

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**İSTRANCA MASİFİNİN MESOZOİK YAŞLI
KAYALARINDAKİ DEFORMASYONLARIN
YAPISAL VE KİNEMATİK ANALİZİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Erkan Toraman

Anabilim Dalı : KATI YERBİLİMLERİ

Programı : JEODİNAMİK

MAYIS 2002

BÖLÜM 1

GİRİŞ

“İstranca Masifinin Mesozoik Yaşlı Kayalarındaki Deformasyonların Yapısal ve Kinematik Analizi” konulu bu yüksek lisans tezi İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Jeodinamik Anabilim Dalı’nda 2001-2002 yılları arasında Prof. Dr. Boris A. Natal’in danışmanlığında hazırlanmıştır. Çalışmanın temel hedefi Mesozoik kayalarındaki deformasyon stillerinin ve karakteristik özelliklerinin belirlenmesidir. Bu amaçla Elmacık-Erikler köyleri civarında 1:25000 ölçekli litoloji haritası üretilmiş, belli kesimlerde de ayrıntılı yapısal kesitler alınmıştır.

Istranca masifinin jeolojisi yabancı araştırmacıların önderlik ettiği çalışmalar ile başlamıştır (Kiewicz,1930; Paeckelman,1938). Bugün Türkiye-Bulgaristan arasında yüzeyleyen masifin Türkiye sınırlarında kalan kesiminde ilk ayrıntılı çalışmayı Pamir ve Baykal 1947’de yapmışlardır. Onların kullandığı formasyon isimlendirmeleri bugünde geçerlidir. 1960’lı yıllardan itibaren bölgedeki çalışmalar, ekonomik jeolojinin de etkisiyle artış göstermiştir. Bu araştırmaların çoğu stratigrafik ve petrografik çalışmalardır (Bürküt,1966; Aydın,1974). 1980’li yıllardan itibaren ise “tektonik modeller” çalışmalarının hedefini oluşturduğu gözlenir. Bu araştırmalarda Istranca masifi hakkında farklı modeller önerilmiştir. Şengör (1984) Mesozoik ve Paleozoik yaşlı metamorfik kayaların Triyas yaşlı yığışım prizmasını üzerleyen bir nap olduğunu, Okay et al. (2001) ise aynı metamorfik kayaların Triyas yaşlı yığışım prizması tarafından üzerlendiğini öne sürmektedir. Her iki modelde kuzeye doğru bir hareketin olduğu sıkışmalı ortamdan söz edilmektedir. Yılmaz v.d. (1997) ise gerilmeli bir ortamda gelişen milonitik zonlar boyunca güneye doğru hareketin varlığını öne sürer.

Istranca masifinde bugüne kadar yapılan çalışmalar sonucunda birimlerin genel stratigrafik ilişkileri, jeokronolojisi belirlenmiş, çok genel olarak yapısal özellikler belirlenmiştir (Çağlayan ve Yurtsever,1998; Okay et al.,2001; Çağlayan,1988). Fakat önerilen tektonik modellere göre en az üç deformasyon evresinin bulunduğu bölgenin ayrıntılı yapısal incelemesi bulunmamakta, bu nedenle farklı deformasyon evrelerinin özellikleri bilinmemektedir. Bu tez çalışması ile Mesozoik birimlerinin ayrıntılı stratigrafisi ve yapısal

özellikleri ortaya konularak masifin Mesozoik evrimine ilişkin yeni veriler üretmek amaçlanmıştır. Böylece varolan tektonik modellerin kontrolü de mümkün olacaktır.

Erikler-Elmacık köyleri civarında metasedimenter kayaların temeli uyumsuzlukla üzerlediği önceki çalışmalarda belirtilmiştir (Okay et al.,2001; Çağlayan ve Yurtsever,1998). Bu alan Mesozoik birimlerindeki deformasyonunun tanımlanması için en elverişli yeri oluşturmaktadır. Aynı deformasyonun temel kayalarında kendinden önceki deformasyon evrelerini üstelediği de düşünülürse , örtü kayalarındaki deformasyon stiline çözülmesinin görece en eski deformasyon evresi veya evrelerinin belirlenmesinde anahtar görevi göreceği gözden kaçırılmamalıdır. Yukarıda belirtilen tüm bu sebeplerden dolayı Erikler-Elmacık civarında Mesozoik kayalarının 1:25000 ölçekli jeoloji haritası üretilmiş, bazı güzergahlar boyunca da ayrıntılı yapısal kesitler alınmıştır. Arazi çalışmaları sırasında metaçakıldaş-kumtaşı gibi taneli kayalarda büyük-orta ölçekli kinematik kriterler belirlenmiştir. Aynı kayalardan ölçülü örnekler alınarak ince kesitler hazırlanmış, küçük ölçekli kriterler de çalışılmıştır. Böylece deformasyonların kinematik analizi yapılmıştır. Yine arazi çalışmalarında ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılardan farklı stratigrafik birimlerin iç yapıları, birimlerin birbirleriyle ilişkileri ortaya konulmuş, stereografik metodla yapıların geometrik özellikleri ve ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır.

BÖLÜM 2

Eski Çalışmalar

Istranca masifi hakkında yapılan çalışmaların tarihine bakıldığında bölge ile ilgili ilk bilgilerin ondokuzuncu yüzyılda Balkanlar ve Trakya bölgelerini anlatan kitaplarda olduğu görülmektedir. Fransızca çevirisi 1840 yılında yayınlanan kitabında Ami Boue yörenin jeolojisi ve coğrafyasından da kısaca bahsetmektedir. Onun çalışmasını birçok Fransız ve Avusturyalı doğabilimcinin araştırmaları takip etmiştir. Visquesnel (1868) yol boyunca gözlemediği kayaları ve onların petrografik tanımlamalarını yapmıştır. Önceki bilgilerle birlikte kendi gözlemlerini birleştiren Hochstatter (1870) ise “küçük ölçekli” bir jeoloji haritası üretmiştir.

20. yüzyıla gelindiğinde bölge hakkında yazılan ilk “tektonik model” ile karşılaşılacaktır. Polonya’lı jeolog Kiewicz (1930) çalışmasında masifin Türkiye sınırları içinde kalan bölgesinde de araştırmalar yapmış ve bunlardan ilk yaş tahminlerini ve gelişim modelini önermiştir. Kiewicz Saray-Kıyıköy, Kıyıköy-Kışlacık-Demirköy, Demirköy-İncesirt-Kurudere-Üsküp-Kırklareli-Edirne güzergahları boyunca yaptığı incelemeler sonucunda gnaysların Devoniyen öncesi, diyoritik intrüsifler-kuvarsitler ve kuvarsit sişitlerin Alt Devoniyen, fillat ve mikaşistlerin Orta-Üst Devoniyen, magmatik intrüzyonları ve mermerleri de Üst Karbonifer-Permiyen olarak yaşlandırmıştır. Bölgenin gelişimi için öne sürülen model ise şöyledir; masif Hersiyen’in Bretonyen safhasında ve Alt Karbonifer’de kıvrılmış, daha sonra kristalen kalker ve mermerlerle temsil edilen birimler bunları diskordan olarak örtmüştür. Permiyen esnasında birimler üç nap kütlesi halinde kuzeye doğru şaryajlanmıştır. Paeckelman (1938) Istranca’daki bazı birimleri Kocaeli yarımadasındaki birimlerle dengeştirerek Orta-Üst Devoniyen yaşını ileri sürmüştür.

Istranca Masifinin Türkiye sınırları içindeki kesiminde yapılan ilk ayrıntılı çalışmayla Pamir ve Baykal (1947), bugünde çoğunlukla kullanılan formasyon tanımlamalarını ve isimlendirmelerini yapmışlardır. Araştırmacılar masif içerisinde iki formasyon (????) grubu ayırtlamıştır. “Metamorfik formasyonlar” olarak isimlendirilen grupta Kırklareli gnaysı, Fatmakaya gnaysı, mikaşist-fillat-kuvarsit ve mermerler başlıkları altında dört formasyon tanımlarken bunların petrografik özellikleri ve yüzeylendiği bölgeler anlatılmıştır. “Fosilli

formasyonlar” ana başlığı altında ise Kretase ve Tersiyer ayrımını yaparak, çoğunlukla Karadeniz kıyısına yakın bölgelerde gözlemledikleri birimlerin fosil içerikleri, petrografik özellikleri ve yaşları anlatılmıştır. Araştırmacılar masifin tektonik gelişimine dair yazdıkları bölümde özellikle Kiewicz (1930)’in verdiği yaşlara itiraz edip “metamorfik serilerin hepsini Silüryen’den evvele, hatta Prekambriyen’e koymanın mantıklı olacağını” belirtmiştir.

Akartuna (1953) Çatalca dolaylarında çalışmış ve “gnays serisi” ile “kuvarsit-şist serisi” ayırtlarını yapmış, gnaysları Silüryen, kuvarsit ve şistlerde Üst Silüryen-Orta Devoniyen olarak kabul etmiştir. Her iki birimi de kesen granitleri ise Hersiniyen veya Hersiniyen sonrası olarak yorumlamıştır.

1960’lardan itibaren yapılan araştırmalarda kayaçların petrografik özellikleri ve mineral parajenezlerine yönelik çalışmaların sayıca artması göze çarpar. Bürküt (1966) “Anatektik, migmatitik ve Barrowyen tipi fasiyes serilerinden “ bahsederken Istranca masifinin alt seviyelerini İstanbul çevresindeki arkoz serilerine benzetmektedir. Ayhan v.d. (1972) masifin tamamındaki mineral parajenezlerini çalışmıştır. Bu çalışmanın, bizim çalışmamızı da yakından ilgilendiren ilginç sonuçlarından biri gnayslarda üç farklı, şistlerde ise tek bir kıvrım sisteminin var olduğunu öne sürmesidir.

Aydın (1974) Dereköy bölgesinde “metamorfikler” ve “mağmatikler” olarak iki ana grubu ve bu grupları oluşturan birimlerin tanımlamış, temelde yer alan granitlerden Rb/Sr metodu ile yaş tayini yapmıştır.

Istranca masifininin çekirdek kayalarını yedi birime ayırarak inceleyen Öztunalı ve Üşümezsoy (1979) bunların eski bir kıta kabuğunun granat zonunda gerileyen metamorfizması ile oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Yine aynı yazarlar granitik çekirdek üstündeki Triyas-Jura çökellerinin Jura sonunda Kimmerid orojenezine bağlı olarak deforme olduğunu ve bu nedenle çekirdeğin kenarında gnays-milonit türü kayaların oluştuğunu kabul ederler (Öztunalı ve Üşümezsoy 1981).

1980’li yılların ortalarında itibaren masifin stratigrafisinden daha çok birimlerin birbirleri ile olan ilişkileri ve bölgesel konumuna ilişkin tektonik modellerin ortaya atıldığı görülmektedir.

Üşümezsoy (1982) doktora çalışmasında masifi iki büyük gruba ayırmıştır; kıtasal temel (Kırklareli grubu) ve kıtanın kenarında yer alan metamorfik kuşak (Istranca grubu). Bu tez çalışmasının konusu olan kayaçlarda araştırmacının sınıflamasında Istranca grubuna dahildir. Istranca grubu kayaların gelişim senaryosu ise şu şekildedir; Triyasta çökelmeye başlayan bir kıta kenarı çökel prizması kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak Üst Jurada metamorfizmaya uğramakta, aynı zaman diliminde “Kırklareli grubu” olarak isimlendirilen temel kayaları Istranca grubunun üstüne bindirmektedir.

Aydın (1982) Istranca masifinin stratigrafisini ayrıntıları ile anlatıp en az üç farklı metamorfizma fazının varlığından sözeder.

Şengör v.d. (1984)’e göre Kimmerid orojenik sisteminin en batı kesimini oluşturan “Akdeniz Kimmeridleri”nin içinde kalan Istranca masifi iki farklı nap kütlesinden ibarettir. Bu modelde Geç Paleozoik’te güneye doğru bakan dalma-batma nedeniyle gelişen melanaj “Istranca napı” olarak adlandırılırken, gelişen yay magmatizması da Kırklareli plutonik kompleksini oluşturmaktadır. Dalma-batmanın Triyas boyunca devam etmiş olabileceğine de değinilmiştir. Alt Jura’da (Liyas) ise “Kırklareli Napı” olarak adlanan granit ve metamorfik kayalar “Istranca Napı”ni üzerlemektedir.

Çağlayan vd. (1988) Istranca masifini şekillendiren iki fay sisteminin varlığından bahseder. Masifin içinde baskın olarak KB uzanımlı fayların bulunduğunu ve bu tür fayların hem mağmatik kayaçların gelişimini hem de Paleozoik sonrası çökel havzaları denetlediğini, ilk fay sistemine dik olarak KD uzanımlı ikinci sistemin ise ilksel fayları büktüğünü öne sürmüşlerdir. Her iki fay sistemi Geç Paleozoik yaşlı olmakla birlikte Mesozoik ve Tersiyer’de tekrar çalışmıştır.

Yılmaz vd. (1997) Istranca masifinin Üst Kretase öncesi güneye doğru gerilmeli bir ortamda gelişen sünek makaslama zonları boyunca deforme olduğunu, bunun sonucunda da bugün yüzeyde gözlenen metamorfik kayaların ve ortognaysların oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

1998 yılında Çağlayan ve Yurtsever Istranca masifinin tamamını kaplayan alanın 1:100000 ölçekli jeoloji haritasını ve birimlerin tanımlanmalarını içeren çalışmayı yayınlamıştır.

Okay vd. (2001) temeldeki kayalardan yaşlandırma yapmışlar ve masifin gelişimi için yeni bir tektonik model önermişlerdir. Bu modele göre temel kayalarda etkili olan metamorfizma ile granitlerin sokulumu eş zamanlı (271 Ma) olarak gelişmektedir. Daha sonra bu birimler karasaldan sığ denizele uzanan Erken Triyas-Orta Jura yaşlı kırıntılılar ve karbonatlar tarafından diskordan olarak üzerlemektedir. Orta Jura-Erken Kretase arasında temel ve örtü kayaları kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak gömülmüş ve yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır. Aynı zaman diliminde temel kayaları ve derin denizel Triyas yaşlı çökeller kuzeye doğru bindirerek Jura yaşlı metasedimenterleri üzerlemişlerdir. Senomaniyen'de masifin bir kısmının üstünde kuzeye bakan dalma-batmaya bağlı olarak Srednagora magmatik kuşağı gelişmiştir.

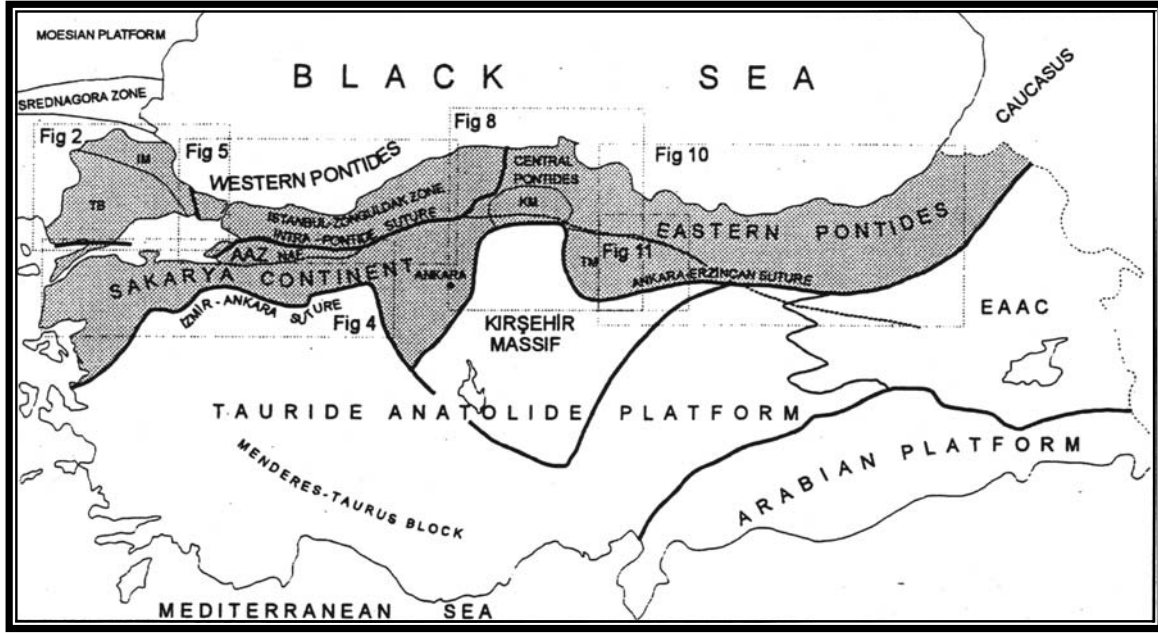
BÖLÜM 3

ISTRANCA MASİFİNİN TEKTONİK KONUMU

Alp-Himalaya orojenik kuşağı içinde yer alan Türkiye'deki tektonik birliklerin sınıflandırılması çalışmaları oldukça eskiye dayanmakla birlikte bugün yaygınlıkla kabul edilen sınıflamanın temeli 1966 yılında yapılan iki yayına dayanmaktadır. Roland Brinkmann Batı-Orta Anadolu'yu kapsayan sınıflandırmasında üç bölüm belirlemiştir; Batı Pontik Bloğu, Misiya-Galatya Bloğu ve Menderes Masifi. İlk iki birim birbirinden Kuzey Anadolu Çizgiselliği, Misiya-Galatya Bloğu ile Menderes Masifi ise İzmir-Ankara zonu ile ayrılmaktadır. Brinkmann'a (1966) göre daha az detaylı olmakla birlikte tüm Anadoluyu kapsayan İhsan Ketin'in sınıflamasında ise kuzeyden güneye; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrım Kuşakları adlarında dört farklı tektonik topluluk ayırtlamıştır. Şengör ve Yılmaz (1981) Pontid tektonik birliğinin içinde İç Pontid ve Karakaya kenet kuşaklarının varlığına işaret ederek bu birliği Rodop-Pontid kıtası ve Sakarya kıtası olmak üzere iki bölüme ayırmıştır.

Coğrafi olarak Anadolu'nun en kuzeydeki dağ kuşağını oluşturan Pontidler, Rodop dağlarından Kafkaslara kadar uzanmaktadır. Bugünkü morfolojik yüksekliğine Geç Miyosen'deki kısalma ile ulaşmıştır (Yılmaz et al.,1997). Pontidler iki orojenik kuşağın izlerini içinde barındırır. Bunlar Paleo-Tetis okyanusunun yitimiyle oluşan Kimmerid orojenezi ve Neo-Tetis'in kapanmasıyla oluşan Alpin orojenezidir.

Pontidleri kendi içinde Batı-Orta ve Doğu Pontidler olmak üzere üç ana tektonik gruba ayırmak mümkündür (Yılmaz et al.,1997).

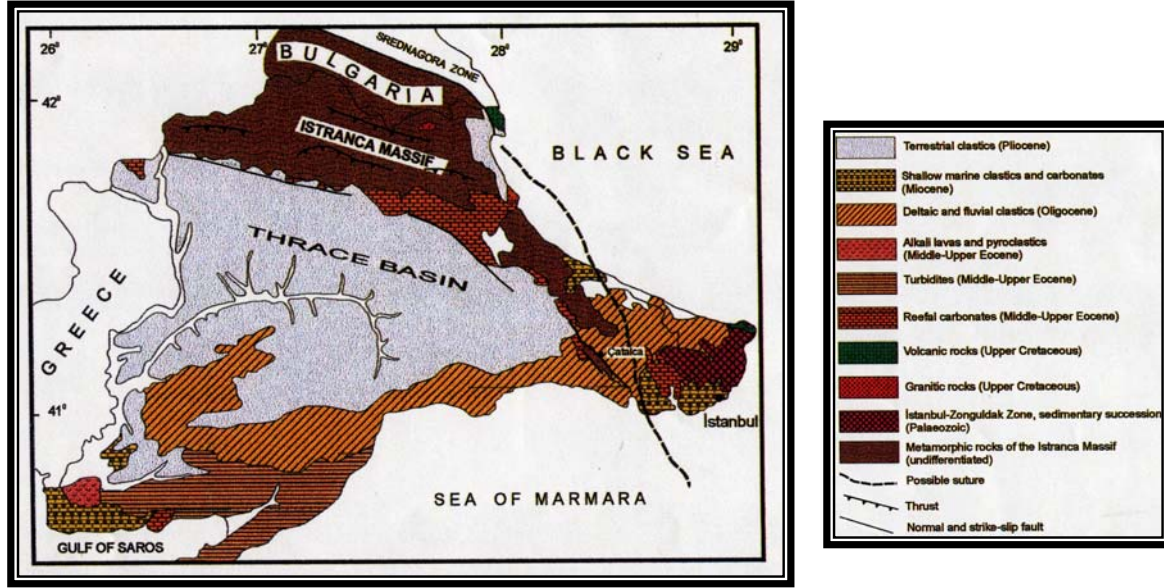


Şekil X: Türkiye'nin tektonik birlikleri. Koyu bölgeler Pontid kuşağını temsil etmektedir (Yılmaz et al.,1997).

Doğu Pontidler ,kabaca, bir temel ve Neo-Tetis'in yitimiyle gelişen mağmatik kuşak ve farklı yaşlardaki iki havza çökellerinden oluşur. Orta Pontidler Batı ile Doğu arasında geçiş bölgesi olarak karmaşık bir iç yapı sunar. Batı Pontidler ise Rodop masifinden Kargı masifine kadar uzanmakta olup kendi içinde de beş parçaya ayrılabilir; Istranca masifi, İstanbul-Zonguldak Zonu (İstanbul Zonu, Okay et al.,1994), Armutlu-Almacık Zonu ve Sakarya kıtası (Yılmaz et al.,1997).

Bu tez çalışmasında yürütüldüğü Istranca masifi Batı Pontid kuşağının en batıdaki uzantısıdır. Yaklaşık 24000 km.2 lik alanı kaplayan masif KB-GD uzanımlı eliptik bir şekle sahiptir. Kuzeyde Üst Kretase yaşlı KB-GD uzanımlı volkano-sedimanterler ve granodiyoritik plutonlardan oluşan "Srednagora Zonu" ile sınırlanmıştır. Derin denizel sedimanterler, fliş ve mafik-ortaç volkanik kayaların yüzeylendiği Srednagora Zonu Senoniyen'de Tetis okyanusunun kuzeye dalıp yitmesiyle oluşan mağmatik yay ve yay içi çökelleriyle temsil edilmektedir (Boccaletti et al.,1974). Istranca masifinin güney sınırını ise

Eosen-Oligosen yaşlı çökellerle (Kopp et al.,1969, Turgut et al.,1991) dolu olan Trakya Havzası oluşur. Sismik çalışmalar, kuyu sondajları ve saha gözlemleri havzanın temelini metamorfik kayaların oluşturduğunu göstermektedir (Perinçek,1991, Sümengen ve Terlemez,1993, Alaygut,1995, Tüysüz et al.,1998). Batı Pontidlerin diğer bir parçasını oluşturan Sakarya kıtası ile Istranca masifi arasındaki sınır ise Marmara Denizi içinde D-B olarak uzanan İntra Pontid kenedidir (Şengör ve Yılmaz,1981).



Şekil X: Trakya Bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik haritası (Yılmaz et al.,1997)

Istranca masifinin doğusunda yer alan İstanbul-Zonguldak Zonu (İstanbul Zonu, Okay et al.,1994) ile sınırı tartışmalıdır. Okay et al. (1994)'e göre bu sınırı yaklaşık K-G uzanımlı sağ yanal Batı Karadeniz Fayı oluştururken, Kalkan (1993) sismik verilere dayanarak İntra Pontid sınırının bu bölgede yereldiğini öne sürer.

BÖLÜM 4

STRATİGRAFİ

Istranca masifinin stratigrafisi farklı kişi ve kurumların çalışmaları ile ortaya konulmuştur (Pamir ve Baykal, 1947; Aydın, 1974,1982; Üşümezsoy, 1982; Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Okay v.d., 2001). Tüm bu çalışmalarda masif temel ve örtü kayaları olarak genelleştirilmiş iki bölüme ayrılmaktadır. Temel kayaları ağırlıklı olarak migmatit, amfibolit, mikasişitlerle temsil edilen eski (Permiyen öncesi) temel ve onun içine sokulan granitik kayalardan oluşur (Okay v.d., 2001). Granitlerden yapılan izotopik (Rb/Sr) ve zirkon yaş tayinleri Geç Permiyen'i göstermektedir (Okay v.d., 2001; Aydın, 1974). Yine Okay v.d. (2001) tarafından gnays ve migmatitlerden alınan örneklerden zirkon yaşlandırması yapılmış ve Permiyen (266-285 Ma) yaşı elde edilmiştir. Bu yaş aralığı göz önünde bulundurularak yüksek dereceli metamorfizmanın gelişimi ve granitlerin sokulumunun aynı dönemde olduğu ileri sürülmüştür (Okay v.d., 2001).

Örtü kayalarında ise metamorfik olmayan Senomaniyen ve daha genç çökeller tarafından üzerlenen iki farklı metamorfik istif bulunmaktadır. İlk topluluk, bu tez çalışmasının da yürütüldüğü kesimlerde yüzeyleyen metaçakıldaşı-metakumtaşı-fillat-kalkşist ve çalışma alanının kuzey-kuzeybatısında yüzeyleyen mermerlerden oluşmaktadır. Bu istifin kuzeydoğusunda, Dereköy civarında bulunan ikinci topluluk ise alttan üste doğru kuvarsit-kireçtaşı-şeyl-kireçtaşı ve kalkşistlerden oluşur (Okay v.d., 1995). Her iki istifte de paleontolojik yaş tayinleri yapılmamıştır. Bu nedenle yaş konusunda farklı görüşler bulunmaktadır. Çağlayan ve Yurtsever (1998) ilk metasedimanter paketin Permo-Triyas yaşlı olduğunu kabul eder. Okay v.d. (2001) ise yaklaşık 1900 m. kalınlık verdikleri metaçakıldaşı-metakumtaşı-fillat-kalkşistlerin Erken Triyas, onların üstüne gelen mermerlerin ise Orta Triyas yaşlı olduklarını ileri sürer. Bu yaş verisi masifin Bulgaristan kesiminde kalan bölgelerinde yapılmış çalışmalardan elde edilen stratigrafi ve yaşlandırmaların Türkiye'deki kesim ile deneştirilmesiyle elde edilmiştir.

Daha önce belirtildiği üzere Istranca masifinde metamorfik örtü kayalarında yaşlandırma çalışması bulunmamaktadır. Fakat bu birimlerin devam ettiği Bulgaristan'da ayrıntılı litoloji ve paleontolojik yaşlandırmalar bulunmaktadır (Chatalov, 1988, 1991).

Istranca masifinin Bulgaristan kesiminde üç farklı metamorfik çökel paketi tespit edilmiştir (Chatalov, 1988). Sub-Balkanid, Strandzha ve Sakar tipi olarak adlandırılan bu birimlerde paleontolojik yaşlandırmalar da yapılmıştır. Conodont ve bivalv kullanarak yapılan yaşlandırmalar bu birimlerin çökelme zamanını Alt-Orta Triyas olarak göstermektedir (Chatalov, 1988, 1991). “Sub-Balkanide” tipi kayalar Bulgaristan’ın diğer bölgelerinde “Balkanide tipi” olarak isimlendirilen grupla eşleniktir. Birim esas olarak iki karbonat platformu ve bunların arasında yer alan ince bir kil-kum seviyesinden oluşur. Mağmatizma etkisinin gözlenmediği bu gruptaki kayalar yaklaşık 900 m. kalınlıktadır ve düşük dereceli metamorfizma geçirmişlerdir. “Strandzha tipi” Triyas birimleri sığ-derin denizel metasedimanter kayalar ve onların arasından yer alan bazik-asidik karakterli metavolkaniklerden oluşur. Stratiform sülfür yataklarının da gözlendiği metaçökeller 5500 m.’ye varan kalınlıktadır. Sakar tipi kayalar ise tabanda Alt Triyas yaşlı metaçakıltaşı-metakumtaşı ve mikasiştlardan oluşur. Bu birimleri yine alt Triyas yaşlı (Spathiyen) mermer-metakumtaşı-kalkışist-mikaşist’ler üzerler. Bu grubun en üstünde ise dolomit ve mermerlerden oluşan Orta Triyas yaşlı bir karbonat platformu bulunur (Chatalov, 1988, 1991).

Bu çalışma sırasında da haritalanan metasedimanter birimler Bulgaristandaki örtü kayaları ile karşılaştırılmıştır. Buna göre Elmacık-Erikler civarında yüzeyleyen metasedimanter kayaçların “Sakar tipi” (Chatalov, 1988, 1991) olarak nitelenen meta-çökel paketi ile deneştirilmiştir.

4.1 Istranca masifinin temel kayaları ile ilgili yeni bulgular:

Istranca masifinin temel ve örtü kayalarındaki deformasyonun ayrıntılı incelenmesi Boris A. Natalin yöneticiliğinde sürdürülen bir proje ile yapılmaktadır. Bu tez çalışmasında projenin bir ayağını oluşturmaktadır. Henüz tamamlanmamış olan çalışma masifin temelini oluşturan birimlerin tanımlanmasında ve birbirleriyle ilişkilerinde yeni veriler sunmaktadır. Buna göre Kırklareli-Kofcaz arası bölgede temeli oluşturan kayalardan Geç Paleozoik yaşlı granitlerde mineral kompozisyonu ve yapısal ilişkiler gözönünde tutularak üç farklı mağmatik kompleks ayırtlanmıştır (Boris A. Natalin, sözlü görüşme).

1. **Amfibol-biotit içeren ortognayslar:** Gri, yeşilimsi gri renkli bu birim amfibol, biotit, muskovit, plajyoklas ve kuvarstan oluşmaktadır. Foliasyon düzlemini oluşturan ve lineasyonda gösteren biotit ve amfiboller metamorfik kökenlidir.

Foliasyon düzleminde muskovitte bu minerallerle birlikte bulunur. Birim içinde genellikle foliasyon düzlemleri boyunca uzanan 10-30 cm. uzunluktaki amfibol-biotit ve plajyoklas içeren koyu renkli inklüzyonlar bulunur. Bu tip inklüzyonlar içeren granitik kayalar “mağmatik yay” bölgeleri için karakteristiktir.

2. **Biotit-Muskovit içeren ortognayslar:** Gri, açık gri renkli birim biotit-muskovit-plajyoklas ve kuvarstan oluşur. Foliasyon düzlemin üzerinde bulunan biotit ve muskovit mineralleri metamorfik kökenlidir. Her iki mineralde lineasyon gösterir.
3. **Muskovit içeren kuvars-feldspatik ortognayslar:** Açık gri-beyaz renkli bu kayalar genellikle dayklar (yaklaşık 15 m. kalınlıklı)ve damarlar şeklinde bulunurlar. Kuvars-feldspatik ortognayslar hem amfibol-biotit içeren ortognaysları hem de biotit- muskovit içeren ortognaysları keserler. Dolayısıyla onlardan daha genç olmalıdırlar. Kuvars-feldspat-muskovit ve az miktarda biotitten oluşan birimde foliasyon düzlemini muskovit oluşturur.

Şekil: genel stratigrafik kesit.

Istranca masifinin örtü kayalarının iç yapısı ve ayrıntılı stratigrafisi ise bu tez ile ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Bu kapsamda örtü kayalarının temeli uyumsuzlukla üzerledikleri önceki çalışmalardan bilinen (Okay v.d., 2001; Çağlayan ve Yurtsever, 1998) Erikler-Elmacık köyleri civarındaki bölge seçilmiştir. Bölgedeki istifin temelini Erken Permiyen yaşlı Aydın-tepe granitik gnaysları oluşturur. Çalışma alanının batı kesimlerinde temel ile örtü kayaları arasındaki ilişki bir uyumsuzluk ile temsil edilirken, doğuda sınır kırılmalı deformasyon sonucu gelişen sağ yanal bir fay ve bindirme gözlenir (Bakınız Ekx Harita). Temeli uyumsuzlukla üzerleyen ilk birim Erikler metaçakıltaşıdır. Bu birim yanal ve düşey olarak Erikler metakumtaşlarına geçer. Erikler metakumtaşlarını Elmacık metaçakıltaşları ve çalışılan bölgenin kuzeybatısında Elmacık metakumtaşları örter. Elmacık metaçakıltaşları ve Elmacık metakumtaşları birbirlerine yanal ve düşey geçişlidir. Elmacık metakumtaşları içinde çakıl-blok boyutlu taneler bulunduran kesimler ayrı bir seviye olarak haritalanmış fakat stratigrafik olarak ayrı birim olarak adlanmamıştır. Tüm bu metasedimanter kayalarda fosil bulunamamıştır. Fakat gerek burada yapılan eski çalışmalardan (Okay v.d., 2001) gerekse Bulgaristan’daki meta-çökeller ile yapılan denestirmeler sonucu birimlerin yaşının Alt Triyas olduğu kabul edilmiştir.

4.2 Aydın-tepe Alkali Gnaysı:

Daha önceki çalışmalarda Aydın-tepe alkali gnaysı (Çağlayan ve Yurtsever, 1998), blastomilonit (Üşümezsoy, 1982), Albitik granitik gnays veya Albitik granodiyoritik gnays (Ayhan v.d., 1972), Kırklareli metagraniti (Aydın, 1974, 1982) ve Kırklareli graniti (Pamir ve Baykal, 1947) olarak isimlendirilen beyaz renkli gnayslar bu çalışmada da Çağlayan ve Yurtsever'in (1998) adlamasına bağlı kalınarak Aydın-tepe alkali gnaysı olarak adlanmıştır. Birim çalışma alanının güney ve güneybatısında, Erenler Tepe civarı, Erikler Köyü, Yerlibayır ve Aydın Tepe dolaylarında yüzeyler.

Aydın-tepe alkali gnaysı beyaz-beyazımsı gri renklidir. El örneklerinde feldspat, kuvars ve muskovit minerallerinin kolayca tespit edilir. Taneler çoğunlukla 1-1.5 mm. büyüklüğündedir. Erikler köyü civarında ise daha iri taneli (1-2 cm.) gnayslar bulunmaktadır. Bu kesimlerde kayacın rengi içindeki alkali feldspat nedeniyle hafif pembeleşmektedir. Alkali feldspat gerek ince taneli bölümlerde gerekse de daha iri taneli bölgelerde yoğunlukla gözlenmektedir. Kaba taneli bölümlerde Kırklareli graniti için de karakteristik olan pembe renkli alkali feldspat porfiroklastları kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Deformasyonun şiddetine bağlı olarak kayacın dokusunda meydana gelen bu değişim düşünüldüğünde Aydın-tepe alkali gnaysı ile Kırklareli granitinin kökensel olarak bir olduğu söylenebilir. Yukarıda belirtilen çalışmalarda da bu iki birim kökensel olarak bir tutulmuştur (Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Aydın, 1974, 1982). İnce kesitlerde yapılan gözlemlerde kayacın kuvars (%35) + alkalifeldspat (%25) + muskovit (%38) ± biyotit (%2) ± sfen mineral bileşiminden oluştuğu gözlenmiştir.

Şekil : bu kayanın fotosu

Foliasyon ve lineasyon Aydın-tepe alkali gnaysının yüzeylediği tüm alanlarda kolaylıkla tespit edilebilir. Foliasyon düzlemlerini muskovit mineralleri oluşturmaktadır. Düzlemler genellikle 10-20 cm. aralıklı ve dalgalı (anastomosing) yapıdadır. Özellikle Erikler köyü civarında kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu ve güneybatıya doğru 35-40° eğimli olan foliasyon düzlemleri köyün kuzeybatısında bölgeyi etkileyen bir kıvrım nedeniyle dereceli olarak güney-kuzey doğrultulu ve güneye ~30° eğimli bir konum kazanır (bakınız ek x harita). Yine Erikler köyünde sadece bazı bölgelerde gelişen ve kayacın tamamına nüfuz

etmemiş ikinci bir foliasyon da gözlenmiştir. 10-20 cm. aralıklı olarak gelişen bu düzlemler yaklaşık kuzey-güney doğrultulu ve doğuya doğru $\sim 50^{\circ}$ eğimlidir. Fakat yayılım olarak çok az gözlenebilen bu yapı veri azlığından dolayı bu çalışma kapsamında değerlendirilmeye alınmamıştır. Bölgede ağırlıklı olarak gözlenen foliasyon düzlemlerinde bulunan lineasyonlarda birimin tamamına nüfuz etmiştir. Genel olarak kuzeybatı-güneydoğu yönelimli ve güneydoğuya doğru yaklaşık $20-30^{\circ}$ dalımlıdır. Erikler köyünün yaklaşık 2 km. güneydoğusunda ise lineasyonlar kuzey-güney uzanımlı ve güneye doğru $\sim 30^{\circ}$ lik açı ile dalmaktadır. Bu değişim bölgedeki kırılğan deformasyon ürünü faylanmaların etkisiyle gelişmiş olmalıdır (bakınız şekil x harita).

4.3 Caferintaşları Metaçakıltaşı

Çağlayan ve Yurtsever (1998) tarafından “Caferintaşları metaçakıltaşı üyesi” olarak adlanan birim inceleme alanında yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir hat boyunca gözlenmiştir. Bu çalışmada da bu isimlendirme devam ettirilerek birim Caferintaşları Metaçakıltaşı olarak adlanmıştır. Özellikle Erikler köyünün kuzeydoğusundaki Göllertarla Tepe’de birimin en iyi gözlendiği yüzlekler bulunmaktadır.

Birim beyaz-beyazımsı yeşil renkli metaçakıltaşlarından oluşur. Kayacı oluşturan çakılların boyları 2-40 cm. arasında değişmektedir. İyi yuvarlanmış, kötü boylanmalı olan istif polimiktik olup çoğunlukla; beyaz renkli gnays, gri-beyaz renkli kuvarsit ve süt beyazı kuvars tanelerinden oluşmaktadır. Çakıl tanelerinin içinde koştukları ana kayaca ait foliasyon düzlemleri rahatça gözlenmektedir. Matriks beyaz renkli kum-silt boyutlu tanelerden oluşmaktadır. Bazı kesimlerde matriks içinde saçılmış, herhangi bir dizilim ve yönelim göstermeyen 1-2 mm.’lik biotit parçaları da gözlenmiştir. Birim kendi içinde kumtaşlarının yoğunlaştığı kesimler içerir. Bu bölgelerde deformasyon nedeniyle çoğunlukla gözlenemeyen ilksel tabakalanma düzlemleri (S_0) metakumtaşları içindeki metakonglomera araseviyelerinin konumları kullanılarak bulunmuştur (bakınız şekil x harita).

Caferintaşları metaçakıltaşları içinde gelişen foliasyon tüm bölgede izlenebilmektedir. Foliasyon aralığı ise çakıl büyüklüklerine bağlı olarak 5-10 cm.’den 30-40 cm.’ye kadar değişmektedir. Çoğunlukla dalgalı (anastomosing) olan foliasyon düzlemini serisit mineralleri oluşturmaktadır. Sadece bir gözlem noktasında foliasyon düzlemi üstünde altere olmuş biyotit mineralinin varlığı saptanmıştır. Foliasyonlar genel olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu ve

güneydoğuya $\sim 30^{\circ}$ açı ile eğimlidir. Lineasyon ise hem çakılların uzun eksenleri hemde muskovit minerallerinin yönelimindeki tercihlili dizilimle oluşmuştur. Lineasyonun yönelimi kuzeybatı-güneydoğu, dalımı ise $\sim 20^{\circ}$ lik açıyla güneybatıdır.

Çalışılan bölgede temeli teşkil eden Aydıntepe alkali gnayslarının üstüne uyumsuzlukla gelen bu birim yanal ve düşey olarak Erikler metakumtaşlarına geçer.

4.4 Erikler Metakumtaşı

Beyaz-beyazımsı gri renkli metakumtaşlarından oluşan bu birim daha önceki çalışmalarda tek başına ayırtılmayıp diğer litolojiler ile haritalanmış ve tanımlanmıştır. Çağlayan ve Yurtsever (1998) “Kocabayır metakirintilileri” içinde, Üşümezsoy (1982) “Koruköy formasyonu” içinde, Aydın (1982)’de “Fatmakaya formasyonu”nun metaçakıltaşı-metakumtaşı-metakuvarsit biriminin alt seviyelerinde, Ayhan (1972)’de anlatılan Triyas yaşlı birinci grup şistlerin alt kesimlerinde ve Pamir ve Baykal (1947)’nin “kuvarsitler-mikasıstler” biriminin alt bölümlerinde kısaca bahsedilmiştir.

Erikler köyünün kuzeydoğusunda Çanaklıkaya Tepesi ve Tatarkaya sırtı boyunca en geniş yüzleklerini veren metakumtaşları içinde iyi yuvarlanmış kuvars taneleri ve feldspat taneleri kil-silt boyutlu yine beyaz renkli matriks ile tutturulmuştur. Kayacın yüzeyindeki küçük boşlukları dolduran kahverengi-siyahımsı kahverengi ikincil mineraller birimin arazide tanınmasında, özellikle beyaz renkli granitik gnayslardan ayrılmasında kolaylık sağlamaktadır. Foliasyon ve lineasyon iyi gelişmiştir. Foliasyon düzlemlerini serisit mineralleri oluşturur. Bu düzlemlerin çoğunluğu 1-2 cm. aralıklı ve birbirine paralel gelişmiştir.

Erikler metakumtaşı Caferintaşları metaçakıltaşları ile yanal-düşey geçişlidir. Birimin kuzeydeki sınırını ise Elmacık metaçakıltaşları oluşturur.

4.5 Elmacık Metaçakıltaşı ve Metakumtaşı

Elmacık köyü civarında, Elmacık-Kofcaz yolu üzerindeki alanlarda yüzeylenen metakumtaşları ve metaçakıltaşları bu çalışmada ayrı ayrı adlandırılmış ve haritalanmıştır. Eski çalışmalarda bu iki birimin birlikte ele alındığı görülmektedir. Okay vd.(2001)

“Mesozoik örtü kayaları” içinde, Çağlayan ve Yurtsever (1998) “Elmacık metakumtaşı üyesi” olarak, Üşümezsoy (1982) ise “Elmacık formasyonu” adı altında bu kayaları anlatmışlardır. Öncellerine nazaran birimlerin ayrıntılı haritalanmasını da hedefleyen bu çalışmada her iki birimin sınırları kesin olarak çizilmeye çalışılmıştır. Elmacık-Kofcaz yolu üstünde birimler birbiriyle ardalanmalı yapı sunarlar. Metakumtaşları içinde metaçakıltaşı mercekleri ve yüzer şekilde bulunan büyük (20-30 cm. uzunluğunda) çakıl taneleri gözlenir. Bu verilere göre her iki birimde fluvyal bir ortamda gelişmiştir.

4.6 Elmacık Metaçakıltaşı

Yeşil-açık yeşil, açık mavi renkli, boyutları 3-7 cm. büyüklüğünde iyi yuvarlanmış çoğunluğu kuvars tanelerinden oluşan metaçakıltaşları mavimsi gri-açık yeşil renkli kum-silt hamur ile tutturulmuştur. Deformasyon nedeniyle oluşan foliasyon 2-3 cm. aralıklı ve çoğu yerde kıvrımlanmış olarak gözlenmektedir. Foliasyon düzlemleri boyunca çok iyi uzamış olan çakılların uzun eksenleri ve foliasyonu oluşturan muskovit-serizit mineralleri bölgenin hemen hemen tamamında lineasyonu oluşturur. Kayaca yeşil rengini bu mineraller verir. Nitekim MTA'nın Elmacık köyü civarından aldığı örnekte de yaygın olarak serizit ve kloritin oluşturduğu hamur içinde kuvars, alkali feldspat ve az miktarda albit bulunmuştur (Çağlayan ve Yurtsever, 1998).

Elmacık metaçakıltaşları yapısal olarak altında bulunan Erikler metakumtaşları ile girişik, yapısal ve stratigrafik olarak üstüne gelen Elmacık metakumtaşları ile de yanal-düşey olarak dereceli geçişlidir.

4.7 Elmacık Metakumtaşı

Birim yeşil-koyu yeşil renkli kumtaşlarından oluşur. Kayacı çoğunlukla kuvars, feldspat taneleri oluşturmaktadır. Deformasyon nedeniyle ilksel tabakalanma düzlemini (S_0) tespit etmek oldukça zordur. Sadece bazı bölgelerde ara seviye olarak bulunan metaçakıltaşların konumlarından yararlanılarak S_0 düzlemleri bulunmuştur. Tabakalanma güneybatıya doğru ortalama 55-60 derecelik eğime sahiptir. Alınan örneklerin ince kesitlerinde kuvars, alkali feldspat, muskovit-serizit?, az miktarda metamorfik kaya parçaları ve kalsit gözlenmektedir. Foliasyon düzlemini oluşturan serizit-muskovit mineralleri

lineasyon da göstermektedir. 1-3 cm. aralıklı olarak gelişen foliasyon düzlemleri kendi içinde de kıvrımlanmıştır.

Elmacık metakumtaşları Elmacık metaçakıltaşı ile yanal-düşey yönde geçişlidir. Alt seviyelerde çokça gözlenen metakonglomera ara seviyeleri stratigrafik olarak üste gidildikçe azalır, bazı bölgelerde tek ve büyük boyutlu (20-30 cm. uzunlukta) çakıl taneleri metakumtaşları içinde yüzer şekilde bulunur. Kuzeye doğru gidildikçe , inceleme alanının dışında, metasilttaşı- fillat ve kalkışistlere geçer.

BÖLÜM 5

İSTARANCA MASİFİNİN METAMORFİK EVRİMİ

Istranca masifinde iki farklı metamorfizma geçirmiştir (Okay v.d., 2001; Çağlayan ve Yurtsever, 1998). Masifin geçirdiği ilk metamorfizma sadece Paleozoik yaşlı temeli, ikinci metamorfizma evresi hem temeli hem de Mesozoik yaşlı örtü kayalarını etkilemiştir. Metamorfik birimleri üzerleyen ilk metamorfik olmayan birim hem Türkiye’de hemde Bulgaristan’daki kesimlerinde Senomaniyen yaşlı çakıltaşı- kumtaşıdır (Okay v.d., 2001; Çağlayan ve Yurtsever, 1998). Istranca masifinde örtü kayalarının çökelme yaşı Bulgaristan’da Orta Jura’ya (Bathoniyen) kadar çıkmaktadır (Chatalov, 1988). Bu verilere göre masifin maruz kaldığı ikinci metamorfizmanın Orta Jura-Üst Kretase (Senomaniyen-Bathoniyen) aralığında gerçekleştiğini söyleyebiliriz. Genellikle kuvars-albite-alkali feldspat-muskovit mineral parajenezini gösteren örtü kayaları yeşilsist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Okay v.d., 2001). Temelde yer alan granitik kayalar yeşilsist fasiyesinde, mikaşistler yüksek yeşilsist/düşük amfibolit fasiyesi (kuvars+plajiyoklas+biotit+muskovit+granat±stavrolit), migmatitler ise yüksek amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Okay v.d., 2001).

Kullanılan Yöntem Üzerine

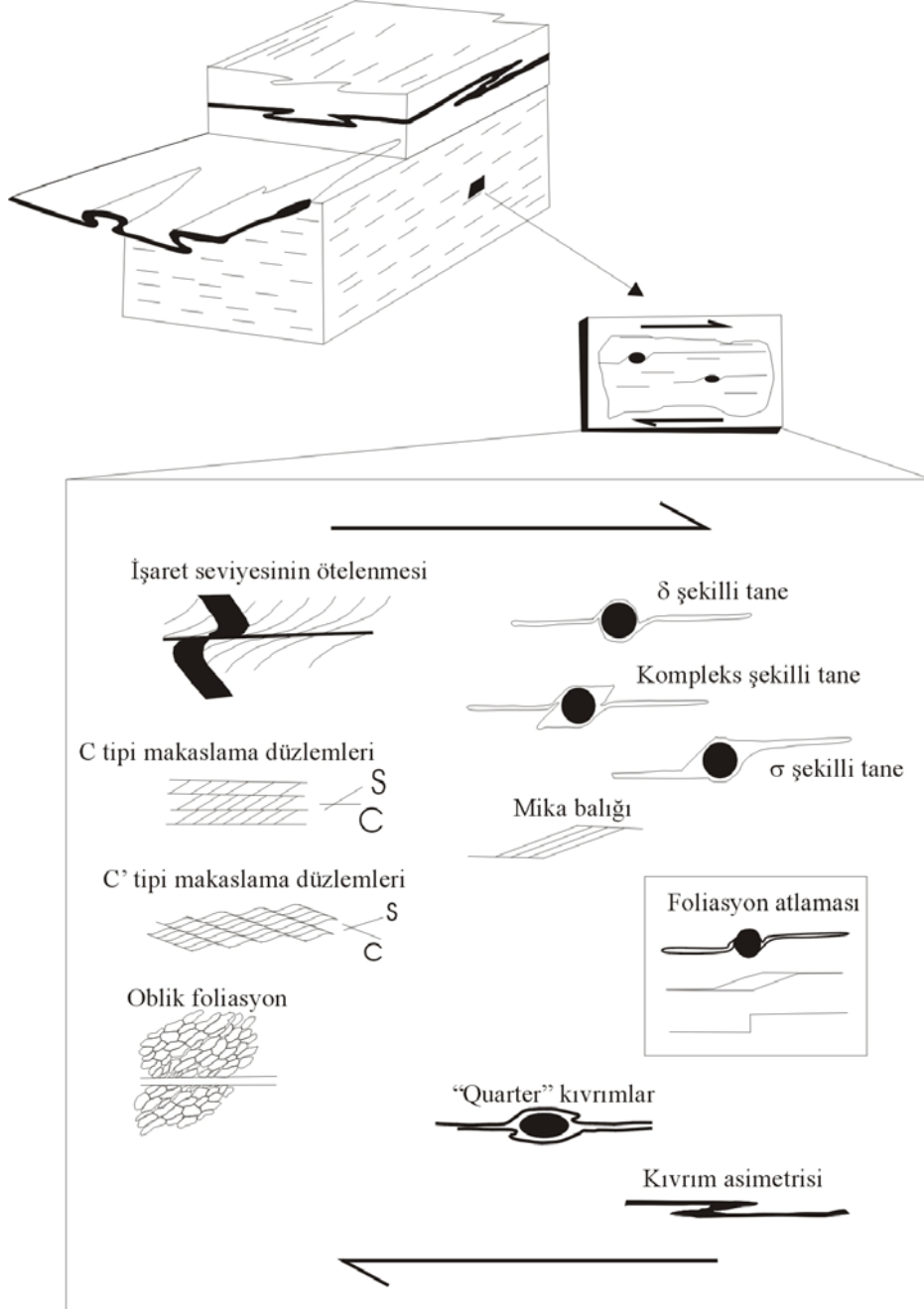
Bu tez çalışması sırasında bölgenin jeolojisinin açıklanmasında kullanılan esas yöntem “yapısal analiz”dir. Çok genel tanımıyla yapısal analiz; bir bölgenin yapısal tarihini açıklamak, “büyük” ölçekli yapıların geometrisini ve yönelimini göstermek için “küçük” ölçekli yapıların tiplerini ve ilişkilerini incelemektir (Price ve Cosgrove, 1991). Yapısal analiz kendi içinde farklı kategorilerden oluşmaktadır (Van Der Pluijm ve Marshak, 1997). Bu kategoriler şunlardır:

1. Betimleyici Analiz (Descriptive Analysis): Arazide gözlenen tüm yapıların şekillerini, görünüşlerini ve ilişkilerini içerir.
2. Kinematik Analiz (Kinematic Analysis): Kayanın bir bölümünün veya tamamının deforme olmamış halden deforme hale geçerken izlediği yolun açıklanmasını hedefler. Bunun için yamulmayı kullanır.
3. Dinamik Analiz (Dynamic Analysis): Gerilme-deformasyon ilişkisini açıklar.
4. Tektonik Analiz (Tectonic Analysis): Belirlenen yapılar ile tektonik ortam arasındaki ilişkiyi kurar ve açıklar.

Tanımdanda anlaşılabilceği üzere yapısal analizde boyut kavramı önemlidir. Çünkü kimi ilişkiler arazide gözlemlenebildiği halde (Ör: foliasyon düzleminin görünümü, geometrisi ve kıvrımlar gibi orta ölçekli yapılar) kimileri ince kesitlerde (Ör: küçük ölçekli kinematik indikatörler) kimileri de bölgesel ölçekte (Ör: harita üzerinde varlığı belirlenen büyük kıvrımlar) tespit edilebilirler. Bunların öncelikle kendi içinde ilişkilendirilmesi ve yorumlanmasıyla bölgesel ölçekte açıklamalara ulaşılabilir.

Bu çalışma sırasında da yukarıda belirtilen adımlar yardımıyla bölgenin jeolojik yapısı açıklanmaya çalışılmıştır.

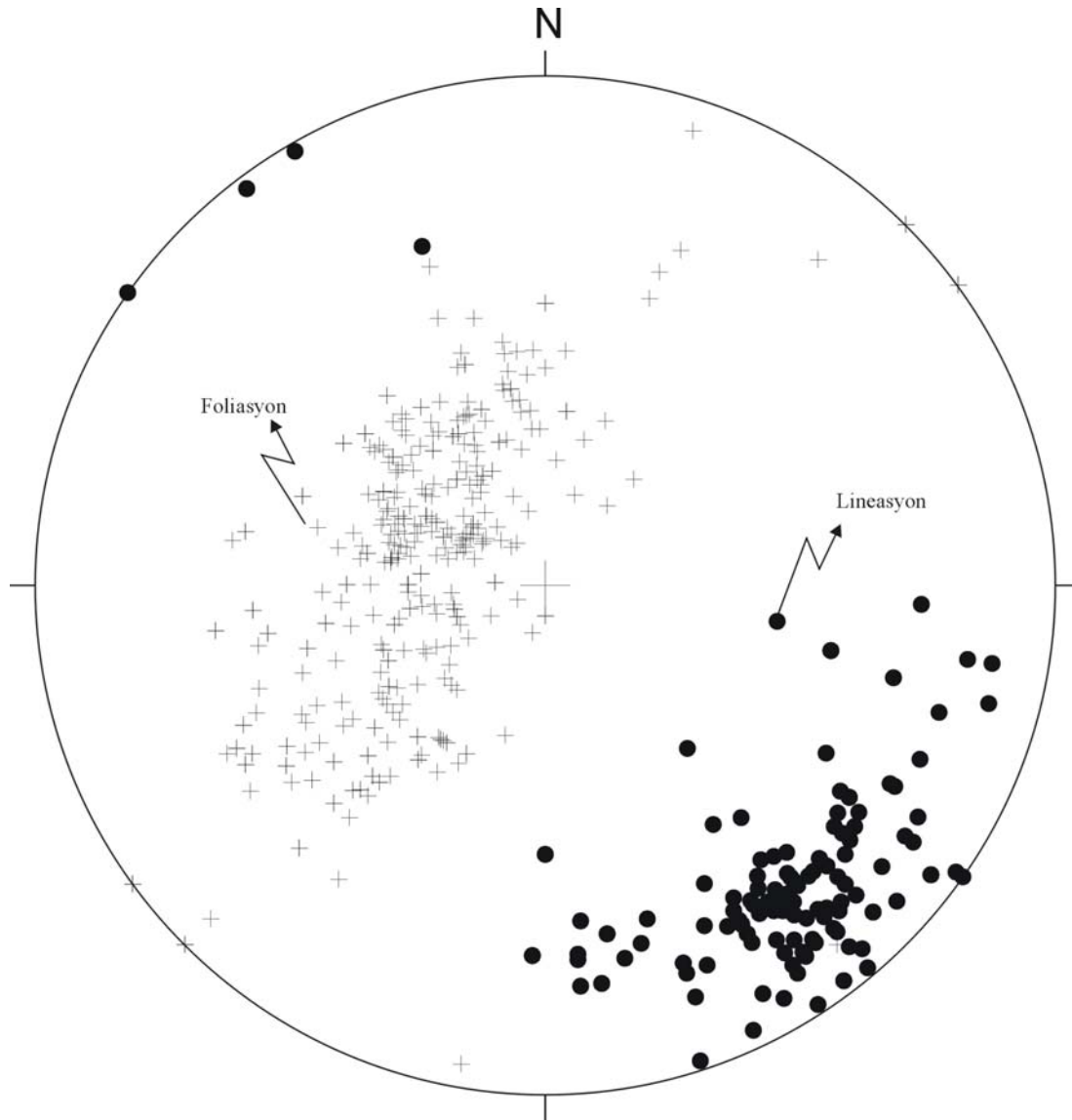
Kinematik analiz sırasında hem orta hemde küçük ölçekli kriterlerden faydalanılır. Bu kriterler Şekil f de gösterilmiştir.



Şekil x: Sağ yanal bir makaslama zonunda gelişebilecek olan kinematik indikatörleri gösteren şematik şekil (Passchier ve Trouw, 1996).

Elmacık- Erikler Bölgesinin Yapısal Jeolojisi

Bölgede yüzeyleyen metamorfik kayaların tamamına nüfuz etmiş foliasyon ve çoğu kez gözlenen lineasyonun varlığı bölgenin kuvvetli bir deformasyon geçirdiğini göstermektedir. Foliasyon düzlemlerinin mostra ölçeğinde de kolayca gözlenebildiği üzere kıvrılmış olması bu kayaların birbiri üzerine binmiş çok evreli deformasyon geçirdiğinin kanıtıdır. Foliasyon düzlemlerinin bölgesel olarak kıvrılması stereografik izdüşümlerde de kolayca gözlenmektedir.



Şekil x: Bölgedeki tüm foliasyon-lineasyonlardan elde edilen stereogram.

Bölgede gelişen lineasyon ise yöneliminde hemen hemen bir değişim göstermemektedir. Foliasyon düzlemleri deforme olurken lineasyonun neden değişmediği sorusunun cevabı ise görece daha genç deformasyonun oluşturduğu kıvrımların eksen çizgileri ile lineasyonun hemen hemen paralel olmasıdır. Bu kıvrımlardan kimileri arazide gözlenebilirken daha büyük boyutta olanların varlığı harita ölçeğinde gözlenmektedir (Şekil ekle!!!!!!). Bölgedeki faylar ise yanal atım ve bindirme karakterli olup en genç ve sık deformasyonun izleri olarak görünmektedir.

Yapılan çalışmalar sonucunda bölgede Mesozoik yaşlı kayalar içinde üç ayrı deformasyon evresinin varlığı tespit edilmiştir;

1. Birinci Deformasyon Evresi (D_1): Bölgenin tamamında gözlenen foliasyon (S_1) ve lineasyon (L_1) bu evrede gelişmiştir. Foliasyonlar kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu ve güneydoğuya eğimli, lineasyonlar ise kuzeybatı-güneydoğu yönlemli ve güneydoğuya dalımlıdır.
2. İkinci Deformasyon Evresi (D_2): Kendinden önce gelişen S_1 düzlemini ve L_1 çizgiselliğini deforme etmiştir. Bu evrede çoğunlukla harita ölçeğinde daha açık gözlenen eksen çizgisi güneydoğuya doğru tatlı dalımlı kıvrımlar (F_2) ve kimi bölgelerde gözlenen S_2 klivaj sistemi gelişmiştir.
3. Üçüncü Deformasyon Evresi (D_3): kuzeydoğu- güneybatı uzanımlı sağ yanal atımlı fay ve kuzeye doğru gelişen bindirmeler bu evrede oluşmuşlardır.

BİRİNCİ DEFORMASYON EVRESİ (D_1):

Foliasyon (S_1): S_1 foliasyonu tüm kayaların içine nüfuz etmiş görünümündedir. Düzlemler çoğunlukla birbirine tam paralel olarak gelişmiştir. Düzlemler arası açıklık, litolojiye bağlı olarak, 1-3 cm.'den 30-40 cm.'ye kadar değişmektedir.

S_1 foliasyonu metasedimanter kayalarda levha şekilli muskovit-serizit mineralleri, temelde yer alan ortognayslarda ise muskovitle birlikte uzamış feldspat ve kuvars tarafından oluşturulur. Foliasyon düzlemleri çoğunlukla kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu ve güney-güneydoğuya,

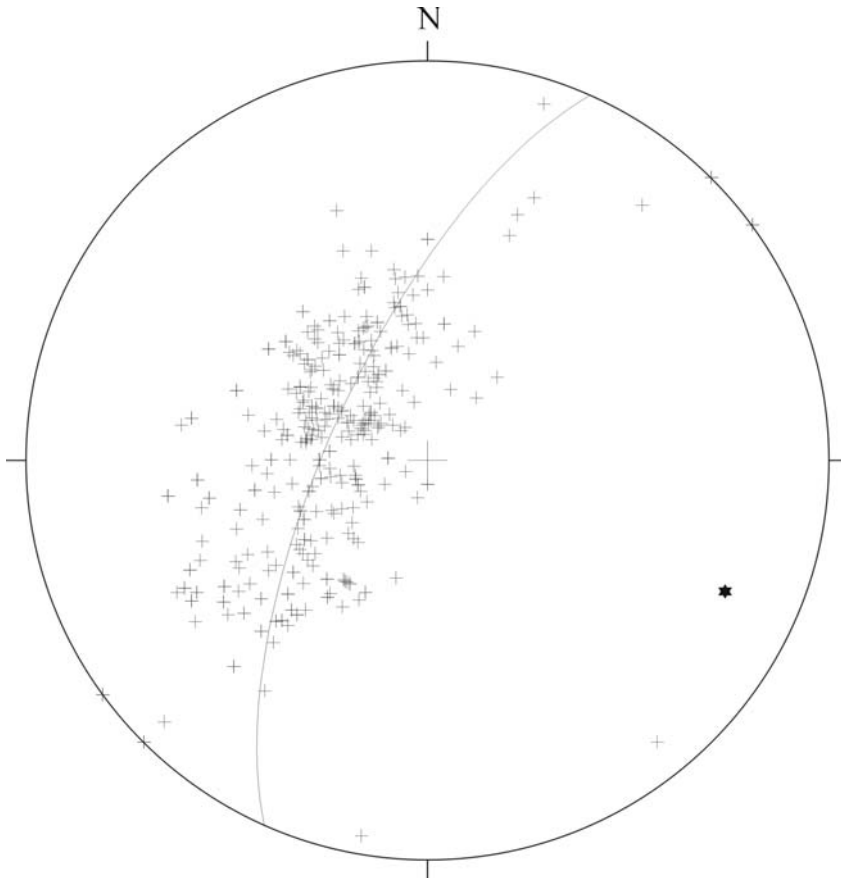
ortalama 30-40⁰ lik açılarla eğimlidir. Foliasyonlar bu bölgedeki tüm birimlerin litolojik sınırlarını kesen bir yapı sunarlar (Şekil referans).



Şekil
x:
Metak
umtaşl
arında
S₁
foliasy
onunu
n genel
görünü
şü.
Bakış
yönü
kuzeyd
oğuya
doğrud
ur.

Şekil
x:

Bölgedeki foliasyonların (S₁) stereogramı.



S_1 foliasyonunun yöneliminde gözlenen değişiklikler bu düzlemin oluşumundan sonra tekrar deforme olduğuna işaret eder. Şekil x den de görülebileceği üzere bu farklılıklar ilerleyen bölümlerde açıklanacak olan F_2 kıvrım sistemi ile oluşmuştur.

Lineasyon (L_1): Bölgede lineasyonu ortognayslarda muskovit mineralleri, metaçakıldaşlarında deforme olup uzamış eliptik çakılların uzun eksenleri, metakumtaşlarında ise muskovit-serizit mineralleri oluşturmaktadır. Lineasyon (L_1) hemen hemen tüm litolojilerde yaygın olarak ölçülmüştür.



Şekil x : Metaçakıldaşları için dek i uza

mış bir tane.

Lineasyonlar kırılğan deformasyondan etkilenmeyen bölgelerde litolojik sınırlara paralel uzanımı gösterirler. Metasedimanter kayalarda kuzeybatı-güneydoğu yönelimli ve güneydoğuya $15-20^0$ dalımlıdır. Ortognayslarda ise genellikle güney-güneydoğu / kuzey-kuzeybatı yönelimli ve güney-güneybatıya $25-30^0$ ile dalımlıdır. Özellikle Elmacık fayı yakınlarında kuzey-güney yönelimli ve güneye dalımlı bir yapı sunarlar.



Şekil
x:
metaç
akılta
şları
içind
e
uzam
ış
tanele
rfoto
32

D₁

Deformasyon Evresinin Kinematik Analizi:

Gerek arazi gerekse labaratuvar çalışmaları ile tespit edilen;

- S/C yapısı,
- Foliasyon düzlemine dik, lineasyona paralel gelişen düzlemlerde gözlenen asimetrik şekilli çakıllar,
- Makaslama düzlemindeki atlamalar (shear stepping),

yapılarının varlığı D₁ deformasyon evresinin “non-coaxial” olduğunu gösterir.

Özellikle S/C yapısı ve asimetrik taneler arazi çalışmalarında birçok bölgede tespit edilmiştir (bakınız şekil d:corelde hazırladığım harita ustü lokasyonlar). Tüm bu kriterlerin gösterdiği hareket ise kuzeybatı yönüdedir. Bölgede gelişen lineasyonun kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı olduğu ve tüm birimlere nüfuz ettiği daha önceki bölümde belirtilmişti. Passchier ve Trouw (1996)'ya göre non-coaxial deformasyonlar sırasında oluşan lineasyon makaslama yönünü ve tektonik taşıma yönünü göstermektedir. Bu açıklamaların ışığında D₁ evresinde oluşan tüm yapılar kuzeybatı yönlü bir hareket sonucunda oluşmuşlardır.



Şekil
x:
Meta
çakılt
aşları
içind
e
gözle
nen
asime
trik
tanele
r

x: Metaçakıltaşları içinde gözlenen asimetrik taneler.

Şekil

