

Simav Dolayının Jeolojisi ve Metaforf Kayaçlarının Evrimi

Neşat KONAK

ÖZ : Simav Dağının temelinde; alt düzeylerinde kısmi ergime geçirmiş, orta - yüksek dereceli metamorfitle (Menderes kristaleni) bulunmaktadır. Bu temel üzerinde, metabazik, metaultramafik kâuaçları bulunduran mermer band ve mercekli şistler (Simav metamorfitle) tektonik dokanakla yer alır. Metamorfitle olası bir uyumsuzlukla üstleyen sığ deniz fasiyesindeki psammitik ve pelitik kökenli şistler (Sarıcasu formasyonu) üstte doğru kristalize kireçtaşı (Arıkayası formasyonu)na geçer. Tabanda ince bir kırıntılı seviyesi ile başlayan Üst Triyas Liyas yaşındaki dolomitik kireçtaşı (Budağan kireçtaşı) Sarıcasu ve Arıkayası formasyonları üzerine açısız uyumsuzlukla gelir. Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanj (Dağardı melanj) ise Budağan kireçtaşı üzerinde bindirmelidir. İnceleme alanında Kalkan formasyonu ve Simav metamorfitle ile dokanakta olan olası Paleosen yaşındaki Eğriöz granitinin kontakt metamorfizması sınırlıdır. Tersiyer öncesi kayaçları açısız uyumsuzlukla örten Miyosen yaşlı flüviyal çökeltiler ve asitik volkanitler Pliyosen yaşındaki flüviyal ve gölsel çökeltiler tarafından olası uyumsuzlukla üstlenir.

İnceleme alanında belirlenen iki bindirme eş yaşlıdır ve Kretase - Tersiyer arasında oluşmuşlardır. Neotektonik rejimin bölgede etkin olmasıyla gelişen Simav fayı Pliyosende 5,5-6 km. lik sağ yönlü bir yanıl atım kazanmıştır.

İnceleme alanında yüzeylenen metamorfitlede saptanan mineral parajenezleri Barrow tipi metamorfizmanın özelliklerini yansıtır. Arıkayası ve Sarıcasu formasyonları ile Simav metamorfitlelerinde düşük dereceli, Menderes kristaleninde ise orta ve yüksek dereceli metamorfizma etkileri egemendir. Düşük dereceli metamorfitlelerde Albit - Muskovit - Klorit Zonu ile Albit - Muskovit - Biyotit Zonu; orta ve yüksek dereceli metamorfitlelerde Stavrolit - Disten, Stavrolit - Disten - Sillimanit, Disten - Sillimanit - K. Feldispat, Sillimanit - K. Feldispat zonları ayrılmıştır. Belirlenen mineral parajenezleri Menderes kristaleninin alt düzeylerinin 5-6 kb. dolayındaki basınç ve 700°C dolayındaki sıcaklık etkisinde kaldığını belgelemektedir.

ABSTRACT : Menderes crystalline consisting mainly of migmatites and gneisses constitutes the basement of Simav mountain. This basement is mantled by a tectonic contact by Simav metamorphics consisting of schist, marble bands and lenses with minor basic and ultrabasic associations. Simav metamorphics are unconformably overlain by Sarıcasu formation of originally shallow marine facies consisting of pelitic and psammitic rock grading upwards into crystalline limestones (Arıkayası formation). A detritic horizon grading into dolomitic limestones with an angular unconformity (Budağan limestone). Dağardı ophiolitic melange thrusts onto Budağan limestone Eğriöz granite, of probably Paleocene age, is in contact with Menderes crystalline and Simav metamorphics with an ambiguous and limited contact metamorphism. Acid volcanics and fluvial sediments are unconformable on Pre - Tertiary rocks. Fluvial and lagoonal sediments of Pliocene age unconformably overlie the underlying units.

The two main thrust faults are synchronous (Upper Cretaceous - Tertiary). Simav right - lateral strike - slip fault with a displacement of up to 5-6 kms. du-

ringtheneotectonic regime in the region with paroksizmal movement during Pliocene.

The mineral paragenesis indicates an intermediate pressure series. Menderes crystalline is of medium to high grade and the overlying formations are low grade. The low grade metamorphic are mapped into zones of albite - muscovite - chlorite and albite - muscovite - biotite zones. Zones of staurolite - kyanite, staurolite - kyanite - sillimanite, kyanite - sillimanite - K. feldspar, sillimanite - K. feldspar are differentiated in medium and high grade rocks of Menderes crystalline. The physical conditions of metamorphism are estimated to be reaching 700°C and hydrostatic pressures of 5-6 kilobars in the lower sections of Menderes crystalline.

ÖNSÖZ

Konusu Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçların evrimi olan bu çalışma 1979 yılında başlamış, saha ve laboratuvar çalışmaları birlikte sürdürülerek 1982 yılında tamamlanmıştır. Saha çalışmalarında MTA Enstitüsünün, laboratuvar çalışmalarında ise MTA Enstitüsü ve İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesinin olanaklarından yararlanılmıştır.

Bu tez için bana fırsat tanıyan, gerek saha gerekse laboratuvar çalışmalarımı yakından izleyerek özendirici ve her zaman yapıcı uyarılarıyla araştırmalarımı yönlendiren, değerli görüşleriyle ışık tutan, çeşitli kurs ve sementlere katılabilmem için her türlü olanağı sağlayan İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Dekanı sayın Prof. Dr. Önder ÖZTUNALI'ya sonsuz saygı ve şükranlarımı sunarım. Çalışmalarım süresince fikirlerinden yararlandığım İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Tatbiki Jeoloji Kürsüsünden Doç. Dr. Yücel YILMAZ'a; İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesinden sürdürdüğüm laboratuvar çalışmaları sırasında yakın ilgilerini gördüğüm Dr. Sinan ÖNGEN, Dr. Mefail YENİYOL, Dr. Ayhan ERDAĞ ve Dr. Şener ÜŞÜMEZSOY'a teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmalarımın sürdürülmesinde her türlü desteği sağlayan MTA Enstitüsü Jeoloji Dairesi Başkanlığına, her zaman bana yardımcı ve destek olan meslekdaşlarım Necati AKDENİZ, Doç. Dr. Ergüzer BİNGÖL, Attila ÇAĞLAYAN, M. Halit ÇAKIR, E. Melih ÖZTÜRK, Zübeyde ÖZTÜRK, Metin ŞENGÜN ve Dr. Evren YAZGAN'a; paleontolojik örnekleri inceleyen MTA Enstitüsü paleontologlarından Fah-

rettin ARMAGAN, Erol ÇATAL, Mualla SERDAROĞLU ve Afet KALLIOĞLU'na; metni daktilo eden Nezayir AĞTÜRK'e ve çizimleri yapan Mehmet GÜMÜŞEL'e teşekkürlerimi sunarım.

GİRİŞ

İnceleme alanı Menderes masifinin kuzey kesiminde Simav (Kütahya) ve Demirci (Manisa) ilçelerinin sınırları içinde yer alan Simav Dağı'nı ve yakın çevresini kapsamaktadır (Şekil 1). Çalışmalar Türkiye 1/25000 ölçekli topografik harita bölümlendirmesine göre; Kütahya J21-C₃ ve Z22-d₄ paftalarında sürdürülmüştür.

İnceleme alanı ile doğrudan ilişkili olan rın yüzyılı aşkın bir geçmişi vardır. Yapılan çalışmaların değişik amaçlara yönelik olması ve birbirinden bağımsız alanlarda sürdürülmesi sonucu masifin;

a — Konumu, yayılım alanı ve Batı Anadolu'daki diğer masiflerle (Kazdağı Masifi, Uludağ Masifi) ilişkisi,

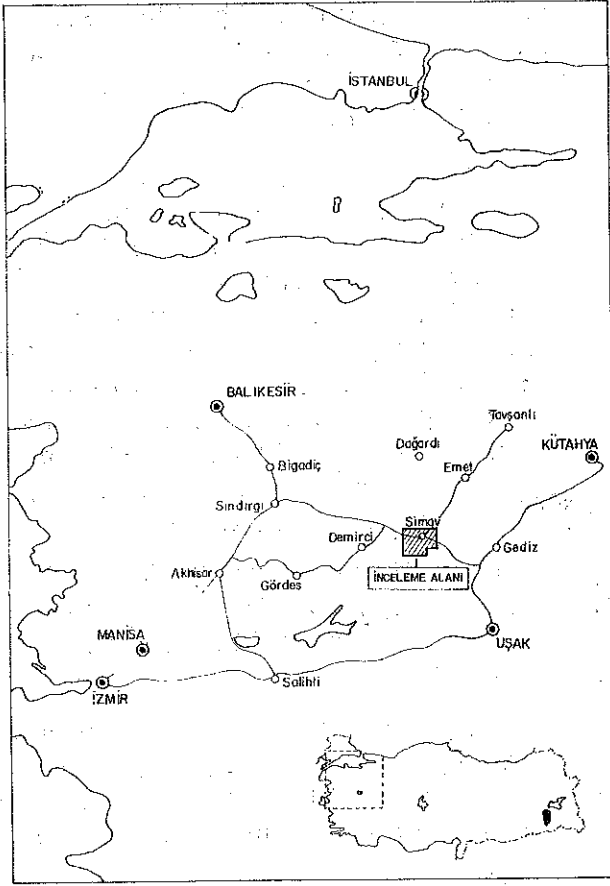
b — Litoloji topluluğu ve kökeni,

c — Çkirdek - örtü kavramı ve ilişkisi,

d — İlksel kayaçlarının yaş ilişkileri,

e — Geçirdiği metamorfizma ve/veya metamorfizmaların yaşı ve niteliği, konusunda karşıt görüşlerin doğmasına ve birbirinden farklı yorumların üretilmesine neden olmuştur.

Sürdürülen bu çalışmada Simav dolayının jeolojisine, petrografisine, petrolojisine yukar-



Şekil 1 : Bulduru haritası.

da sıralanan masife ilişkin sorunlar dikkate alınarak bir çözüm getirilmesi amaçlanmaktadır. Araştırmanın konusu gereği inceleme alanında yüzeylenen metamorfizmalara ağırlık verilerek yayılımları, konumları, birbirleriyle olan ilişkileri ve metamorfizma nitelikleri olanakların elverdiği düzeyde ayrıntılı bir şekilde ele alınmış, konu dışında kalan Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kayalara kısaca yer verilmiştir.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanında kayda değer ilk çalışmalar TCHIHATCEFF (1867, 1869) ve PHILIPSON (1910, 1915) a aittir. Yöredeki metamorfizmaları kabaca tanımlayan yazarların çalışmaları Menderes Masifinin tümünü kapsamaktadır.

CANET ve JAOUŁ (1946), Menderes masifinin kuzey ve kuzeybatı kenarı boyunca sürdürdükleri çalışmalarında şistlere Permo-Karbonifer yaşını vermişlerdir. Gnasyıldan şist-

lere doğru tedrici bir geçişin varlığına değinen araştırmacılar, Kratese yaşlı daha hafif bir metamorfizma tarafından ikinci kez etkilenen rijid bir Hersiniyen kütesinin varlığı üzerinde durmuşlardır.

HOLZER (1954), Eğrigöz granitinin Üst Kretase veya Üst Kretase-Tersiyer sınırında yerleştiğini, Jura-Alt Kretase yaşında varsayıldığı serpantinitle dokanaklarının tektonik Menderes masifinde sürdürülen araştırmalar olduğunu savunmuştur.

KALAFATÇIOĞLU (1962, 1964), Paleozo-yik yaşlı metamorfizmaların üzerine Permiyen diskordon olarak izlemiş ve 1964 yılındaki yayınında Eğrigöz granitinin Mesozoyik sonu yaşlı olabileceğini belirtmiştir.

BÜRKÜT (1966), Kuzeybatı Anadolu'da yüzeylenen plütonların mukayeseli jenetik etüdünü yapmış, U/Pb yöntemini uygulayarak Eğrigöz granitinin yaşını $69, 6 \pm 7$ milyon yıl olarak hesaplanmıştır.

DORA (1969, 1973), Eğrigöz masifi çevresindeki metamorfizmanın Barrowian ve Abakuma tipi arasında yer aldığını, migmatizasyona kadar ulaşan yüksek dereceli metamorfizmanın Post Liyasik, Erken Alpinde geliştiğini, Kretase-Tersiyer arasında masifin yeniden bir ısınma evresi geçirdiğini savunmuştur.

ÖZTUNALI (1973), Eğrigöz granitinin Erken Alpin fazında oluşmaya başladığını, Esas Alpin fazında yükselerek bugünkü yerini aldığını ve kalkali cinsinden ansteksis ürünü bir granit olduğunu ileri sürmüştür.

UZ (1973, 1975), Simav yöresindeki metamorfizmaların Siluriyon-Devoniyon esnasında çökelindiğini, Hersiniyende Barrowian tipi, daha sonra da Abakuma tipi metamorfizma geçirdiklerini belirtmiştir.

EKİNGEN (1977), Simav yöresinde gravimetrik ölçümler yaparak çıkarılan Bouguer anomali haritası ve bundan türetilen diğer haritalar yardımıyla bölgenin genel gravimetrik yorumuna gitmiştir. Sonuçta büyük fayların varlığını kabul eden araştırmacı, grabenin varlığı konusunda kuşkulu davranmıştır.

AKDENİZ ve KONAK (1979 a, 1979 b), Simav dolayındaki çalışmalarında, masifin çekirdek ile örtü kayaları arasında bir diskordanın varlığını, çekirdeği oluşturan kayaların Hersiniyen öncesi bir yaşta metamorfizma geçirerek migmatitleştiklerini, örtü kayalarının ise Hersiniyende yeşil şist fasfesi koşullarında metamorfizma geçirdiğini savunmuşlar, Paleozoyik yaşlı örtü şistlerinin içinde metabazit ve metaultramafitlerin yer aldığı orta-ya koymuşlardır.

KONAK (1979), Simav grabeninin gelişmesini Alt Miyosende Menderes masifinin domlaşmasına bağlamıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında ayırtılabilen kaya birimleri konumlarına göre Şekil 2 deki genelleştirilmiş dikme kesitte sunulmuştur. Anlatımda kolaylık sağlaması bakımından formasyon adlamasına gidilmiş, tanışmalarda kav-

ram karmaşasını önlemek için, yörede AKDENİZ ve KONAK (1979a)'ın yaptığı adlamalara elden geldiğince bağlı kalınmıştır. MENDERES KRİSTALENİ (PEK)

İnceleme alanının temelini oluşturan migmatitler ile kısmi ergime geçirmemiş orta ve yüksek dereceli metamorfitler Menderes kristaleni (Kalkan formasyonu) olarak tanımlanmıştır. İlksel kayacın türüne, kimyasal bileşimine ve geçirdiği metamorfizmanın niteliğine bağlı olarak, alt düzeylerden üst düzeylere doğru yapısal, dokusal ve mineralojik bileşen bakımından kesin sınırlar oluşturmayacak şekilde değişimler sunan bu formasyon, şu kayaçları kapsamaktadır:

- 1) Migmatit, 2) Gnays, 3) Şist, 4) Amfibolit mercekleri, 5) Mermer band ve mercekleri 6) Aplit ve pegmatoyid damarları.

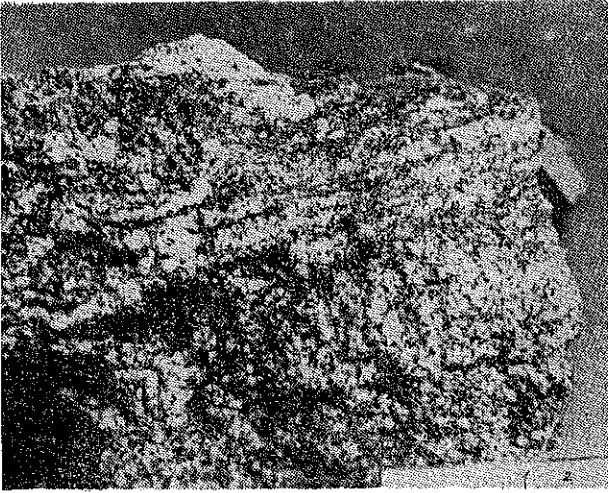
Simav Dağı'nın kuzeye bakan yamacı boyunca ve Eğrigöz granitinin güney kesiminde yüzeylenen migmatitler, az belirgin ve kaba yapraklanmalı olup kıvrımcıklı bir yapıya sahiptirler.

İnceleme alanındaki migmatitler MEHNERT (1968)'in sınıflamasına göre metateksit ve diyateksit gurubuna girmektedir. Migmatitlerin alt düzeylerini oluşturan ve dar alanlarda (Beyceköy güneyi) yüzeylenen diyateksitlerde kısmi ergimenin ileri aşamalara ulaşması nedeniyle ergiyen ve ergimeyen kısımlar ayırdedilememektedir. Giderek homojenleşen kayaç yer yer granitik görümlü olup metateksitlere oranla daha ince dokuludur. Nebulitik görümlü olup metateksitlere oranla daha ince dokuludur. Nebulitik (Şekil 3), şirik ve türbülent tip yapılarıyla metateksitlerden ayrılırlar. Üst düzeylere doğru ergimiş ve ergimemiş kısımların belirginleşmesiyle kesin olmayan bir sınırlı metateksitlere geçilir.

Genellikle porfiroblastik ve yersel granoblastik dokular sunan diyateksitlerin içerdiği başlıca mineraller kuvars, ortoklas, plajiyoklas (oligoklas, andezin), biyotit, sillimantit, (Şekil 4) ender olarak granat, tali olarak zirkon, apatit, rutil, opak mineral ve turmalindir.

SİSTEM	SİSTEM SERİ	FORMASYON	KALINLIK (m)	DİKME KESİTİ	LİTOLOJİ	
						FORMASYON
ÜST SİSTEM	Kuvaterner	alüvyon	0-7,5		alüvyon	
		EMET FORMASYONU	25		göllet kireçtaşı	
SENOZOYİK	Pliyo-osen	BEĞİRCİK FORMASYONU	20-25		kumtaşı - mermer	
		AKOĞA VOLKANİTLERİ	10-50		riyodasit-dasit	
	Miyosen	ÇIVANADAĞ TÜFLERİ	20-30		riyodasit-dasit tüfü	
		KIZILBÜK FORMASYONU	70-10		kumtaşı-silttaşı - marn	
	Paleosen	EĞRİGÖZ GRANİTİ			granit	
		DAĞARCI MELANJİ	50-60		afiyolitik melanj	
	MEZOZOYİK	TRİYAS ÜST	BUDAĞAN KIREÇTAŞI	100-120		dolomitik kireçtaşı
			TRİYAS ÜST			çakıllı kumtaşı
		TRİYAS ÜST	ARKINA FORMASYONU			kristalle kireçtaşı
			SARICASI FORMASYONU			kuvarsit - kuvarşist - muskovit, albit şist
PALEOZOYİK		SİMAY	SİMAY METAMORFİTLERİ			bazik arkatik şistler
	MENDERES KRİSTALENİ				metabazit ve metaultramafik kayalar	
					metabazit - gnays	
					gnays	
					mermer	
					amfibolit	

Şekil 2 : Simav Dağının genelleştirilmiş dikme kesiti.

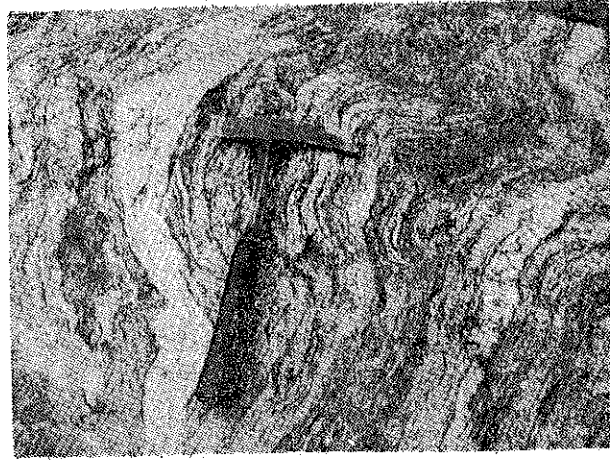


Şekil 3 : Ergiyen ve ergimeyen kısımlarının ayırtlanamadığı nebulitik dokulu diyateksit (Değirmenciler Mahallesi güneyi)



Şekil 4 : Diyateksitlerde biyotitlerin kenarında gelişen prizmatik/fibro tip sillimanit (T.N., X50). Sil: Sillimanit, b: biyotiti, Q: kuvars

Kısmi ergimenin daha az olduğu veya homojenleşmenin tam olarak belirginleşmediği metateksit türü migmatitlerde, makroskopik olarak iki kısım ayırdedilmektedir. Birinci kısmı koyu renkli (melanokrat) minerallerce zenginleşmiş şisti yapıdaki anakayaç (paleosom), ikinci kısmı ise ergiyip yeniden kristalleşen ve ana kayaca göre daha genç olan, genellikle pegmatitik, apolitik ve granitik karakterli neosom oluşturmaktadır (Şekil 5). Genellikle pegmatoyidik lokosomların kenarları boyunca, ergimeye katılmamış biyotit restitleri dizili olarak bulunur ve koyu renkli bir kenar oluş-



Şekil 5 : Pegmatoyid lokosomların paleosom içinde yer almasıyla oluşmuş bantlı ve kıvrımlı metateksit (Kalkan Köyü)

tururlar. Bu özellik venitik kökeni işaret eder. Agmatik diktiyonitik, ptigmatik, bantlı, kıvrımlı ve gözlü yapıların egemen olduğu metateksitlerin üst düzeylerine doğru kısmi ergime giderek azalmakta ve belirgin olmayan bir dokanakla gnayslara geçilmektedir.

Metateksitlerin paleosom kesimleri lepidoblastik veya porfiroblastik, neosom kesimleri ise granoblastik dokuludur. Paleosomatik kesimlerde saptanabilen mineraller kuvars, ortoklas, plajiyoklas (oligoklas, andezin), biyotit, sillimanit (Şekil 6), granat; tali mineral-



Şekil 6 : Metateksitlerde izlenen lifimsi/iğnemsil sillimanit (T.N., X 40).

lerden yaygın olanlar apatit, rutil, turmalin, zirkon ve opak mineraldir. Üst düzeylere doğru plajiyoklas oranı artarken ortoklas oranı

giderek azalmakta, disten ve muskovit duraylılıklarını sürdürmektedirler. Daha sade mineralojik bileşime sahip olan neosomatik kesimler ise genellikle kuvars, ortoklas, plajiyoklas (oligoklas, andezin), biyotit, muskovit, daha az disten ve turmalinden oluşmuştur.

Gnays

Migmatitlerin üst düzeylerini oluşturan gnayslar tipik olarak Pilav Tepe dolayında ve Dere ardı Dere'de gizlenirler. Metateksitlerden gnaslara geçerken paleosom kesimlerinde kalınlığa, lokokrat minerallerden oluşmuş neosom kesimlerinde ise incelmeye izlenir. Genel olarak alt düzeylerde bandlı yapı özelliği gösteren gnayslar, üste doğru biyotit-gnayslara, iki mikali gnayslara ve şistlere geçerler.

Kataklastik zonun içinde bulduklarından dokuları iyi korunmamıştır. İyi korunmuş kesimlerinde, relik olarak granoblastik ve lepidoblastik doku izlenmektedir. Mineralojik bileşen bakımından metateksitlerden kesin bir sınırla ayrılamazlar. Ancak üst düzeylere doğru mineral bileşenlerindeki değişimler belirginleşmektedir. Kuvars, feldispat, granat, biyotit, muskovit, epidot; indeks mineral olarak sillimanit, disten ve daha üst düzeylerde stavorolit; tali olarak turmalin, apatit, rutil, zirkon ve opak mineral içerirler.

Şist

Menderes kristaleninin en üst düzeyini oluşturan şistler, Beyceköy Yaylası'nda ve Dereardı Dere vadisinde izlendiği gibi gnayslarla düzenli geçişlidirler. Menderes kristalenini tektonik bir dokanlıkla Simav metamorfitlelerinin üstlemesi nedeniyle, bindirme çizgisinin altında kalan ve kalınlığı 5-10 m. ile 40-50 m. arasında değişen, yer yer 150 m. dolayında kalınlık sunan zonda, tektonik etkiler oldukça yoğunudur. nays ve şistlerin tamamı, bu tektonik zonun etki alanında kalmıştır. Migmatitleşme ve metamorfizma sonrası gelişen bu hareket, metamorfitleleri özellikle dokusal yönden ileri derecede etkilemiş ve gelişen kataklastik doku kayaçta egemen olmuştur. Bu nedenle kataklastis öncesi gelişen doku korunmamıştır. Relik dokunun izlenebildiği kesimler lepidoblastik ve porfiroblastik doku sunmaktadır.

Kataklastik deformasyonun olabildiğince etkin olduğu şistlerde, birincil mineraller çoğunlukla bozunmuş, minerallerin ilksel ilişkileri kaybolmuş, kataklastik ve retrograt etkiler sonucu gelişen ikincil ve/veya dönüşüm mineralleri bazen kayaca tamamen egemen olmuştur. Böyle durumlarda birincil mineraller ikincil mineraller arasında ancak psödomorfolar şeklinde izlenebilmektedir.

Genellikle kuvars, plajiyoklas (oligoklas, andezin), granat, biyotit, muskovit ve epidot-tan oluşan şistler, indeks mineral olarak sillimanit, disten ve stavorolit; tali olarak turmalin, apatit, rutil, zirkon ve opak mineral içerirler. Şistlerde ortoklasa rastlanmamıştır.

Amfibolit

Beyceköy güneyinde ve Çatalçeşme batısında yüzeylenmektedirler. Genellikle band ve merccekler şeklinde migmatitler arasında yer alan amfibolitler Beyceköy güneyinde 5-6 m. dolayında bir kalınlığa sahiptirler. Kızılılık sırtında olduğu gibi yer yer küresel veya elipsoidal şekillidirler. Oldukça sert ve sıkı yapıdadırlar. Yan kayaçlarla olan sınırları belirgindir. Yapısal özellikleri bakımından birlikte buldukları kayalara benzerler.

Mikroskopik incelemelerde porfiroblastik ve granoblastik dokulu olup hafif yönelme kazanmışlardır. Amfibolca zengin kesimlerinde nematoblastik doku egemendir. Genelde amfibol, plajiyoklas (andezin, labrador?), kuvars, granat, sfen, epidot, apatit ve opak mineralden oluşmuşlardır. Bazı örneklerde bolca piroksene (diyopsit) rastlanmaktadır.

Mermer

Kocakır Tepe ve Çatalçeşme batısında migmatit ve gnayslar arasında, band ve merccekler şeklinde yüzeylenmektedirler. Sakkaryid dokulu olup, beyaz, gri ve koyu renkli kısımların ardalanması sonucu bandlı ve laminalı bir görünüm kazanmışlardır. Yapısal özellikleri bakımından migmatitlere benzerlik sunan mermer mercceklerinde ptigmatik, stromatik ve akma yapıları gelişmiştir.

Eş taneli dokuya sahip olan mermerler basınç ikizlenmeli kalsitten oluşmuştur. Kalsit

kristalleri arasında ince biyotit pulcukları ve düzensiz bir şekilde dağılmış az oranda kuvars tanecikleri izlenmiştir.

Aplit ve Pegmatoyidler

Aplit ve pegmatoyidler migmatitlerle jenetik bakımından yakın ilişkili olan ve özellikle migmatitlerin lokosomları ile mineralojik benzerlikler sunan aplit ve pegmatoidler, çoğun yapraklanma düzlemleri boyunca sokulmuş filonlar veya kesiklik olarak dizilmiş mercekler ve cepler şeklinde bulunmaktadır. Pegmatoyid damarlarında ve filonlarında kenardan iç kısma doğru yapısal, dokusal ve mineralojik değişim gözlenmemiştir. Zonlu yapı göstermediklerinden "basit pegmatit" olarak tanımlanabilirler.

Pegmatoyidler pegmatitik dokulu olup kuvars, ortoklas, plajiyoklas, muskovit, biyotit, disten ve turmalinden oluşmuşlardır. Tali mineral olarak apatit ve rutil içermektedirler.

Aplitler ise porifrik dokulu olup hafif yönlenme kazanmışlardır. Kuvars, fazla miktarda ortoklas, daha az plajiyoklas, çok az muskovit ve eser miktarda turmalinden oluşmuşlardır.

Kataklastik Kayaçlar

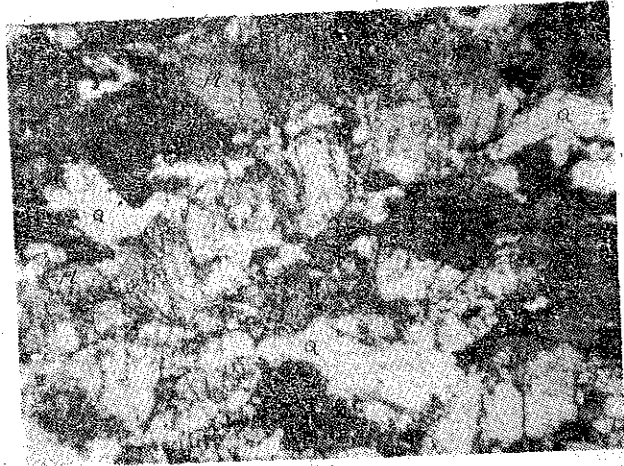
Menderes kristaleni ile Simav metamorfileri arasında yer yer kalınlaşıp incelen ve yanal devamlılıkları kilometrelerce devam eden kataklastik zon stratigrafik bir düzey görünümündedir.

Simav metamorfilerinin tektonik bir dokanakla Menderes kristaleni üzerine geliştiği sırasında gelişen kataklasis, gerek bindirme zonu altında ve gerekse üstünde bulunan kayaçlarda etkin olmuştur. Menderes kristaleninin üst düzeylerinde bu zon bir şeit şeklinde izlenmektedir. Gnays ve şistler tamamen, metateksitlerin üst düzeyleri kısmen kataklasisin etki alanında kaldığından, bu kayaçların birbirinden ayırtlanması güçleşmiştir. Bu nedenle kataklasisin etkin olduğu bu kayaçlar haritada "Kataklastik Zon" olarak ayırtlanmıştır.

Tipik olarak izlendikleri yerlerden Kocakaya Yaylası-Meralöğü Tepe kesitinde, migmatit ve gnayslardan kataklastik kayaçlara

geçişte, kesin bir sınır belirleme hemen hemen olanaksızdır. Kataklastik etkilerin ege-men olmasıyla önce gnayslardaki bandlı yapılar göz yapısına dönüşmekte ve ana kayaç içinde ince taneli, laminalı band ve mercekli düzeyler gelişmektedir. Şist-gnays ardalanmasını andıran birkaç metre kalınlığındaki böyle bir geçiş zonundan sonra, üste doğru giderek daha ince dokulu kayaçlara geçilmektedir.

Bu değişimler mikroskopik gözlemlerle daha sağlıklı bir şekilde izlenebilmektedir. Dokunun kısmen bozulması, kuvarsların dalgah sönme göstermesi ve uzaması, mikaların kinkleşmesi ve feldispatlarda deformasyon lamellerinin gelişmesi kataklasisin ilk belirteçleridir. Bir sonraki aşamada minerallerin birbirleriyle kenetlendiği kenarlar boyunca kırılmalar, parçalanmalar başlar ve kuvarslarda uzamalar daha da belirginleşir (Şekil 7). Giderek



Şekil 7 : Metateksitlerin üst düzeylerinde tektoniğe bağlı olarak gelişen kataklastik doku: Kuvarslarda uzama ve rekrystalizasyon, plajiyoklaslarda kırılmalar ve deformasyon lamelleri izlenmektedir. (C.N. X 35). Pl: plajiyoklas, Q: kuvars.

artan kataklastik deformasyona bağlı olarak, mineral parçalarının (porfiroklastların) arasında öğütülen malzemeden arda kalan ince tozumsu bir materyel yer alır. Bu şekilde tipik mörter yapısı meydana gelir. HIGGINS (1971) in sınıflaması esas alındığında megaporfiroklastların kayacın % 50 inden fazlasını oluşturduğu bu tür kataklastik kayaçlar protomilonite karşılık gelmektedir (Şekil 8). Katakklasisin bu aşamasında değişen derecelerde

ca şeritli bir yapı özelliği kazandırmıştır. İyi korunmuş ve bandlaşmanın tam olarak belirginleşmediği kesimlerinde gabro görünümündedirler.

Mikroskopik incelemelerde amfibolca zengin kesimleri nematoblastik dokuludur. Amfibol oranı azaldıkça porfiroblastik-nematoblastik doku egemen olmaktadır. Katakklisisin etkin olduğu örneklerin çoğunda tektonizma öncesi doku bozulmuştur. Bol amfibol (yeşil hornblend, aktinot), daha az albit, kuvars epidot, klorit ve sfenden meydana gelmişlerdir. Ayrıca opak mineral, az apatit ve çok az biyotit içerirler.

Mermer Band ve Mercikleri (Pzsmm)

Bazık arakatlı şistler arasında band ve mercikler şeklinde yer alan mermerlerin kalınlıkları birkaç desimetre ile birkaç metre arasında değişmekte, Simav metamorfitlelerinin üst düzeylerinde ise kalınlıkları 20-25 m'ye ulaşmaktadır. Açık ve koyu renkli düzeylerin aralanması sonucu bandlı ve laminalı bir görünüm kazanmışlardır. Yer yer akma ve kırım-cıklı yapılar sunarlar.

Başlıca basınç ikizlenmesi gösteren kal-sitten oluşan mermerler az oranda dolomit çok az muskovit, ender olarak kuvars ve albit içermektedirler.

Simav metamorfitlelerinin kapsadığı litoloji topluluğu bazı özellikleri bakımından, yeşil şist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş okyanusal kabuk malzemesini anımsatmaktadır. Benzer kayalara Simav Dağından başka Alaçam Dağlarında, Eğrigöz Graniti çevresinde, Şaphane Dağında AKDENİZ ve KONAK (1979a, 1979b), Gördes - Göl-marmara arasında (KONAK ve DİĞERLERİ, 1980), Tire ve Selçuk dolayında (AKAT, 1980), Çine güneyinde (ALKANOĞLU, 1978), Çal (Denizli) batısında, Burgaz (Çivril kuzeyi) rastlanmaktadır. Menderes masifini çepeçevre saran bu litoloji topluluğu, örtü şistleri olarak tanımlanan kayalarla genellikle iç içe bulunmaktadır.

Simav metamorfitleleri olarak ele alınan litoloji topluluğunda organik kalıntıya rastlan-

mamıştır. Araştırmacıların çoğu DORA, 1969 ve 1973; BAŞARIR, 1970 ve 1975; UZ, 1973 ve 1975; AKDENİZ VE KONAK 1979a ve 1979b) Batı Anadoludaki benzer litolojilere Siluro - Devoniyen ile Permo - Karbonifer arası bir yaş önermişlerdir. Çevre kayalarla Simav metamorfitleleri denestirildiğinde, önerilen yaş aralığı doğru bir yaklaşım olarak niteendirilmektedir.

Simav metamorfitlelerinin üstüne sıg deniz ortam ve fasiyesindeki psammitik ve pelitik kökenli şistleri kapsayan Sarıcasu formasyonu olası bir uyumsuzlukla gelmektedir.

SARICASU FORMASYONU (Pzs)

Alttan olası bir uyumsuzlukla sıorlı, üstte doğru karbonatlara geçiş gösteren, değişik parajenezlerdeki şistler Sarıcasu formasyonu olarak incelenmiştir. Simav ilçe merkezi doğusundan itibaren izlenmeye başlanan bu formasyon, Damrıkziyaret Tepeye kadar olan devamında Simav metamorfitlelerini, Damrıkziyaret Tepeden batıya doğru olan uzanımında ise Menderes kristalenini üstlemektedir.

Kirli beyaz, bej ve yeşilin değişik tonlarında renkler sunan Sarıcasu formasyonu kayaları ipeğimsi ve sedefimsi parıtlı dış yüzeyleriyle, biri belirgin olmak üzere iki yönde gelişmiş çizgisellik göstermeleriyle tanınırlar. Diğer ayırtman özelliklerinden biri de, milimetre ve santimetre boyutunda iğ ve göz şekilli albit ve kuvars porfiroblastları bulundurmalarıdır. Porfiroblastlar tamamen kuvarstan oluştuğunda, çakılları kuvars olan bir meta-konglomerayı anımsatırlar.

Düşük dereceli metamorfizma özellikleri sunan Sarıcasu formasyonu kayaları değişen mineral bileşenlerine göre; muskovit - kuvars şist, muskovit - albit - kuvars şist ve klorit - muskovit - albit şist olarak tanımlanabilirler. Yer yer kloritoyid - muskovit - kuvars şist, kuvarsit, fillit ve kalkışistleri de bulunduran bu litoloji topluluğu tektonik etkiler sonucu yer-sel milonitleşmişlerdir.

KAYA (1972) nın "İkibaşlı formasyonu" adıyla tanımladığı bu litoloji topluluğunu AKDENİZ ve KONAK (1979a) Sarıcasu formas-

yonu olarak incelemişler ve Orta - Üst Triyas çökellerine çakıl verdiğini saptamışlardır. Sarıcasu formasyonu içinde türü tayin edilemeyecek derecede kristalize olmuş krinoid ve alg parçaları dışında herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Bölgesel denestirmeyle formasyonun yaşı Permo-Triyas olarak düşünülmektedir.

ARIKAYASI FORMASYONU (Pza)

Altın Sarıcasu formasyonu ile yanıl ve düşey geçişler sunan, üst sınırı uyumsuzlukla belirlenen kristalize kireçtaşları Arıkayası formasyonu olarak tanımlanmıştır. Tipik olarak Çamköy dolayında ve Damrikziyaret Tepe'de yüzeylenirler.

Mikroskopik incelemelere göre granoblastik dokulu olan, kristalize kireçtaşı basınç ikizlenmesi sunan kalsitten oluşmuştur. Ayrıca az oranda dolomit, çok az beyaz mika, kuvars ve albit içermektedir.

Sarıcasu formasyonu ile yanıl ve düşey geçişli olduğu için, düşünülen Permo - Triyas yaşı Arıkayası formasyon içinde geçerlidir.

BUDAĞAN KIREÇTAŞI (Jkb)

Açısal bir uyumsuzlukla Arıkayası formasyonu üzerine gelen ve üstten tektonik bir dokanakra sınırlandırılmış karbonat kayalar "Budağan kireçtaşı" adı altında incelenmiş olup bu ad ilk kez KAYA (1972) tarafından kullanılmıştır. Tipik olarak Samat dolayında gözlenebilen Budağan kireçtaşı, Simav - Samat yol yarımında gözlemlendiği gibi, tabanda yanıl devamlılığı olmayan, iyi yuvarlanmış bolca kuvars çakılı içeren kırıntılı bir düzeye başlamaktadır.

Kirli beyaz, açık gri, bejimsi, koyu gri ve siyaha yakın renkler sunan karbonatlar, yerel oolitik ve sakkaroyid dokuludurlar. Genellikle tabakalanmaları belirgin değildir. Mikroskopik incelemelerde, korunmuş kesimlerinin biyopelsparitik, pseudo - oolitik ve intrasparitik dokulu olduğu izlenmektedir.

Gerek inceleme alanında yüzeylenen bu karbonatlardan ve gerekse çalışma alanı dışında, aynı konumdaki dolomitik kireçtaşla-

rından alınan örneklerde A. Kallioğlu (MTA) tarafından; *Involutina communis* (Kristan), *Involutina tenuis* (Kristan), *Involutina pragsoides* (Oberhauser), *Involutina minute* (Koehn - Zaninetti) - *Trocholina permodiscus* (Oberhauser), *Triasina sp. Glomospira friedli* (Kristan - Tollman) fosilleri saptanmış ve Üst Triyas (Muhtemelen Noriyen - Resiyen) yaşı verilmiştir.

DAĞARDI MELANJİ (Kdm)

Çalışma alanının güney sınırı boyunca yüzeylenen bu formasyon çamurtaşı, radyolarit, tüfit ve büyük peridotit kütlelerinin karışımından oluşmuştur. Tektonik bir dokanakra dolomitik kireçtaşların (Budağan kireçtaşı) üzerinde yer alır. Budağan kireçtaşı dokanağına yakın kesimlerde peridotitler ileri derecede serpantinleşmiş ve Budağan kireçtaşının parçaları tektonik olarak ofiolitler içine yerleşmiştir.

İnceleme alanında Dağardı melanjından yaş elde edilememiştir. Formasyonun Dağardı ve Şaphane Dağındaki devamında Üst Kretase yaşını veren fosiller bulunmuştur. (AKDENİZ ve KONAK 1979a) Ayrıca Düvertepe (Bigadiç) ve Başlanmış köyü (Akhisar) dolayında ofiyolitik melanjin Eosen çökelleri tarafından açısal bir uyumsuzlukla örtüldüğü bilinmektedir. (AKDENİZ, 1980; AKDENİZ ve KONAK, 1979a; KONAK ve DİĞERLERİ, 1980) Bu veriler, Dağardı melanjinin oluşum ve yerleşim yaşının Üst Kretase - Eosen arasında olduğunu göstermektedir.

EĞRİGÖZ GRANİTİ (Teg)

İnceleme alanının KKD'sunda Gökçeler - Kalkan - Söğüt Köyleri arasında yüzeylenen granitik plüton, Eğrigöz granitinin güney uzanımını oluşturmaktadır.

Menderes kristaleni ile çevrelenen granit, Söğüt güneyinde Simav metamorfitleleriyle dokanaktadır. Menderes kristaleni ile olan dokanaklarında hiç bir kontakt etkiye rastlanmasına karşın, Simav metamorfitleleriyle olan dokanaklarında kontakt etkileri belirgindir.

Mikroskopik incelemelere göre genelde

holokristalin dokulu olan Eğrigöz granitinin kenar kesimleri porfirik dokuludur. Kuvars, ortoklas, plajiyoklas (oligoklas, andezin), biyotit; tali olarak apatit, turmalin ve zirkon içermektedir. Merkezi kesimlerinde yer yer hornblend, kenar kesimlerinde ise çok az muskovit bulundurulur.

Granitlerin Alaçam Dağında Mesozoyik yaşlı kayaçları (Budağan kireçtaşı, Dağardı melanji) kestiği ve Orta - Üst Miyosen yaşlı karasal çökellere (Kızılıbük formasyonu) çakıl verdiği bilinmektedir (AKDENİZ VE KONAK 1979a).

Saha verilerine göre Eğrigöz granitinin Paleosen - Eosen yaşında olabileceği ileri sürülebilir.

Tanımlanan Neojen öncesi yaşlı bu temel birbiriyle ardalanmalı ve geçişli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve marndan oluşmuş karasal çökeller (Kızılıbük Formasyonu; Tmk) açısıl bir uyumsuzlukla örter. Daha üstte birbirleriyle geçişli riyodasit ve dasit özelliğindeki tüfler (Civanadağı tüfleri; Tmc) ile volkanitler (Akdağ volkanitleri; Tma) yer almaktadır. Orta - Üst Miyosen yaşlı bu formasyonları açık olarak izlenemeyen bir uyumsuzlukla Pliyosen yaşlı kumtaşı, silttaşı, kilttaşı ve marn ardalanmasından oluşmuş çökeller (Hisarcık Formasyonu; Tph) ile gölsel kireçtaşları (Emet formasyonu; Tpe) üstlenmektedir.

YAPISAL JEOLJİ

Kıvrımlar

Simav Dağının temelini oluşturan Menderes kristaleni bir migmatit domu görünümündedir. 6 km. dolayında yanal atımı olan Simav fayı ile ikiye bölünen bu domun güney kısmının çekirdeğini diyateksit, kuzey kısmının çekirdeğini ise Eğrigöz graniti oluşturmaktadır. Domun kanatlarında değişik boyuttaki kıvrımlanmanın tüm örnekleri sergilenmekte, ayrıca küçük boyutlu yatık izoklinal, akma ve/veya ptigmatik kıvrımlara sık sık rastlanmaktadır.

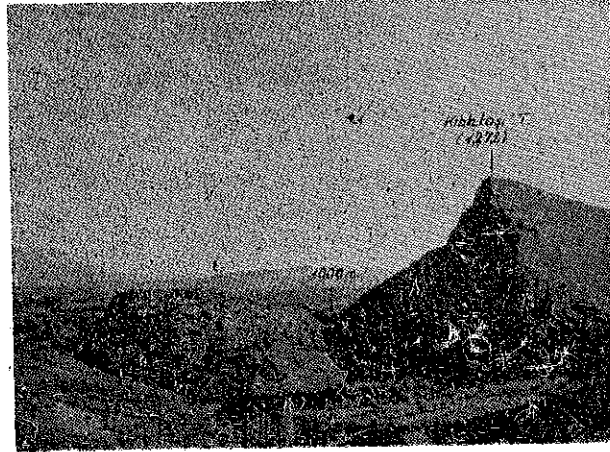
Simav metamorfileri ile Sarıcasu ve Arıkkayaşı formasyonlarında gelişen kıvrımlar genelde Menderes kristalinine uyumluluk sunmasına karşın, daha düzensiz ve karmaşık bir

görünümdedir. Bu formasyonlarda, eksenleri yaklaşık KD-GB uzanımlı olan değişik boyutlu eğik asimetric, izoklinal ve yatık izoklinal kıvrımlar gelişkindir.

Yer yer KD-GD yönlü ikinci bir kıvrım stili ilgi çekicidir. Kalın ve belirsiz katmanlanmalı Budağan kireçtaşının kıvrım stili ise daha basittir.

Faylar

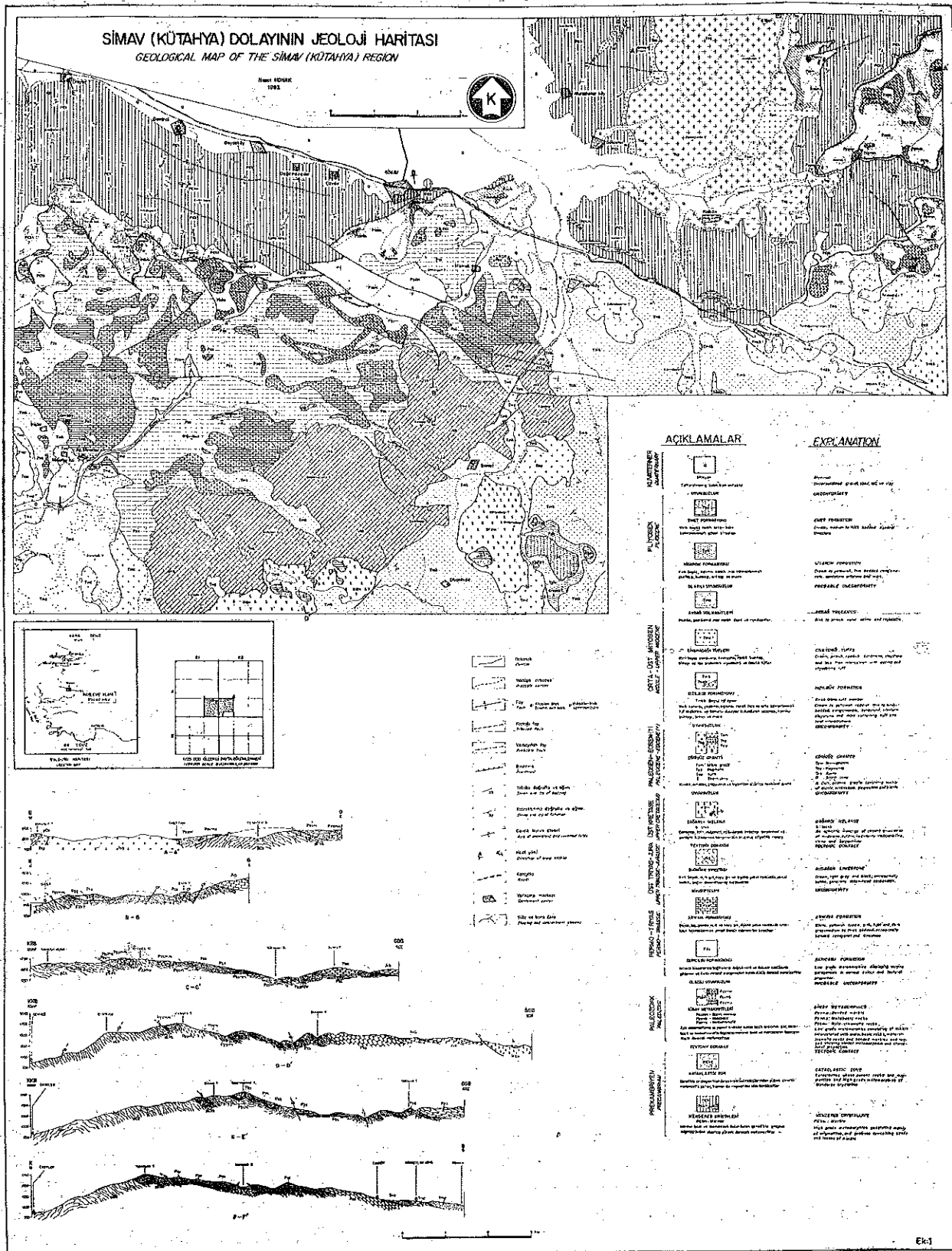
Literatürde (ZESCHKE, 1954; AKDENİZ VE KONAK, 1979a; KONAK, 1979) Simav grabeni olarak anılan yaklaşık D-B uzanımlı fay zonu, Sındırgıdan itibaren izlenmeye başlanır. Doğuya doğru Simav Çayı vadisini takip eder ve Simav, Şaphane güneyi, Abide kaplıcaları (Gediz) üzerinden geçerek Gediz fayı ile birleşir. 150 km. dolayında bir uzunluğa sahip olan bu fay zonu, Simav Ovasında morfolojik olarak graben görünümü kazanmaktadır. Simav Dağı'nın ovaya bakan kuzey yamacında, ana fayla küçük bir açı yapacak şekilde birbirine paralel basamak şekilli iki büyük fay izlenmektedir. Bu fayların doğu uzanımı İbletaşı Tepe'de belirlenmiştir (Şekil 13). 250 m. do-



Şekil 13 : Kibletaşı Tepe'deki basamak şekilli faylar; yükselen ve düzen bloklarda hafif tilting izlenmektedir.

layında düşey atımın izlendiği Kibletaşı Tepe'de yükselen ve alçalan bloklarda hafif tilting olayının gözlenmesi fay düzleminin hafif kavisli olduğunu belgeler.

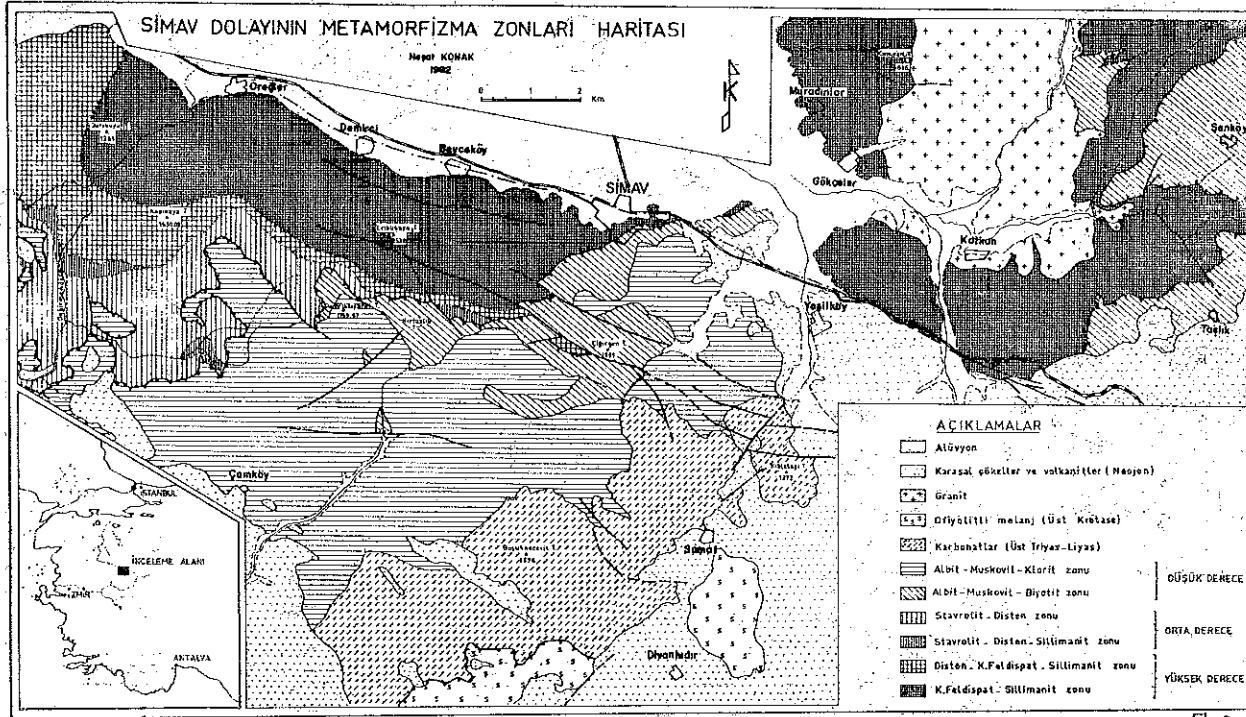
Simav fay zonu'nun güneyinde yüzeylenen formasyonların fayın kuzeyindeki devamlılıkları, doğuya kaymış şekildedir (EK - 1).



EK 1 — Simav Dolayının jeoloji haritasi

Metamorfizma zonları dağılımı da (EK - 2) desteklediği sağ yönlü yanal atımın miktarı 5,5-6 km. dolayındadır. Benzer bir karşılaştır-

ma ile fayın kuzey bloku alçalmış, buna karşın güney bloku yükselmiştir.



EK 2 — Simav Dolayının metamorfizma zonları haritası

Bilindiği gibi birçok doğrultu atımlı fayın gravite fayı şeklinde bir bileşeni bulunmaktadır. Bu görüşten hareketle Simav fay zonunda yer yer gözlenebilecek gravite fayları, doğrultu atımlı fayın oluşum mekanizması ile birlikte değerlendirilebilir. Bu nedenle Simav fay зонunun "Simav grabeni" olarak tanımlanmasından kaçınılmalıdır.

Arazi gözlemlerine göre bölgede Miyosen başında şiddetli bir yükselme ve buna bağlı olarak etkin bir aşınma evresinin başladığı bilinmektedir (AKDENİZ VE KONAK, 1979a). Ancak izlenen yanal atımın gerek Miyosen öncesi Miyosen yaşlı kayalarda yaklaşık eşdeğerde olması, doğrultu atımlı fayın yaşının Üst Miyosen veya daha genç olduğunu belgeler. Buna karşın başlangıçta doğrultu atımlı fay özelliğini taşıyan Simav fayının daha sonra (Üst Pliyosen - Kuaterner) gravite fayına dönüşebileceği de düşünülebilir.

Bindirmeler

İnceleme alanında biri Menderes kristale-

ni ile Simav metamorfizmaları arasında, diğeri Budagan kireçtaşı ile Dağardı melanjı arasında olmak üzere iki bindirmeli dokanak izlenmektedir. Her iki tektonik dokanağı Orta - Üst Miyosen çökelleri açısal uyumsuzlukla örtmesi, ayrıca Menderes kristalenini ile Simav boyunca metamorfizma sonrası gelişen katablastik zonu Eğrigöz granitinin etkilenmesi Simav Dağında izlenen kaylanmaların ve bindirmelerin Üst Kretase - Paleosen sırasında ofiyolitli melanjın yerleşmesiyle yakın ilişkili olduğunu belgeler.

PETROGRAFİK VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ VE YORUMU

İnceleme alanında yüzeylenen Mesozoyik yaşlı kayalar (Budagan Kireçtaşı, Dağardı melanjı) ile Tersiyer yaşlı karasal çökel ve volkanitlerde (Kızılıbük Formasyonu, Civandağı Tüfleri, Akdağ Volkanitleri, Hisarcık Formasyonu, Emet formasyonu) metamorfizma etkisine rastlanmamıştır. Ancak inceleme alanı

dışında yüzeylenen üst Triyas - Liyas yaşlı kırıntılı kayalarda çok az metamorfizma etkileri izlenmektedir (BİNGÖL, 1977; AKDENİZ ve KONAK, 1979a; KONAK ve DİĞERLERİ, 1980). Üst Triyas - Liyas yaşlı meta kırıntılı kayalarda şist, gnays ve mermer çakıllarına rastlanması (AKDENİZ ve KONAK, 1979a; KONAK ve DİĞERLERİ, 1980), belirtilen birime malzeme verebilecek Orta - Üst Triyas öncesi yaşlı metamorfik bir temelin varlığını kanıtlar.

Mesozoyik yaşlı kayalardan Mesozoyik öncesi yaşlı kayalara geçişte, metamorfizma derecesindeki artış dikkati çekmektedir. Üstten alta doğru, Arıkayası ve Sarıcasu formasyonu ile Simav metamorfitlerinde düşük dereceli metamorfizma etkileri egemendir. Simav Dağının temelini oluşturan Menderes Kristalenin üst düzeylerinde orta dereceli metamorfizma özellikleri gözlenirken, alta doğru kısmı ergime geçirmiş yüksek dereceli metamorfitlere geçilir (Çizelge 1).

Arıkayası formasyonu	Albit - Muskovit - Klorit Zonu	Düşük Derece	Yeşil Şist Fasiyesi
Sarıcasu formasyonu			
Simav metamorfitleri	Albit - Muskovit - Biotit Zonu	Orta Derece	Yeşil Şist Fasiyesi
Menderes kristaleni	Stavrolit - Disten Zonu		
	Stavrolit - Disten - Sillimanit Zonu		
	Gnays	Disten - Sillimanit - K. Feldspat Zonu	
	Metateksit	Sillimanit - K. Feldspat Zonu	
Diyateksit		Yüksek Derece	Almandin - Amfibolit Fasiyesi

Çizelge 1 — Metamorfizma fasiyesi ve zonlarının formasyonlara göre dağılımı.

Tüm bu metamorfik istifte saptanan mineral parajenezleri Barrow tipi bir metamorfizmanın özelliklerini yansıtmaktadır. Bazı araştırmacıların ileri sürdüğü gibi Abukuma (UZ, 1973, 1975) veya Barrow - Abakuma geçişini (DORA, 1973; EVİRGEN, 1979) belgeleyen herhangi bir mineral topluluğuna rastlanmamıştır.

İnceleme alanında belirlenen metamorfizma fasiyesleri ve zonlarının formasyonlara göre dağılımı çizelge 1 de genelleştirilmiştir. Çizelgede izlendiği gibi almandin - amfibolit fasiyesinde dört, yeşil şist fasiyesinde ise iki zon ayırtlanmıştır. İki fasiyes arasındaki sınırı tektonik dokanak belirlemektedir.

YEŞİL ŞİST FASİYESİ (DÜŞÜK DERECELİ METAMORFİZMA)

Belirli mineral ve/veya mineral topluluklarının ortaya çıkışı veya kayboluşu dikkate alınarak, yeşil şist fasiyesinde;

1. Albit - Muskovit - Klorit Zonu.

2. Albit - Muskovit - Biotit Zonu olmak üzere iki zon ayırtlanmıştır.

Albit - Muskovit - Klorit Zonu, Arıkayası ve Sarıcasu formasyonunu, Albit - Muskovit - Biotit Zonu ise Simav metamorfitlerini kapsamaktadır. İki zon arasındaki sınırı Simav metamorfitlerinin üst dokanağı belirlemektedir. Ancak inceleme alanının batısında Albit - Muskovit - Klorit Zonu doğrudan almandin - amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş Menderes kristaleninin üzerinde yer almaktadır.

Albit - Muskovit - Klorit Zonu

Arıkayası ve Sarıcasu formasyonunu kapsayan bu zonda belirlenen mineral parajenezleri şu şekildedir:

- Metapelit ve metapsammitlerde;
- Kuvars + albit + muskovit ± klorit
- Kuvars + muskovit + klorit ± kalsit ± kloritoyid
- Kuvars + muskovit + kloritoyid ± kalsit ± klorit
- Başkalaşmış marn ve kalk şistlerde;
- Kalsit + kuvars + muskovit + margarit ± klorit ± epidot
- Başkalaşmış silisli karbonatlarda;
- Kalsit + dolomit + margarit (+ muskovit) ± kuvars ± albit

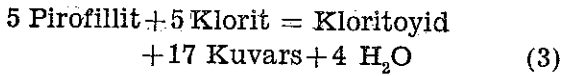
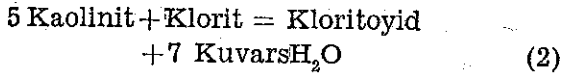
Saptanan mineral toplulukları, TURNER ve VERHOOGEN (1960) ve WINKLER (1967) nin tanımladığı Barrow tipi yeşil şist fasiyesinin Kuvars - albit - muskovit - klorit alt fasi-

yesi mineral parajenezleriyle uyumludur. Düşük dereceli metamorfizmanın eşidi kabul edilen yeşil şist fasiyesinin (WINKLER, 1974 ve 1976) başlangıcı genelde;

Kaolinit + 2 Kuvars \rightleftharpoons Pirofillit + H₂O (1)
reaksiyonuyla açıklanmaktadır.

Albit - Muskovit - Klorit Zonunda saptanan önemli minerallerden biri kloritoyiddir. Kloritoyidin gelişebilmesi için, öncelikle köken kayacın kimyasal bileşiminin elverişli olması gerekmektedir. Belirtildiğine göre; köken kayacın Al₂O₃ ve SiO₂ bakımından zengin; Na₂O, K₂O ve CaO bakımından fakir ve ayrıca yüksek Fe²⁺/Mg oranına sahip olmalıdır (HALFERDAHL, 1961; HOSCHEK, 1967 ve 1969; GANGULY, 1969; MIYASHIRO, 1973; WINKLER, 1976). Ancak ender olarak CaO bakımından zengin kayalarda kloritoyid oluşumlarına rastlanabilmektedir (ERKAN, 1976).

Yeşil şist fasiyesi koşullarında artan ısıya göre kloritoyidin oluşumu şu reaksiyonlardan biri ile gerçekleşebilir (MIYASHIRO, 1973'dan):



DeneySEL yollarla saf Fe-kloritoyidin kaybolma reaksiyonlarını inceleyen HALFERDAHL (1961), HOSCHEK (1967), GANGULY ve NEWTON (1968) ve GANGULY (1969) bu mineralin sıfırdan, çalışılan en yüksek derece (yaklaşık 20 kb) kadar oldukça geniş sayılabilecek bir basınç aralığında duraylı kaldığını saptamışlardır. Orta dereceli metamorfizma koşullarının egemen olmasıyla kloritoyid duraylılığını kaybeder ve P-T koşullarına bağlı olarak yerini andaluzit veya stavrolite bırakır.

Bu zonda duraylı olan klorit + kuvars topluluğu, gelişen metamorfizmanın niteliğine ilişkin önemli ip uçları vermektedir. Saptanan mineral parajenezlerinde az veya çok oranda yer alan kloritlerin açık yeşil renkli olmaları, kahverengi anormal girişim rengi sunmaları ve (+) optik işareti vermeleri Fe'ce zengin olabileceklerini belgeler. Yapılan de-

şik çalışmalarda metamorfizma derecesinin artışına paralel olarak, demirce zengin kloritlerin yerini giderek magnezyumca zengin kloritler aldığı bilinmektedir. Orta dereceli metamorfizma başlangıcında ise klorit + kuvars topluluğu duraylılığını kaybettiği savunulur (WINKLER, 1967 ve 1976; SOBOLEV, 1972; MIYASHIRO, 1973). İncelenen örneklerde bu topluluğun duraylı kalması, ayrıca plajiyoklasların anortit oranlarının % 7'nin altında (albit) bulunması, daha çok kalkıştelerde margarit ve dolomite rastlanması P-T koşullarının düşük dereceli metamorfizmaya karşılık geldiğini kanıtlamaktadır.

Yapılan mikroskopik incelemelerde biyotit ve granatın gözlenmemesi, Barrow tipi yeşil şist fasiyesinin düşük sıcaklık zonlarını belgeleyen diğer önemli verilerdir.

Albit - Muskovit - Biyotit Zonu

Simav metamorfitlerini kapsayan bu zonda şu mineral parajenezleri belirlenmiştir:

Metapelit ve metapsammitlerde;

Muskovit + biyotit + albit + kuvars
± epidot ± klorit

Albit + muskovit + epidot + kuvars

Muskovit + klorit + albit ± biyotit

Muskovit + albit + klorit ± granat
± biyotit

Başkalaşmış marn ve kalkıştelerde;

Kalsit + kuvars + muskovit ± epidot
± biyotit

Kalsit + epidot + albit ± muskovit

Başkalaşmış silisli karbonatlarda;

Kalsit + dolomit + albit + kuvars
± epidot

Kalsit + kuvars + albit ± tremolit
± epidot

Başkalaşmış gabrolar ve bazik kayalarda;

Hornblend + albit + epidot + tremolit/
aktinolit ± klorit ± kuvars

Hornblend + sfen + epidot ± kuvars
± albit ± granat

Başkalaşmış ultrabazik kayalarda;

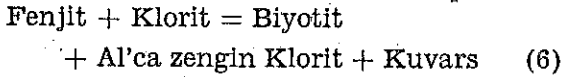
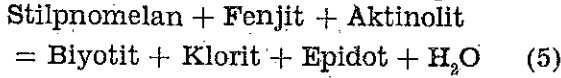
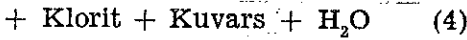
Antigorit + krizotil ± klorit ± talk
± aktinot

Saptanan mineral parajenezleri yeşil şist

fasiyesinin Kuvars - albit - epidot - biyotit alt fasiyesine karşılık gelmektedir. Belirlenen mineral topluluklarında da izlendiği gibi, Albit - Muskovit - Klorit Zonunda görülmeyen biyotitin bu zonda ortaya çıkması önemli bir özelliktir.

Ancak WINKLER (1976), biyotitin çok düşük dereceli metamorfizma koşullarında, fenjitin bulunmadığı stilpnomelan, kuvars ve K. feldispat veya klorit topluluğunda yer alabildiğini, Barrow tipi metamorfizmanın "biyotit zonu" başlangıcını temsil edebilmesi için fenjit + klorit ve kuvarsla birlikte bulunmasının gerekliliğini belirterek, bu mineralin tek başına değerlendirilmesiyle zon ayrımı yapmanın sakıncalı olduğunu vurgulamıştır. Yazara göre bu sınır, stilpnomelan + muskovit topluluğunun duraylılığını kaybedip yerine biyotit + muskovit topluluğunun gelişmesiyle belirlenebilir. Bu durum gözönüne alınarak, biyotitin tek olarak değerlendirilmesinden kaçınılmalıdır.

Metamorfizma koşullarının yükselmesi so
Stilpnomelan + Fenjit = Biyotit



reaksiyonlarıyla biyotitin oluştuğu ileri sürülmektedir.

NITSCH (1970)

4 nolu reaksiyonu deneysel olarak çalışan
4 kb su basıncında $445 \pm 10^\circ\text{C}$

7 kb su basıncında $460 \pm 10^\circ\text{C}$ değerler

elde etmiştir (WINKLER, 1976'dan).

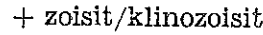
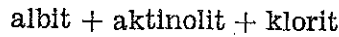
Değişik reaksiyonlardan da izlendiği gibi biyotit zonunda klorit + kuvars topluluğunun duraylı kalması olağandır. Nitekim incelenen örneklerin çoğunda bu beraberlik gözlenmiştir. Biyotitle birlikte bulunan plajiyoklas albit türünde olup P-T koşulları bakımından klorit + kuvars topluluğuyla uyum içindedir.

Simav metamorfitlerinin pelitik ve psammitik kökenli şistlerinde gelişen diğer önemli metamorfizma minerali granattır. Daha önce

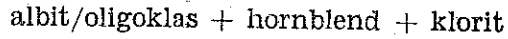
de belirtildiği gibi, sadece Basmasçı Dere ve yakın çevresinden derlenen örneklerde gözlenebilen granatın oluşum şekli tartışmalıdır. Granatların idiomorf kristaller halinde gelişmesi, tektonik ve kataklastik etkiler taşıması, şistoziteyi keser durumunda bulunması ve dar bir alanda gözlenmesi bölgesel anlamda metamorfizmadan ziyade, yersel ısı yükselimi sonucu oluşabileceklerini düşündürmektedir. Granat bulunduran şistlerin alt düzeylerine doğru oldukça dar bir zonda, hornblend şistlerin albit yerine oligoklas - andezin (?) içermesi ve ayrıca diyopsidin gelişmesi yersel ısı yüklenimi görüşünü daha da güçlendirmektedir.

Yukarıda belirtilen parajenezlerden de anlaşılacağı gibi Simav metamorfitleri kapsamında incelenen amfibolitlerde yeşil hornblendin yanında az oranda aktinot gözlenmiş olup sodik amfibole rastlanmamıştır.

Bilindiği gibi yapılan çeşitli çalışmalarla, artan metamorfizma derecesine bağlı olarak aktinolit hornblendde doğru düzenli bir geçişin varlığı saptanmıştır (MIYASHIRO, 1973; WINKLER, 1976; YILMAZ, 1979). Bu geçiş MIYASHIRO (1973) ya göre, yeşil şist fasiyesi ile epidot - almandin fasiyesi sınırını belirleyen önemli verilerden biridir. TURNER (1968) kalsik amfibollerden aktinolit ortaya çıkışını yeşil şist fasiyesi için ayırtman kabul etmesine karşın, WINKLER, (1976) belirtilen fasiyesin başlangıcını;



topluluğunun oluşmasıyla belirlemiştir. Aynı yazara göre, daha yüksek basınçta;



topluluğu ortaya çıkmaktadır. Kloriti düşük derecenin göstergesi olarak nitelendiren WINKLER (1976), kloritli oligoklas - amfiboliti düşük dereceli; kloritsiz oligoklas - amfiboliti ise orta dereceli metamorfizma kapsamında değerlendirmiştir. Ancak MIYASHIRO (1973) ve TURNER (1968) e göre, yeşil şist fasiyesinde plajiyoklaslar albit bileşimindedir. Bu görüşlerden hareketle incelenen parajenezlerde kloritin bulunması metamorfizmanın düşük dereceli olduğunu belgeler.

Metamorfizma derecesinin artışına bağlı olarak amfibollerin kimyasal bileşiminde değişimler olduğu, özellikle Ti içeriğinin arttığı bilinmektedir (WINKLER, 1967; HIETANEN, 1974; ERKAN, 1977; YILMAZ, 1979). Artan Ti tenörüne göre de amfibollerin pleokroizma renkleri değişir. Böylece amfibollerin nz yönündeki mavi - yeşil renk sıcaklığın artışıyla yeşile, daha yüksek sıcaklıklarda kahverengine dönüşür. Bu renk değişimlerinin tedrici geçişler şeklinde olabileceğini belirten MIYASHIRO (1973), mavi - yeşil renkli hornblendle yeşil hornblendin birlikte bulunabileceğini açıklamaktadır. WINKLER (1964, 1976) ise bazik kökenli kayalarda, metamorfizma sıcaklığının 500°C nin üstüne çıktığında hornblendin gelişebileceğini, aktinolitın hornblendde dönüşümünün ve orta - yüksek basınçlarda granatın ortaya çıkışının yaklaşık aynı P-T koşullarında gerçekleşebileceğini ileri sürmüştür.

Tartışılan özelliklerin tümü, düşük dereceli metamorfizmayı ve 450-500°C dolayındaki bir sıcaklığı belgelemektedir. Ancak dar bir alanda sıcaklığın 500°C yi aştığı ve buna bağlı olarak diyopsidin oluştuğu sanılmaktadır.

ALMANDİN - AMFİBOLİT FASİYESİ

Almandin - amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş Menderes kristalinde dört metamorfizma zonu ayırtlanmıştır (ÖZTUNALI ve KONAK, 1982).

Bu zonlar :

- 1 — Stavrolit - Disten Zonu
- 2 — Stavrolit - Disten - Sillimanit Zonu
- 3 — Disten - Sillimanit - K. feldispat Zonu
- 4 — Sillimanit - K. feldispat Zonu

şeklindedir.

Birinci zon şistleri, ikinci zon şistleri ve kısmen gnaysları, üçüncü zon metateksitleri ve kısmen gnaysları, dördüncü zon ise metateksitleri ve diyateksitleri kapsamaktadır. Belirlenen zonlar WINKLER (1974, 1976) in görüşleri doğrultusunda değerlendirildiğinde; Disten - K. feldispat - Sillimanit Zonu ile K. feldispat - Sillimanit Zonu yüksek dereceli metamorfizmaya, Stavrolit - Disten Zonu ile Dis-

ten - Sillimanit - Stavrolit Zonu ise orta dereceli metamorfizmaya karşılık gelmektedir.

Stavrolit - Disten Zonu

Şistleri kapsayan bu zonda saptanabilen tip parajenezler;

Kuvars + plajiyoklas + disten + stavrolit
+ granat ± biyotit

Kuvars + plajiyoklas + stavrolit
granat ± biyotit ± muskovit

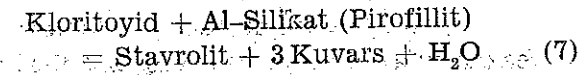
Kuvars + plajiyoklas + disten
+ biyotit + muskovit ± epidot

Kuvars + biyotit + muskovit + granat
+ epidot ± plajiyoklas

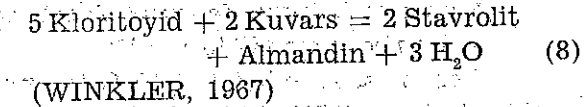
şeklinde genelleştirilebilir.

Stavrolit - Disten Zonunun önemli mineral bileşenlerinden biri olan stavrolitin gelişmesi için, öncelikle köken kayacın Al_2O_3 ve SiO_2 bakımından zengin; Na_2O , K_2O ve CaO bakımından fakir ve ayrıca yüksek Fe^{+2}/Mg oranına sahip olması gerekmektedir (HOSCHEK, 1967).

Stavrolitin gelişmesiyle ilgili çok sayıda reaksiyon modeli önerilmiştir. Bu reaksiyonların bir kısmında, orta dereceli metamorfizma koşullarının egemen olmasıyla kloritoyid duraylılığını kaybederek, aşağıda belirtildiği şekilde stavrolite dönüşmektedir.

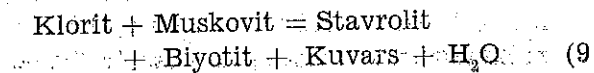


(HOSCHEK, 1967; GANGULY, 1968 ve 1969; RICHARDSON, 1969)

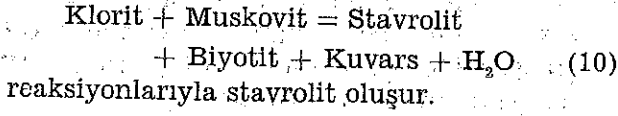


Doğada orta dereceli metamorfitlelerdeki stavrolitin, düşük dereceli metamorfitlelerdeki kloritoyiddən oransal olarak daha yaygın bulunması, kloritoyid içermeyen ek reaksiyonlarla açıklanmaktadır (WINKLER, 1976).

Söyleki; Stavrolitin oluşabilmesi için ortamda Fe'ce zengin yeterli kloritin bulunması koşuluyla;



sistemde ek olarak almandin bulunması durumunda ise

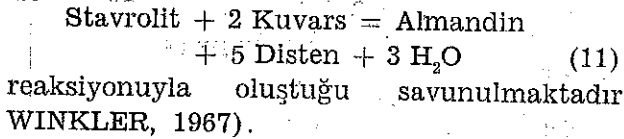


HOSCHEK (1969), MgO/MgO+FeO oranının 0,4 olduğu sistemde yaptığı deneysel araştırmada, 9 nolu reaksiyonun denge koşullarını

4 kb lik su basıncında $540 \pm 15^\circ\text{C}$
7kb lik su basıncında $505 \pm 15^\circ\text{C}$
olarak saptanmıştır.

Stavrolitin oluşumu için reaksiyona giren kloritin Mg/Fe+Mg oranının ayrı bir önemi vardır. Bu oranın 0,25 ten büyük olması durumunda stavrolitin yerine kordiyerit gelişir. Basınc koşulları granatı duraylı kılabilecek kadar yüksek olmak koşuluyla sözkonusu oranın düşük olduğu sistemde ise orta dereceli metamorfizmalarda stavrolit + granat beraberliği oluşabilmektedir (WINKLER, 1976). Bu görüşten hareket ederek, Disten + Stavrolit ile Stavrolit + Disten + Sillimanit Zonunda sıkça rastlanan stavrolit + granat beraberliğinin nedeni açıklanabilir.

Stavrolit - Disten Zonunda yaygın olarak izlenen diğer önemli mineral distendir. Genelde almandin - amfibolit fasiyesinin tipik minerallerinden biri kabul edilen disten, yüksek basınç bölgesel metamorfizma serilerinde sıcaklığın giderek artması sonucu;



Bu zonun ilginç yönlerinden birinde disten + stavrolit beraberliği oluşturmaktadır. WINKLER (1967) bu beraberliği stavrolit - almandin alt fasiyesinin karakteristik parajenezlerinden biri olarak nitelendirmekte, disten + stavrolit + muskovit + almandin parajenezinin gerçekleşebilmesi için 7-9 kb dolayında bir basıncın gerek olduğunu savunmaktadır.

Stavrolit - Disten Zonundaki plajiyoklas-

ların An oranları ortalama olarak % 20-25 arasında değişmektedir. Bilindiği gibi düşük dereceli metamorfizmalardan orta dereceli metamorfizmalara geçişte plajiyoklasların anortit içeriğinde belirli bir artış izlenir. WINKLER (1976) bu geçiş sınırını An₁₇ plajiyoklasının (albit - oligoklas sınırı) ortaya çıkışıyla belirlenmesini önermiştir.

Ayrıca ortamda plajiyoklas olmasına karşın, kuvars + muskovit beraberliğinin duraylı kalması ve epidotun varlığını sürdürmesi, metamorfizma koşullarının orta dereceyi aşmadığını kanıtlayan diğer verilerdir.

Sonuç olarak;

- Stavrolit + disten topluluğunun gelişmesi,
- Stavrolit + granat beraberliğinin duraylı kalması,
- Andaluzit ve kordiyerite rastlanmaması,
- Parajenezlerde kloritoyid ve/veya klorit bulunmaması,

yaklaşık olarak 550°C - 600°C dolayındaki bir sıcaklığı ve 4 kb'in üstündeki bir basıncı belirtmektedir.

Stavrolit - Disten - Sillimanit Zonu

Bu zonda, birinci zondaki tüm mineraller duraylılıklarını sürdürmekte, ek olarak parajenezlere sillimanit katılmaktadır.

Stavrolit - Disten - Sillimanit Zonunda gözlenen tip parajenezler, aşağıdaki şekilde genelleştirilebilir.

Kuars + plajiyoklas + sillimanit + disten + stavrolit + granat \pm biyotit \pm muskovit.

Kuars + plajiyoklas + sillimanit + disten + granat + biyotit \pm muskovit \pm epidot

Kuars + plajiyoklas + sillimanit + stavrolit + granat \pm biyotit \pm epidot

Kuars + plajiyoklas + disten + stavrolit + granat \pm biyotit \pm muskovit

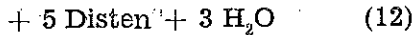
Kuars + plajiyoklas + disten + biyotit + muskovit \pm epidot

İncelenen zonun en önemli özelliklerinden biri stavrolit + disten + sillimanit bera-

berliğidir. Menderes masifinde böyle bir topluluk ilk kez bu çalışmada saptanmıştır.

Bu beraberliği oluşturan mineraller bilindiği gibi almandin - amfibolit fasiyesi alt fasiyelerini ayırtlamada, genellikle indeks olarak kullanılmış (FRANCIS, 1956; TURNER ve VERHOOGEN, 1960; WINKLER, 1967) ve pek çok araştırmacı, metamorfik alanlarda sürdürdükleri çalışmalarında altfasiyes ayrımlarını Stavrolit → Disten → Sillimanit dizilimi esasına dayandırmışlardır. Ancak inceleme alanında, her üç mineralin aynı ince kesitte yan yana izlenmesi az rastlanabilen bir durum yansıtmaktadır. Literatürden benzer parajenezlere bazı metamorfik kuşaklarda rastlandığı bilinmektedir (FRANCIS, 1956; HIETANEN, 1956; ASHWORTH, 1975; PERCIVAL, 1979).

Bilindiği gibi stavrolit normal olarak almandin amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında, sillimanitin yaygın olduğu dereceden daha düşük bir mertebeyi işaret etmektedir. İlerleyen metamorfizma koşullarında, stavrolit bulunduran toplulukların Al_2SiO_5 içeren topluluklara yerini terketmesiyle stavrolitin duraylılık sınırı belirlenir. Daha değişik bir anlatımla; Barrow tipi metamorfizma sonlarında sıcaklığın artmasıyla stavrolit kuvarsla reaksiyona girerek duraylılığını kaybeder ve



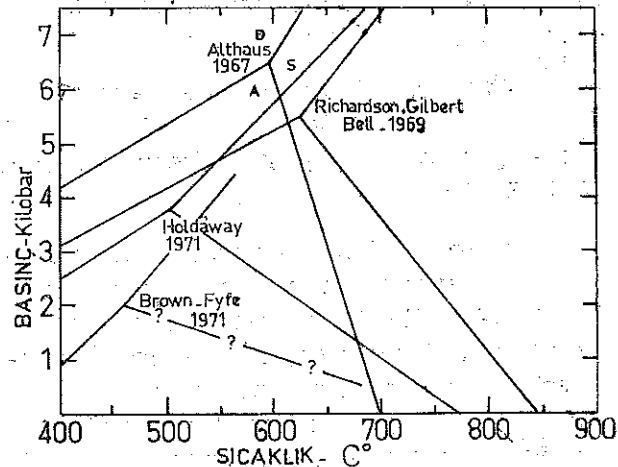
reaksiyonuyla disten oluşur. Bu değişim aynı zamanda stavrolit - almandin alt fasiyesi ile disten - almandin - muskovit alt fasiyesi arasındaki sınırı belirtmektedir (WINKLER, 1967).

Ancak deneysel araştırmaların denetiminde varılan sonuçlara göre; stavrolitin üst duraylılık sınırını belirleyen reaksiyonlar, kuvars + muskovitin bulunduğu sistemlerde daha düşük sıcaklıklarda gelişmekte; muskovitin yokluğunda ise stavrolit + kuvars beraberliği daha yüksek sıcaklıklara kadar dayanabilmektedir. Suya doygun sistemlerde deneysel olarak stavrolit + kuvars topluluğunun duraylılığı 680-690°C dolayında bozulduğu saptanmıştır (RICHARDSON, 1968; GAN-GULY, 1968).

Bununla birlikte stavrolit bünyesindeki Fe'in yerine bir miktar Mg veya Zn alabilmektedir. Böyle durumlarda stavrolit daha yüksek P-T koşullarında duraylı kalabilmektedir (HOSCHEK, 1969; GUIDOTTI, 1970; ASHWORTH, 1975; STODDARD, 1978).

Sistemde yeterince muskovit bulunması nedeniyle stavrolitin sillimanitle birlikte duraylı kalması, kimyasal bileşiminden kaynaklandığı sanılmaktadır.

Stavrolitle birlikte bulunan disten ve sillimanit bu zönun önemli diğer iki bileşenini oluşturmaktadır. Bilindiği gibi Al_2SiO_5 in metamorfizma koşullarına ilişkin önemli bilgiler veren andaluzit, disten ve sillimanit olmak üzere üç polimorfu vardır. Bu üç mineralin faz sınırlarının ve bu faz sınırlarının kesiştiği üçlü noktanın (triple point) saptanması için çok sayıda deneysel araştırma yapılmıştır (ALTHAUS, 1967; RICHARDSON VE DİĞERLERİ, 1969; BROWN ve FYFE, 1971; HOLDAWAY, 1971; ANDERSON VE DİĞERLERİ, 1977). Üçlü noktanın P-T değerini deneysel yollarla ALTHAUS (1967) 6,5 + 0,5 kb basınç altında 595 ± 10°C; RICHARDSON ve DİĞERLERİ (1969) 5,5 kb basınç altında 622°C olarak saptamışlardır. Bulunan değerlerin birbirlerinden farklı olması nedeniyle WINKLER (1976) bir üçlü noktadan ziyade, merkezi yaklaşık olarak 6 kb basınç için 600°C olan bir alan üzerinde durmuştur (Şekil 14).



Şekil 14 : Al_2SiO_5 Modifikasyonlarının deneysel olarak belirlenen duraylılık alanları; A: andaluzit, D: disten, S: sillimanit (ANDERSON ve DİĞERLERİ, 1977'den)

Bu üç mineralden sıcaklığın yükselmesiyle basınç koşullarına göre ilk önce andaluzit veya disten oluşur. Sıcaklığın daha da artmasıyla düşük basınçlar altında andaluzit → sillimanit, yüksek basınçlar altında disten → sillimanit şeklinde üçüncü polimorf (sillimanit) gelişir.

Eldeki veriler ışığında genel bir değerlendirme yapılırsa :

1. Tartışılan zonda, kısmî ergime belirtilerinin izlenmemesi ve K. feldispatın oluşması nedeniyle metamorfizma koşulları, WINLER (1974, 1976) in tanımladığı orta dereceli metamorfizmaya uyumluluk sunmaktadır.

2. Andaluzit ve kordiyerite rastlanmaması basınç koşullarının yüksek olduğunu belirlemektedir.

3. Disten ve Sillimanitin bulunmasına karşın andaluzitin gelişmemesi nedeniyle, bu topluluğun oluştuğu basınç koşulları, üçlü noktanın (triple point) basınç değerinden daha yüksek olduğunu kanıtlamaktadır.

4. Sillimanit ve distenin yanında stavrolitin de oluşması, bu topluluğun geliştiği sıcaklık koşulları, disten/sillimanit faz sınırının üstünde veya çok yakınında, aynı zamanda üçlü noktanın (triple point) sıcaklık değerinden daha yüksek, bir değerde olduğunu işaret etmektedir.

Sonuç olarak stavrolit - disten - sillimanit topluluğu 600-680°C dolayında bir sıcaklığı, 5-6 kb dolayında bir basıncı belirtmektedir. Metamorfizma derecesi daha esnek bir düşünceyle ele alınırsa; orta ile yüksek dereceli metamorfizmanın geçiş zonunu belgeleyen kararsız bir topluluk olduğu savunulabilir.

Disten - Sillimanit - K. feldispat Zonu

Metateksitlerin üst kesimi ile gnaysların alt kesimini kapsayan bu zonda, kısmî ergimeler belirginleşmektedir. Disten - Sillimanit - K. feldispat Zonu'nun kapsadığı mineral topluluğu;

Kuvars + plajiyoklas + K. feldispat
+ sillimanit + biyotit + granat
± muskovit

Kuvars + plajiyoklas + K. feldispat
+ disten + biyotit ± granat
± muskovit

Kuvars + plajiyoklas + K. feldispat
+ biyotit + granat ± sillimanit
± disten ± muskovit

Bu zonda stavrolitin gözlenememesi ve K. feldispatın ilk olarak görünmesi gibi iki önemli gelişme izlenmektedir. K. feldispat + sillimanit topluluğunun gelişmesi ve kısmî ergimenin başlamasını yüksek dereceli metamorfizma koşullarının egemen olduğunun (WINKLER, 1974, 1976) en önemli kanıtıdır. Stavrolitin duraylılık sınırı kimyasal bileşimine ve beraberce bulunan muskovit + kuvars topluluğuna doğrudan bağımlı olduğundan, gözlenememesi önemli bir ölçü sayılmamaktadır (WINKLER, 1976).

Bu zonun özelliklerinden biri de, üst düzeylerde biyotitin yanında az olarak gözlenebilen muskovitin alt düzeylere doğru kaybolurken K. feldispatın giderek artmasıdır. Kuvarsal olarak orta dereceden yüksek dereceye geçişte, kuvars ve plajiyoklasın bulunduğu ortamda muskovit duraylılığını kaybederek yerini K. feldispat + sillimanite terk eder. Aynı zamanda sillimanit - almandin - ortoz alt fasiesinin başlangıcını belirleyen bu değişim inceleme alanında kesin bir sınırla belirlenmemektedir. Sillimanit - almandin - ortoz alt fasiesinin başlangıcında distenin sillimanite dönüşümü önemli bir ölçü olarak kabul edilir (WINKLER, 1967). HARKER (1939) ise sistemde kuvars varken, muskovitin tamamen kaybolmasını yeterli bulmayıp, muskovitin veya distenin yerini sillimanitin almasını öngörmektedir.

Dört elemanlı $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ sisteminde yaptıkları deneysel araştırmalarla bu konuyu araştıran STORRE ve KROTKE (1972); plajiyoklasın bulunmadığı sistemde muskovit + kuvarsın orta ve yüksek su basınçlarında, sanıldığından çok daha yüksek sıcaklıklara kadar duraylı kalabileceğini saptamışlardır (WINKLER, 1976'dan). Bu görüşten yararlanarak, çok az oranda muskovitin duraylı kalmasının nedeni; sistemde yeterince plajiyoklasın bulunmayışıyla ve su basıncının yüksek oluşuyla açıklanabilir.

Disten - Sillimanit - K. feldispat Zonu'nda distenin duraylılığını koruması belirlenen mineral topluluğunun disten/sillimanit denge eğrisi üzerinde veya çok yakınında bulunmasıyla olasıdır. Daha değişik bir anlatımla üçlü noktanın P-T koşullarından daha yüksek değerlerin egemen olması gerekmektedir. ALTHAUS (1967) nin yaptığı deneysel araştırmalar sonucunda, basınçla birlikte sıcaklığın artması ile distenin duraylı kaldığı kesimlerde, kayaların kısmi ergimeye uğrayabileceği saptanmıştır. Bu nedenden dolayı distenin dengede kalabildiği kesimlerde, kısmi ergimenin başlaması olağandır.

Sonuç olarak bu zona ait eldeki veriler değerlendirildiğinde;

1. Sillimanit + K. feldispatın gelişmesi ve kısmi ergimenin başlaması yüksek dereceli metamorfizmayı belgelemektedir.
2. Andaluzitin gözlenmemesi basınç koşullarının yüksek olduğunu vurgulamaktadır.
3. Stavrolite rastlanmaması P-T koşullarının yüksek olduğunu belirtebilir.
4. Disten + sillimanit beraberliği denge koşullarının üçlü noktanın ısı - basınç değerinden yüksek olduğunu işaret etmektedir.

Bu görüşler doğrultusunda Disten - Sillimanit - K. feldispat Zonunun denge koşulları 650-700°C arasındaki bir sıcaklığı ve 5-6 kb dolayındaki bir basıncı belirtmektedir.

Sillimanit - K. feldispat Zonu

Metateksitleri ve diyateksitleri kapsayan bu zonda izlenen mineral topluluğu;

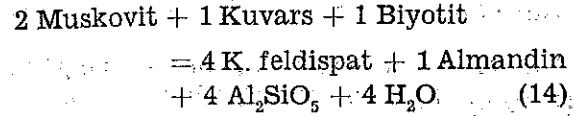
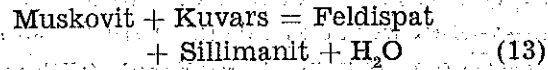
Kuars + plajiyoklas + K. feldispat + sillimanit + biyotit ± granat şeklinde genelleştirilebilir.

Amfibolitlerde ise;

Plajiyoklas + amfibol (hornblend) + piroksen (diyospit) + granat + sfen ± kuvars ± ortoklas parajenezini izlenmektedir.

Saptanan mineral parajenezleri yüksek dereceli metamorfizma koşulları ile aynı zamanda sillimanit - almandit - ortoz alt fasiyesi-

sinin tüm özelliklerini yansıtmaktadır. Genelde sillimanit - almandin - ortoz alt fasiyesinin başlangıcı şu reaksiyonlarla açıklanmaktadır.

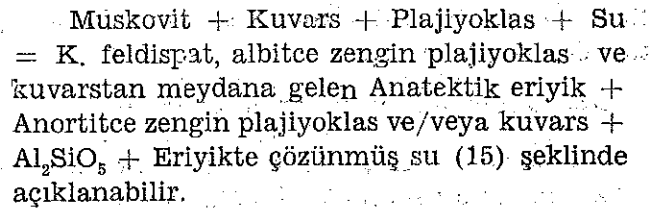


WINKLER (1976), 13 nolu reaksiyon için aşağıdaki ortalama denge koşullarını önermiştir.

1 kb'lik su basıncı için	580°C
2 kb' "	620°C
3 kb' "	655°C
4 kb' "	680°C

WINKLER (1976)'e göre; sistemde kuvarsin varlığında su basıncı 3,5 kb'dan daha küçükse 13 nolu reaksiyona göre muskovit duraylılığını kaybeder ve bu reaksiyon orta ile yüksek dereceli metamorfizmanın sınırını belirler. Bu koşullarda kısmi ergime gerçekleşmez.

Sistemde plajiyoklasın bulunması halinde muskovit; kuvars, plajiyoklas + biyotit + K. feldispat ile birlikte gnaysın anateksisi sonucu oluşmuş eriyikte tümünden çözülür. Bu olay 3,5 kb su basıncı için 660°C de, 10 kb su basıncı için 615°C de gerçekleşerek Al₂SiO₅ ile K. feldispatın gelişmesine neden olur. Kuvars ve plajiyoklasın bulunduğu sistemde su basıncı 3,5 kb'ı aştığında muskovit kaybolur ve gnays ta kısmi ergime başlar. Gnaystaki anateksi olayı;



Bu görüşlerden hareketle sözkonusu zonda disten, muskovit ve epidota rastlanmaması ayrıca kısmi ergimenin alt düzeylerde diyateksi evresine ulaşması, su basıncının 3,5 kb ve ısının 680°C nin üstünde olmasını gerektirmektedir. Ancak incelenen dört zonun genel özel-

rikleri dikkate alındığında, basıncın 5-6 kb dolayında sıcaklığın ise diyateksitlerin izlendiği kesimde 700°C nin üstündeki bir değere ulaştığı sanılmaktadır.

SİMAV DAĞININ JEOTEKTONİK EVRİMİ

Eldeki verilere göre; Simav Dağının Jeotektonik evrimi şu şekilde düşünülebilir.

Menderes masifinin yüksek dereceli metamorfizmaları Kambriyen öncesi çökelmiş ve jeokronolojik verilerin (JAEGER, 1974; DORA 1975 den) de desteklediği 500 milyon yıl önce ilk metamorfizmalarını geçirmişlerdir. Paleozoyik sırasında bölgede yeri kesin olarak bilinemeyen bir akyanus gelişmiş, bu okyanusun Triyas öncesi kapanmasıyla akyanusal kabuk malzemesi özelliğindeki Simav metamorfizmaları şelf üzerinde bugünkünden farklı bir konumla yerleşmişlerdir. Simav metamorfizmaları üzerine olasılı uyumsuzlukla gelen Sarıcasu formasyonu sığ deniz çökeldir ve üstte doğru şelf tipi karbonatlardan oluşmuş. Arıkayası formasyonuna geçer. Üst Triyas - Liyas kırıntılıları bu formasyonları açısız uyumsuzlukla üstlenmektedir. Kırıntılıların Sarıcasu formasyonuna ait düşük dereceli metamorfik kayalar çakılları bulundurmaları Orta - Üst Triyas öncesi metamorfizmayı belgeler.

Mesozoyikte bölge sığ bir denizin etkisi altındadır. Altta ki kırıntılı çökelişi, Emet kuzeyinde Orta - Üst Jurada yerini şelf tipi karbonatlara terk etmiş, karbonat çökelleri Üst Kretaseye kadar sürmüştür (AKDENİZ VE KONAK, 1979a). Üst Kretasede bölgedeki yeni bir jeosenklinalin varlığı dikkate çeker. Büyük bir olasılıkla inceleme alanının kuzeyinde bulunan bu okyanusun Üst Kretase sonunda kapanması sonucu okyanus çökelleri ve üst manto malzemesinden oluşmuş Dağardı melanji, güneşe doğru itilerek inceleme alanındaki yerini almıştır. Bu itilme daha alttaki birimleri de etkilemiş Menderes kristaleni ile Simav metamorfizmaları arasındaki tektonik dokanak yeniden hareketlenerek, Simav metamorfizmaları ve üzerindeki diğer birimler birlikte sürüklenip Simav Dağında bugünkü konumlarını almışlardır. Kataklastik hareketin gerek alttaki migmatit-

lerde gerekse üstteki düşük dereceli metamorfizmalarda etkili olması, bindirme sırasında bunların metamorfik olduğunu gösterir. İnceleme alanının doğusundaki Körkuyu dolayında, Dağardı melanjinin gözlü gnaysların üzerine tektonik dokanakla gelmesi metamorfizmanın bindirmeden daha yaşlı olduğuna bir başka delil olarak ileri sürülebilir.

Bu tektonik, bölgedeki jeodinamik dengeyi bozmuş, Alt Tersiyerde tektonik dokanakları etkileyen granit sokulumları ile birlikte masif te yükselmeye başlamıştır. Donlaşmanın şiddetli olduğu Alt Miyosende kaba kırıntılılar, daha sonra görsel çökellerle yanal geçişli volkanit ve tüfler birikmiştir. Pliyosende Menderes masifinde devam eden hareketler sonucu Simav fayı yaklaşık 6 km. lik yanal atımını kazanmış, Kuvaternerde bölge bugünkü morfolojisine kavuşmuştur.

SONUÇLAR

1 — Bu çalışmada doktora sahası olarak seçilen J21-c₃ ve J22-d₄ paftalarının 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış ve Simav Dağının stratigrafisi ortaya konmuştur.

2 — İnceleme alanında yeşil şist fasiyesinde Albit - Muskovit - Klorit ve Albit - Muskovit - Biyotit Zonları ile almandin - amfibolit fasiyesinde Stavrolit - Disten, Stavrolit - Disten - Sillimanit, Disten - Sillimanit - K. feldispat ve Sillimanit - K. feldispat zonları ayrılanmıştır.

3 — Simav yöresinde gelişen metamorfizmanın niteliğini ortaya koymak amacıyla, kısmen inceleme alanının dışına çıkılarak metamorfizma zonları haritası çizilmiştir.

4 — Saptanan mineral parajenezlerine dayanarak Simav Dağındaki metamorfizmanın Barrow tipi olduğu ve özellikle Menderes kristaleni alt düzeylerin 5-6 kb. basınç ile 700°C dolayında sıcaklığın etkisinde kaldığı belirlenmiştir.

5 — Yörede Üst Kretase sonu - Tersiyer başında etkin olan hareketlere bağlı olarak gelişen bindirmeli yapılar ortaya çıkarılmıştır.

6 — Günümüze değin literatürde Simav grabeni olarak anılan fay zonunda 5,5-6 dola-

yında sağ yönlü bir yanal atım saptanarak bölgede etkin olan neotektoniğin yorumlanmasına katkıda bulunulmuştur.

DEĞİNİLEN BELELER

- Akat, U.* (1980): Menderes masifi batısının (Söke, Selçuk - Tire arasındaki bölgenin) jeolojisi: MTA Rapor (Yayınlanmamış).
- Akdeniz, N.* (1980): Başlamış formasyonu: TMMOB JMO Dergisi 10, 33-49.
- Akdeniz, N. ve Konak, N.* (1979a): Simav - Emet - Tavşanlı - Dursunbey - Demirci yörelerinin jeolojisi: MTA Rapor No: 6547 (yayınlanmamış).
- Akdeniz, N. ve Konak, N.* (1979b): Menderes masifinin Simav dolaylarındaki kayabirimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konusu: TJK Bült. 22, 2, 175-184.
- Alkanoglu, E.* (1978): Geologisch - petrographische und geochemische untersuchungen am südstrand des Menderes - Massivs in Westanatolien Turkey: Ph. D. Thesis.
- Althaus, F.* (1967): The triple point andalusite ? sillimanite - kyanite: Contr. Miner. Petrol. 16, 29-44.
- Anderson, P.A.M., Newton, R.C., Kleppa, O.J.* (1977): The enthalpy change of the andalusite - sillimanite reaction and the Al_2SiO_5 diyagram: Am. Jour. Sci. 727, 585-593.
- Ashworth, J.R.* (1975): Stavrolite at anomalously high grade: Contr. Mineral. Petrol. 53, 281-291.
- Başarır, E.* (1970): Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes masifi güney kanadının jeolojisi ve petrolojisi: E.Ü.F.F. Jeoloji Kürsüsü: İlmî Rap. Servisi Yayını 102.
- Başarır, E.* (1975): Menderes masifi güney kanadındaki metamorfik kayalarda görülen mineral transformasyonları: TÜBİTAK V. Bilimsel Kong. Tebliğler, 215-225.
- Bingöl, E.* (1977): Muratdağı jeolojisi ve anakayç birimlerinin petrolojisi: TJK Bült. 20, 2, 13-66.
- Bürküt, Y.* (1966): Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü: İTÜ Maden Fak., 272 s.
- Canet, J., ve Jaoul, P.* (1946): Manisa - Aydın - Kula - Gördes bölgesinin jeolojisi hakkında rapor: MTA Rapor No: 2068 (Yayınlanmamış).
- Dora, O.Ö.* (1969): Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etüdü: MTA Dergisi, 73, 10-26.
- Dora, O.Ö.* (1973): Eğrigöz masifinde K. feldispat triklinite ile metamorfizma derecesinin saptanması: E.Ü.F.F. Yayını, 148, 1-23.
- Dora, O.Ö.* (1975): Menderes masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: TJK Bült. 18, 2, 111-126.
- Ekingen, M.* (1977): Sındırgı (Balıkesir), Simav (Kütahya) bölgesi gravimetri etüdü: MTA Rapor No: 2879.
- Erkan, Y.* (1976): Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumları: Yerbilimleri, 2, 1, 23-54.
- Erkan, Y.* (1977): Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler: Yerbilimleri 3, 1-2, 41-46.
- Evirgen, M.* (1979): Menderes Masifi metamorfizmasına petroloji, petrokimya ve jenez açısından yaklaşımlar (Ödemiş - Tire - Bayındır - Turgutlu yöresi): H.Ü. Dr. Tezi.
- Francis, G.H.* (1956): Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism: Geol. Mag., 93, 353-368.
- Ganguly, J.* (1969): Chloritoid stability and related paragenesis: theory experiments and application: Am. Amer., J. Sci. 2, 67, 910-944.
- Ganguly, J. and Newton, R.C.* (1968): Thermal stability of chloritoid at high pressures and relatively high oxygen fugacities: J. Petrol. 9, 444-466.
- Guidotti, C.V.* (1970): The mineralogy and petrology of the Transition form the lower to upper sillimanite zone in the oquoosoc area Maine: J. Petrol 11, 277-336.
- Guidotti, C.V.* (1974): Transition from stavrolite - sillimanite zone, Rangeley Quadrangle, Maine: Geol. Soc., Amer. Bull. 85, 475-490.
- Halferdahl, L.B.* (1961): Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties: J. Petrol 2, 49-135.
- Harker, A.* (1939): Metamorphism; A study of the transformations of rock masses: Methren and Co. Ltd. London.
- Hietanen, A.* (1956): kyanite, andalusite, and sillimanite in the schist in Boehls Bultte Quadrangle, Idaho: Amer. Miner. 41, 1-27.
- Hietanen, A.* (1974): Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plajioclaste in metamorphic rock, Northern Sierra Nevada - California: Amer. Miner. 59, 22-40.
- Higgins, M.W.* (1971): Cataclastic rocks: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 687, 97 p.
- Holdaway, M.J.* (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram: Am. Jour. Sci. 271, 97-131.

- Holzer, H.* (1954): Beyce 54/4 ve Simav 71/1 paftalarının jeolojik löveleri raporu: MTA Raporu No: 2366 (Yayınlanmamış).
- Hoschek, G.* (1967): Untersuchungen zum stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith: Contr. Mineral, Petrol 14, 123-162.
- Hoschek, G.* (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks: Contr. Mineral Petrol 22, 208-232.
- Kalafatçioğlu, A.* (1962): Tavşanlı - Dağardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantinlerle kalkerlerin yaşı hakkında not: MTA Dergisi 58, 38-46.
- Kalafatçioğlu, A.* (1964): Balıkesir - Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi: TJK Bült. IX/1-2, 46-62.
- Kaya, O.* (1972): Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizimleri: TJK Bült. 15, 1. 26-108.
- Konak, N.* (1979): Simav grabeni ve getirmiş olduğu kentleşme sorunları: TMMOB JMO Türkiye Jeoloji Mühendisliği 1. Kong. Sözlü bildirir (Yayında).
- Konak, N. Akdeniz, N. ve Armağan, F.* (1980): Akhisar - Göl marmara - Gördes - Sındırgı dolaylarının jeolojisi: MTA Raporu (Yayınlanmamış).
- Mehnert, K.R.* (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks; Elsevier Publ. Com. Amsterdam.
- Miyashiro, A.* (1973): Metamorphism and Metamorphic belts: Georges Allen and Unwin Ltd. London, 402 p.
- Öztunalı, Ö.* (1973): Uludağ ve Eğriğöz masiflerinin petrolojisi ve jeokronolojisi: İ.Ü.F.F. Monografileri, Tabii İlimler 23, 115 s.
- Öztunalı, Ö. Konak, N.* (1982): Simav Dağındaki Orta ve yüksek dereceli metamorfizmanın özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı bildiri özetleri.
- Percival, J.A.* (1979): Kyanite bearing rocks from the Hockett River Area. N.W.T. Implications for Archean geothermal gradients, Contr. Mineral Petrol 69, 177-184.
- Phillippson, A.* (1915): Reisen und forschungen in Westlichen Klainasien Pet. Mitt. Erg. M. 167, 173, 177-180 Cotha.
- Richardson, S.W.* (1968): Staurolite stability in a part of the system. Pe—Al—Si—O, H: J. Petrol 9, 468-488.
- Richardson, S.W. Gilbert, M.C. and Bell, R.M.* (1969): Experimental determination of kyanite andalusite and andalusite - sillimanite equilibrium the aluminum silicate triple point. Amer. J. Sci. 267, 259-272.
- Sobolev, V.S.* (1972): Te facies of metamorphism - Australian Nat. Univ. Press. Conberra, A.C. T. 416 s.
- Stoddard, E.F.* (1973): Zinc - rich hercynite in high - grade metamorphic rocks: A product of the dehydration of staurolite Am. Mineral 64, 736-741.
- Tchihatceff, P.* (1867-1869): Asie mineure (Description physique) Paris.
- Turner, F.J.* (1968): Metamorphic Petrology: Mc Graw-Hill Book Co. New York 403 p.
- Turner, F.J. ve Verhoogen, J.* (1960): Igneous and metamorphic petrology: Mc Graw-Hill Book Co. London.
- Uz, B.* (1973) Les formations metamorphiques et gdariüiques du massif ancien D'Akdağ et leur couverture volcano - sedimentaire These Doctorant, Univ. Nancy, Fac. Sci (non publ.).
- Uz, B.* (1975): Akdağ (Simav) metamorfik serilerinin jeokimyasal evrimi ve polimetamorfizma: TÜBİTAK V. Bilim Kong. Tebl., 291-308.
- Winkler, H.G.F.* (1967-1974 ve 1976): Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer Verlag, Berlia.
- Yılmaz, Y.* (1979): Söğüt - Bilecik bölgesinde polimetamorfizma ve bunların jeotektonik anlamı: TJK Bült. 22, 1, 85-100.
- Zeschke, G.* (1954): Simav grabeni ve taşları: TJK Bült. 5/1-2, 179-189.