10	65	17	57	4	13	67	315		90	8	2	25
ADG-59	974	941	33	189	24	165	21	54	6	15	60	250		82	16	2	17
TFK-1126	1363	1345	18	136	14	122	5	23		5	18	36	341	91	9	0	2
TFK-1128	476	464	12	102	10	92	2	14		2	24	52	42	82	18	0	8
TFK-1130	553	540	13	500	47	453	6	19		6	45	34	135	52	48	0	3
TFK-1132	336	344	8	116	15	101	5	13		5	73	16	88	75	25	0	3
ASN-20	756	744	12	262	27	235	2	14		2	30	16	190	74	26	0	2
ASN-21	814	800	14	114	13	101	3	17		3	97	220	92	87	13	0	19
ASN-44	473	460	10	190	22	168	2	12		2	18	30	54	71	29	0	4
ASN-47	910	880	30	273	30	243	3	33		3	75	102	218	77	23	0	8
ASN-49	889	864	25	107	12	95	2	27		2	66	272		89	11	0	21
ASN-58	675	659	16	78	8	70	8	24		8	27	354	48	89	10	1	32
ASN-60	654	633	21	183	20	163	8	29		8	12	59	107	77	22	1	7

Qm=Monokristalin kuvars, Qp=Polikristalin kuvars, P=Pajiyoklaz, AF=Alkali feldispat, H=Ağır mineraller (muskovit, biyotit, klorit, apatit, zirkon, turmalin, opak), M=Matriks (kil, serisit), C=Çimento (karbonat (k), silis (s), Fe-oksit (f)), Ls=Sedimanter kayaç parçacıkları, Lm=Metamorfik kayaç parçacıkları, Q=Toplam kuvars (Qm+Qp), F=Toplam Feldispat (P+AF), L=Toplam duraysız kayaç parçacıkları (Ls+Lm+Lpv), Lt=Toplam kayaç parçacıkları (Qp+Ls+Lm+Lpv)



Şekil 4.6. Kumtaşlarının QFL diyagramlarında sınıflandırılması a) Folk (1974), b) Pettijohn (1975).

4.2. Sleytler

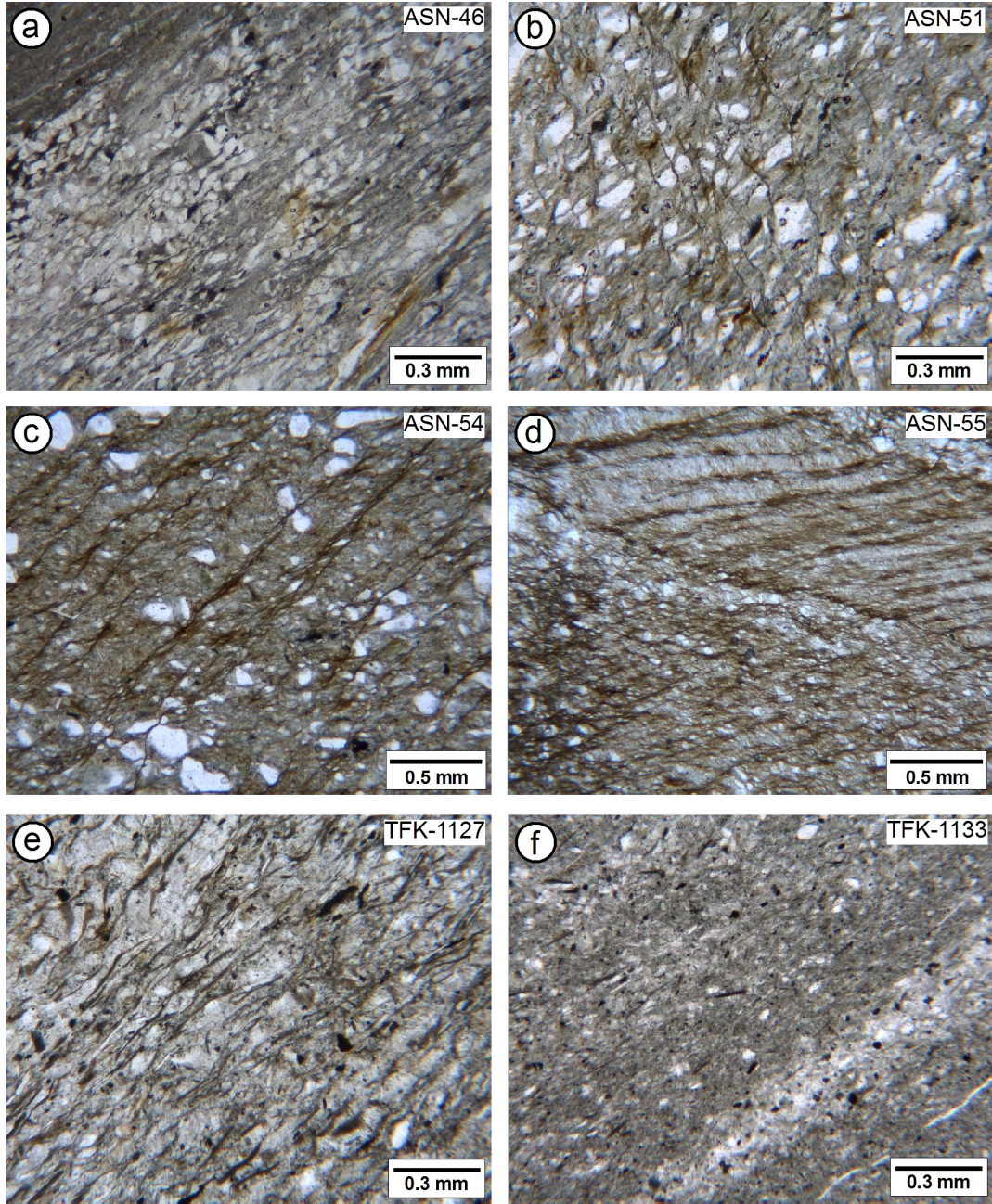
Hü dai ve Feke formasyonlarında gözlenen sleytler, formasyonların ana litolojisi olan metakumtaşları içerisinde arakatlı olarak gözlenmektedir.

Tüm sleytler az miktarda da olsa silt ve kum boyu kuvars ve feldispat taneleri içermekte ve kumlu kilaşı veya kumlu çamurtaşı litolojilerinin çok düşük dereceli metamorfik eşdeğerlerini temsil etmektedirler. Belirgin yönlenme ve klivaj düzlemleri içermeleriyle karakterisitk olan sleytlerin temel bileşenlerini pulsu, yer yer ince taneli mikamsı serizitler oluşturmakta ve bunlara az miktarda inec taneli klorit oluşumları eşlik etmektedir.

Siltli ve kumlu sleyt olarak adlandırılan metaklastik kayaçları oluşturan kuvars ve feldispat tanelerinin sınırları basınç çözünmesi süreçleri nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle kaynaşmış, çok ince testere dişi şeklinde görülmektedir. İlksel kırıntılı dokuları kısmen de olsa korunmuş metaklastik kayaçlardaki tane-matriks arasındaki bu tür sınırsal ilişkiler, matriksin tümüyle serizit ve kloritten oluştuğu doku "altere kil matriks zonu" (dokusal zon 2) ile "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu" na (dokusal zon 3: Kossovskaya ve Shutov, 1970; Kisch, 1983; Frey, 1987) karşılık gelmektedir.

Hü dai formasyonu sleyt örnekleri ilksel tabakalanma düzlemlerine paralel veya yaklaşık dik konumlu sleyt klivajı gelişimlerinin yanı sıra (Şekil 4.7a ve b), buruşma kıvrım ve dilinimlerinin (buruşma tipi sleyt klivajı; Kisch, 1991) yaygın olduğu, yer yer zik-zaklı bir görünüm sunmaktadır (Şekil 4.7c ve d). Detritik kuvars tanelerinin uzun eksenleri tabakalanma düzlemlerine paralel yönlenmeye sahiptir (Şekil 4.7a-c). Bu nedenle, kuvarsların uzun eksenleriyle klivaj düzlemleri arasındaki açı, tabakalanma düzlemleri ile klivaj düzlemleri arasındaki açısal ilişkiyi yansıtmaktadır. Mikrolaminalanma türü ilksel sedimanter dokuların ender gözleendiği sleyt örnekleri büyük ölçüde dokusal zon 3 özelliklerine sahiptir. Formasyondaki Sleytlerde kloritleşmiş biyotitlerin yanı sıra, post-tektonik klorit oluşumları da gözlenmiştir. Bazı örneklerde (ASN-56 ve 59) biyotitlerin kloritleşmesi sonucu, biyotit ve klorit lamellerinin ardışıklı dizilimi ile karakteristik biyotit-klorit podları/istifleri (stacks) gelişmiştir. Biyotit-klorit istiflerinde biyotit ve kloritlerin {001} düzlemleri ilksel tabakalanma düzlemlerine paralel iken, klivaj düzlemlerine dik veya dike yakın (70-80°) açılar sergilemektedir.

Feke formasyonu örnekleri Hü dai formasyonu örneklerine göre daha düşük dereceli fabriğe sahip olup, ilksel kırıntılı dokularını (tabakalanmaya paralel mikrolaminalanma) daha iyi yansıtmaktadır. Büyük ölçüde dokusal zon 2 özelliği sergileyen siltli sleytler genellikle zayıf (Şekil 4.7e) ve yer yer daha belirgin (Şekil 4.7f) klivaj gelişimine sahiptir. İnce-uzun kısmen bükülmüş muskovit levhalarının uzun eksenlerinin tabakalanmaya paralel yönlenmesi, kayacın yönlenmesini daha da belirgin duruma getirmektedir.



Şekil 4.7. a) Silt boyu detritik kuvars ve feldispat taneleri içeren tabakalanma düzlemine yaklaşık paralel klivaj düzlemlerine sahip ($S_0 = S_1$) siltli sleyt (Hüdaî formasyonu, tek nikol), b) Kum boyu detritik bileşenli, tabakalanma düzlemine yaklaşık dik klivaj düzlemleri içeren kumlu sleyt (Hüdaî formasyonu, tek nikol), c) Sleytlerde ilksel tabakalanma düzlemlerine dike yakın doğrultulu buruşma tipi sleyt klivajları ve uzun eksenleri tabakalanma düzlemlerine paralel kum boyu detritik kuvarslar (Hüdaî formasyonu, tek nikol), d) İnce taneli ve siltli seviyelere ait mikrolaminallanma ve ince taneli seviyelerde daha belirgin buruşma tipi sleyt klivajı gelişimi (Hüdaî formasyonu, tek nikol), e) Siltli sleytlerde, ince-uzun muskovitlerin belirginleştirdiği yönlenme ve zayıf gelişmiş buruşma ve klivajlar (Feke formasyonu, siltli sleyt, tek nikol), f) Siltli bileşenlerce zengin seviyelerce oluşturulan mikrolaminallanmalı siltli sleytlerde gelişen tabakalanmaya paralel yönlenme (Feke formasyonu, tek nikol).

5. X-IŞINLARI MİNERALOGİSİ

5.1. Hüdai Formasyonu

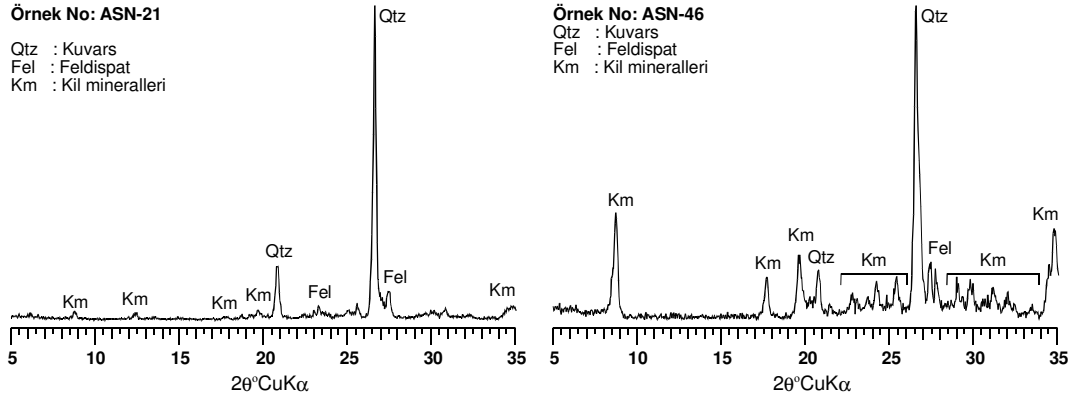
Birime ait metakumtaşı ve sleyt litolojilerinde başlıca kil/fillosilikat, kuvars ve feldispat mineralleri saptanmıştır (Çizelge 5.1). Örneklerin hemen hemen tümünde kuvars + feldispat + kil birlikteliği gözlenmektedir (Şekil 5.1). Bulunuş frekansları yüksek olan minerallerin aritmetik ortalama değerlerine göre; bolluk sırası kil, kuvars ve feldispat biçimindedir (Çizelge 5.2). Formasyondaki feldispat minerallerine ait pikler, ideal feldispat türlerine ait hesaplanmış X-ışınları kırınımı standartları (Calculated Powder X-ray Diffraction Standards – CPDS; <http://database.iem.ac.ru/mincryst>) ile denestirilmiş ve bunların büyük ölçüde mikroklin türü feldispatlara ait oldukları gözlenmiştir (Şekil 5.2). Bu veriler örneklerin optik mikroskop gözlemleriyle de uyuşmaktadır.

Kil minerallerini illit, klorit, C-V, C-S ve I-S oluşturmaktadır (Çizelge 5.1). En yaygın kil mineral birlikteliğini illit + klorit + C-V oluşturmaktadır. İllit + klorit + C-V + C-S, illit + C-V + C-S ve illit + klorit belirlenen diğer fillosilikat topluluklarıdır (Şekil 5.3). Üç örnekte kil fraksiyonunu bütünüyle illit oluşturmaktadır. I-S bir örnekte saptanmış olup, diğer kil mineralleri ile birlikte bulunmaktadır. İllit tüm örneklerde bulunmakta, bu minerali C-V ve klorit izlemektedir. Ağırlıklı ortalama değerlerine göre kil minerallerinin bolluk sırası illit, klorit, C-V, C-S ve I-S biçimindedir (Çizelge 5.2).

Çizelge 5.1. Hüdai formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlemeleri.

Örnek No	Tüm Kayaç			Kil Fraksiyonu				
	Qtz	Fel	Fs	I	C	C-V	C-S	I-S
ASN-20	51	48	1					
ASN-21	37	23	40	50	35	15		
ASN-44	48	13	39	55	35	10		
ASN-45	30	13	57	100				
ASN-46	11	13	76	100				
ASN-47	40	40	20	100				
ASN-48	15	29	56	45	40	5	10	
ASN-49	48	22	30	80		10	10	
ASN-50	19	16	65	95		5		
ASN-51	30	8	62	50	45	5		
ASN-52	26	9	65	95		5		
ASN-53	41	7	52	30	65	5		
ASN-54	26	11	63	35	65			
ASN-55	22	13	65	40	40	5	15	
ASN-56	27	15	58	40	40	5	15	
ASN-57	35	9	56	25	65	5	5	
ASN-58	26	11	63	25	60	5	10	
ASN-59	18	13	69	45	40	5	10	
ASN-60	66		34	50	30	5	5	10

Qtz=Kuars, Fel=Feldispat, Fs=Fillosilikat, I=İllit, C=Klorit, C-V=Klorit-Vermiküllit, C-S=Klorit-Smektit, I-S=İllit-Smektit aratabakası



Şekil 5.1. Hüdai formasyonu metakumtaşı (ASN-21) ve sleyt (ASN-46) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri.

Çizelge 5.2. Hüdai formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama
Kuvars	100	11	66	33	33
Feldispat	94	7	48	18	17
Kil Min.	100	1	76	50	50
İllit	100	25	100	61	60
Klorit	67	30	65	47	31
C-V	78	5	15	6	5
C-S	44	5	15	10	4
I-S	5	10	10	E	E

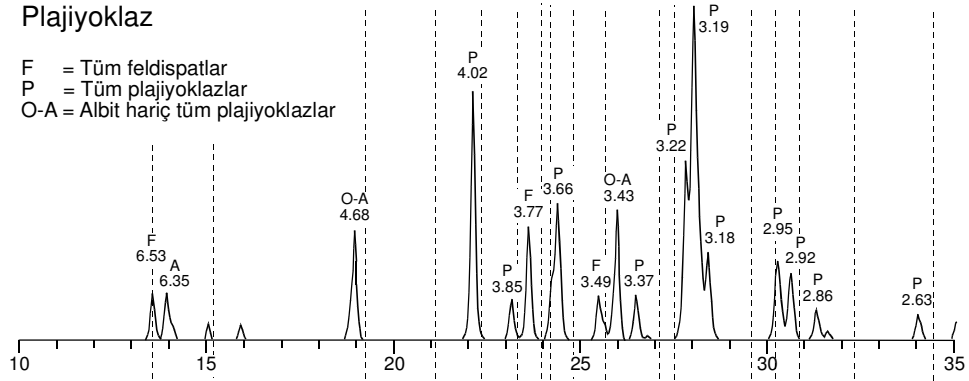
Ağırlıklı Ortalama = (Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama) / 100, C-V=Klorit-vermiküllit aratabakalısı, C-S=Klorit-smektit aratabakalısı, E=Eser

Tüm kayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen minerallerin ölçülü stratigrafi kesitindeki litolojik farklılıklara ve dağılımlarına göre, feldispat miktarının formasyonun üst seviyelerini temsil eden ve metakumtaşlarının egemen olduğu Örenkaya kuvarsit üyesinde arttığı gözlenmiştir (Şekil 5.4). Kil mineralleri ise Örenkaya kuvarsit üyesinde illitlerin egemen olduğu tek düze bir dağılım sergilemekte, buna karşın sleytlerin egemen olduğu Celiloğlu üyesinde klorit ve kloritli aratabakalıları belirgin biçimde artmaktadır. Şekilde tüm sleytli seviyelerin aynı kil mineral bileşimine sahip olmadığı da göz önünde bulundurulduğunda, kil mineral birlikteliklerinin önemli ölçüde litolojiye, kısmen de formasyonun beslenme rejimindeki değişimine bağlı olduğu belirtilebilir.

Formasyona ait 18 örnekte (< 2µm) WINFIT programı ile illit kristalinite ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 5.3). İllit kristalinite değerleri 0.17-0.29 $\Delta^\circ 2\theta$ (ortalama 0.22 $\Delta^\circ 2\theta$) arasında değişmekte olup, büyük ölçüde epimetamorfizma, kısmen de yüksek ankizyonu temsil etmektedir (Şekil 5.5). Tane boyu dağılımı ile kristalinite ilişkisine göre; tane boyu 0.5 µm'den küçük illitlerin pik genişliklerinin az da olsa arttığı gözlenmiştir (Şekil 5.6, 5.7 ve 5.8).

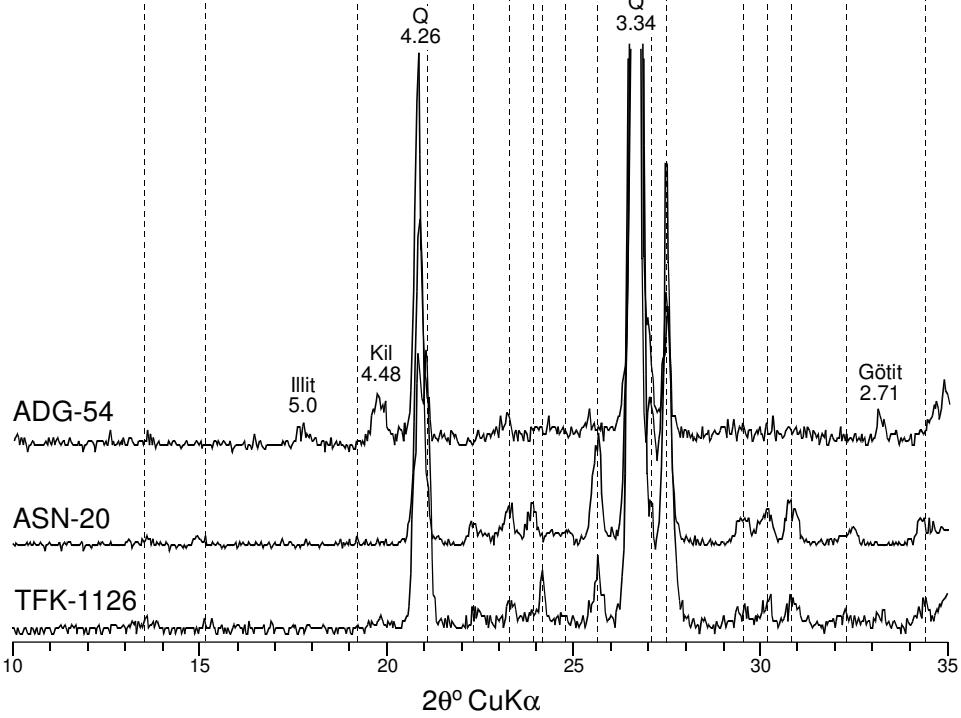
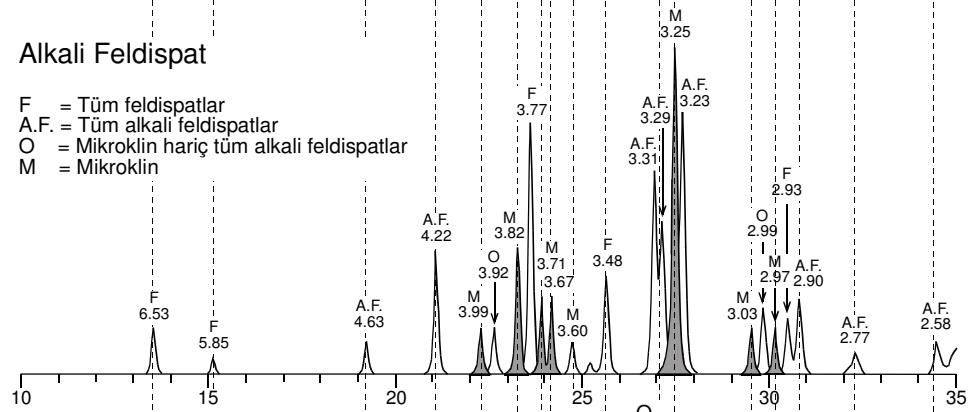
Plajiyoklaz

F = Tüm feldispatlar
P = Tüm plajiyoklazlar
O-A = Albit hariç tüm plajiyoklazlar

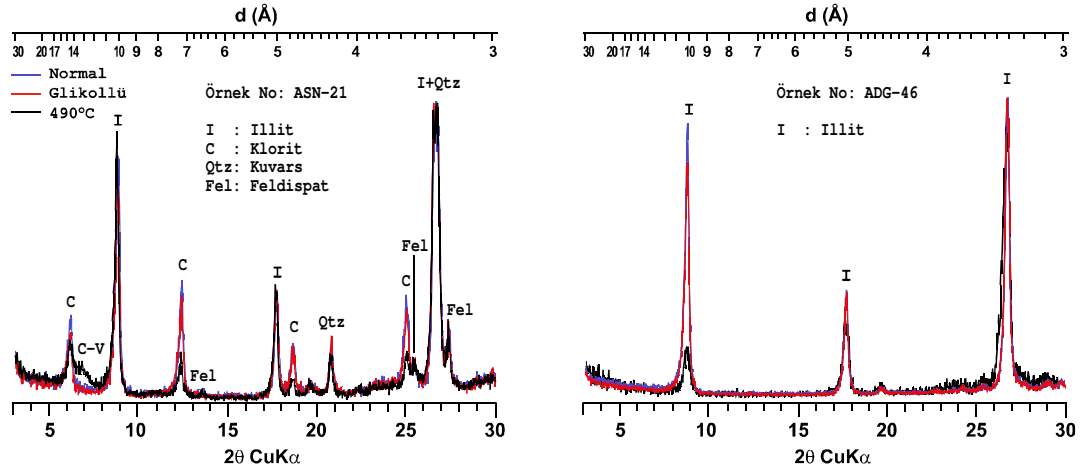


Alkali Feldispat

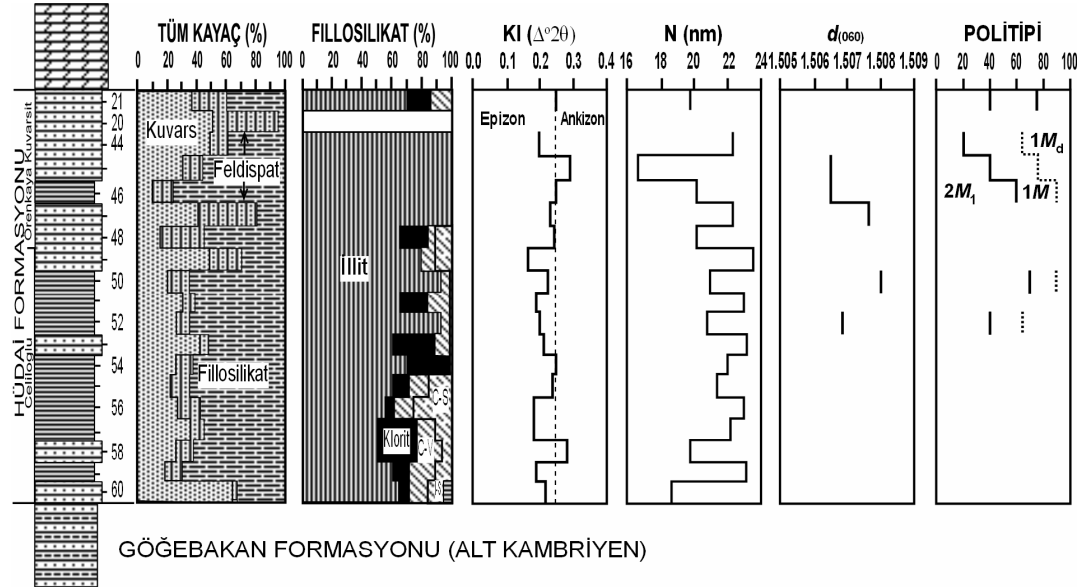
F = Tüm feldispatlar
A.F. = Tüm alkali feldispatlar
O = Mikroklin hariç tüm alkali feldispatlar
M = Mikroklin



Şekil 5.2. Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarındaki feldispat piklerinin alkali feldispat ve plajiyoklaz hesaplanmış desenleriyle (CDPS) denestirilmesi (Feldispat türlerine göre piklerin simgelenmesi Chen, 1977'den düzenlenmiştir).



Şekil 5.3. Hüdai formasyonu metakumtaşı (ASN-21) ve sleyt (ASN-46) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri.



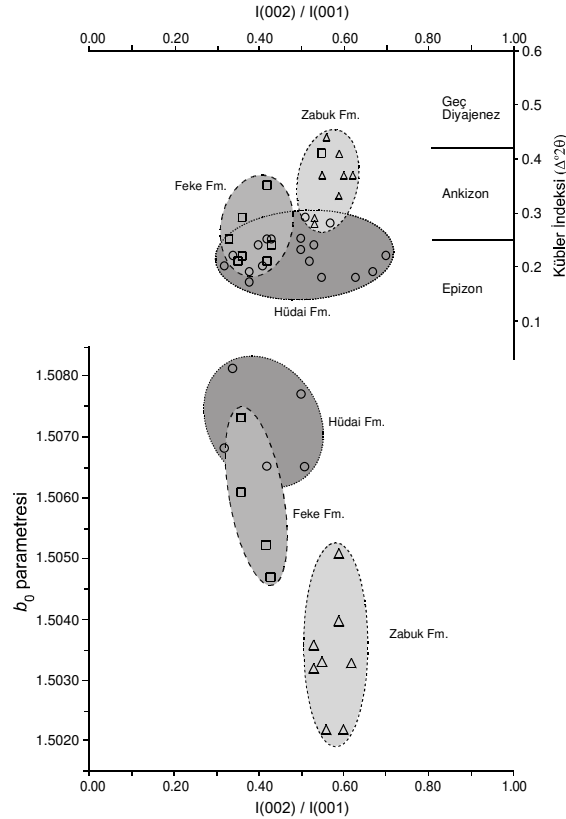
Şekil 5.4. Hüdai formasyonunda mineralojik verilerin düşey dağılımı.

Kristalinite verileri WINFIT programı ile hassas biçimde ölçülebilmştir. Kristalinite ölçümleri asimetrik pik çözümleme yöntemine tek bir illit piki üzerinden ölçüldüğü gibi, aynı pikin simetrik pik çözümleme yöntemine göre iyi kristalin illit (well crystallized illite – WCI) ve zayıf kristalin illit (poorly crystallized illite – PCI) ayrımı yapılarak pikler üzerinde ayrı ayrı de gerçekleştirilmiştir (Çizelge 5.3 ve Şekil 5.7). Farklı tane boyuna sahip iyi ve zayıf kristalin illitlerin pik konumları ve kristalinite verilerinin formasyonlara göre dağılımına göre (Şekil 5.8), Hüdai formasyonu illitleri en düşük pik konumu (d Å) ve pik genişliği değerlerine sahiptir.

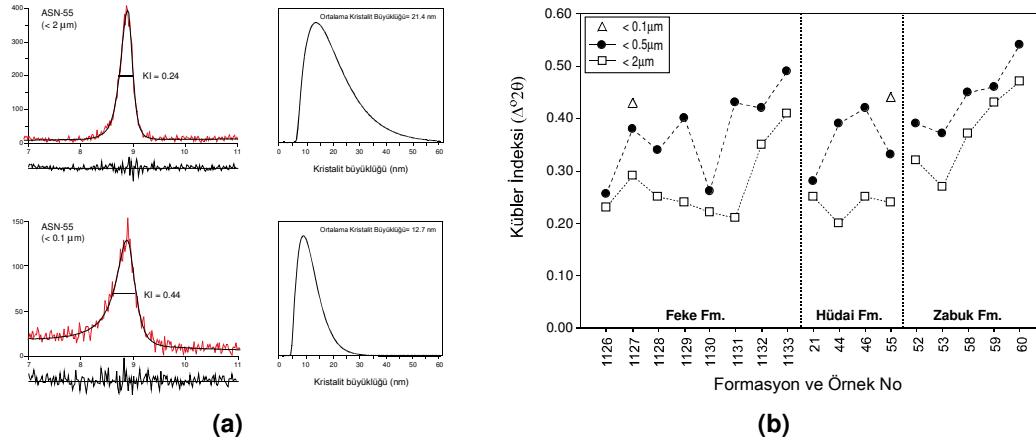
Çizelge 5.3. Hüdai formasyonu illitlerinin WINFIT programı ile belirlenen kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	KI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		WCI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		PCI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		WCI (d_{001} Å)		PCI (d_{001} Å)		N (nm)		WCI-N (nm)		PCI-N (nm)		I(002)/I(001)
	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	
ASN-21	0.25	0.28	0.17	0.22	0.39	0.49	9.97	9.98	10.15	10.23	19.8	17.9	31.1	26.5	12.2	10.5	0.43
ASN-44	0.20	0.39	0.16	0.30	0.39	0.57	9.99	9.99	10.22	10.35	22.3	14.0	31.9	20.5	12.0	6.3	0.41
ASN-45	0.29	-	0.26	-	0.47	-	9.98	-	10.16	-	16.6	-	22.4	-	5.9	-	0.51
ASN-46	0.25	0.42	0.18	0.29	0.48	0.57	9.99	10.00	10.24	10.34	20.2	14.4	28.5	20.6	11.8	8.8	0.42
ASN-47	0.23	-	0.12	-	0.22	-	9.99	-	10.18	-	22.3	-	31.1	-	8.5	-	0.50
ASN-48	0.24	-	0.17	-	0.42	-	9.98	-	10.16	-	20.2	-	30.1	-	12.8	-	0.40
ASN-49	0.17	-	0.11	-	0.28	-	9.98	-	10.14	-	23.6	-	39.6	-	9.5	-	0.38
ASN-50	0.22	-	0.16	-	0.44	-	9.97	-	10.15	-	21.0	-	30.5	-	12.9	-	0.34
ASN-51	0.19	-	0.12	-	0.30	-	9.98	-	10.14	-	23.1	-	39.3	-	14.9	-	0.38
ASN-52	0.20	-	0.13	-	0.40	-	9.99	-	10.14	-	20.8	-	35.5	-	13.3	-	0.32
ASN-53	0.21	-	0.14	-	0.32	-	9.97	-	10.13	-	23.2	-	36.4	-	15.0	-	0.52
ASN-54	0.25	-	0.16	-	0.31	-	10.00	-	10.22	-	22.0	-	33.9	-	16.5	-	0.50
ASN-55	0.24	0.33	0.20	0.29	0.44	0.60	9.99	10.00	10.16	10.28	21.4	16.2	28.5	19.0	12.6	9.9	0.53
ASN-56	0.18	-	0.13	-	0.35	-	9.99	-	10.11	-	22.9	-	39.8	-	15.5	-	0.55
ASN-57	0.18	-	0.09	-	0.28	-	9.98	-	10.09	-	22.2	-	40.2	-	15.9	-	0.63
ASN-58	0.28	-	0.27	-	0.54	-	9.97	-	10.23	-	19.8	-	21.5	-	10.8	-	0.57
ASN-59	0.19	-	0.14	-	0.32	-	9.98	-	10.13	-	23.1	-	36.0	-	14.5	-	0.67
ASN-60	0.22	-	0.22	-	0.43	-	10.00	-	10.30	-	19.7	-	23.1	-	15.3	-	0.70

KI = Kübler indeksi, WCI = İyi kristalin illit, PCI = Zayıf kristalin illit, N = Kristalit büyüklüğü

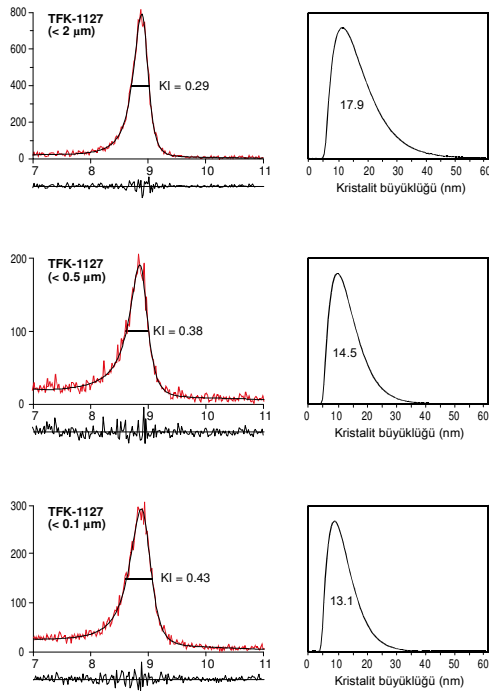


Şekil 5.5. Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonu illitlerinin kristalinite ve b_0 verilerinin pik şiddet oranlarına göre dağılımları.

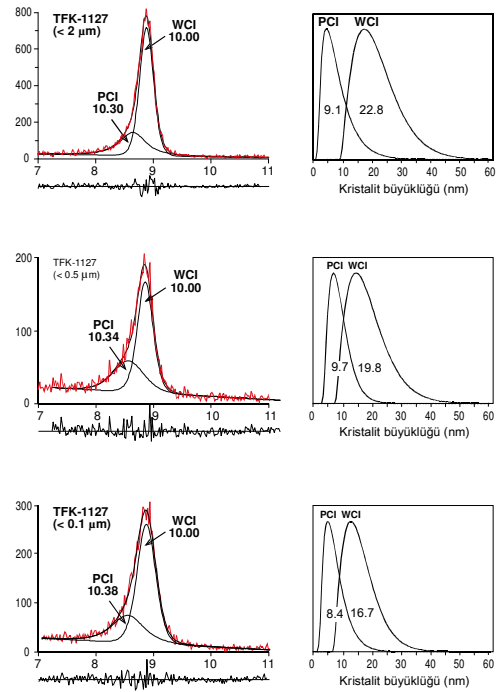


Şekil 5.6. a) Hüda formasyonuna ait sleyt örneğindeki illitlerin $< 2 \mu\text{m}$ ve $< 0.1 \mu\text{m}$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri, b) Hüda, Feke ve Zabuk formasyonları örneklerine ait illitlerin tane boyuna bağlı olarak kristalinite verilerinin değişimi.

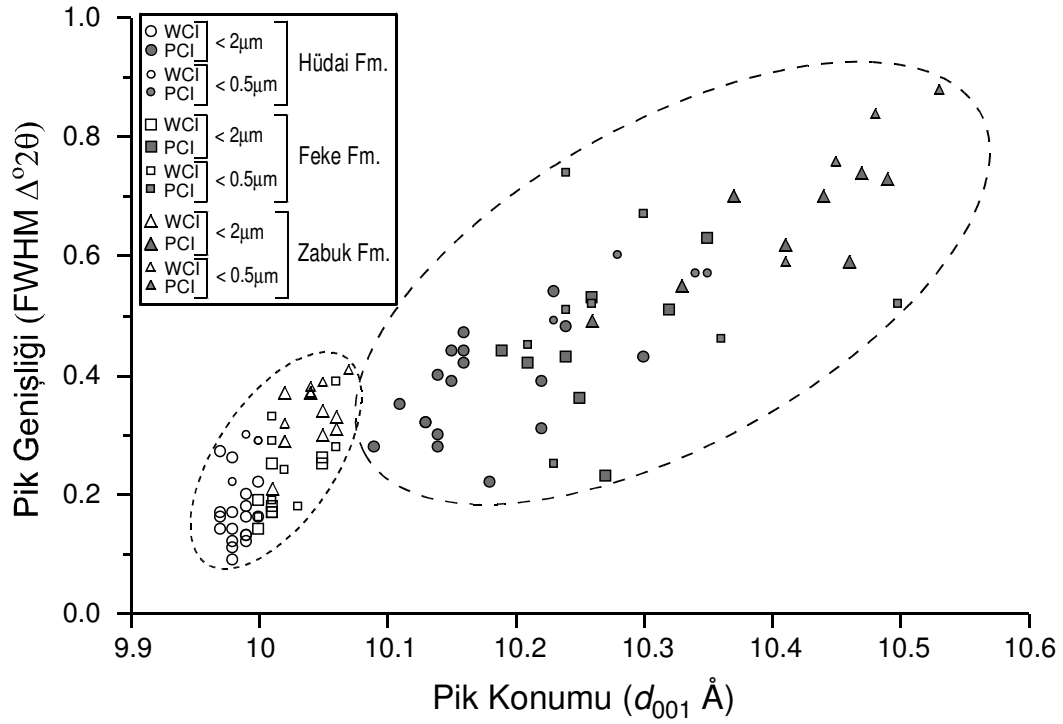
ASİMETRİK PİK YÖNTEMİYLE ÇÖZÜMLEME



SİMETRİK PİK YÖNTEMİYLE ÇÖZÜMLEME



Şekil 5.7. İllitlerin WINFIT programı ile asimetrik pik yöntemine göre tek bir pik ve simetrik pik yöntemine göre iyi kristalin illit (WCI) ve zayıf kristalin illit (PCI) biçiminde çözülmesi. İllitlerin çözümlenmiş piklerine ait kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve bu verilerin farklı tane boyuna göre dağılımları.



Şekil 5.8. WINFIT programıyla çözümlenmiş iyi kristalin ve zayıf kristalin illitlerin tane boyu ve formasyonlara göre dağılımları.

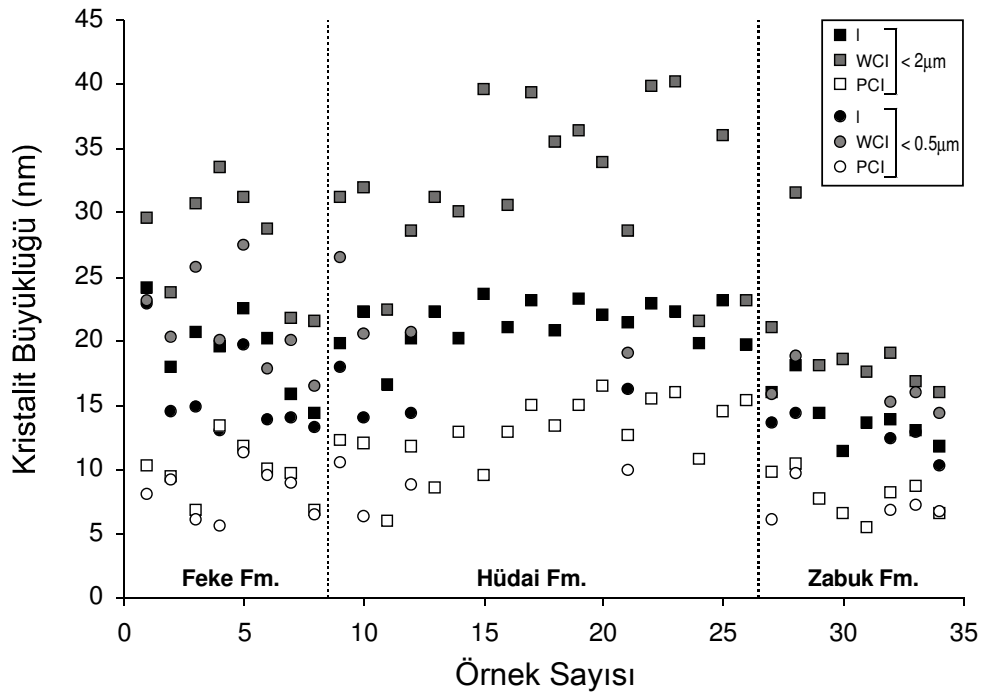
İllitlerin kristalit büyüklükleri hem WINFIT programına (Çizelge 5.3; Şekil 5.7; 5.9 ve 5.10), hem de normal ve glikollü çekimlerdeki kristalinite verilerinden itibaren Jaboyedoff ve diğ. (2001) tarafından önerilen diyagrama (Çizelge 5.4; Şekil 5.11) göre hesaplanmıştır. Her iki yöntemden elde edilen verilere göre; Hüdai formasyonu illitlerinin kristalit büyüklükleri 20 nm'den büyük olup, 50 nm'ye kadar ulaşmaktadır. Feke ve Zabuk formasyonları illitlerine göre daha yüksek olan kristalit büyüklüğü değerleri (Şekil 5.11), Merriman ve Frey'in (1999) geçirimli elektron mikroskopta (TEM) ölçülen değerlerine ve Şekil 5.11'deki Jaboyedoff ve diğ. (2001) tarafından işaretlenen bölgeye göre bütünüyle ankizonu temsil ediyorsa gözüktse de, WINFIT çözümlmelerinden elde edilen Kübler İndeksi – Kristalit büyüklüğü diyagramına göre büyük ölçüde epimetamorfizma koşullarını yansıtmaktadır (Şekil 5.10).

5 örnekte ölçülen illit $d_{(060)}$ değerleri 1.5065-1.5081 Å (ortalama 1.5071 Å) olup (Çizelge 5.5), Hunziker ve diğ. (1986) tarafından oluşturulan eşitliğe göre oktahedral Fe+Mg içerikleri 0.64-0.71 (ortalama 0.67) arasında değişmektedir. Fenjitik bileşimi temsil eden illitlerin bu yüksek Mg+Fe değerleri, örneklerin $2M_1$ politipinin yanı sıra $1M$ politipi içermesinden kaynaklanmaktadır. Bu durum formasyondaki illitlerin basınç göstergesi veya jeobarometre olarak kullanılmasını engellemektedir. İllitlerin azalan kristallik derecesi (bak Şekil 5.5) ve tane boyu (Şekil 5.12) ile $d_{(060)}$ değerleri de azalmaktadır.

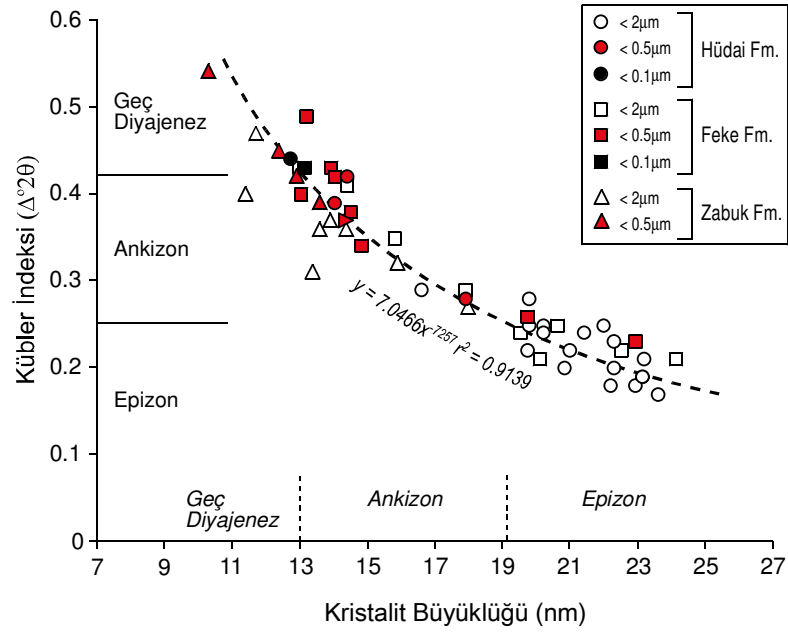
Çizelge 5.4. Hüdai formasyonu illitlerinin normal ve glikollü çekimlerindeki kristalinite ve kristalit büyüklüğü, % smektit içerikleri ve tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	Kl _{normal} ($\Delta^{\circ}2\theta$)		Kl _{glikollü} ($\Delta^{\circ}2\theta$)		N (nm)*		% Smektit*	
	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m	2 μ m	0.5 μ m
ASN-21	0.25	0.28	0.22	0.26	24	22	2.0	2.0
ASN-44	0.20	0.39	0.19	0.36	30	15	1.0	2.5
ASN-45	0.29	-	0.28	-	21	-	1.0	-
ASN-46	0.25	0.42	0.24	0.37	24	14	1.0	3.0
ASN-47	0.23	-	0.19	-	25	-	2.0	-
ASN-48	0.24	-	0.23	-	25	-	1.0	-
ASN-49	0.17	-	0.17	-	50	-	0.0	-
ASN-50	0.22	-	0.21	-	30	-	1.0	-
ASN-51	0.19	-	0.19	-	40	-	0.0	-
ASN-52	0.20	-	0.19	-	30	-	1.0	-
ASN-53	0.21	-	0.21	-	30	-	0.5	-
ASN-54	0.25	-	0.23	-	23	-	2.0	-
ASN-55	0.24	0.33	0.23	0.30	25	18	1.0	2.5
ASN-56	0.18	-	0.18	-	40	-	0.0	-
ASN-57	0.18	-	0.17	-	40	-	1.0	-
ASN-58	0.28	-	0.27	-	22	-	1.0	-
ASN-59	0.19	-	0.19	-	40	-	0.0	-
ASN-60	0.22	-	0.21	-	30	-	1.0	-

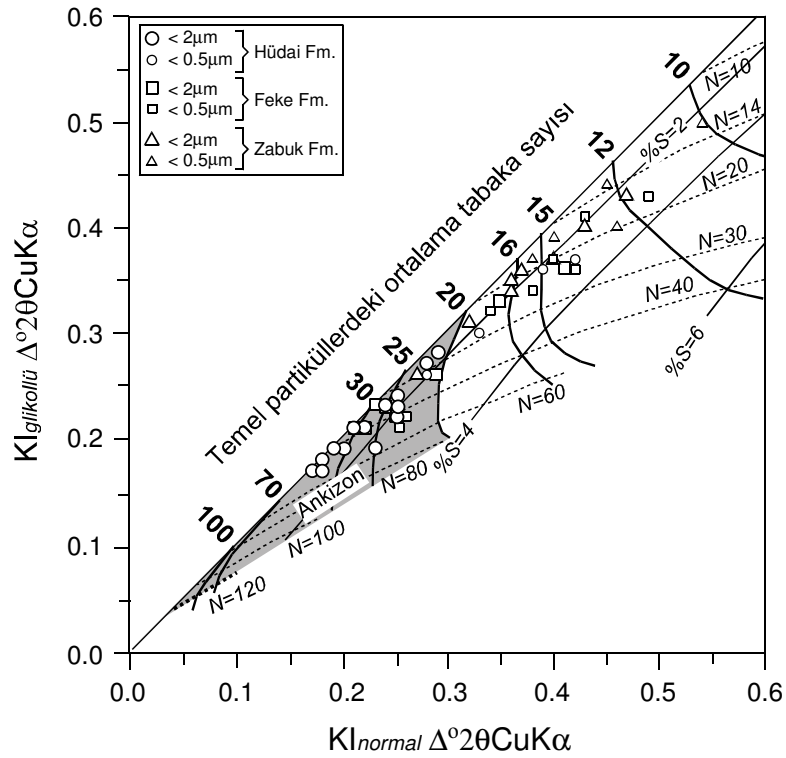
* N (nm) değerleri ve % smektit içerikleri Jaboyedoff ve diğ. (2001) diyagramına göre belirlenmiştir.



Şekil 5.9. Farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin WINFIT programıyla belirlenen kristalit büyüklüklerinin formasyonlara göre dağılımları.



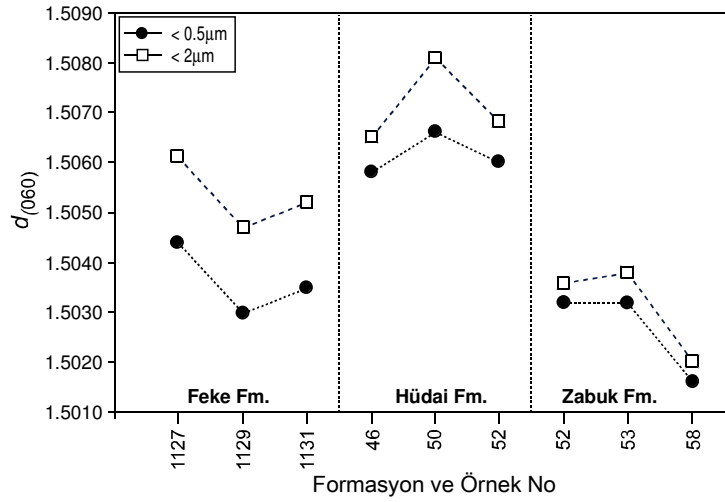
Şekil 5.10. Hüdaî, Feke ve Zabuk formasyonlarına ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin WINFIT programıyla belirlenen kristalit büyüklükleri ve kristalinite verileriyle ilişkisi.



Şekil 5.11. Hüdaî, Feke ve Zabuk formasyonlarına ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin normal ve glikollü çekimlerine ait kristalinite verileri ile belirlenen kristalit büyüklükleri (diyagram Jaboyedoff ve diğ., 2001'den alınmıştır).

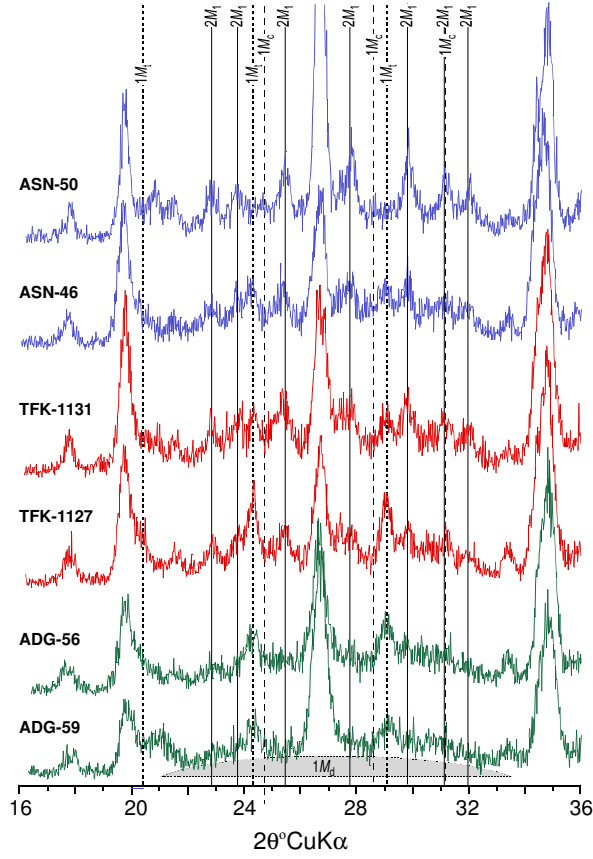
Çizelge 5.5. Hüdai formasyonu illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	Politipi (< 2 μ m)			Politipi (< 1 μ m)			Politipi (< 0.5 μ m)			$d_{(060)}$	
	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	2 μ m	0.5 μ m
ASN-21	40	35	25	35	35	30	25	40	35	-	-
ASN-44	20	45	35	15	45	40	10	45	45	-	-
ASN-45	40	35	25	35	35	30	25	40	35	1.5065	-
ASN-46	60	30	10	55	30	15	45	35	20	1.5065	1.5058
ASN-47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5077	-
ASN-50	70	20	10	55	25	20	45	30	25	1.5081	1.5066
ASN-52	40	25	35	35	25	40	25	30	45	1.5068	1.5060

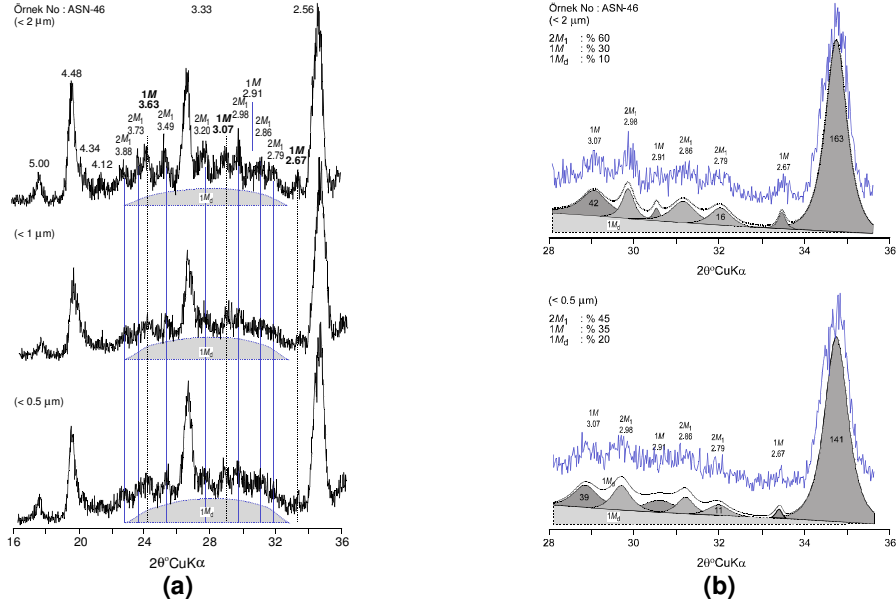


Şekil 5.12. Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonları illitlerinin $d_{(060)}$ değerlerinin tane boyuna göre değişimi.

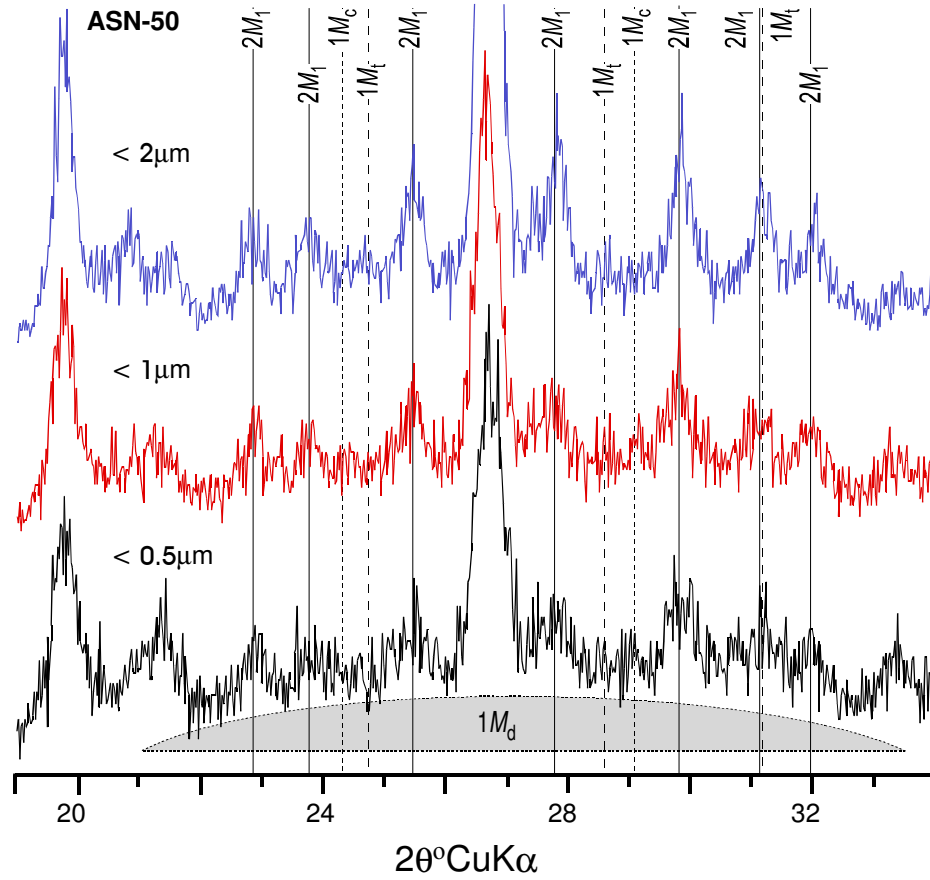
Hüdai formasyonu illitlerinin politipi incelemeleri bunların $2M_1$, $1M$ ve $1M_d$ türlerinin tümünü içerdiklerini ortaya koymuştur (Çizelge 5.5 ve Şekil 5.13). Politipi oranlarının belirlenmesinde Maxwell ve Hower (1967) tarafından oluşturulan pik şiddet oranları yerine, Grathoof ve Moore (1996) tarafından önerilen pik alan oranları kullanılmıştır. Pik alanlarının belirlenmesinde WINFIT programı kullanılmış olup, politip oranları tane boyuna göre az da olsa değişmektedir (Şekil 5.14). Tane boyu azaldıkça, $1M$ ve $1M_d$ politipi miktarı artmakta, $2M_1$ ise azalmaktadır. Formasyona ait illitler $1M$ politipi türü açısından incelendiğinde Celiloğlu üyesi illitleri psödohekzagonal biçimli olmasıyla karakteristik $1M_c$ (cis-vacant), buna karşın Örenkaya üyesi lifsel veya lata biçimli olarak bilinen $1M_t$ (trans-vacant) politipi ile temsil olunmaktadır (bak Şekil 5.13). $1M$ politipinin tane boyu dağılımı ile ilişkisi incelendiğinde, tane boyu < 2 μ m illitlerin $1M_c$, buna karşın tane boyu < 0.5 μ m illitler $1M_t$ polipine sahip olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.15). Benzer durum Alt Permiyen yaşlı kumtaşlarının gözeneklerindeki illitlerde de gözlenmiş olup, $1M_c$ politipindeki artmanın progresif smektit-illit dönüşümünden ziyade sıcaklıkla ilişkili olduğu belirtilmiştir (Lanson ve diğ., 1996).



Şekil 5.13. Hüdai, Feke ve Sandıklı bölgesi illitlerinin $2M_1 + 1M + 1M_d$ politiplerine ait yönlendirilmemiş X-ışınları toz kırınımı desenleri.



Şekil 5.14. a) Hüdai formasyonu illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi, b) WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları.



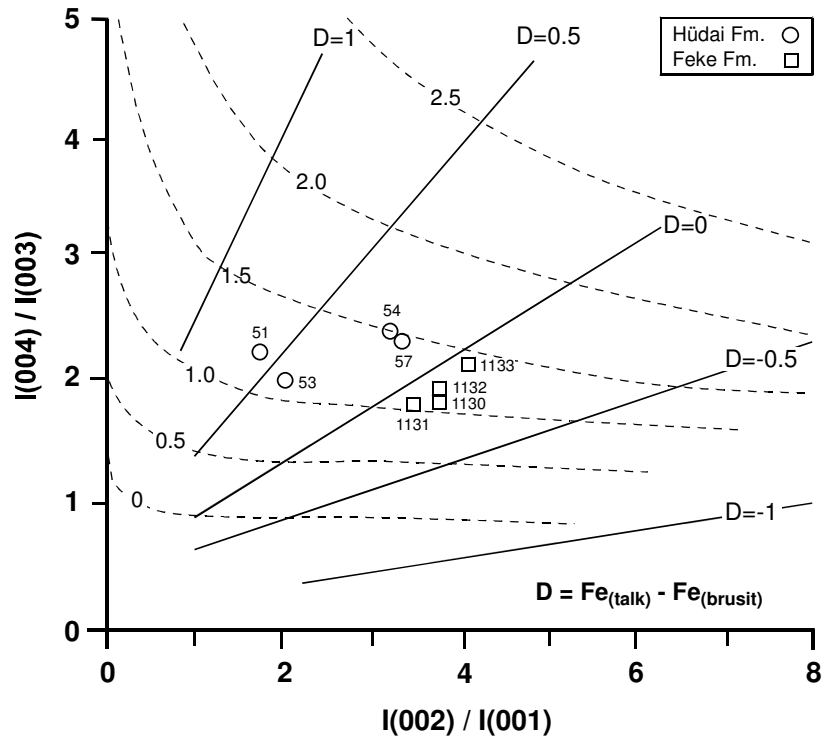
Şekil 5.15. Hüdai formasyonuna ait sleyt örneğindeki illitlerin tane boyu artışına bağlı olarak $1M_1$ - $1M_c$ politipi dönüşümü.

Formasyondaki kloritlerin bazal pik değerleri ve şiddet oranlarına göre kimyasal bileşimleri belirlenmiştir (Çizelge 5.6 ve Şekil 5.16 ve 5.17). Metakumtaşılarındaki kloritler, sleytlerdekilere göre daha yüksek Mg içeriğine sahiptir (Şekil 5.16). Al içerikleri açısından da kısmen farklılıklar bulunmakta olup, sleytlerdeki kloritler daha yüksek miktarda Al içermektedir. AIPEA sınıflamasına göre (Bailey, 1980); metakumtaşılarındaki kloritler klinoklor, sleytlerdeki kloritler ise şamozit olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.17).

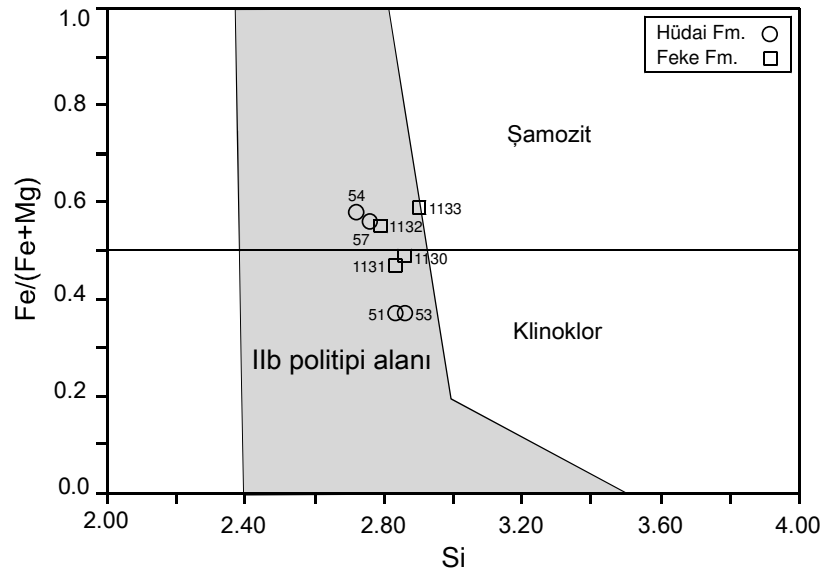
Çizelge 5.6. Hüdai formasyonu kloritlerinin XRD yöntemine göre belirlenen kimyasal bileşimleri.

Örnek No	d(001)	(003)/ (001)	002+004/ 001+003	(002)/ (001)	(004)/ (003)	Talk Fe ⁺²		Brusit Fe ⁺²		ΣFe ⁺²		Al ^{IV}	Mg ^{VI}	Litoloji
						B&B	C&D	B&B	C&D	B&B	C&D			
ASN-51	14.21	0.74	1.95	1.75	2.21	0.87	1.20	0.77	0.60	1.64	1.80	1.17	3.03	Metakumtaşı
ASN-53	14.22	0.78	2.01	2.04	1.98	0.87	1.10	0.86	0.70	1.73	1.80	1.14	3.06	Metakumtaşı
ASN-54	14.18	1.41	2.71	3.18	2.37	0.94	1.50	1.83	1.25	2.77	2.75	1.28	1.97	Kumlu sleyt
ASN-57	14.19	1.15	2.77	3.32	2.29	1.14	1.45	1.71	1.25	2.85	2.65	1.24	2.11	Sleyt

B&B = Brindley ve Brown (1980), C&D = Chagnon ve Desjardins (1991)



Şekil 5.16. Kloritlerin bazal pik oranlarına (Chagnon ve desjardins, 1991) göre talk tabakasındaki Fe içeriği ile talk ve brusit tabakalarındaki dağılımı.



Şekil 5.17. Amanoslar bölgesi kloritlerinin Foster'den (1962) basitleştirilmiş $Si-Fe/(Fe+Mg)$ diyagramındaki konumları.

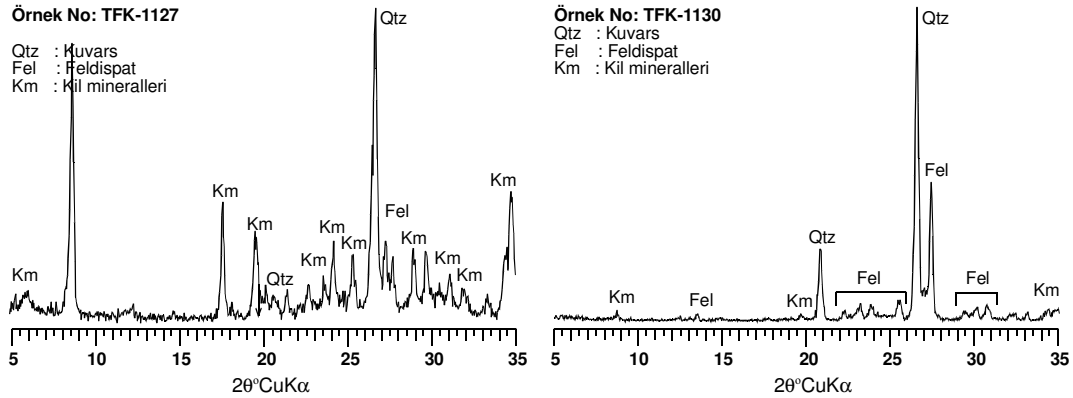
5.2. Feke Formasyonu

Birime ait metakumtaşı ve siltli sleyt litolojileri başlıca kuvars, feldispat ve fillosilikat mineralleri içermektedir (Çizelge 5.7). Bu üç mineral de tüm örneklerde gözlenmekte olup (Şekil 5.18), ortalama değerlerine göre bolluk sırası kil, feldispat ve kuvars biçimindedir (Çizelge 5.8). Formasyondaki feldispat minerallerine ait pikler büyük ölçüde mikroklin pikleri ile çakışmaktadır (bak Şekil 5.2).

Kil fraksiyonunu temsil eden mineralleri illit, klorit ve C-V oluşturmaktadır (Çizelge 5.7). En yaygın kil mineral birlikteliğini illit + klorit oluşturmakta, ayrıca bütünüyle illit ve illit + klorit + C-V birlikteliği de gözlenmektedir (Şekil 5.19). İllit tüm örneklerde bulunmakta, bu minerali klorit ve C-V izlemektedir. Ağırlıklı ortalama değerlerine göre kil minerallerinin bolluk sırası illit, klorit ve C-V biçiminde sıralanmaktadır (Çizelge 5.8).

Çizelge 5.7. Feke formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlmeleri.

Örnek No	Tüm Kayaç			Kil Fraksiyonu		
	Kuvars	Feldispat	Kil	İllit	Klorit	C-V
TFK-1126	48	47	5	100		
TFK-1127	15	14	71	90		10
TFK-1128	59	17	25	55	35	10
TFK-1129	15	13	72	100		
TFK-1130	33	53	14	80	20	
TFK-1131	16	12	72	80	20	
TFK-1132	35	40	25	35	65	
TFK-1133	29	20	51	70	30	

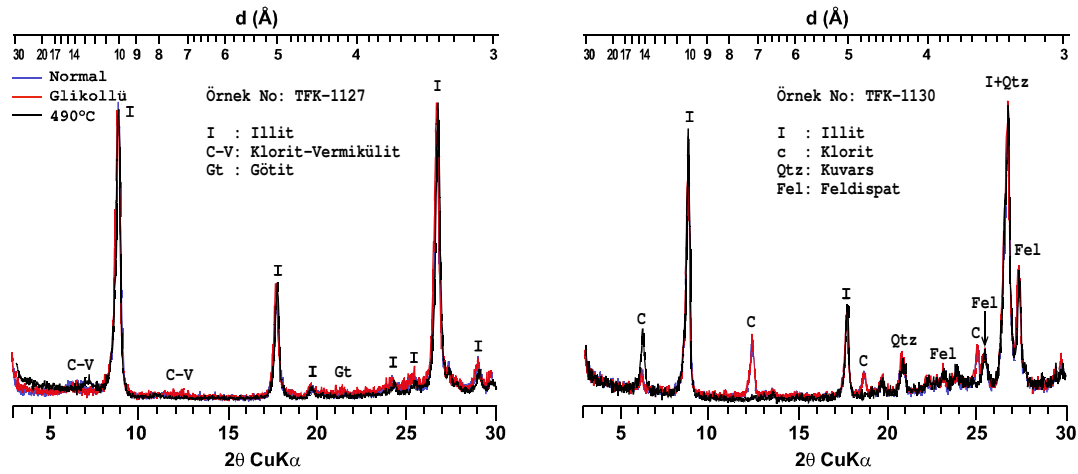


Şekil 5.18. Hüdai formasyonu siltli sleyt (TFK-1127) ve metakumtaşı (TFK-1130) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri.

Çizelge 5.8. Hüdai Formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama
Kuvars	100	8	49	23	23
Feldispat	100	14	61	34	34
Fillosilikat	100	5	78	43	43
İllit	100	35	100	76	76
Klorit	63	20	65	34	21
C-V	25	10	10	10	3

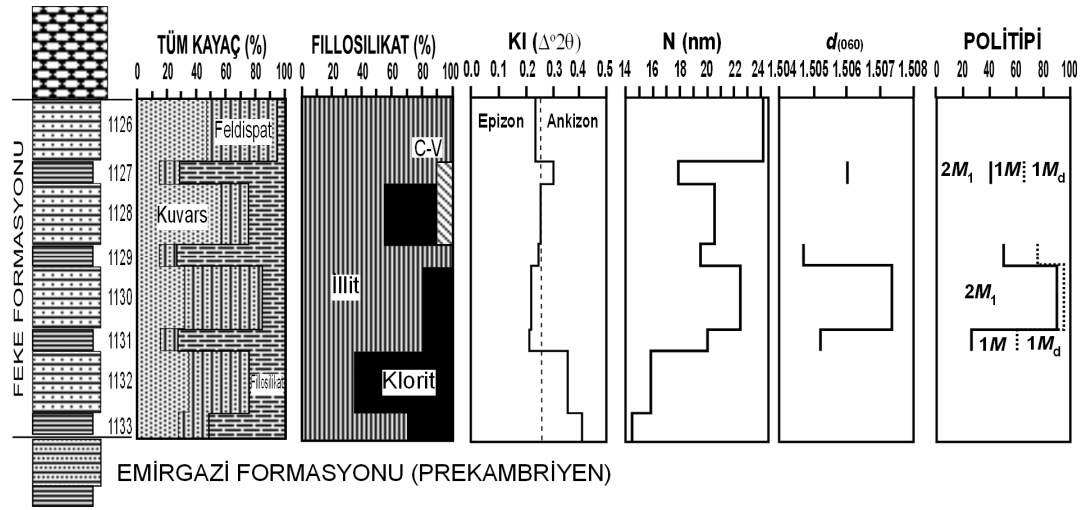
Ağırlıklı Ortalama = (Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama) / 100



Şekil 5.19. Feke formasyonu siltli sleyt (TFK-1127) ve metakumtaşı (TFK-1130) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri.

Formasyondaki litolojilerin tümkayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen minerallerin ölçülü stratigrafi kesitindeki dağılımlarına göre, feldispat miktarının metakumtaşlarında egemen olduğu dikkati çekmektedir (Şekil 5.20). Kil mineralleri açısından kloritler metakumtaşlarında yüksek oranlarda gözlenmekte, sleyt seviyelerinde illitler daha egemen duruma geçmektedir. Formasyonun üst seviyelerinde fillosilikatlar bütünüyle illit ile temsil olunmaktadır. Bu dağılım kil mineral birlikteliklerinin litolojik dağılımın yanı sıra, beslenmedeki değişimler ile de ilişkili olduğunu düşündürmektedir.

Formasyona ait 8 örnekte gerçekleştirilen kristalinite ölçümlerine göre ($0.21-0.41 \Delta^{\circ}2\theta$, ortalama $0.28 \Delta^{\circ}2\theta$), illitler ankizon ve epizonu (ortalama değer olarak yüksek ankizon) temsil eden düşük dereceli metamorfizma derecesini yansıtmaktadır (Çizelge 5.9; bak Şekil 5.5). İllitler tane boyunun $< 2 \mu\text{m} \rightarrow < 0.5 \mu\text{m} \rightarrow < 0.1 \mu\text{m}$ biçiminde azalmasıyla birlikte, sırasıyla yüksek ankizon $\rightarrow$ düşük ankizon $\rightarrow$ geç diyajenez derecelerini yansıtan KI değerleri sunmaktadır (bak Şekil 5.6.b, Şekil 5.8 ve Şekil 5.21).



Şekil 5.20. Feke formasyonunda mineralojik verilerin düşey dağılımı.

Çizelge 5.9. Feke formasyonu illitlerinin WINFIT programı ile belirlenen kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve tane boyuna göre dağılımları.

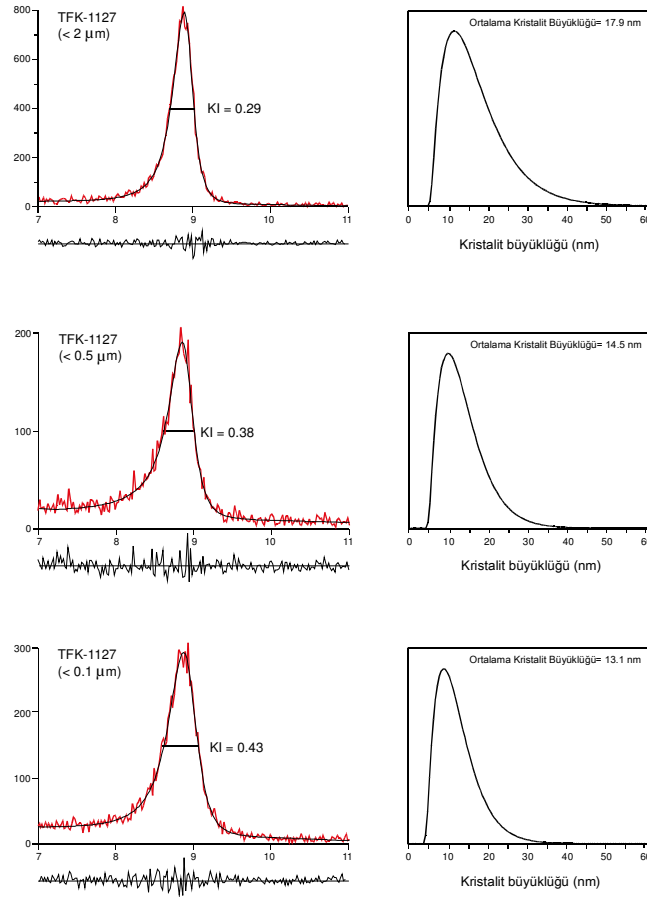
Örnek No	KI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		WCI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		PCI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		WCI (d_{001} Å)		PCI (d_{001} Å)		N (nm)*		WCI-N (nm)*		PCI-N (nm)*		I(002)/I(001)
	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	
TFK-1126	0.23	0.26	0.19	0.16	0.23	0.25	10.00	10.00	10.27	10.23	24.1	22.9	29.5	23.1	10.3	8.0	0.35
TFK-1127	0.29	0.38	0.25	0.29	0.53	0.67	10.01	10.01	10.26	10.30	17.9	14.5	23.7	20.3	9.4	9.1	0.36
TFK-1128	0.25	0.34	0.17	0.18	0.36	0.45	10.01	10.03	10.25	10.21	20.6	14.8	30.6	25.7	6.8	6.1	0.33
TFK-1129	0.24	0.40	0.14	0.24	0.44	0.52	10.00	10.02	10.19	10.26	19.5	13.0	33.5	20.0	13.4	5.6	0.43
TFK-1130	0.22	0.26	0.18	0.19	0.42	0.51	10.01	10.01	10.21	10.24	22.5	19.7	31.2	27.5	11.7	11.2	0.36
TFK-1131	0.21	0.43	0.17	0.33	0.43	0.74	10.01	10.01	10.24	10.24	20.1	13.9	28.7	17.8	10.0	9.5	0.42
TFK-1132	0.35	0.42	0.26	0.28	0.63	0.46	10.05	10.06	10.35	10.36	15.8	14.0	21.7	20.0	9.6	8.9	0.42
TFK-1133	0.41	0.49	0.25	0.39	0.51	0.52	10.05	10.06	10.32	10.50	14.4	13.2	21.5	16.5	6.8	6.4	0.55

* N değerleri WINFIT programı ile belirlenmiştir.

Çizelge 5.10. Feke formasyonu illitlerinin normal ve glükollü çekimlerdeki kristalinite ve kristalit büyüklüğü, % smektit içerikleri ve tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	KInormal ($\Delta^{\circ}2\theta$)		Kİglükollü ($\Delta^{\circ}2\theta$)		N (nm)*		% Smektit*	
	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm
TFK-1126	0.23	0.26	0.23	0.22	29	23	0.0	2.5
TFK-1127	0.29	0.38	0.26	0.34	21	15	2.5	2.5
TFK-1128	0.25	0.34	0.22	0.32	23	17	2.0	2.0
TFK-1129	0.24	0.40	0.23	0.37	25	14	2.0	2.0
TFK-1130	0.22	0.26	0.21	0.22	28	22	2.5	2.5
TFK-1131	0.21	0.43	0.21	0.41	30	13	0.5	1.5
TFK-1132	0.35	0.42	0.33	0.36	17	14	3.0	3.0
TFK-1133	0.41	0.49	0.36	0.43	14	12	3.0	3.0

* N değerleri ve % smektit içerikleri Jaboyedoff ve diğ. (2001) diyagramına göre belirlenmiştir.



Şekil 5.21. Feke formasyonuna ait sleyt örneğindeki illitlerin $< 2 \mu\text{m}$, $< 0.5 \mu\text{m}$ ve $< 0.1 \mu\text{m}$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri.

Feke formasyonuna ait illitlerin WINFIT programı ve normal ve glikollü çekimlerdeki kristalinite verilerinden itibaren Jaboyedoff ve diğ. (2001) tarafından önerilen diyagrama göre belirlenen kristalit büyüklükleri Çizelge 5.9 ve 5.10'da verilmiştir. Elde edilen verilere göre; birime ait illitlerin kristalit büyüklükleri 15-30 nm arasında değişmekte olup, Hüdai formasyonu illitlerinden düşük değerler sunmaktadır (bak Şekil 5.9, 5.10 ve 5.11). Feke formasyonu illitlerinin kristalit büyüklüğü değerleri anki- ve epimetamorfik KI değerleriyle birlik oluşturmaktadır.

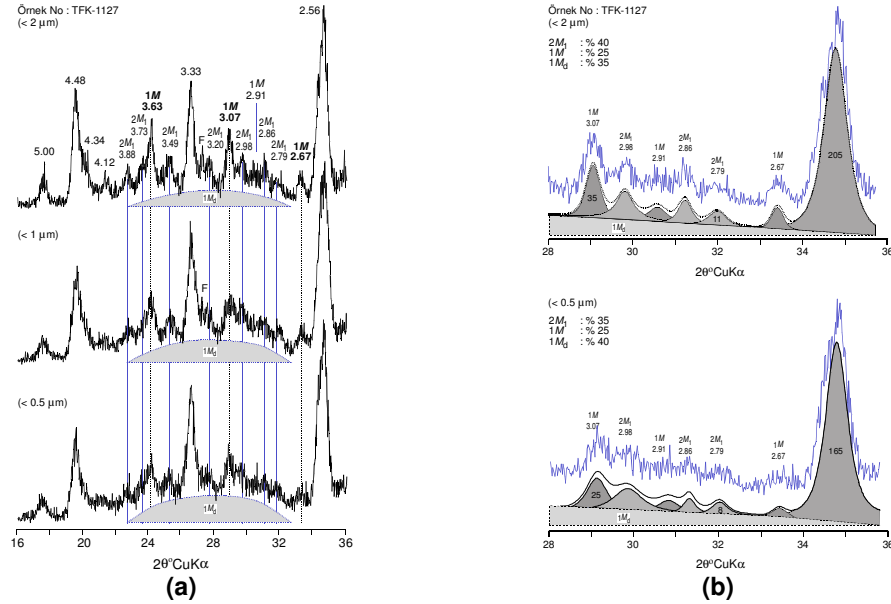
İllitlerin $d_{(060)}$ değerleri 1.5047-1.5073 Å (ortalama 1.5058 Å) ölçülmüştür (Çizelge 5.11). Bu değerler illitlerin oktahedral Fe+Mg içeriklerinin 0.55-0.67 (ortalama 0.60) arasında değiştiğini, diğer bir ifadeyle fenjitik bileşimli olduklarını göstermektedir. İllitlerin tane boyundaki azalmayla birlikte, azalan kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü ile birlikte $d_{(060)}$ değerleri de azalmaktadır (bak Şekil 5.12; Çizelge 5.11).

Çizelge 5.11. Feke formasyonu illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	Politipi (< 2 μ m)			Politipi (< 1 μ m)			Politipi (< 0.5 μ m)			$d_{(060)}$	
	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	2 μ m	0.5 μ m
TFK-1127	40	25	35	35	25	40	35	25	40	1.5061	1.5044
TFK-1129	50	25	25	45	25	30	40	30	30	1.5047	1.5030
TFK-1130	90	5	5	80	10	10	80	10	10	1.5073	
TFK-1131	25	35	40	20	35	45	20	35	45	1.5052	1.5035

Politipi incelemeleri Feke formasyonu illitlerinin $2M_1$, $1M$ ve $1M_d$ türlerini içerdiğini göstermiştir (Çizelge 5.11; bak Şekil 5.13). WINFIT programı ile hesaplanan pik alanlarından itibaren hesaplanan politip oranlarına göre (Şekil 5.22); metakumtaşlarında (TFK-1130) $2M_1$, sleytlerde (TFK-1127, 1129 ve 1131) $1M + 1M_d$ politipleri daha egemendir. Diğer taraftan tane boyu azaldıkça $2M_1$ oranı azalmakta, buna karşın $1M_d$ oranı artmaktadır. Formasyondaki illitlerin $1M$ türü tüm tane boylarında bütünüyle $1M_t$ (trans-vacant) ile temsil olunmaktadır (bak Şekil 5.13). Bu durum, kristalinite verilerinden de gözlenebileceği gibi, formasyondaki $1M$ illitlerinin Hüdai formasyonundaki eşdeğerlerine göre daha düşük diyajenez/metamorfizma derecesine sahip olmasından kaynaklanmaktadır.

Formasyondaki kloritlerin XRD yöntemiyle belirlenen kimyasal bileşimlerine göre (Çizelge 5.12 ve bak Şekil 5.17), oktahedral Fe ve Mg içerikleri birbirine yakın olup, AIPEA sınıflamasına göre (Bailey, 1980), klinoklor ve şamozit bileşimine sahiptir. Diğer taraftan kloritlerin Fe içeriklerinin talk ve brusit tabakasındaki dağılımları birbirine yakın olup, brusit tabakasındaki oranı biraz daha yüksektir (bak Şekil 5.16; Çizelge 5.12).



Şekil 5.22. a) Feke formasyonu illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi, b) WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları.

Çizelge 5.12. Feke formasyonu kloritlerinin XRD yöntemine göre belirlenen kimyasal bileşimleri.

Örnek No	d(001)	(003)/	002+004/	(002)/	(004)/	Talk Fe ⁺²		Brusit Fe ⁺²		ΣFe ⁺²		Al ^{IV}	Mg ^{VI}	Litoloji
		(001)	001+003	(001)	(003)	B&B	C&D	B&B	C&D	B&B	C&D			
TFK-1130	14.22	1.22	2.67	3.72	1.80	1.03	1.10	1.69	1.30	2.71	2.40	1.14	2.46	Metakumtaşı
TFK-1131	14.21	1.30	2.49	3.43	1.77	0.85	1.05	1.61	1.20	2.46	2.25	1.17	2.58	Siltli sleyt
TFK-1132	14.20	1.52	2.62	3.72	1.91	0.82	1.25	1.82	1.40	2.64	2.65	1.21	2.14	Metakumtaşı
TFK-1133	14.23	1.27	2.96	4.03	2.11	1.20	1.40	1.92	1.50	3.11	2.90	1.10	2.00	Siltli sleyt

5.3. Zabuk Formasyonu

Birimi oluşturan metakumtaşları başlıca kuvars, kil ve feldispat mineralleri içermektedir (Çizelge 5.13, Şekil 5.23). Kuvars ve kil mineralleri tüm örneklerde gözlenmekle birlikte, feldispatlar daha düşük bulunuş frekansına sahiptir (Çizelge 5.14). Genel ortalama değerlerine göre kuvars en bol bulunan mineral olup, bunu fillosilikat ve feldispat mineralleri izlemektedir.

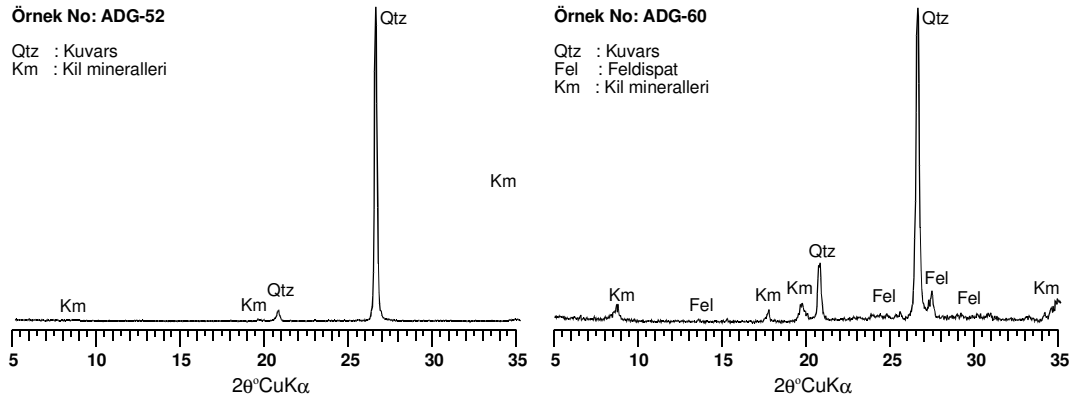
Metakumtaşları başlıca illit ve kaolinit içermektedir. Birim, Hüdei ve Feke formasyonlarından farklı olarak klorit yerine kaolinit içermesiyle karakteristiktir. Baskın kil mineralini illit oluşturmakta, kaolinit miktarı en az düzeyde (% 2) kalmaktadır (bak Çizelge 5.14). Kil mineral parajenezi illit ± kaolinit olup (Şekil 5.24), bazı örnekler hemen hemen tümüyle illitten oluşmaktadır. Ayrıca, iki örneğin kil fraksiyonunda götitin zenginleştiği de görülmüştür.

Tüm kayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen minerallerin ölçülü stratigrafi kesitindeki dağılımlarına göre, alt seviyelerde kuvars, üst seviyelerde ise fillosilikat miktarı daha bol gözlenmektedir (Şekil 5.25). Kaolinit en alt seviyedeki metakumtaşlarında en yüksek oranda belirlenmiştir.

Formasyona ait toplam 8 örnekte ölçülen illit kristalinite verileri (0.27-0.47 Δ°2θ, ortalama 0.37 Δ°2θ), büyük ölçüde ankizon, kısmen de geç diyajenez koşullarını yansıtmaktadır (Çizelge 5.15; bak Şekil 5.5). İllitler tane boyunun < 2 μm → < 0.5 μm biçiminde azalmasıyla birlikte, artan pik genişliği değerleri sunmaktadır (bak Şekil 5.6.b, Şekil 5.8 ve Şekil 5.26).

Çizelge 5.13. Zabuk formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlemeleri.

Örnek No	TÜM KAYAÇ				KİL FRAKSİYONU		Kayaç Adı
	Qtz	Fel	Kil	Diğer Mineraller	İllit	Kaolinit	
ADG-52	95		5		89	11	Metakumtaşı
ADG-53	84		16		100		Metakumtaşı
ADG-54	60	16	24		100		Metakumtaşı
ADG-56	44	7	49		98	2	Metakumtaşı
ADG-57	56	4	40	Götit	100		Metakumtaşı
ADG-58	43	5	52		99	1	Metakumtaşı
ADG-59	62	5	33	Götit	100		Metakumtaşı
ADG-60	41	15	44		96	4	Metakumtaşı

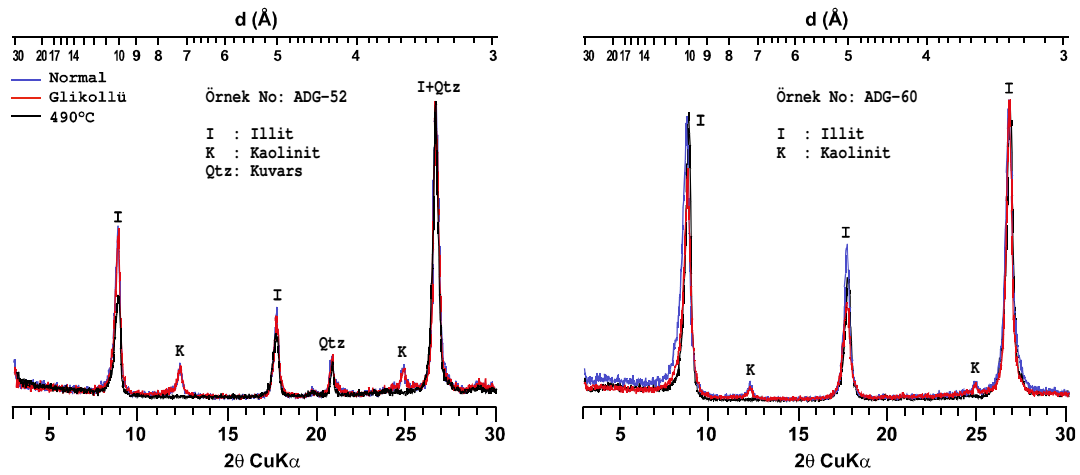


Şekil 5.23. Zabuk formasyonu metakumtaşı (ADG-52 ve ASN-60) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri.

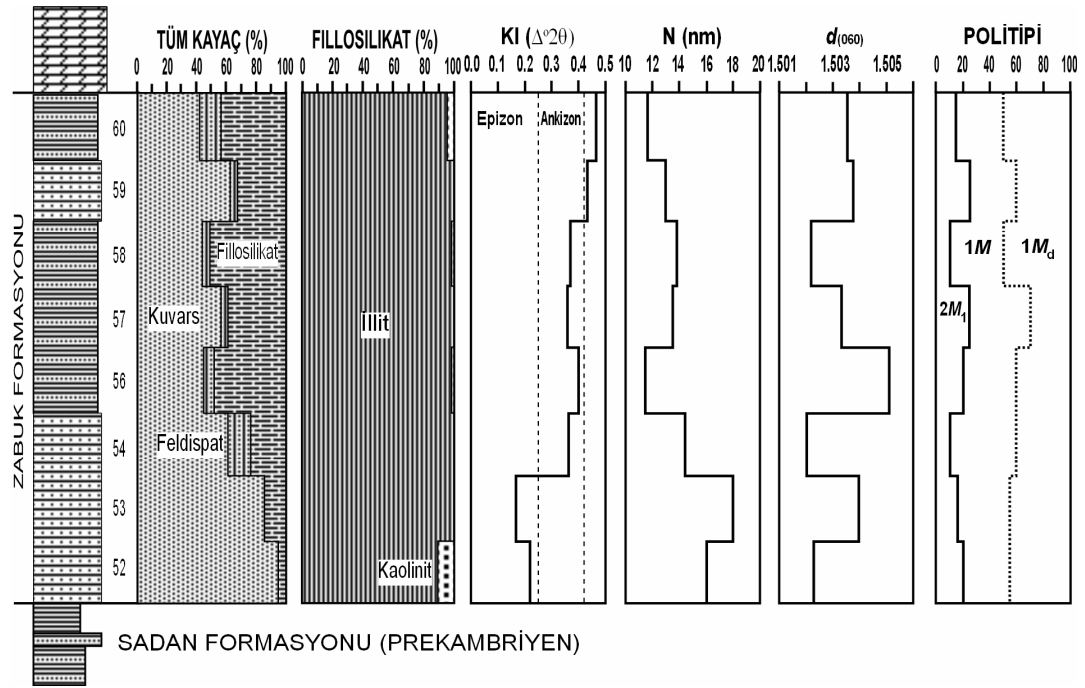
Çizelge 5.14. Zabuk formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama
Kuvars	100	41	95	61	61
Feldispat	75	4	16	9	6
Kil Min.	100	5	52	33	33
İllit	100	89	100	98	98
Kaolinit	50	1	11	5	2

Ağırlıklı Ortalama = (Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama) / 100



Şekil 5.24. Zabuk formasyonu metakumtaşı (ADG-52 ve ADG- 60) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri.



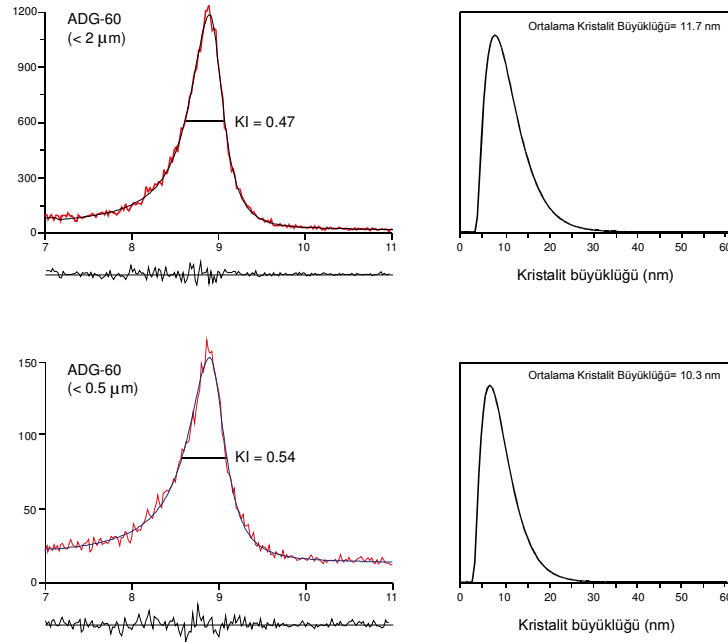
Şekil 5.25. Zabuk formasyonunda mineralojik verilerin düşey dağılımı.

Çizelge 5.15. Zabuk formasyonu illitlerinin WINFIT programı ile belirlenen kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerleri ve tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	KI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		WCI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		PCI ($\Delta^{\circ}2\theta$)		WCI (d_{001} Å)		PCI (d_{001} Å)		N (nm)*		WCI-N(nm)*		PCI-N (nm)*		I(002)/I(001)
	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	
ADG-52	0.32	0.39	0.29	0.37	0.55	1.07	10.02	10.04	10.33	10.58	15.9	13.6	21.0	15.8	9.8	6.0	0.53
ADG-53	0.27	0.37	0.21	0.32	0.49	0.59	10.01	10.02	10.26	10.41	18.0	14.4	31.5	18.8	10.4	9.6	0.53
ADG-54	0.36	-	0.34	-	0.70	-	10.05	-	10.44	-	14.4	-	18.0	-	7.7	-	0.60
ADG-56	0.40	-	0.30	-	0.73	-	10.05	-	10.49	-	11.4	-	18.6	-	6.5	-	0.62
ADG-57	0.36	-	0.33	-	0.59	-	10.06	-	10.46	-	13.6	-	17.5	-	5.5	-	0.59
ADG-58	0.37	0.45	0.31	0.41	0.62	0.88	10.06	10.07	10.41	10.53	13.9	12.4	19.0	15.2	8.1	6.8	0.55
ADG-59	0.43	0.46	0.37	0.38	0.70	0.76	10.02	10.04	10.37	10.45	13.0	12.9	16.8	15.9	8.6	7.2	0.59
ADG-60	0.47	0.54	0.37	0.39	0.74	0.84	10.04	10.05	10.47	10.48	11.7	10.3	15.9	14.3	6.6	6.7	0.56

* N değerleri WINFIT programı ile belirlenmiştir.

Zabuk formasyonu illitlerinin WINFIT programı ile belirlenen kristalit büyüklüklerinin yanı sıra (bak Çizelge 5.15), normal ve glikollü çekimlerden itibaren Jaboyedoff ve diğ. (2001) tarafından oluşturulan diyagramda belirlenen kristalit büyüklükleri de (Çizelge 5.17) ayrı ayrı sunulmuştur. Bu veriler, formasyona ait illitlerin kristalit büyüklüklerinin yaklaşık olarak 12-20 nm arasında değiştiğini, diğer bir ifadeyle KI verilerinde de olduğu gibi, Hüdai ve Feke formasyonları illitlerinden çok daha düşük değerler sunduğu görülmüştür (bak Şekil 5.9, 5.10 ve 5.11).



Şekil 5.26. Zabuk formasyonuna ait metakumtaşı örneğindeki illitlerin $< 2 \mu\text{m}$ ve $< 0.5 \mu\text{m}$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri.

Çizelge 5.16. Zabuk formasyonu illitlerinin normal ve glikollü çekimlerdeki kristalinite ve kristalit büyüklüğü, % smektit içerikleri ve tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	Kl _{normal} ($\Delta^{\circ}2\theta$)		Kl _{glikollü} ($\Delta^{\circ}2\theta$)		N (nm)*		% Smektit*	
	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm	2µm	0.5 µm
ADG-52	0.32	0.40	0.31	0.39	17	14	1	1
ADG-53	0.27	0.38	0.26	0.37	23	15	1	1
ADG-54	0.36	-	0.34	-	16	-	2	-
ADG-56	0.40	-	0.37	-	14	-	2	-
ADG-57	0.36	-	0.35	-	16	-	1	-
ADG-58	0.37	0.45	0.36	0.44	16	13	1	1
ADG-59	0.43	0.46	0.40	0.40	14	13	2	3
ADG-60	0.47	0.54	0.43	0.50	12	10	3	3

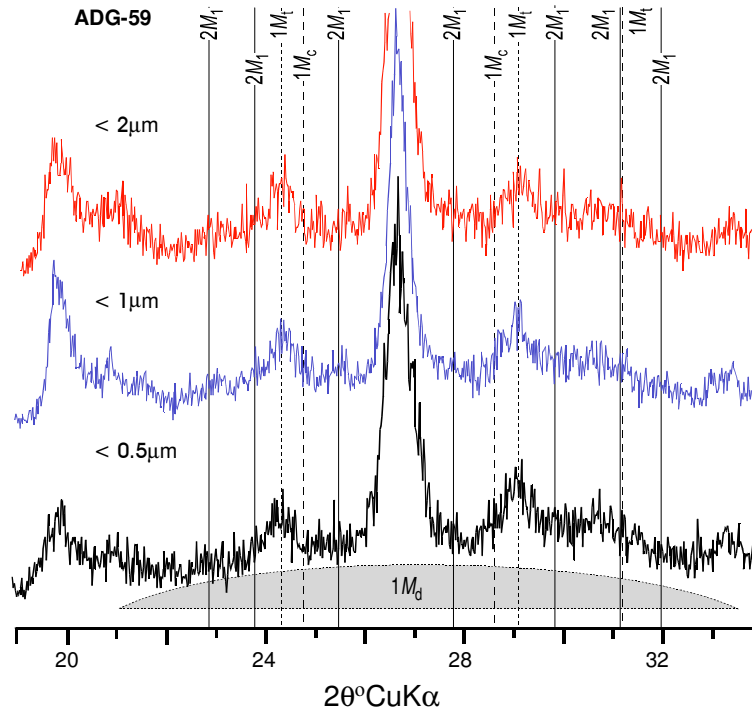
*Jaboyedoff ve diğ. (2001) diyagramına göre belirlenmiştir.

İllitlerin $d_{(060)}$ değerleri $1.5020\text{-}1.5051 \text{ \AA}$ (ortalama $1.5033 \text{ \AA}$), oktahedral Fe+Mg içeriklerinin $0.41\text{-}0.57$ (ortalama 0.48) arasında değiştiğini, diğer bir ifadeyle muskovit-fenjit arasında fenjite daha yakın bir bileşimi yansıtmaktadır (Çizelge 5.17). Birimdeki illitlerin $d_{(060)}$ değerleri, Hüdai ve Feka formasyonlarındaki eşdeğerlerine göre daha düşük olmasıyla karakteristiktir (bak Şekil 5.5 ve Şekil 5.12). İllitlerin azalan tane boyu- $d_{(060)}$ değerlerinin değişimi incelendiğinde, azalan kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğüne paralel biçimde $d_{(060)}$ değerleri de azalmaktadır (bak Şekil 5.12; Çizelge 5.17).

Çizelge 5.17. Zabuk formasyonu illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	Politipi (< 2 μ m)			Politipi (< 1 μ m)			Politipi (< 0.5 μ m)			$d_{(060)}$	
	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	2 μ m	0.5 μ m
ADG-52	15	35	50	10	35	55	10	30	60	1.5036	1.5032
ADG-53	25	35	40	20	30	50	15	30	55	1.5038	1.5032
ADG-54	10	40	50	-	-	-	-	-	-	1.5022	-
ADG-56	25	45	30	-	-	-	-	-	-	1.5033	-
ADG-57	20	40	40	-	-	-	-	-	-	1.5051	-
ADG-58	10	50	40	5	45	50	5	40	55	1.5020	1.5016
ADG-59	15	40	45	10	40	50	10	35	55	1.5040	-
ADG-60	20	35	45	10	35	55	10	30	60	1.5022	-

Politipi incelemelerine göre; Zabuk formasyonu illitleri $1M$, $1M_d$ ve $2M_1$ türlerini içermektedir (Çizelge 5.17; bak Şekil 5.13). WINFIT programı ile belirlenen alanlarına göre hesaplanan politip oranları, metakumtaşlarında $1M$ ve $1M_d$ politipleri daha egemendir. İllitlerin tane boyu azaldıkça $2M_1$ oranı azalmakta ve $1M_d$ oranı artmakta olup, $1M$ politipi oranında belirgin bir farklılık olmamaktadır. Formasyondaki $1M$ illitler, Feke formasyonundaki illitlere benzer biçimde, bütünüyle $1M_i$ ile temsil olunmaktadır (Şekil 5.27).



Şekil 5.27. Zabuk formasyonu illit politiplerinin X-ışınları toz kırınımı desenlerinin tane boyuna göre değişimi.

6. KUMTAŞI JEOKİMYASI

Sedimanlardaki element derişimleri; yüzeysel bozunma, diyajenez, sediman boylanması, provenans ve akışkan jeokimyasının etkileri ile denetlenmektedir. En yüksek derişimler kil içeren sedimanlarda bulunmakta ve çoğu jeokimyasal çalışmalar bu litolojiler üzerinde yoğunlaşmaktadır.

Seçilmiş iz elementler belirli jeokimyasal süreçleri ve sedimanter provenansları tanımlamak için kullanılabilir. Bu çerçevede en önemli elementler REE, Th, Sc ve daha az olarak da Cr ve Co'dır. Bu elementler deniz, okyanus ve ırmak sularında düşük derişimlere sahip olup, elementsel oranlar diyajenez ve metamorfizmadan etkilenmezler (Örneğin; Rollinson, 1993). Bu nedenle ilgili elementler sedimanların terrijen bileşenlerinde taşınırlar ve türedikleri kaynak bölgeyi yansıtır. Yukarıdaki elementlerin dışındakilerin çözünürlüğü daha yüksektir. Örneğin, Fe, Mn, Pb ve bazen Cr diyajenez sırasında hareketlidir. Cs, Rb ve Ba yüzeysel bozunma sırasında sabitlenip ortamda kalır, fakat Sr yıkanarak uzaklaştırılır. Zr, Hf ve Sn gibi haraketsiz elementler tane boyuna göre mekanik olarak dağılım gösterebilir ve ağır mineral derişimleri ile denetlenebilirler.

Klastik sedimanlar için iz element ayırtman diyagramlarının kullanılması, magmatik kayalarındaki kadar yaygın olmamakla birlikte; üçgen, ikili ve çoklu element değişim diyagramları yapılabilir.

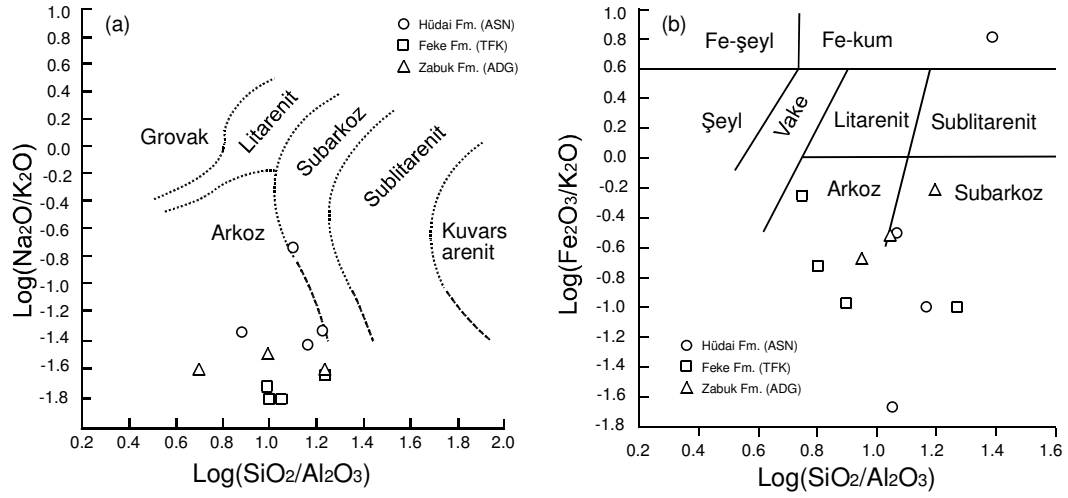
6.1. Sınıflandırılma ve Adlandırma

Metakumtaşlarında yapılan kimyasal çözümler Çizelge 6.1 da sunulmuştur. Bu kayalarda en bol bulunan element oksitleri SiO_2 % 67-92, Al_2O_3 % 4-12, tFe_2O_3 % 1-8, Na_2O % 0.1-0.2 ve K_2O % 0.8-7.8 arasında değişmektedir.

Pettijohn ve diğ. (1972) tarafından oluşturulan $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ ikili değişim diyagramında metakumtaşları birimlere göre önemli farklılıklar göstermemektedir (Şekil 6.1 a). Modal mineralojik bileşime göre; çoğunlukla subarkoz ve feldispatik grovıkları temsil eden metakumtaşları; kimyasal bileşimlerine göre bir örnek arkoz-subarkoz sınırında, diğerleri ise arkoz sınırları içinde yer almaktadır. Bu farklılık matristeki serizitik beyaz K-mika minerallerinin yaygınlığından kaynaklanmakta olup; diyagramda kumtaşları $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ ekseninde Na_2O içeriği Hüdai-Zabuk-Feke yönünde azalacak biçimde gruplanmaktadır. Herron'un (1988) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ ikili değişim diyagramında ise metakumtaşları geniş bir aralıkta yayılmakta ve çoğunlukla ayrı kesimlerde kümelenmektedir (Şekil 6.1b). Sandıklı metakumtaşları çoğunlukla subarkoz, Feke metakumtaşları arkoz ve Zabuk metakumtaşları arkoz-subarkoz bölümlenmesi içindedir. Her iki diyagramda örneklerin SiO_2 eksenine yakın konumlanması, serizitik mikaların bolluğundan ileri gelen K_2O içeriklerinin yüksek olmasıyla ilişkilidir.

Çizelge 6.1. Metakumtaşlarının ana ve iz element kimyasal bileşimleri.

Birim	Hassa (Zabuk Fm.)			Feke (Feke Fm.)				Sandıklı (Hüdaı Fm.)			
Oksit %	ADG-54	ADG-57	ADG-59	TFK-1126	TKF-1128	TFK-1130	TFK-1132	ASN-20	ASN-44	ASN-49	ASN-60
SiO ₂	86.21	84.45	83.11	90.01	74.52	77.06	66.70	82.79	86.76	82.37	91.70
TiO ₂	1.31	0.182	0.383	0.097	0.391	0.391	1.001	0.257	0.591	0.581	0.093
Al ₂ O ₃	5.48	7.61	9.27	4.83	11.63	9.67	11.92	7.31	5.86	7.02	3.74
ΣFe ₂ O ₃	3.56	1.94	1.82	0.93	2.96	2.07	8.00	0.34	0.79	2.91	1.63
MnO	0.007	0.009	0.009	0.002	0.005	0.002	0.006	< 0.001	0.002	0.005	0.009
MgO	0.26	0.49	0.61	0.09	2.13	0.46	2.73	0.36	0.40	0.89	0.83
CaO	0.04	0.05	0.02	0.11	0.28	0.22	0.33	0.14	0.10	0.21	0.16
Na ₂ O	0.07	0.06	0.08	0.08	0.09	0.11	0.10	0.28	0.14	0.13	0.15
K ₂ O	2.26	2.51	3.38	3.75	6.30	7.78	5.65	6.44	3.14	3.72	0.83
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.07	0.09	0.15	0.17	0.25	0.12	0.08	0.15	0.13
LOI	1.17	1.85	2.13	0.50	2.53	0.84	2.55	0.63	1.00	1.64	1.14
Total	100.40	99.21	100.90	100.50	101.00	98.77	99.24	98.65	98.85	99.64	100.40
Cr	160	30	80	110	60	30	90	40	40	40	170
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	50	< 20	50	< 20	20	< 20	70
Co	4	2	3	11	5	8	5	11	4	8	10
Sc	4	5	4	1	12	5	14	1	6	5	4
V	49	24	23	12	73	37	122	8	36	42	27
Cu	< 10	< 10	< 10	30	20	< 10	10	< 10	< 10	60	40
Pb	43	< 5	15	28	8	8	12	7	12	6	< 5
Zn	30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Bi	0.8	0.8	0.6	0.9	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.4	< 0.1	0.4
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	2	<1	2	<1	2	1	3	2	1	1	<1
W	67.2	27.1	54.8	250.0	55.2	111.0	66.0	237.0	86.7	66.5	108.0
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1.1	2.2	< 0.2	6	1.7	3
Ge	0.8	0.9	0.9	0.7	1.4	1	1.8	0.9	1.1	1	1
Be	1	1	1	<1	2	<1	3	<1	1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	43	52	74	48	98	92	106	75	70	66	28
Cs	0.8	2.8	3.2	0.5	1.6	0.8	4.6	0.8	1.6	1.3	1.1
Ba	140	87	168	317	543	595	497	741	316	477	116
Sr	24	15	19	22	35	38	39	43	30	37	7
Tl	0.18	0.16	0.24	0.13	0.23	0.25	0.30	0.33	0.26	0.26	0.11
Ga	7	9	11	4	24	10	24	5	7	8	5
Ta	2.38	0.34	0.72	0.95	0.66	0.89	1.22	1.1	1.05	0.9	0.49
Nb	19.0	3.0	5.8	1.7	5.6	5.2	13.6	3.0	7.2	7.4	1.4
Hf	11.9	1.6	3.8	1.4	3.5	4.3	6.3	2.5	10.5	8.8	1.6
Zr	476	76	174	55	127	191	257	109	432	371	69
Y	26.8	24.4	13.1	10.9	9.8	19.5	52.8	12.5	9.9	14.0	21.9
Th	32.8	4.34	6.19	2.38	4.78	6.13	6.62	3.08	8.44	9.3	2.82
U	2.60	1.44	1.48	0.90	2.61	1.44	5.09	0.55	1.57	1.83	0.94
La	17.3	37.4	29.8	17.0	16.2	19.9	19.4	14.5	13.9	15.8	8.76
Ce	27.0	66.8	56.1	34.5	31.7	43.5	43.0	29.8	26.9	37.8	19.5
Pr	3.95	7.03	6.31	3.60	3.50	4.95	4.83	3.70	3.35	4.27	2.19
Nd	14.7	23.1	22.2	12.8	13.3	18.6	20.4	14.2	12.8	15.9	8.78
Sm	3.72	3.34	3.09	2.34	2.61	3.53	6.02	2.55	2.49	3.19	2.20
Eu	1.13	0.803	0.61	0.588	0.658	0.931	2.24	0.624	0.565	0.829	0.639
Gd	4.33	3.15	2.04	2.02	2.16	3.32	9.25	2.15	1.94	3.10	3.52
Tb	0.77	0.57	0.32	0.35	0.35	0.59	1.76	0.37	0.33	0.51	0.67
Dy	4.55	3.35	1.89	1.93	1.87	3.45	9.92	2.24	1.95	2.63	3.93
Ho	0.94	0.65	0.38	0.37	0.36	0.67	1.77	0.46	0.41	0.52	0.73
Er	2.91	1.91	1.13	1.10	1.12	2.01	4.98	1.44	1.32	1.59	2.00
Tm	0.471	0.282	0.169	0.157	0.186	0.299	0.723	0.224	0.215	0.245	0.274
Yb	3.04	1.76	1.10	1.01	1.31	1.90	4.44	1.40	1.50	1.63	1.60
Lu	0.459	0.248	0.169	0.144	0.204	0.280	0.644	0.203	0.248	0.276	0.215



Şekil 6.1. Metakumtaşlarının $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn ve diğ., 1972) ve $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) değişim diyagramlarında adlandırılması.

6.2. Sedimanter Süreçler

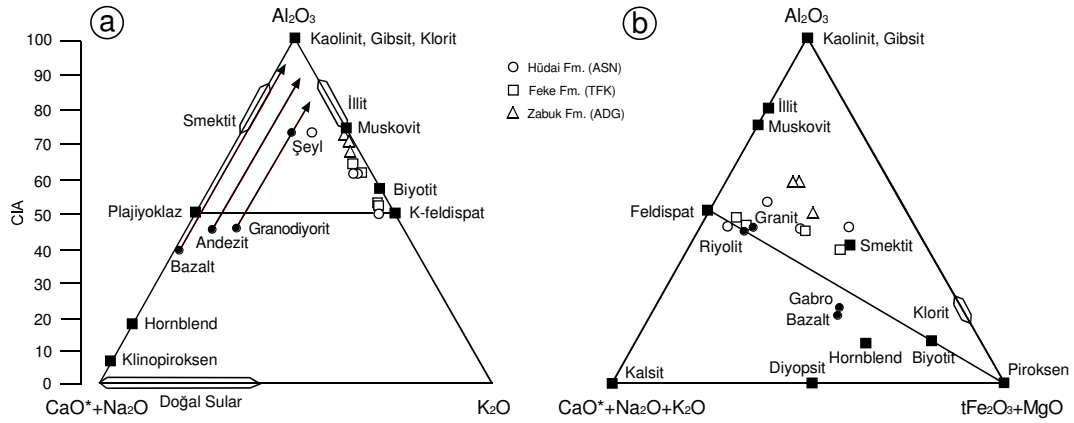
6.2.1. Yüzeysel bozunma

Terrijen sedimanter kayaçların jeokimyasını en çok etkileyen sedimanter süreçlerden birisi yüzeysel bozunmadır. Üst kıtasal kabuğun tipik yüzeysel bozunmasında feldispatların ve kısmen volkanik camın alterasyonu belirleyici olmaktadır. Çünkü, bağıl olarak dayanıklı bir mineral olan kuvars ihmal edilirse, bu grup minerallerin ortalaması üst kıtasal kabuğun yaklaşık olarak % 70'ini oluşturmaktadır (Nesbitt ve Young, 1984; Taylor ve McLennan, 1985). Bu nedenle, ana-element bileşimindeki etkinin çoğu Al_2O_3 – $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ – K_2O jeokimyasal sisteminde değerlendirilmekte (Nesbitt ve Young, 1984) ve bir yüzeysel bozunma indeksi (Kimyasal Alterasyon İndeksi-CAI) formülize edilmektedir (Örneğin; Nesbitt ve Young, 1984; Nesbitt ve diğ., 1996):

$$\text{CIA}=100.[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})] \text{ veya } \text{CIA}=100.[\text{A}/(\text{A}+\text{C}^*+\text{N}+\text{K})]$$

Burada; oksitler mol fraksiyonu olarak kullanılmıştır. CaO^* sadece kalsiyum silikat minerallerine bağlı kalsiyumu belirtmekte olup, detritik ve diyajenetik karbonat ve fosfat minerallerine bağlı kalsiyumun bulunması durumunda tümkayaç bileşiminde düzeltme yapılmalıdır.

CIA değerleri; kaolin gibi saf alüminosilikat kalıntıları için 100 olmak üzere, yüzeysel bozunma geçirmemiş çoğu magmatik ve metamorfik kayaçlarda yaklaşık 50 veya daha azdır. Al_2O_3 – $(\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O})$ – K_2O diyagramında (Şekil 6.2a); inceleme alanı metakumtaşlarının CIA değerleri 49-72 arasında değişmekte olup; K-feldispat-muskovit arasında Al_2O_3 – K_2O çizgisine yakın ve paralel uzanmaktadır.



Şekil 6.2. Metakumtaşlarının CIA (McLennan ve Murray, 1999) ile bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarda dağılımı, a) Felsik diyagram (Bazı magmatik ve sedimanter minerallerin ideal bileşimleri ile üst kabuğa ait bazı litolojilerin yüzeysel bozunma yönelimleri: McLennan ve diğ., 2003), b) Mafik diyagram (Ortalama magmatik kayaç bileşimleri: Nockolds, 1954).

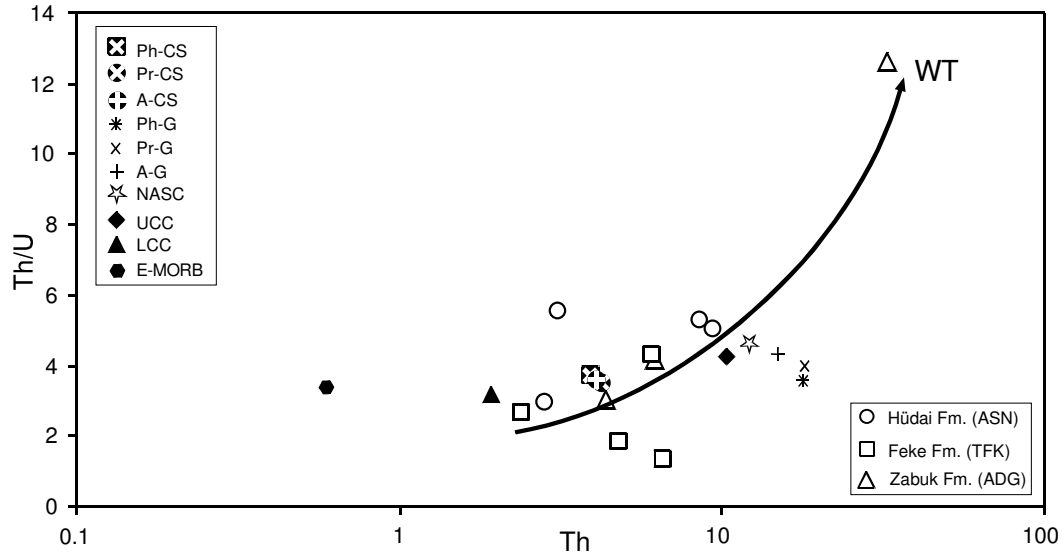
$Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O+K_2O)-(\Sigma Fe_2O_3+MgO)$ diyagramında (Şekil 6.2b); inceleme alanı metakumtaşlarının CIA değerleri 39-59 arasında değişmekte olup, feldispat-piroksen çizgisinin genellikle üzerinde ve granitik-riyolitik bileşime yakın feldispat-smektit-muskovit üçgeninde yoğunlaşmaktadır. Her iki diyagramdaki veriler diyajenetik ve/veya detritik fillosilikatlar ile K-feldispatın bolluğu ile açıklanabilmekte, ayrıca sedimanter boylanmanın da iyi geliştiğini göstermektedir.

Sedimanter kayaçların Th/U oranları, kaynaktaki yüzeysel bozunma hakkında bazı ip uçları vermektedir. U^{+4} 'ün çözünebilir U^{+6} 'e oksidasyonundan dolayı, yüzeysel bozunma Th/U oranının yükselmesine neden olmaktadır (McLennan ve Taylor, 1991; McLennan ve diğ., 1993). Bununla birlikte, indirgen koşullardaki sedimantasyon sırasında U'un konsantrasyonu Th/U oranını düşürecek biçimde değişmektedir. Th/U oranı 3'ten büyük olduğunda çoğunlukla yüzeysel bozunma, 3'ten küçük Th/U oranı ise provenans etkisini yansıtır (McLennan ve Taylor, 1991). Aktif kıtasal kenar basenlerinden türeyen güncel çamurlar 1-6 arasında değişen Th/U oranına sahiptir (McLennan ve diğ., 1993). Tipik UCC kökenli magmatik kayaçlar için 3.5-4.0'den küçük Th/U oranı post-Arkean türbiditlerinde yaygındır, fakat Arkean eşdeğerlerinde mevcut değildir (McLennan ve Taylor, 1991). NASC'de Th/U oranı tipik olarak yüksek (4.62) olup, kaynaktaki yüzeysel bozunma sırasındaki U kaybını yansıtır.

İnceleme alanındaki metakumtaşlarının Th/U oranları 1.30-5.60 arasında değişmektedir (Şekil 6.3). Bir örnek hariç (ADG-54), diğerlerinin Th içerikleri UCC (Üst Kıtasal Kabuk), NASC (Kuzey Amerikan Şeyleri-Birleştirilmiş), Kratonik Kumtaşları (A-CS: Arkean Kratonik Kumtaşları, Pr-CS: Proterozoik Kratonik Kumtaşları, Ph-CS: Fanerozoik Kratonik Kumtaşları) ve granitlerden (A-G: Arkean Granitler, Pr-G: Proterozoik Granitler, Ph-

G: Fanerozoik Granitler) küçüktür. Th/U oranları ise LCC (Alt Kıtasal Kabuk) ve E-MORB'unkinden (Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları) büyüktür. Th içerikleri ve Th/U oranı açısından bakıldığında kratonik kumtaşları yüzeysel bozunma yöneliminin (WT) solunda, derinlik kayaçları ise sağında yer almaktadır. U tüketilmesini, diğer bir ifadeyle Th zenginleşmesini de gösteren WT; LCC'den başlayıp UCC değerlerini oldukça aşarak Th/U-Th arasında pozitif bir korelasyon verecek biçimde devam etmektedir.

Ayrıca inceleme alanı metakumtaşlarının NASC, kratonik kumtaşları (A-SC, Pr-CS, Ph-CS), LCC ve UCC bileşimlerine son derece benzer; buna karşın E-MORB kimyasından oldukça farklı olduğu görülmektedir.

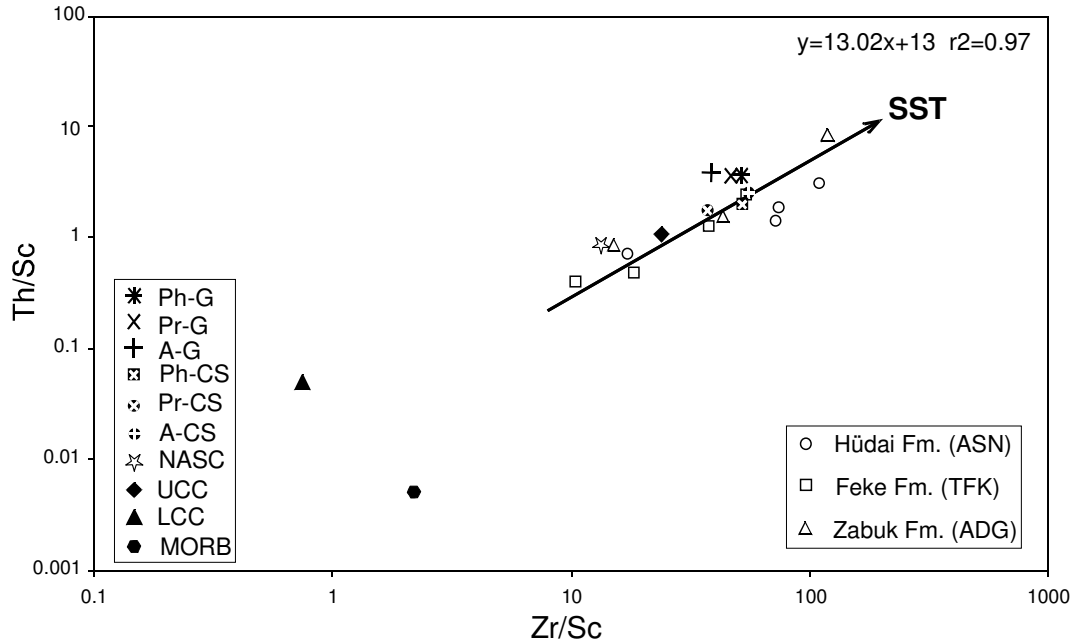


Şekil 6.3. Metakumtaşlarının Th-Th/U diyagramı; WT: Yüzeysel bozunma yönelimi; (LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

6.2.2. Sedimanter boyplanma

Kum ve kumtaşlarında ağır minerallerin (örneğin; zirkon, monazit, manyetit) zenginleşmesine neden olan sedimanter süreçlerden birisi de sedimanter boyplanmadır (Pettijohn ve diğ., 1972). Ağır mineral topluluklarındaki ilişkiler, ana mineraller arasındaki ilişkilere göre sedimanter taşınma süreçlerinden daha az etkilenme eğilimindedir (Örneğin, Morton ve Johnson, 1993). Sedimanların tekrarlanan yeniden çevrimleri bol ağır mineral içeren kumlarda, böylece bu minerallere bağlı iz elementlerde kuvvetli zenginleşme göstermektedir (Örneğin; McLennan ve diğ., 1993; McLennan, 2001). İnceleme alanı metakumtaşları için bu jeokimyasal etkiler Th/Sc-Zr/Sc diyagramında görülebilmektedir (Şekil 6.4). Th ve Zr uyumsuz elementler olup, daha uyumlu bir element olan Sc'a göre bağlı olarak zenginleşmiştir. Ayrıca örneklerin element oranları arasında kuvvetli bir pozitif korelasyon da bulunmaktadır.

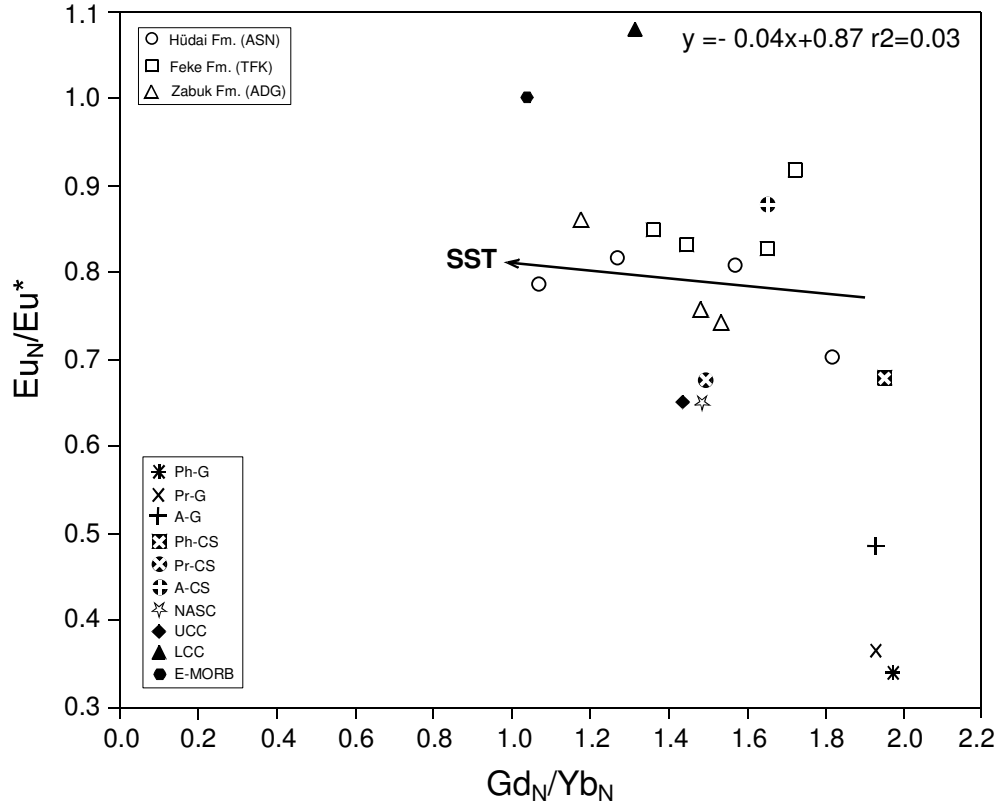
Zr/Th oranı yüksek olan bir örnek (ADG-54), diğerlerine göre daha fazla zirkon eklenmesini, dolayısıyla sedimanter boyanma yönelimine (SST) işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle; sedimanter yeniden çevrim süreçlerinde Zr/Sc, Th/Sc'daki değişimlerden yaklaşık bağımsız olarak daha fazla artma eğilimindedir. Hf (zirkon), Sn (kassiterit), Ti (ilmenit, titanit, rutil), Cr (kromit) ve Th (monazit) gibi diğer elementler de benzer biçimde etkilenmektedir. Ayrıca inceleme alanı metakumtaşılarının NASC (Kuzey Amerikan Şeyleri), Kratonik Kumtaşıları (A-CS, Pr-CS, Ph-CS), Granitler (A-G, Pr-G, Ph-G) ve UCC bileşimlerine son derece benzer ve/veya aynı olduğu; buna karşın LCC ve MORB kimyasından oldukça farklı olduğu görülmektedir.



Şekil 6.4. Metakumtaşılarının Th/Sc-Zr/Sc değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boyanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; MORB: Zr ve Th için Pearce, 1983; Sc için Pearce, 1982; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

İnceleme alanı metakumtaşılarının Eu_N/Eu^* oranları 0.70-0.92 arasında değişmekte olup; genellikle Kratonik Kumtaşıları (A-CS, Pr-CS, Ph-CS: 0.67-0.88), Granitler (0.34-0.48) ve şeylerinkinden (NASC: 0.65) yüksektir. Gd_N/Yb_N oranları inceleme alanı kumtaşıları için 1.07-1.82; Kratonik Kumtaşıları için 1.50-1.95, Granitler için 1.93-1.97 ve şeyler (NASC) için 1.49 değerlerine sahiptir. $Eu_N/Eu^*-Gd_N/Yb_N$ değişim diyagramında inceleme alanı metakumtaşıları; LCC, E-MORB ve granitlerden oldukça farklı, buna karşın Kratonik Kumtaşılarına daha yakın

bir alanda kümelenmektedir (Şekil 6.5). İncelenen örnekler Gd_N/Yb_N eksenine yaklaşık paralel dizilmekte ve sedimanter boylanma yönelimini de vermektedir.



$$Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N} \quad (\text{Taylor ve McLennan, 1985})$$

$$Eu_N = Eu_{\text{Örnek}} / Eu_{\text{Chondrite}} \quad Sm_N = Sm_{\text{Örnek}} / Sm_{\text{Chondrite}} \quad Gd_N = Gd_{\text{Örnek}} / Gd_{\text{Chondrite}}$$

$$(La/Yb)_n = (La_{\text{Örnek}}/Yb_{\text{Sample}}) / (La_{\text{Chondrite}}/Yb_{\text{Chondrite}})$$

Şekil 6.5. Metakumtaşlarının $Eu_N/Eu^*-Gd_N/Yb_N$ değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boylanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

6.2.3. Diyajenez/Metamorfizma

İnceleme alanı metakumtaşlarının ana element değişim diyagramları; detritik yönelimi de ortaya koyacak biçimde son bozuşma/bozunma ürünü olan Al_2O_3 'e karşı diğer oksitler kullanılarak Şekil 6.6'da verilmiştir. Bunlardan SiO_2 ve Na_2O hariç, diğer element oksitleri Al_2O_3 ile pozitif korelasyona sahiptir. Al_2O_3 'ün korelasyon ilişkisi en zayıf Na_2O ($r^2=0.03$), en yüksek SiO_2 ($r^2=0.88$) ile olmaktadır. Serizitik matriks içeriği yüksek olan örnekler diyagramların Al_2O_3 nin yüksek, buna karşın SiO_2 nin düşük olduğu sağ kesimlerinde kümelenmektedir. Bu durum, K-mikaların artışına karşın, kuvars miktarının azalmasıyla ilişkilidir. Benzer biçimde, Al_2O_3 ile K_2O arasında artan ve Na_2O ile azalan ilişki de, kısmen K-

feldispatların Na-plajiyoklazlara göre daha egemen olması, büyük oranda K-mikaların artmasıyla birlikte, feldispatların azalmasından kaynaklanmaktadır.

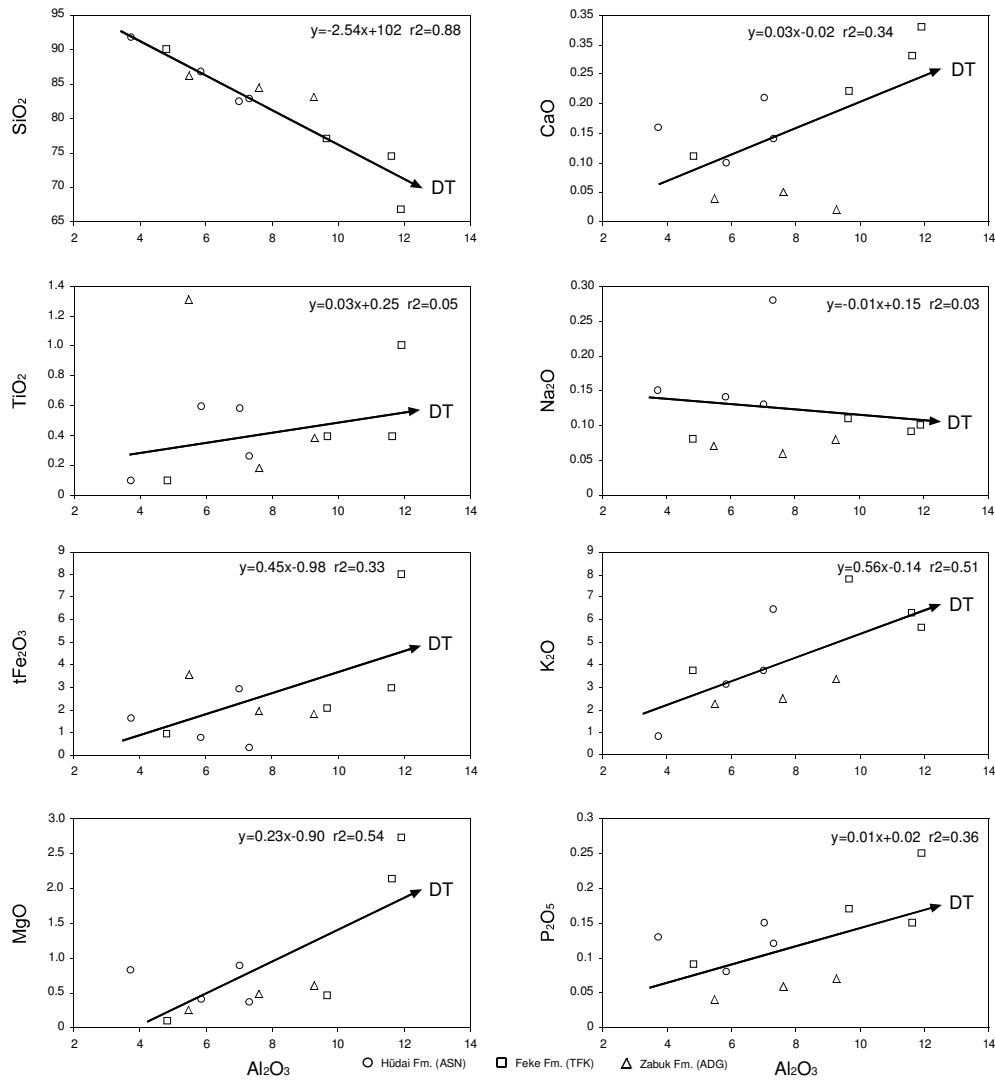
Mineralojik verilere göre, diyajenez/metamorfizma derecesinin Hüdai formasyonunda yüksek, buna karşın Feke ve özellikle Zabuk formasyonunda daha düşük olması göz önünde bulundurulduğunda; artan diyajenez/metamorfizma derecesinin detritik yönelimin tersi yönünde kimyasal bir farklılaşmaya neden olmaktadır. Ancak, K-feldispat ve serizitik mika oranlarının dikkate alınmaması bu yaklaşımın doğruluğunu zayıflatmaktadır. Nitekim artan diyajenez/metamorfizma derecesinin, matriksteki fillosilikatların K_2O , MgO ve Fe_2O_3 içeriklerini artırması, dolayısıyla SiO_2 içeriğini azaltması beklenmelidir. İncelenen metakumtaşılarındaki bu ters ilişki diyajenez/metamorfizmadan ziyade detritik bileşenlerin miktarının artmasıyla ilişkilidir.

Al_2O_3 'ün bazı iz elementler ile korelasyon ilişkileri Şekil 6.7'de sunulmuştur. Al_2O_3 -iz element korelasyon ilişkisi ana oksitlere göre daha belirgin olup, $r^2=0.33-0.85$ arasında değişmektedir. Al_2O_3 'e karşı kalıcılığı düşük elementlerden Rb ve Ga'un artışı K-mikalar; diyajenez/metamorfizmadan etkilenmeyen geçiş metallere V, kalıcılığı yüksek elementlerden Th ile REE'lerden Nd ve Sm'un artışı türedikleri kaynak bölgeye işaret eden taşınmış terrijen bileşenler ile ilişkilidir.

Metakumtaşılarındaki detritik yönelime işaret eden ana ve iz element bollukları; klastik bileşenlerin türü (hafif ve ağır mineraller) ve boylanması, yüzeysel bozunma derecesi, kil ve diğer fillosilikat minerallerinin türü ve oranı ile diyajenez/metamorfizma koşulları ile denetlenmektedir. Bu yönelim Cox ve diğ. (1995) tarafından çamurtaşılarında tanımlanan Bileşimsel Değişim İndeksi (ICV-Index of Compositional Variability) değerleri ile gösterilmiştir:

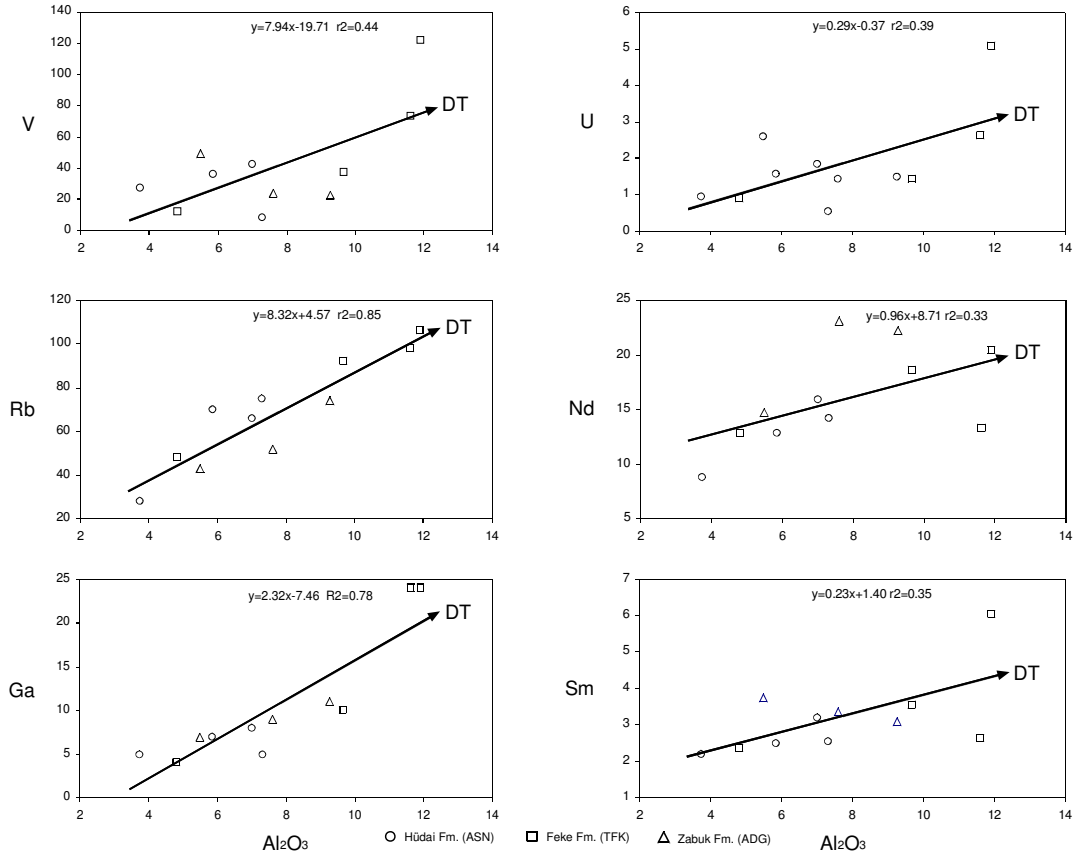
$$ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3$$

İnceleme alanı metakumtaşılarının ICV değerleri oldukça geniş bir aralıkta 6-52; Zabuk için 6-29, Feke için 18-52 ve Hüdai için 9-40 arasında saptanmıştır (Şekil 6.8). ICV değerleri Kratonik Kumtaşılarında 9-23 ve Granitlerde 44-49 arasında değişmektedir. Diğer bir ifadeyle diyajenetik/metamorfik evrim en az Zabuk, en çok Feke ve Hüdai metakumtaşılarını etkilemiştir. $ICV-K_2O/Al_2O_3$ diyagramında feldispat ve K-fillosilikatların örneklerdeki bolluğuna göre dağılımları da farklı olmaktadır.

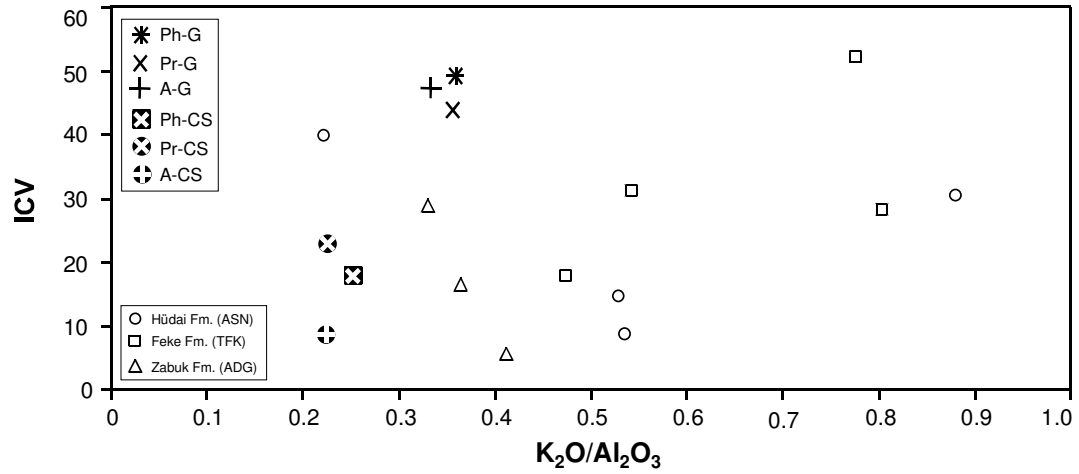


Şekil 6.6. Metakumtaşlarının ana element-Al₂O₃ Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim).

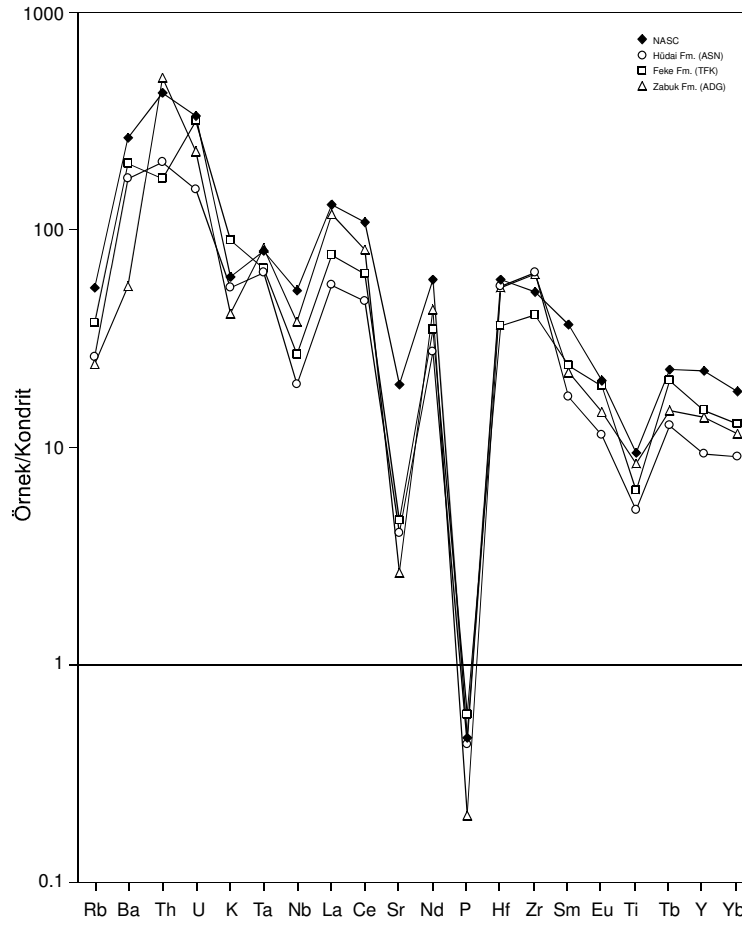
Metakumtaşlarının birimlere göre bazı elementlerin ortalama bileşimleri, kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş ve iz element dağılımları Şekil 6.9'da verilmiştir. Karşılaştırma amacıyla kullanılan NASC için Nb ve Y Condie'den (1993); diğer elementler Gromet ve diğ.'den (1984) alınmıştır. Metakumtaşları ve NASC'nin desenleri birbirine benzer olmakla birlikte; birimler birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı ifade etmektedir. Metakumtaşları kondrit değerlerine göre fakirleşme / tüketilme gösteren P (2-6 kat) hariç, kuvvetli zenginleşmeye (Sr için 3 ve Th için 498 kat) sahiptir. P'daki fakirleşme apatit gibi P-içeren ağır minerallerin azlığını veya yokluğunu; Th'daki zenginleşme ise Th-içeren ağır minerallerin, özellikle zirkon, monazit ve/veya titanitin katkısını işaret etmektedir. İncelenen metakumtaşları sırasıyla Th, Ta, La, Nd, Zr ve Tb için belirgin pozitif; K, Nb, Sr, P ve Ti için negatif anomaliye sahiptir.



Şekil 6.7. Metakumtaşlarının iz element- Al_2O_3 Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim).



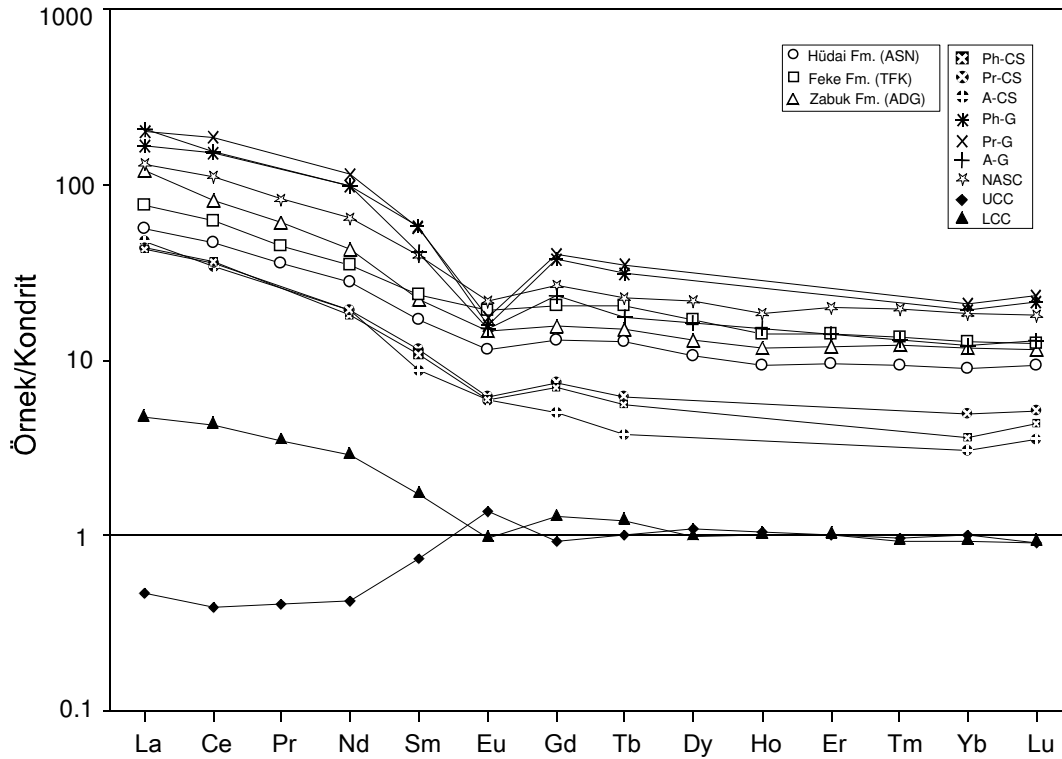
Şekil 6.8. Metakumtaşlarının ICV- K_2O/Al_2O_3 (Cox ve diğ., 1995) değişim diyagramı (A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).



Şekil 6.9. Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Metakumtaşlarının nadir toprak element içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 6.10). Diyagrama LCC, UCC, NASC, Kratonik Kumtaşları (A-CS, Pr-CS, Ph-CS) ve Granitler (A-G, Pr-G, Ph-G) de eklenmiştir. Kondrit değerlerine göre; Zabuk-Feke-Hüdai formasyonları yönünde toplam REE konsantrasyonları artmaktadır. Ayrıca LREE'den HREE'e doğru içerikleri azalmakta olup; inceleme alanı kumtaşlarının desenleri birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı göstermektedir. Metakumtaşlarında tüm elementler için belirgin yaklaşık 119-9 (La-Lu) kat arasında değişen zenginleşmeler mevcut olup, kuvvetli negatif Eu anomalisine sahiptir. REE içerikleri NASC ve Granitlere göre azalmakla birlikte, birbirine yaklaşmaktadır. Buna karşın LCC, UCC ve kratonik kumtaşlarına göre belirgin biçimde artmaktadır. Bu veriler inceleme alanı metakumtaşlarının sedimanterden ziyade, ağırlıklı olarak magmatik bir kaynaktan beslendiğini düşündürmektedir.

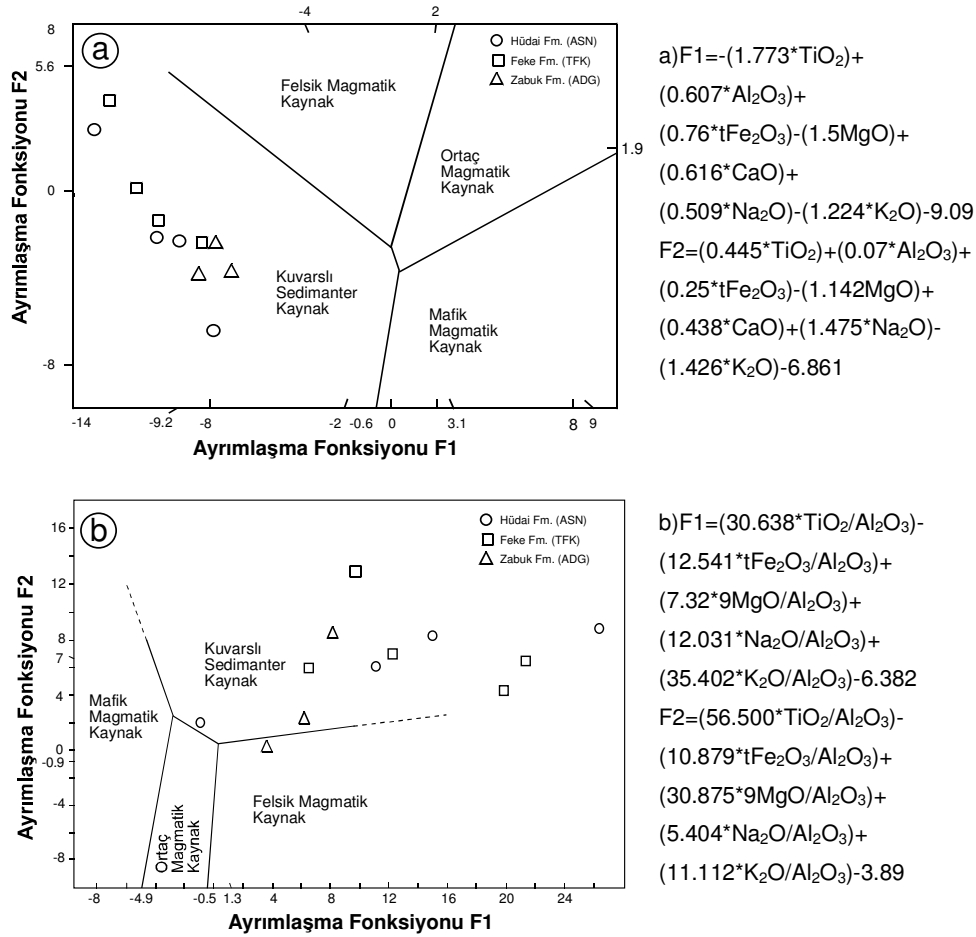
İz elementlerin, özellikle de REE'in içeriği ve dağılımının ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimanter süreçler konusunda önemli bilgiler sunduğu bilinmektedir (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Deniz suyunda kuvvetli bir şekilde ayrışma gösteren Na, Mg, K, Sr, Ca, U ve Rb gibi elementler sedimanter süreçler sırasında hareketli olduklarından provenansın anlaşılmasında kullanılması sınırlıyken, doğal sularda çok düşük çözünürlüğe sahip Fe, Th, Al, Co, Mn, Pb, REE, Y, Sc, Zr, Ti, Hf, Cr, Ni, Ba, Si ve V elementlerin sedimanlar içerisine taşınmaları sırasındaki bileşimlerine benzerdir ve provenansın doğası hakkında önemli bilgiler verirler (McLennan, 1989). Bu çerçevede düşünüldüğünde; özellikle REE açısından Hüdai formasyonu metakumtaşları diyajenetik/metamorfik süreçlerde en fazla, Zabuk formasyonu metakumtaşları ise en az etkilenmiş gözükmemektedir.



Şekil 6.10. Metakumtaşlarının kondrit-normalize REE bollukları (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; A-G, Pr-A, Ph-G, A-CS, Pr-CS, Ph-CS: Condie, 1993).

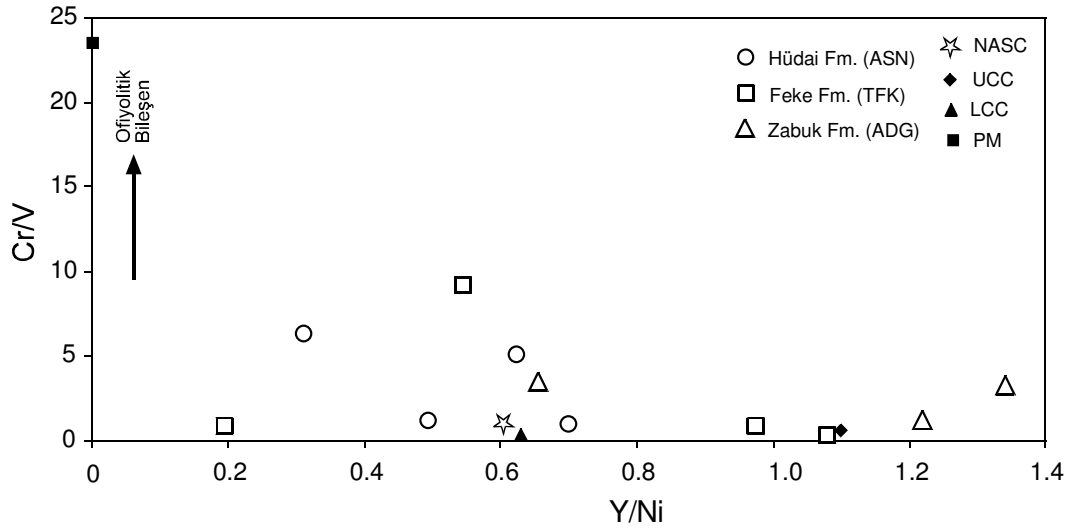
6.3. Provenans

Ana elementler kullanılarak kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenans izlerini saptamaya yönelik ayırtman diyagramları Roser ve Korch (1988) tarafından önerilmiştir. Birinci ayırtman diyagramında incelenen metakumtaşları kuvarslı sedimanter provenans alanı içinde bulunmaktadır (Şekil 6.11a). İkinci ayırtman diyagramında bir örnek hariç, diğerlerinde yine kuvarslı sedimanter kaynak öne çıkmaktadır (Şekil 6.11b). Petrografik ve yukarıda belirtilen bazı jeokimyasal veriler magmatik (özellikle granitik) bir provenansa işaret ederken, buradaki ayırtman diyagramlarda kuvarslı sedimanter kaynağı yansıtması, örneklerin serizitleşmiş matriksten kaynaklanan K içeriğinin yüksekliğinin yanı sıra, diyajenetik ikincil silis büyümelerinden kaynaklanmaktadır. Bu nedenle, diyajenez/metamorfizmadan aşırı etkilenmiş kumtaşlarında bu tür ayırtman diyagramların kullanılmasına ihtiyatla yaklaşılmalıdır.



Şekil 6.11. a) Ana elementlere göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988), b) Ana element oranlarına göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988).

Kayaçlardaki Cr ve Ni zenginleşmeleri; yüksek Cr/V ve düşük Y/Ni oranlarına sahip ofiyolitik bir kaynak bileşeninin bulunuşunda bir indikatör olarak alınabilmektedir (Örneğin; Danchin, 1967; Hiscott, 1984; Wrafter ve Graham, 1989). Cr/V oranları; mafik kaynaklardaki kromitin, yani ofiyolitik provenansın varlığına işaret etmektedir. İnceleme alanı metakumtaşlarının yaklaşık 1-9 arasında değişen düşük Cr/V oranları, ofiyolitik veya ultramafik bir kaynaktan beslenmediğini göstermektedir (Şekil 6.12). Y/Ni oranları da ferromagneziyen zenginleşmenin bir indeksi olarak feslik kaynağa karşı mafik kaynağın belirtici olmaktadır. Bu çalışmada kullanılan metakumtaşlarının kısmen yüksek Y/Ni oranları (0.2-1.3); silisik + felsik bir provenansı düşündürmektedir.



Şekil 6.12. Metakumtaşlarının Cr/V-Y/Ni değişim diyagramında dağılımları (Alt Kıtasal Kabuk-LCC ve Üst Kıtasal Kabuk-UCC değerleri: Taylor ve McLennan, 1981; İlkse Manto-PM: Taylor ve McLennan, 1985; Kuzey Amerikan Şeyleri Kompozit-NASC: Cr ve Ni için Gromet ve diğ. 1984, V ve Y için Condie, 1993).

6.4. Jeotektonik Konum

Plaka tektoniği süreçleri; sedimanlara iki ayrı biçimde ayırt edici jeokimyasal izler sunarlar. Birincisi, farklı tektonik ortamlar ayırt edici provenans karakteristiklerine sahiptir. İkincisi, farklı tektonik ortamlar ayırt edici sedimanter süreçler ile karakterize edilirler. Sedimanter basenler aşağıdaki tektonik konumlara ayrılırlar (Bhatia ve Crook, 1986):

- Okyanusal ada-yayı basenleri (Yay-önü veya yay-gerisi basenleri: Okyanusal veya ince kıtasal kabuk üzerinde gelişen bir volkanik-yaya bitişik basenler).

- Kıtasal ada-yayı basenleri (Yay-içi, yay-önü veya yay-gerisi basenleri: Kalın kıtasal kabuk veya ince kıtasal kenarlar üzerinde gelişen bir volkanik-yaya bitişik basenler).

-Aktif kıtasal kenar basenleri (Kalın kıtasal kenarlara bitişik veya üzerinde gelişen And-tipi basenler. Doğrultulu-atımlı basenler de bu ortamda gelişir).

-Pasif kıtasal kenar basenleri (Kıtaların kenarlarında kalın kıtasal kabuk üzerinde gelişen riftleşmiş kıtasal kenar basenleri; bir kıtanın sürüklenen kenarındaki sedimanter basenler).

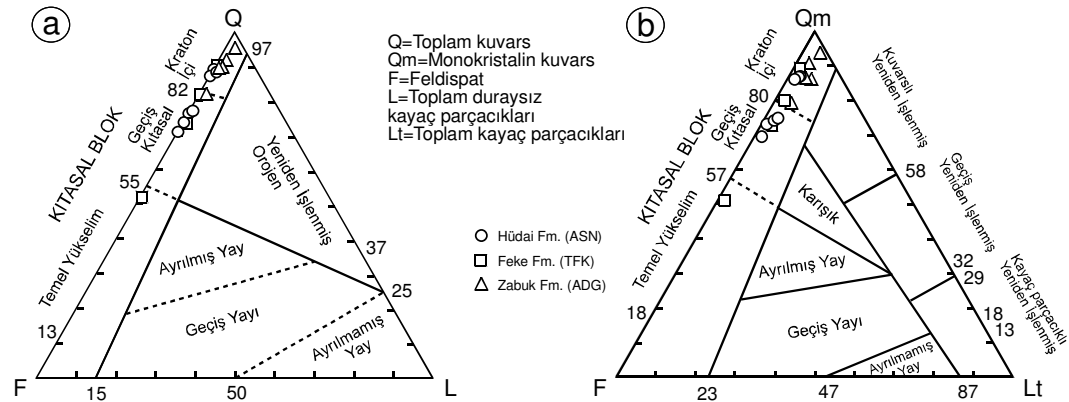
-Çarpışma konumlu basenler (Kalın kıtasal kabuk üzerinde gelişen sedimanter basenler).

-Rift konumlu basenler (Kalın kıtasal kabuk üzerinde gelişen kraton-içi basenler).

Kumtaşlarının tektonik konumlarının belirlenmesinde modal mineralojik ve kimyasal bileşim olmak üzere iki farklı yöntem kullanılmaktadır. İnceleme alanındaki metakumtaşlarının bu tektonik ortamlardan hangisinde depolandığı jeokimyasal veriler kullanılarak aşağıdaki paragraflarda tartışılmıştır.

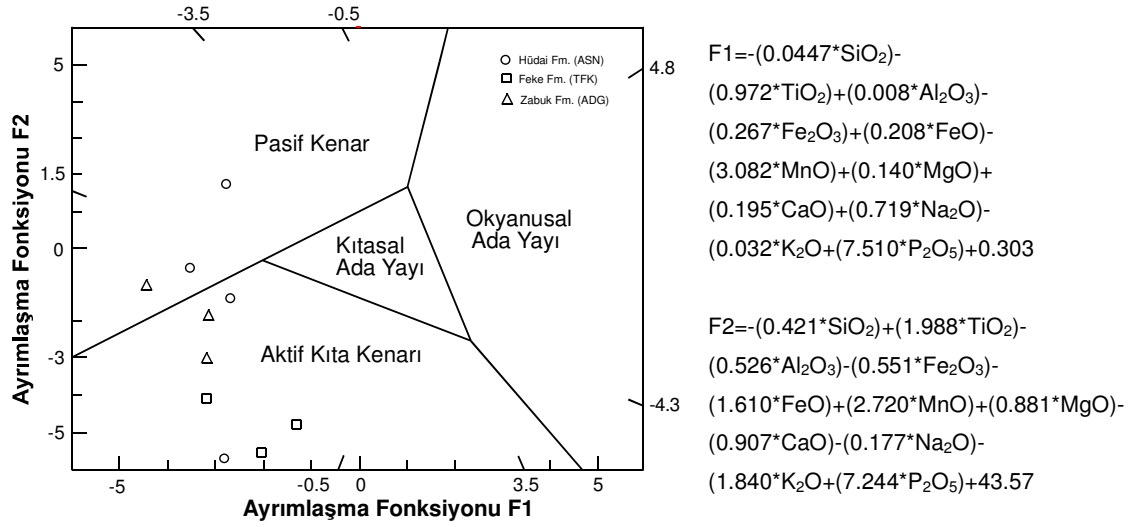
Metakumtaşlarında yapılan modal mineralojik nokta sayım sonuçları (bak Çizelge 4.6); QFL üçgen diyagramlarına (Dickinson ve diğ., 1983) yerleştirilmiştir (Şekil 6.13). Kıtasal bloku temsil eden örneklerden birinin temel yükselimi, diğerlerinin ise kraton-kıtasal geçiş kaynağını temsil ettiği görülmektedir.

Ana elementler ile klastik sedimanların tektonik ortamını belirlemede kullanılan üç tür ayırtman diyagram bulunmaktadır. Bu diyagramlarda dikkat edilmesi gereken noktalar; ilgili örneklerin özellikle karbonat ve silis gibi kimyasal ve/veya biyogenik bileşen içermemesidir. Bu bileşenleri içeren klastik kayalar kullanılmamalı veya ilgili bileşenler çıkartılarak kimyasal bileşim yeniden hesaplanmalıdır. Bu diyagramlardan birincisi Bhatia (1983) tarafından Paleozoyik kumtaşları için birinci ve ikinci ayırtman fonksiyonlarını esas alan değişim diyagramı olup; bu çalışmada kullanılmıştır (Şekil 6.14). Hüdai formasyonu metakumtaşları bir örnekte aktif kıta kenarı ve iki örnekte pasif kenar, Feke formasyonu metakumtaşları aktif kıta kenarı, Zabuk formasyonu metakumtaşları bir örnekte pasif kenar ve iki örnekte aktif kıta kenarında konumlanmıştır.

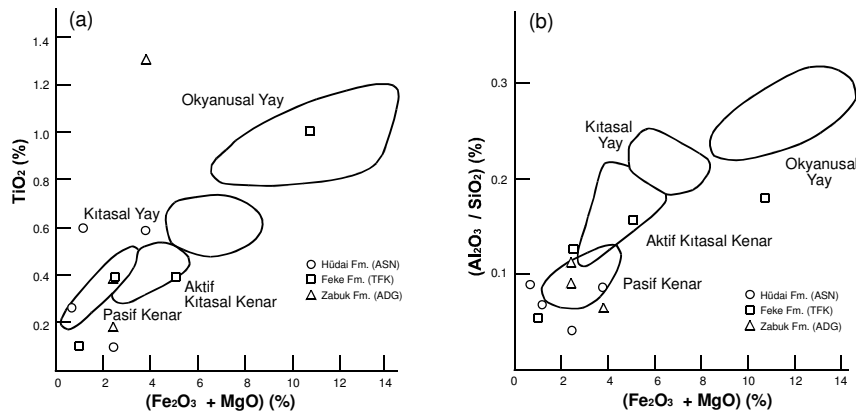


Şekil 6.13. Kumtaşlarının bileşenlerine göre jeotektonik ortamlardaki konumları (Dickinson ve diğ., 1983); a) Q-F-L, b) Qm-F-Lt.

Metakumtaşlarının jeotektonik ortamını belirlemede ana elementlerin kullanıldığı $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$ ve $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ ile ifade edilen ikili değişim diyagramları; farklı tektonik ortamlardan alınan güncel kumtaşlarına göre düzenlenmiştir (Bhatia, 1983). $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$ diyagramında incelenen örneklerin çoğu tanımlanan alanların dışında dağınık olarak kalmakta; bir kısmı pasif kenar ortamını veya bu ortama yakın kesimleri temsil etmektedir (Şekil 6.15a). $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ diyagramı ise bu çalışma için daha belirleyici olup, pasif kenar ortamı içinde ve çevresinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 6.15b).



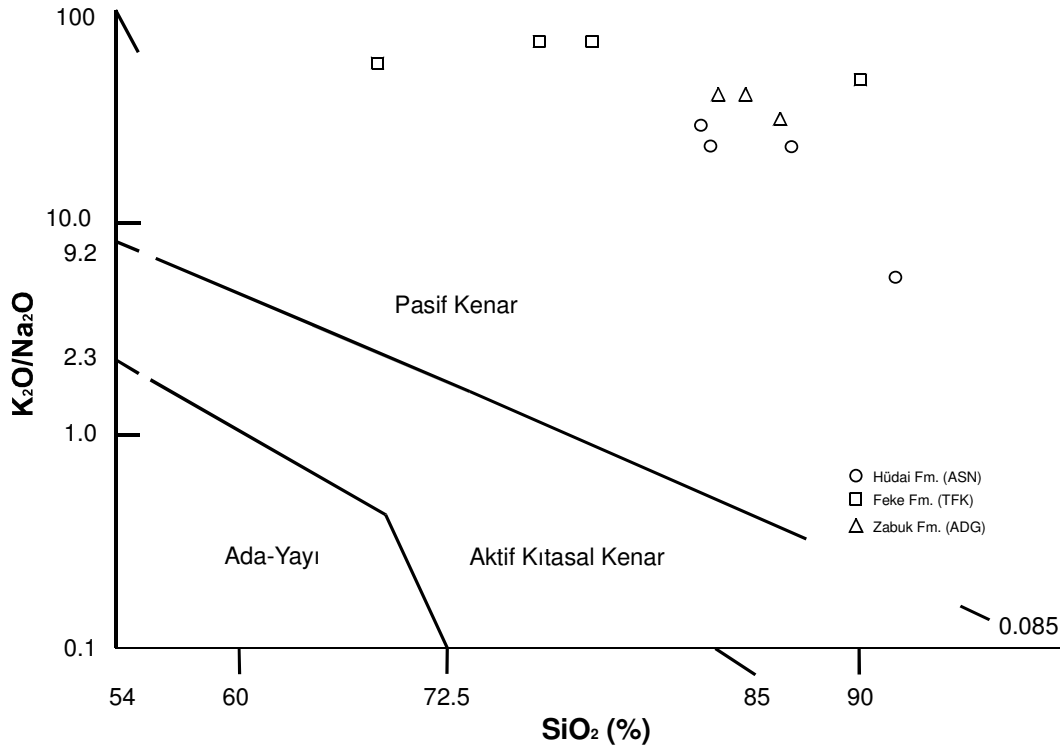
Şekil 6.14. Kumtaşları için jeotektonik ayırtman diyagramı (Bhatia, 1983).



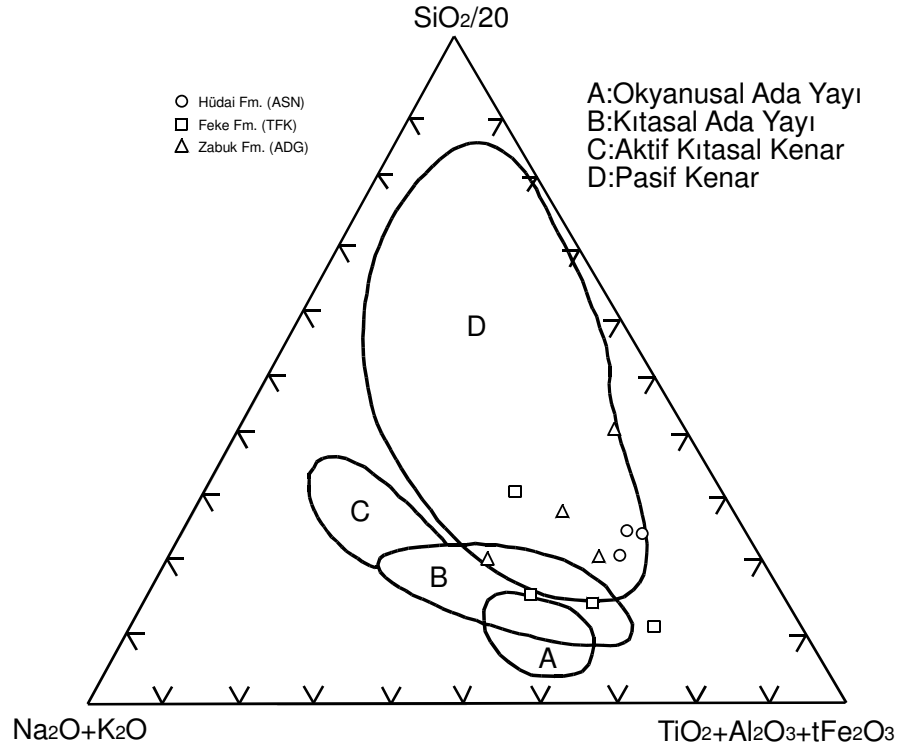
Şekil 6.15. Kumtaşları için jeotektonik değişim diyagramları (Bhatia, 1983); a) $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$, b) $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$.

Kumtaşlarının jeotektonik ortamını belirlemede kullanılan üçüncü diyagram Roser ve Korch'un (1986) $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ biçiminde eski sedimanları temsil eden kimyasal analizlere göre oluşturduğu ikili değişim diyagramıdır (Şekil 6.16). Burada birimlere ait tüm örnekler pasif kenar ortamını temsil etmektedir.

Kumtaşlarının ana element bileşimine göre jeotektonik ortamlarının belirlenmesinde kullanılan diğer bir sınıflama da Kroonenberg (1994) tarafından önerilen $\text{SiO}_2/20\text{--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--}(\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ üçgen diyagramıdır (Şekil 6.17). Bu ayırtman diyagramında örneklerin önemli bir kısmının pasif kenarı temsil ettiği görülmektedir.

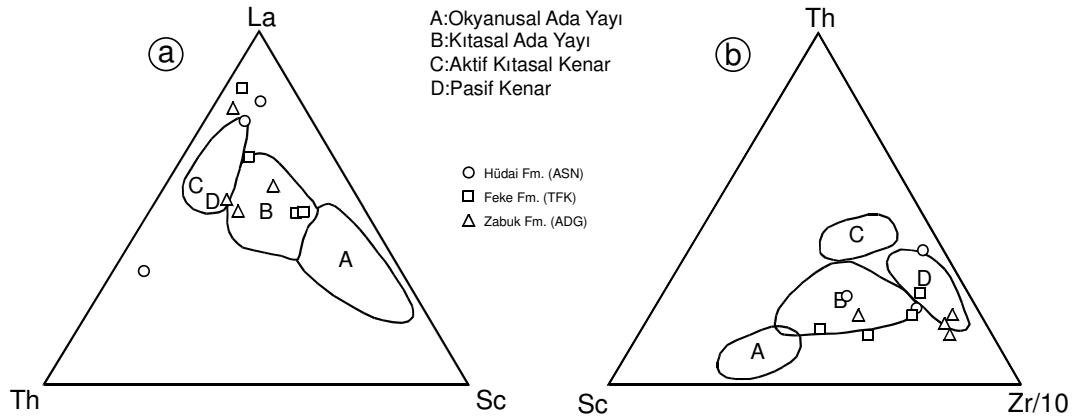


Şekil 6.16. Kumtaşı-çamurtaşı birliktelikleri için $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ jeotektonik değişim diyagramı (Roser ve Korch, 1986).



Şekil 6.17. Kumtaşları için SiO₂/20–(Na₂O+K₂O)–(TiO₂+Al₂O₃+tFe₂O₃) jeotektonik ayırtman diyagramı (Kroonenberg, 1994).

Bhatia ve Crook (1986) farklı tektonik ortamlara ait grovaklar için diyagramlar geliştirmiştir. İnceleme alanına ait kumtaşları La–Th–Sc üçgen diyagramında La köşesine yakın olup; okyanusal ada yayı hariç, diğer ortamları (Şekil 6.18a); Th–Sc–Zr/10 üçgen diyagramında Zr köşesine yakın kıtasal ada yayı ve pasif kıtasal kenar ortamlarını temsil etmektedir (Şekil 6.18b).



Şekil 6.18. Grovaklar için jeotektonik üçgen ayırtman diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986); a) La–Th–Sc, b) Th–Sc–Zr/10.

Yukarıda elde edilen bulguların ışığında sedimanter kayaçlar için kullanılan jeokimyasal ayırtman diyagramları; levha tektoniği ortamı ve sediman provenansı arasında yakın bir bağ olduğunu göstermektedir. Bu yöntem belirli miktarda kayaç parçacıkları içeren olgunlaşmamış sedimanlarda büyük ölçüde başarı ile uygulanabilir gözükmektedir. Bununla birlikte tektonik ortamlardan sedimanter bir basene taşınan farklı kökene sahip sedimanlar için belirsizlikler bulunmaktadır (McLennan ve diğ., 1990). Bu nedenle sedimanter kayaçlar için ayırtman diyagramlarının kullanılarak sedimanter bir basenin orjinal tektonik konumunun belirlenmesinde dikkatli olunmalıdır.

7. SONUÇLAR

Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru; Afyon-Sandıklı (Batı Toroslar), Adana-Feke (Doğu Toroslar) ve Hatay-Hassa (Amanoslar) bölgesi biçiminde sırasıyla Geyikdağı Birliği (Hüdai ve Feke formasyonları) ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu (Zabuk formasyonu) orojenik kuşağına ait Kambriyen yaşlı ve benzer görünümlü metaklastik kayaçların ayrıntılı mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerinden elde edilen bulgulardan ortaya çıkan sonuçlar aşağıdaki gibi tartışılmıştır:

– Geyikdağı Birliği’ne ait Batı Toroslar bölgesindeki Hüdai formasyonunda daha fazla olmak üzere, Doğu Toroslar bölgesindeki Feke formasyonu metakumtaşıları sleyt arakatlıları içermekte, ancak Güneydoğu Anadolu Otoktonu’nu (Arap Plakası) temsil eden Zabuk formasyonu sleyt içermeksizin bütünüyle metakumtaşılarından oluşmaktadır (Çizelge 7.1). Bu farklılıklar Toros Orojenik Kuşağı ile Arap Platformu’nun köken ve çökme ortamlarıyla ilişkilidir. Bir başka açıdan değerlendirildiğinde, farklı paleocoğrafik konumlarına işaret etmektedir.

– Metakumtaşıları başlıca kuvars (monokristalin ve polikristalin), feldispat (mikroklin, pertitik ortoklaz ve plajiyoklaz), fillosilikat (illit, klorit, C-V, C-S ve kaolinit) ve kayaç parçacıkları (fillit, çört) içermektedir. Polikristalin kuvars ve fillitik kayaç parçacıkları Zabuk, feldispatlar ise Feke ve özellikle Hüdai formasyonlarında daha yüksek miktarlarda bulunmaktadır. Buna göre, Hüdai ve Feke formasyonlarına ait metakumtaşıları genellikle arkoz ve subarkoz, Zabuk formasyonu metakumtaşıları ise kuvars kumtaşı ve subarkoz bileşimindedir. Zabuk formasyonunda Toros Kuşağı’nı temsil eden diğer formasyonlara göre daha düşük feldispat, daha yüksek polikristalin kuvars ve fillitik parçacıkları içermesi; Arap Platformu’nun Kambriyen dönemi silisiklastik kayaçlarında metamorfik beslenmenin daha egemen olduğunu göstermektedir.

– Hüdai formasyonu metakumtaşıları, daha az silis çimentoya sahip olması, C-S ve C-V aratabakalıları içermesi ve daha ileri derecede yönlenme fabriği ve metamorfizma derecesine sahip olması dışında, Feke formasyonu metakumtaşılarına benzerlik sunmaktadır. Bununla birlikte, Zabuk formasyonu polikristalin kuvars, fillit ve çört parçacıkları ile kaolinit içermekte, daha iri tane boyu, daha düşük yuvarlaklık, boylanma, dokusal olgunluk, yönlenme fabriği ve metamorfizma derecesine sahiptir (Çizelge 7.1). Benzer farklılıklar, fillosilikat birliktelikleri için de geçerlidir. Feke formasyonunda illitlere klorit eşlik etmekteyken, Hüdai formasyonunda kloritin yanı sıra, C-V ve C-S aratabakalıları da gözlenmektedir. Zabuk formasyonu ise diğer formasyonlardan farklı olarak illit ve daha az kaolinit içermektedir. Bu durum, formasyonların köken kayaçla ilişkili beslenmenin yanı sıra paleocoğrafik konum ve sedimanter süreçlerindeki değişiklikleri de yansıtmaktadır. Zabuk formasyonu granitik kaynağın yanı sıra metamorfik bir

kaynaktan da beslenmesi Hüdai ve Feke formasyonlarına göre daha yaşlı bir kaynaktan beslendiği izlenimi vermektedir. Ancak bu görüşün kumtaşlarındaki zirkon yaşlandırılması ile de desteklenmesi gerekmektedir.

– Dokusal açıdan; Hüdai formasyonu metapelitik kayaçları Feke formasyonundakilere göre daha belirgin yönlenme ve klivaj fabriği sunmakta, Zabuk formasyonu metaklastikleri ise yönlenme fabriğinden daha çok ilksel sedimanter dokuyu yansıtmaktadır. Formasyonlardaki illitlerin kristalinite, kristalit büyüklüğü, $d_{(060)}$ hücre mesafesi ve politipi gibi kristalokimyasal parametreleri de farklılıklar göstermektedir. Metaklastik kayaçlar Hüdai formasyonu epizon, Feke formasyonu anki-epizon, Zabuk formasyonu ise ankizon olmak üzere kuzeybatıdan güneydoğuya doğru azalan kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri sunmaktadır (Çizelge 9.1).

– $1M$ illit politipi içermesiyle karakteristik olan Kambriyen yaşlı metaklastik kayaçlarda, $1M$ politipi oranı tane boyuna göre önemli bir farklılık sunmamakla birlikte, bu oranın tane boyunun veya diyajenez/metamorfizma derecesinin azalmasıyla birlikte az da olsa artması, bunların diyajenetik kökenli olduğunu, diğer bir ifadeyle bütünüyle detritik getirime bağımlı olmadığını göstermektedir. Metaklastik kayaçlarda artan metamorfizma derecesiyle birlikte, illitlerin $2M_1 / (1M+1M_d)$ ve $1M_c / 1M_t$ politipi oranları ve $d_{(060)}$ değerleri artmaktadır. Bu farklılıklar, bütünüyle diyajenez sonrası evrimleriyle ilişkilidir.

– Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonları; temeli oluşturan Prekambriyen yaşlı birimlerle (Bozkaya ve diğ., 2002, 2006, 2007) litolojik ve mineralojik farklılıklara sahiptir. Bunlardan Hüdai formasyonu; Prekambriyen yaşlı Güvercinoluk formasyonu ve bunu taban konglomerasıyla üzerleyen Alt Kambriyen yaşlı Göğebakan formasyonuna göre, daha çok kum boyu silisiklastik kayaçlardan oluşmakta, daha yüksek d_{060} değerine sahip $2M_1$ illitlerin yanı sıra $1M$ illit içermektedir (Bozkaya ve diğ., 2006). Feke formasyonu; Prekambriyen yaşlı Emirgazi formasyonuna göre daha yüksek miktarda feldispat, kuvars ve özellikle $1M$ illit içermektedir (Bozkaya ve diğ., 2002). Zabuk formasyonu; Prekambriyen yaşlı Sadan formasyonundaki C-S, C-V ve kloritin yerine bütünüyle kaolinit içermekte, ayrıca kuvars ve illit miktarı artmaktadır (Bozkaya ve diğ., 2007). Mineralojik kayıtlar biçiminde değerlendirilen bu farklılıklar, stratigrafik bir uyumsuzluğun ortaya çıkmasına neden olmuştur. Temeli oluşturan birimler ile Kambriyen yaşlı formasyonların mineralojik dağılımlarındaki bu uyumsuzluklar, kesiksiz bir sedimantasyondan ziyade, olasılıkla Kadomiye orojenezinden ileri gelen transgresyonla provenanstaki ani değişimlerden kaynaklanmaktadır. Dünya çapında düşünüldüğünde; Prekambriyen-Kambriyen arasındaki bu düzensizlikler, Güneydoğu Amerika'dan Orta Avrupa'ya kadar uzanan Kadomiye orojenezinin (Murphy ve Nance, 1989; Haydoutov, 1989; D'Lemos ve diğ., 1990; Neubauer, 2002) Batı Toroslar (Bozkaya ve diğ., 2006), Doğu Toroslar ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu istifindeki izleri olarak değerlendirilebilir.

Çizelge 7.1. Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarına ait litolojik, mineralojik ve dokusal özelliklerin karşılaştırılması.

Formasyon	Litoloji	Karakteristik Bileşen	Bağlayıcı	Tane boyu	Boylanma	Fabrik	Metapelitik zon
Hüdai	Metakumtaşı Sleyt (yaygın)	Feldispat yaygın, C-S + C-V	Serizit±silis	İnce kum	İyi-çok iyi	İyi	Epizon > Ankizon
Feke	Metakumtaşı Sleyt (az)	Yeniden kristallenmiş kuvars, silis çimento, klorit	Serizit+silis	İnce kum	İyi	İyi-orta	Ankizon > Epizon
Zabuk	Metakumtaşı	Polikristalin kuvars, fillit ve çört parçacıkları, kaolinit	Serizit	Orta kum	Orta	Orta	Ankizon

– SiO_2 , Al_2O_3 ve K_2O baskınlığı ile karakteristik olan inceleme alanı metakumtaşlarının bir yüzeyssel bozunma indeksi olan CIA (Kimyasal Alterasyon İndeksi) değerleri (49-72); mineralojik bileşim (detritik ve diyajenetik/metamorfik fillosilikatlar; K-feldispat) ve sedimanter boylanma tarafından denetlenmiş olup; bozunma geçirmemiş çoğu magmatik ve metamorfik kayaçlarınkine (yaklaşık 50 veya daha az) kısmen yakındır. U tüketilmesini, diğer bir ifadeyle Th zenginleşmesini de gösteren yüzeyssel bozunma yönelimi (WT); Th/U-Th arasında pozitif bir korelasyon vermektedir.

– İnceleme alanı metakumtaşlarında uyumsuz elementler ve özellikle Th/Sc ile Zr/Sc oranları kuvvetli, Eu_N/Eu^* ile Gd_N/Yb_N oranları ise zayıf korelasyon ilişkisi göstermekte ve sedimanter boylanma yönelimine (SST) işaret etmektedir.

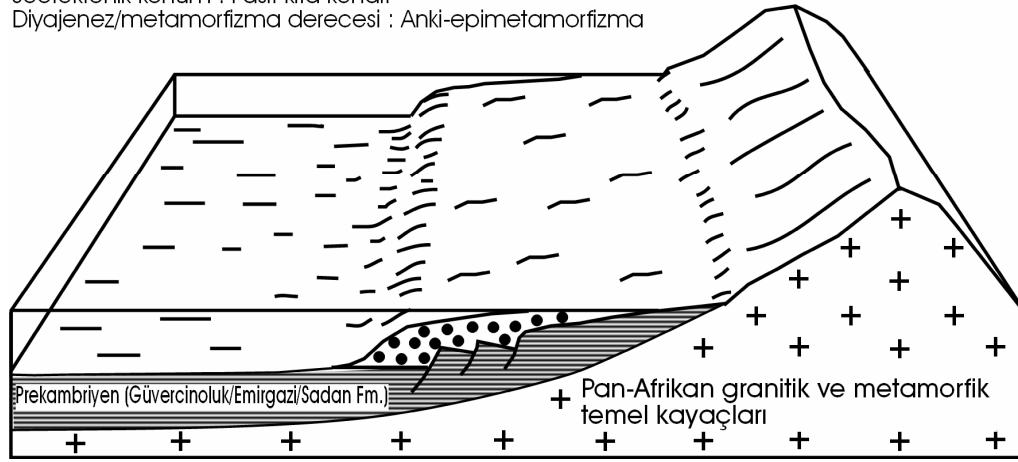
– İnceleme alanı metakumtaşlarının ana ve iz element bollukları, Al_2O_3 –ana element ve Al_2O_3 –iz element değişimleri; detritik yönelimi (DT), diğer bir ifadeyle kayaçların evrimini ortaya koymakta ve oldukça geniş bir aralık sunan Bileşimsel Değişim İndeksi (ICV-Index of Compositional Variability) değerlerinde (6-52) ifadesini bulmaktadır. Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element, özellikle REE oranları; yaklaşık 119-9 arasında zenginleşme, kuvvetli negatif Eu anomalisi ile birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı işaret etmekte, ayrıca ağırlıklı olarak felsik plütonik bir kaynaktan beslendiğini göstermektedir. Metakumtaşlarının düşük Cr/V ve kısmen yüksek Y/Ni oranları da silisik ve/veya felsik bir provenansı düşündürmektedir. Metakumtaşlarının bu jeokimyasal tarihçesi; klastik bileşenlerin türü (hafif ve ağır mineraller) ve boylanması, yüzeyssel bozunma derecesi, kil ve diğer fillosilikat minerallerinin türü ve oranı ile diyajenez/metamorfizma koşulları ile denetlenmektedir.

– Modal mineralojik bileşimleri, metakumtaşlarının Kıtasal Bloku temsil eden kraton-kıtasal geçiş ortamında depolandığını göstermektedir. Ana ve/veya iz element içerikleri ve oranları da çoğunlukla pasif kenara işaret eden jeotektonik ortamı karakterize etmektedir.

– Sonuç olarak; bütünüyle silisiklastik kayaçlardan oluşan formasyonların Toros Kuşağı ve Arap Plakasında aynı yaş ve benzer litoloji ve stratigrafik konuma sahip olması, Kambriyen

dönemindeki global ölçekli bir jeolojik olayın varlığını ortaya koymaktadır. Alt Paleozoyik için klavuz seviye konumundaki bu birimler duraylı kıtasal kenar üzerinde gelişen sığ denizel-karasal geçiş ortamını yansıtan sedimantolojik, litolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikler sergilemektedir. İncelenen birimler üzerinde uyumsuz olarak yer aldıkları Prekambriyen yaşlı birimlerden ziyade, Güney Anadolu'da yüzeylenmeyen, büyük olasılıkla Pan-Afrikan temele ait başlıca granitik (Örneğin Rogers ve diğ., 1978; El-Nisr ve diğ., 2001), kısmen metamorfik ve klastik kayalarından beslenmişlerdir (Şekil 7.1).

Tane bileşenleri : Ağırlıklı kuvars ve feldispat (subarkozik ve arkozik)
Bağlayıcı : Serizitleşmiş ve kloritleşmiş kil mineralleri ve silis çimento
Köken : Granitik ve metamorfik (gnays, şist, fillit, kuvarsit) kayalar
Çökelme ortamı : Sığ denizel-karasal geçiş (delta)
Jeotektonik konum : Pasif kıta kenarı
Diyajenez/metamorfizma derecesi : Anki-epimetamorfizma



Şekil 7.1. Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarının ortak temel özellikleri, çökelme ortamı ve tektonik konumlarının şematik gösterimi.

8. KAYNAKLAR

- Altınlı, İ.E., 1966. Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. MTA Dergisi, 66, 35-74.
- Altınlı, İ.E., 1978. Amanos dağları ve Anadolu'nun levha tektoniği ile ilişkileri. Türkiye 4. Petrol Kongresi, Bildiriler ve Açık Oturum, 51-62.
- Ayhan, A., 1987/1988. Kozan-Elmadağ'ı (Adana ili) arasının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 6, 37-56.
- Bailey S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. American Mineralogist, 65, 1-7.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. Clays and Clay Minerals, 36, 193-213.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, Journal of Geology, 91, 611-627.
- Bhatia, M.R., Crook, K.W., 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins, Contributions to Mineralogy and Petrology 92, 181-193.
- Blatt, H., Christie, J.M., 1963. Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology, 33, 559-579.
- Bozdoğan, N., Ertuğ, K., 1997. Geological evolution and paleogeography of the southeast Anatolia in the Paleozoic. In: Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. M.C. Göncüoğlu and A.S. Derman (eds.). Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication-3, 39-49.
- Bozkaya, Ö., 1999. Alanya Metamorfikleri doğu kesiminin (Anamur Kuzeyi) mineralojisi: Kristalinite, b_0 ve politipi. 11. Mühendislik Haftası, Yerbilimleri Sempozyumu, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, 20-23 Ekim, Bildiriler Kitabı, 183-192.
- Bozkaya, Ö., 2001. Demirtaş-Alanya yöresinde Alanya napılarının metamorfizmasına ilişkin yeni mineralojik bulgular, Orta Toroslar, Türkiye. H.Ü. Yerbilimleri, 23, 71-86.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1997a. Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaların mineralojisi ve petrografisi. H.Ü. Yerbilimleri, Baysal Batman Özel Sayısı 19, 17-40.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1997b. Aygörmüş Dağı napı (Pınarbaşı-Kayseri) Devoniyen-Triyas yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli meta-sedimenter kayaların mineralojik ve petrografik özellikleri. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Geosound, Özel Baskı, Cilt II, 30, 807-832.

- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1998. Doğu Toros Otoktonu Paleozoyik kayalarında sedimanter gömülme ile ilişkili diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 10, 1, 35-54.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2000. Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to sedimentary burial and thrusting in Central Taurus Belt, Konya, Turkey. International Geology Review, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004a. New mineralogical data and implications for the tectono-metamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. International Geology Review, 46, 347-365.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004b. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey. Clay Minerals, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2005. Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya Unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, Central Taurus Belt, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 25, 109-119.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Göncüoğlu, M.C., 2002. Mineralogic and organic responses to the stratigraphic irregularities : An example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Autochthon, Turkey. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 82, 355-373.
- Bozkaya, Ö., Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2006. Textural and mineralogical evidence for a Cadomian tectonothermal event in the eastern Mediterranean (Sandıklı-Afyon area, western Taurides, Turkey). Gondwana Research, 10, 301-315.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2007. Antalya Birliği'nin (Tahtalıdağ ve Alakırçay Napları) Diyajenez/Metamorfizma Derecesinin İncelenmesi. TÜBİTAK, ÇAYDAG Proje No: 104Y329, 130 s.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Başbüyük, Z., Özfırat, O., Yılmaz, H., 2007. Origin and evolution of the Southeast Anatolian Metamorphic Complex (Turkey). Geologica Carpathica, 58, 3, 197-210.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H., 2007. Güneydoğu Anadolu Otoktonu kayaçlarının (Amanoslar ve Hazro bölgesi) diyajenez/metamorfizma özelliklerinin incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi, No. M-235, 180 s.
- Brindley, G.W., 1961. Chlorite minerals. In : The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals, G. Brown (ed.), Mineralogical Society, London, 242-296.

- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification (G.W. Brindley, G.Brown, eds.), Mineralogical Society, London, pp. 411-438.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. Min.Soc., London, 495p.
- Brown, G. and Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.
- Chagnon, A. and Desjardins, M., 1991. Détermination de la composition de la chlorite par diffraction et microanalyse aux rayons X. Canadian Mineralogist, 29, 245-254.
- Chen, P.Y., 1977, Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. Geological Survey Occasional Paper 21, Indiana Geological Survey Report 21, 67 p.
- Clarke, F. W., 1924. The data of geochemistry: U. S. Geol. Survey, Bull. 770, 841p.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 104, 1-37.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. Geochimica et Cosmochimica. 59, 2919-2940.
- D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G. , 1990. The Cadomian orogeny. Geological Society of London Special Publication 51, 423.
- Danchin, R.V., 1967. Chromium and nickel in the Fig Tree Shale from South Africa. Science, 158, 261-262.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Günay, Y., Kozlu, H., Bozdoğan, N., 1997. Precambrian? and Cambrian stratigraphy of the Penbegli-Tut inlier, southeastern Turkey. Geological Magazine, 134, 37-53.
- Dean, W.T., Monod, O., 1990. Revised stratigraphy and relationships of Lower Palaeozoic rocks, eastern Taurus Mountains, south central Turkey. Geological Magazine, 127, 333-347.
- Dean, W.T., Özgül, N., 1994. Cambrian rocks and faunas, Hüdai area, Taurus Mountains, southwestern Turkey. Bulletin de L'institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 64, 5-20.
- Demirkol, C., 1988. Türkoğlu (K.Maraş) batısında yer alan Amanos dağlarının stratigrafisi, yapısal özellikleri ve jeotektonik evrimi. MTA Dergisi, 108, 18-37.

- Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları. MTA Rapor No: 3489, Ankara (Yayımlanmamış).
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C. Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, Geological Society of America Bulletin, 94, 222-235.
- Drits, V.A., Plançon, B., Sakharov, B.A., Besson, G., Tsipursky, S.I., Tchoubar, C., 1984. Diffraction effects calculated for structural models of K-saturated montmorillonite containing different types of defects. Clay Minerals, 19, 541-561.
- El-Nisr, S.A., El-Sayed, M.M., Saleh, G.M., 2001. Geochemistry and petrogenesis of Pan-African late- to post-orogenic younger granitoids at Shalatin-Halaib, south Eastern Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences, 33, 261-282.
- Erdoğan, B., Güngör, T., Uchmann, A., Özgül, N., 2000. Afyon-Sandıklı bölgesindeki Alt Kambriyen kayaları. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 175-176.
- Erdoğan, B., Uchmann, A., Güngör, T., Özgül, N., 2004. Lithostratigraphy of the Lower Cambrian metaclastics and their age based on trace fossils in the Sandıklı region, southeastern Turkey. Geobios, 38, 346-360.
- Feth, J.H., Roberson, C.E., Polzer, W.L., 1964. Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada, U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1535-I, 70p.
- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Rare Earth Elements. (Eds. P. Henderson), Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, 343-373.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Low Temperature Metamorphism. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 9-58.
- Garrels, R.M., Mackenzie, F.T., 1967. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. In: Equilibrium concepts in natural water systems. American Chemical Society Advances in Chemistry Ser. 67, 222-242.
- Göncüoğlu, M.C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey: Paleogeographic constraints. In: Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. Turkish Assoc. Petrol. Geol. Spec. Publ. 3, 13-23.
- Göncüoğlu, M.C., Göncüoğlu, Y., Kozur, H.W., Kozlu, H., 2004. Paleozoic stratigraphy of the Geyik Dağı Unit in the Eastern Taurides (Yurkey): new age data and implications for Gondwanan evolution. Geologica Carpathica, 55, 433-447.

- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Géologiques Pays Hellénique*, 37, 515-536.
- Grathoff G.H., Moore D.M., 1996. Illite polytype quantification using Wildfire© calculated X-ray diffraction patterns. *Clays and Clay Minerals*, 44, 835-842.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Guggenheim S., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits A., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galan E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H., Watanabe T., 2002. Report of the AIPEA nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "Crystallinity Index". *Clay Minerals*, 37, 389-393.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 153, 363-380.
- Günay, Y., 1998. Güneydoğu Anadolunun Jeolojisi, Stratigrafi. TPAO Raporu, No: 3939, 227 s.
- Güngör, T., 2006. Deformation of the Lower Cambrian sequence in the Sandıklı Region (Afyon), central Turkey. *Geodinamica Acta*, 19, 345-361.
- Gürsu, S., 2002. İç Batı Anadolu (Afyon GB'sı) bölgesinde yüzeylenen Paleozoyik öncesi magmatik kayaların jeolojisi ve petrojenezi. H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 204, Ankara (Yayımlanmamış).
- Gürsu, S., Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., 2003. Orta Torosların batı kesimindeki temel kayaları ve Alt Paleozoyik örtülerinin korelasyonu. *TPJD Bülteni*, 15, 129-153.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2001. Characteristic features of the Precambrian felsic magmatism in western Anatolia: implications for the Pan-African evolution in NW PeriGondwana. *Gondwana Research*, 4, 169-170.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2004. Geology and geochemistry of the pre-Early Cambrian rocks in Sandıklı area: implications for the Pan-African evolution in NW Gondwanaland. *Gondwana Research*, 7, 923-935.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2005. Batı Torosların (Sandıklı GB'sı Afyon) Geç Neoproterozoyik ve Erken Paleozoyik yaşlı birimlerinin jeolojisi ve petrografisi. *MTA Dergisi*, 130, 29-55.
- Haydoutov, I., 1989. Precambrian ophiolites, Cambrian island arc and Variscan suture in South Carpathian-Balkan region. *Geology*, 17, 905-908.

- Herron, M.M.J., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, *Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- Hiscott, R.N., 1984. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace element evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1261-1267.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Fredrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P., Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- Jaboyedoff, M., Bussy, F., Kübler, B., Thelin, PH., 2001. Illite “crystallinity” revisited. *Clays and Clay Minerals*, 49, 156-167.
- J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases. Swarthmore, U.S.A., 871 pp.
- Ketin, İ., 1964. Güneydoğu Anadolu Paleozoyik teşekküllerinin jeolojik etüdü hakkında rapor (I. Kısım: Derik-Bedinan, Pembeğli-Tut ve Hazro bölgeleri). TPAO Arama Grubu, Rapor No: 287, 36 s.
- Ketin, İ., 1966. Güneydoğu Anadolu’nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu İran Kambriyeni ile mukayesesi. *MTA Dergisi*, 66, 75-87.
- Kisch, H.J., 1980. Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73, 753-777.
- Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, eds. Larsen, G. and Chilingar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B- literature published since 1976).
- Kisch, H.J., 1990. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite “crystallinity” scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 31-46.
- Kisch, H.J., 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.
- Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C., 1995. Infracambrian Hüdayi area in Sandıklı. IGCP Project 351, *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Excursion Guide Book*, 15-16.
- Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C., 1997. Stratigraphy of the Infra-Cambrian rock-units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in Southern Turkey. Göncüoğlu,

- M.C., Derman, A.S. (eds.). Early Paleozoic in NW Gondwana, Turkish Association Petroleum Geologists Special Publication, 3, 50-61.
- Kroonenberg, S.B., 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A, pp. 69-81.
- Kröner, A., Şengör, A.M.C., 1990. Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single-zircon dating, *Geology*, 18, 1186-1190.
- Krumm, S., 1996. WINFIT 1.2 : version of November 1996 (The Erlangen geological and mineralogical software collection) of WINFIT 1.0 : a public domain program for interactive profile-analysis under WINDOWS. XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 1994. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 38, 253-261.
- Kübler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin-Centre de Recherches Pau-SNPA*, 2, 385-397.
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J., Lacharpagne, J.C., 1996. Late-stage diagenesis of clay minerals in porous rocks: Lower Permian Rotliegendes reservoir off-shore of the Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 501-518.
- Leith, C.K., Mead, W.J., 1915. *Metamorphic geology*. New York, Henry Holt, 337p.
- Maxwell, D.T., Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Amer. Miner.* 52, 843-857.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* (Eds. B.R. Lipin and G.A. McKay), *Reviews in Mineralogy*, Soc. Amer. 169-200.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, Paper number 2000GC00109.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2015-2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (eds), *Process Controlling the Composition of Clastic Sediments: Geological Society of America, Special Paper*, 284, 21-40.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., Hemming, S.R., 2003. Composition, differentiation, and evolution of continental crust: constraints from sedimentary rocks and heat flow. In:

- Brown, M., Rushmer, T. (eds). Evolution and Differentiation of the Continental Crust: Cambridge University Press.
- McLennan, S.M., Murray, R.W., 1999. Geochemistry of sediments. In: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. Encyclopedia of Geochemistry. Kluwer Academic Publishers, 282-292.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. Journal of Geology, 99, 1-21.
- Merriman, R.J., Frey, M., 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Frey M. & Robinson D. (Eds.): Low-Grade Metamorphism. Blackwell Science, 61-107.
- Metin, S., 1983/1984. Doğu Toroslarda Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 4, 45-66.
- Metin, S., 1984. Doğu Toroslar'da Armutalan (Saimbeyli) dolayının Kambro-Ordovisiyen stratigrafisi ve jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 5, 93-106.
- Metin, S., Papak, İ., Keskin, H., Özsoy, İ., Polat, N., Altun, İ., Haznedar, H., Karabalık, N.N., Konuk, O., 1982. Tufanbeyli-Saız-Göksun ve Saimbeyli arasının jeolojisi (Doğu Toroslar). MTA Rapor No: 7129, Ankara (Yayımlanmamış).
- Metin, S., Ayhan, A., Papak, İ., 1987, Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi (GGD Türkiye). MTA Dergisi, 107, 1-12.
- Metin, S., Ayhan, A., Papak, İ., 1990. 1/100 000 ölçekli açınısma nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi Elbistan-İ 22 paftası. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, 15s.
- Monod, O. 1977. Recherches Geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beyşehir (Turquie). These d'etat, l'Univ. De Paris sud., centre d'Orsay, 442p.
- Monod, O., Akay, E., 1984. Evidence for a Late Triassic - Early Jurassic orogenic event in the Taurides. In "Geological Evolution of the Eastern Mediterranean" eds. J.E. Dixon, and A.H.F. Robertson, 113-122.
- Morton, A.C., Johnson, M.J., 1993. Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in Holocene sands of the Apure River drainage basin, Venezuela. In: Johnson, M.J. and Basu, A., eds. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America, Special Paper, 284, 21-40.
- M.T.A. (2002). 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Antakya ve Kozan paftaları.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1989. Model for the evolution of Cadomian-Avalonian belt. Geology, 17, 735-738.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and

- volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology*, 104, 525-542.
- Neubauer, F., 2002. Evolution of late Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic elements in central and southeast European mountain belts: review and syntheses. *Tectonophysics*, 352, 87-103.
- Nockolds, S.R., 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 1007-1032.
- Önalan, M., 1986. Amanos dağlarındaki Alt Paleozoyik çökellerinin çökeltme ortamları ve bölgenin paleocoğrafik evrimi. *TJK Bülteni*, 29, 49-63.
- Öngür, T., 1973. Sandıklı (afyon) jeotermal araştırma bölgesine ilişkin jeolojik durum ve jeotermal enerji olanakları. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 5520, Ankara (Yayımlanmamış).
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 1, 65-78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C., (eds). *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, Proceedings, 77-90.
- Özgül, N., Metin, S., Dean, W.T., 1972. Lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Eastern Taurus mountain in the Tufanbeyli region, southern Turkey. *MTA Bulletin*, 79, 9-16.
- Özgül, N., Metin, S., Göğer, İ., Bingöl, İ., Baydar, O., 1973. Tufanbeyli dolayının Kambriyen Tersiyer kayaları. *TJK Bülteni*, 16, 82-101.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y., 1991. Göller bölgesi ve Isparta'nın jeolojisi ve stratigrafisi. TPAO Arama Grubu Rapor No: 3028, 321 s., Ankara (Yayımlanmamış).
- Özgül, N., Kozlu, H., 2002. Kozan-Feke (Doğu Toroslar) yöresinin stratigrafisi ve yapısal konumu ile ilgili bulgular. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 14, 1-36.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites*, (Ed. R.S.Thorpe), p.525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.

- Peksü, M., 1965. Güneydoğu Türkiye’de Mardin formasyonu öncesinin stratigrafisi. TPAO Arama Rapor No: 341.
- Perinçek, D., 1990. Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye. TPJD Bülteni, 2, 21-68.
- Perinçek, D., Duran, O., Bozdoğan, N., Çoruh, T., 1991. Stratigraphy and paleogeographical evolution of the autochthonous sedimentary rocks in the SE Turkey. Ozan Sungurlu Symposium, Ankara, Proceedings, 274-305.
- Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York, 628p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Wiley, New York, 618 p.
- Rigo de Righi, M., Cortesini, A., 1964. Gravity tectonics in the foothills structurebelt of southeast Turkey. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., 48, 1911-1937.
- Rogers, J.J.W., Ghuma, M.A., Nagy, R.M., Greenberg, J.K., Fullagar, P.D., 1978. Plutonism in Pan-African belts and the geologic evolution of northeastern Africa. Earth and Planetary Science Letters, 39, 109-117.
- Ronov, A.B., Mikhailovskaya, M.S., Solodkova, I.I., 1963. Evolution of the chemical and mineralogical composition of arenaceous rocks. In: Chemistry of the Earth’s Crust, Volume 1, U.S.S.R. Acad. Sci., Israel Prog. Sci., Translations, 1966, 212-262.
- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, New York, 352 p.
- Roser, B.P., Korch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio, Journal of Geology, 94, 635-650.
- Roser, B.P., Korch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data, Chemical Geology, 67, 119-139.
- Sassi, F.P., Scolari, A., 1974. The b₀ value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. Contributions to Mineralogy and Petrology, 45, 143-152.
- Schmidt, G.C., 1966. Stratigraphy of Lower Paleozoic rock units of petroleum district V-Turkey. TPAO Arşiv No: 11, 73-90.
- Sun, S.S., McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. Pp. 313-345 in: Magmatism in Ocean Basalts, (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors), Geological Society of London, 42, London.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Phil. Trans. R. Soc., A.301, 381-

- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Tolluoğlu, A.Ü., Sümer, Ö.E., 1997. Afyon Metasedimanter Grubu'nda felsik volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri. H.Ü. Yerbilimleri, 19, 57-70.
- Tuna, D., 1974. VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu. Türkiye 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, 183-192.
- Warr, L.N. and Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standartization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. Journal of Metamorphic Geology, 12, 141-152.
- Wrafter, J.P., Graham, J.R., 1989. Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo, Ireland. Journal of the Geological Society of London, 146, 213-215.
- Yalçın, N., 1980. Amanosların litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 25, 21-30.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. Türkiye Jeoloji Bülteni, 40, 1-16.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyu-kayaç etkileşimine bir örnek. C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.
- Yetiş, C., Searl, A., Hallam, A., 1991. Bahçe-İndere (Amanos Dağları) alanının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve Koruk Formasyonunun bazı dolomitleşme özellikleri. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu. Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Adana. Bildiriler Kitabı, 289-301.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Amer. Bull., 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 1993. GD Anadolu Orojenik Kuşağının batı kesimlerinin jeolojik evrimi. Ozan Sungurlu Sempozyumu, Bildiriler, Ankara, 356-385.
- Yılmaz, E. ve Duran, O. 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allohton birimler stratigrafisi adlama sözlüğü (Lexicon). TPAO Genel Müdürlüğü, Eğitim Yayınları, No:31, 460s.

ÖZGEÇMİŞ

1983 yılında Kahramanmaraş'ın Andırın ilçesinde doğdu. İlk ve Orta öğrenimini Andırın'da (K.Maraş), Lise öğrenimini ise Kadirli'de (Osmaniye) tamamladı. 2001 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü kazandı. 2005 yılında bölüm birincisi olarak mezun oldu. 2008 yılında yüksek lisans tezini tamamlayarak Yüksek Mühendis ünvanını almıştır.

01.09.2008