

EDİĞE OFİYOLİT KÜTLESİNDEKİ MİNERAL FAZLARI

Ayla TANKUT* ve Naci M. SAYIN*

ÖZ.— Edige ofiyolit kütlesi üst manto ve bir bölüm kabuk malzemesi içeren bir okyanus litosferi kalıntısıdır. Ost manto dizilimi: tektonit ultramafiklerde, olivin + ortopiroksen + klinopiroksen + krom spinel; ve kümülat ultramafiklerde, olivin + klinopiroksen + ortopiroksen ilksel fazlarını içerir. Kabuk dizilimi: plajiyoklaz + klinopiroksen + olivin + ortopiroksenden oluşur. Kayaçlarda, amfibol + serpantin + klorit + prehnit + pumpellyit + sfen ikincil faz olarak yer alır. Kümülatların piroksenleri magnezyumca zengindir. Na, K ve Al çok düşük oranlardadır. İlksel plajiyoklaz alt stratigrafik düzey gabrolarında $An_{40} - An_{90}$ değerlerindedir. Amfibolleşme ve albitleşme dizinin üst düzeylerine doğru artar. Üst düzey gabrolarda mafik faz amfibole, plajiyoklaz ise albite dönüşmüştür. Tektonitler içindeki kromitler podiform türdedir. Çalışma alanından sağlanan veriler, Edige kütlesi kayaçlarındaki mineral topluluklarının okyanus litosferinde bulunan aynı tür kayaçlardakilerle benzerliğini ortaya çıkarmıştır. Kümülat minerallerinin kimyası bunların okyanus sırtı türünde bir magmanın diferansiyasyon ürünü olduklarını gösterir. Uğradıktan metamorfizma da okyanus tabanı metamorfizması ile eşdeğerdir.

GİRİŞ

Ofiyolitik kütlelerin jeoloji ve jeokimyası okyanus veya yay ardı basenlerdeki litosfer oluşumunun anlaşılmasında önemli rol oynamaktadır. Ayrıca, ofiyolit kayaçlarındaki mineraller hem oluşum koşulları Ue ilgili, hem de okyanusal basenlerde ve daha sonra kütlelerin taşındığı orojenik zonlarda meydana gelen solidus-altı (katı faz) dönüşümleri açıklayabilecek veriler sağlarlar.

Burada sunulan araştırmaya konu olan mineraller, Ankara melanji içindeki Edige ultramafik kütlesi olarak tanımlanan (Tankut ve Sayın, 1989) ofiyolitik bir kütleyle aittir. Kütlelerin genel jeolojisi (Tankut ve Sayın, 1989) ve kayaçların jeokimyası (Tankut ve Gorton, baskıda) incelenmiş olduğu halde, bugüne kadar ayrıntılı mineraloji ve faz kimyası çalışmaları yapılmamıştır.

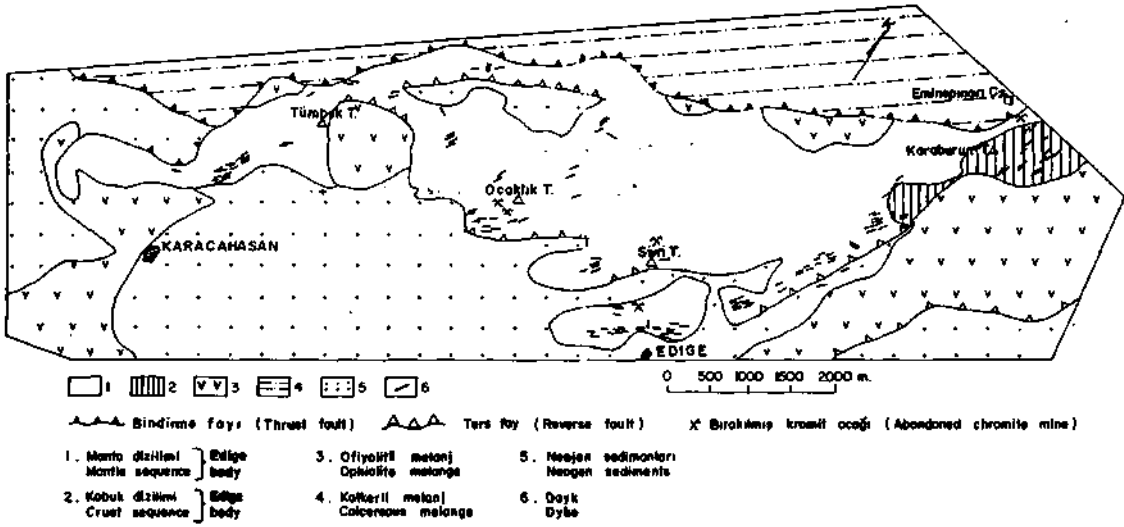
Bu makalede kütlelerin kümülat birimi kayaçlarını oluşturan silikat mineralleri ve tektonit birimine ait kromitler üzerine yapılan mineralojik çalışmaların sonuçları sergilenmektedir. Araştırmanın ana amacı ilksel (primer) ve ikincil (Sekonder) minerallerin bileşimlerinin bulunması ve değişik mineral fazlarındaki solidus-altı (katı faz) dönüşümlerin yorumlanmasıdır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

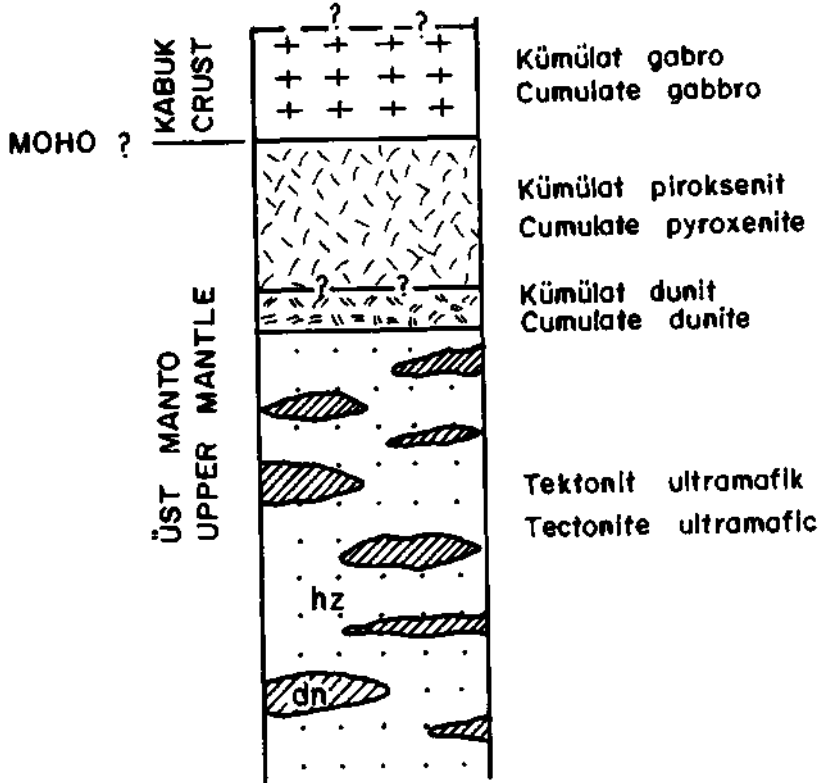
Edige kütlesi, Ankara melanji içinde büyük bir ofiyolitik blok olarak yer alır ve tektonit ve kümülat birimlerinden oluşur (Şek.1). Penrose konferansı (1972) Ue tanımlanan klasik ofiyolit stratigrafisinin üst bölümündeki levha dayk (sheeted dyke), yastık lav ve tortul örtü birimleri bulunmadığından, bu kütle eksik dizi bir ofiyolit olarak tanımlanabilir (Şek.2). Tankut ve Gorton (baskıda) kütlelerin, Tetis okyanus litosferine ait, üst manto ve bir bölüm kabuk malzemesini temsil ettiğini göstermiştir. Ancak, şiddetli deformasyonlar ve serpantinleşme yüzünden manto-kabuk kontağı iyi belirlenmemiştir.

Tektonit birim başlıca harzburgit ve daha az oranda dunitten meydana gelmiştir. Dünit harzburgit içinde düzensiz mercek ve bantlar halinde bulunur. Ayrıca, çok sayıda ortopiroksenit ve vebsterit bantları da vardır. Kromitit daima dünit içinde patates şekilli cevher kromit kütlelerini veya ince bantları oluşturur. Kümülat birimi, ultramafiklerden felsik diferansiyasyon ürünlerine kadar çeşitli kümülat kayaçları içerir. Dizilim tüm kütleyle oranla

*Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.



Şek. 1- Edige ofiyolit kütesinin jeolojik haritası. Tankut ve Sayın'dan (1989) basitleştirilmiştir.

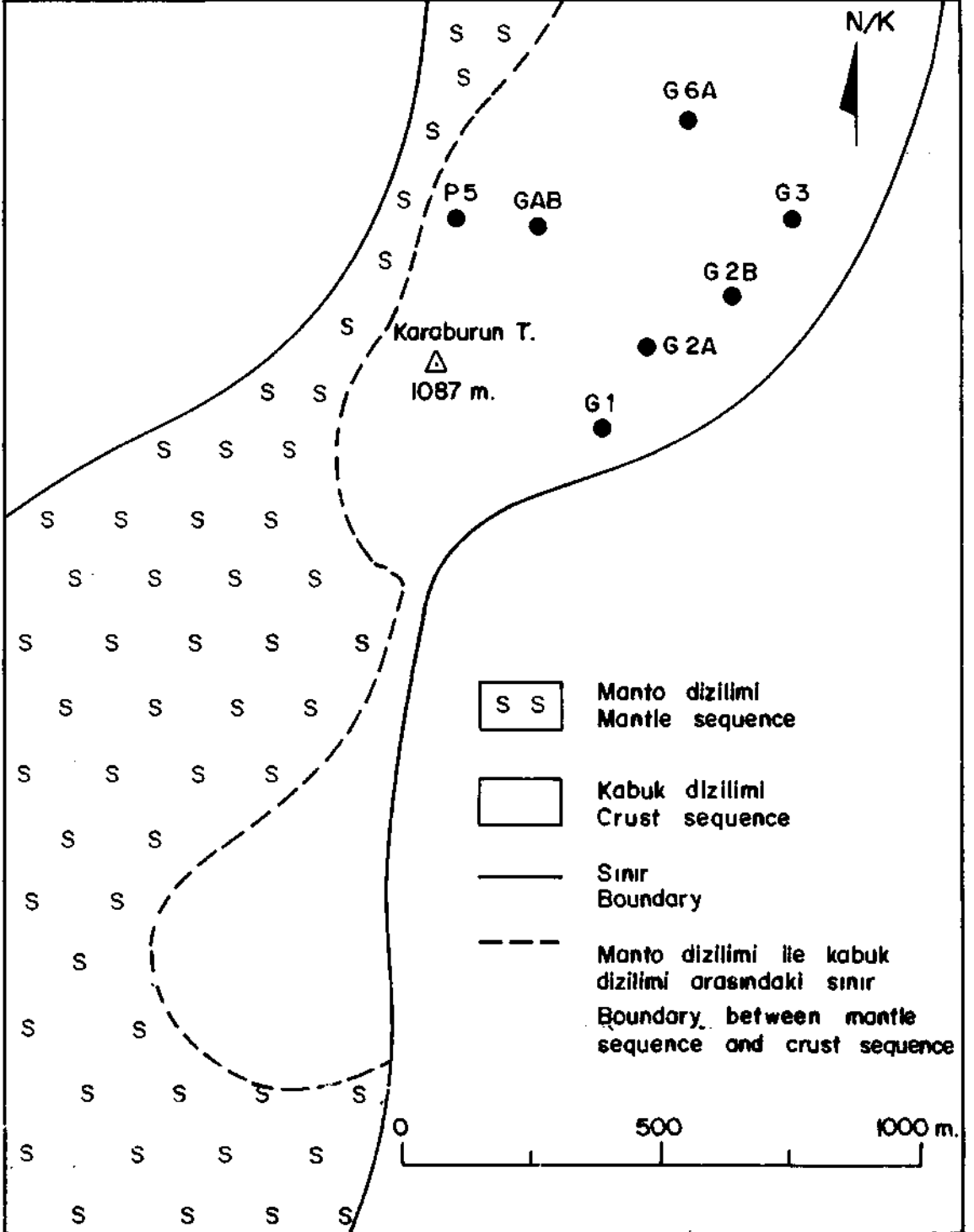


Şek. 2- Edige kütesinin genelleştirilmiş düğey kesiti.

oldukça incedir ve üst üyeler eksiktir. Ultramafik kümülatlar kristalleşme sırasına uygun olarak dizilimin tabanında bulunurlar. Bunlar serpantinleri, dunit, klinopiroksenit ve vebsterittir. Birimin gabro üyeler, yalnızca bantlı gabrolarda. Felsik minerallerden meydana gelmiş "daysı oluşumlar" (dykelike bodies; Tankut ve Gorton, baskıda) bantlı gabro tabakalan arasında sıkışmışlardır.

MİNERALOJİK ÖZELLİKLER

İncelenen mineralleri içeren kayalar tektonit ve kümülat dizilimi olarak tanımlanan birimlerden toplanmıştır. Kütle ilkel durumunda olmadığı için kayaların stratigrafik konumları arazi gözlemlerine dayanarak kabaca belirlenmiştir (Şek.3). Ancak ayrıntılı stratigrafik çalışma yapılmamıştır.



Şek. 3— Edige kütlesi kayalar, örnek yerleri.

Tektonit dizilim

Tektonit dizilimdeki kayaçların ilksel doku ve mineral içerikleri şiddetli serpantinleşme yüzünden çoğunlukla kaybolmuş ise de, korunabilen kalıntı doku ve minerallerden • faz ilişkileri ile ilgili bazı veriler elde edilebilmektedir. Buna en iyi örnek, tümü ile bastılmış piroksenlerde bile ilksel kristal sınırları bozulmadığı için modal piroksen oranlarının elde edilebilmesi ve dunit-harzburgit ayırımının yapılabildiği olmasıdır. En iyi korunmuş mineral krom spinel olup, olivinle- birlikte kromititi oluşturur. Bu mineral ayrıca, harzburgit içinde serpinti aksesuar mineral konumunda şekilsiz pikotit ve az oranda kromit olarak, dunit içinde ise özşekilli kromit olarak bulunur. Kayaçlarda serpantin, talk, seyrek olarak aktinolit, tremolit, klorit, manyezit ve silis mineralleri bozuma uğruştürler. Tankut ve Sayın (1989), X- ışınlar difraktometre ve elektron mikroskop incelemeleri ile serpantin minerallerini, lizardit, antigorit ve krizotil olarak tanımlamıştır.

Kümülat dizilimi

Kümülat diziliminin en alt stratigrafik birimi dunittir, tektonit ve kümülat dizilimlerin arasında serpantinleşmiş bir zon olarak yer alır. Serpantinleşme yüzünden ilksel doku ve olivinler hemen tümü ile kaybolmuştur. Piroksenitler daha üst stratigrafik düzeylerde gabroların altında bulunurlar. Bunlar klinopiroksenit ve vebsterittir. Piroksenitlerin kristalleri orta tane ile pegmatit arasında değişen boyutlardadır. Sıkıca kenetlenmiş (interlocked) yarı özşekilli piroksenler ve aralarını dolduran küçük piroksen ve olivin (genellikle serpantinleşmiş) taneleri kümülat dokuyu belirler.

Gabro biriminde mafik ve felsik mineraller karışımının, değişen oranlar vererek ardalanması bantlı yapıyı oluşturmaktadır. Kümülat doku çok iyi korunmuştur ve deformasyon etkileri enderdir. Psödomorf serpentine dönüşmüş kümüls olivin, plajiyoklaz, klinopiroksen ve az miktarda ortopiroksen tüm bantlı gabro diziliminin ilksel fazlarıdır. Olivinin konumu en alt düzeydeki gabro tabakaları ile sınırlanmıştır. Ortopiroksen, bulunduğu kayaçlarda klinopirokseni poykilitik olarak kuşatır ve interkümüls faz konumundadır. Alt düzey gabrolarda az miktarda ve interkümüls konumda olan plajiyoklaz, üst düzey gabrolarda yüksek oranda ve kümüls mineraldir. Tankut ve Gorton (baskıda), kayaç analizleri sonucunda elde ettikleri çok düşük NTE miktarları ile gabroların kümülat tipi olduğunu belirtmişlerdir. İkincil bir mineral olan yeşil amfibol oranı üst stratigrafik düzeylere doğru artar. Özellikle üst düzey gabrolarda piroksenlerin hemen tümü amfibole dönüşmüştür. Amfibollerin içinde yer alan küçük piroksen parçaları ve çok sayıdaki manyetit noktaları piroksenin ilk faz olduğunu belirler. Üst düzey gabrolarda sıklıkla prehnit ender olarak da pumpelleyit, klorit ve sfen ikincil minerallerdir.

Felsik daykısı kayaçların renk indeksi 5 ten küçük olup başlıca mineral albittir. Ayrıca pirokseni psödomorf olarak kaplayan amfibol, prehnit ve sfen içerirler. Kayaçların kimyasal bileşimi diğer gabrolardan farklı olarak silis eksikliği (%46.5 a kadar düşer) ve kalsiyum zenginleşmesi (%24.93 e kadar çıkar) gösterir (Tankut ve Gorton, baskıda). Bu fark prehnit ve pumpelleyitin varlığı ile açıklanabilir. Kayaçların mineralojik ve kimyasal bileşimi rodenjitlere benzemekte ise de karakteristik mineral olan hidrogranatın bulunmaması bu olasılığı ortadan kaldırmaktadır.

MİNERAL KİMYASI

Harzburgit ve dunitlerin ileri derecede bozması yüzünden mineral kimyası verileri, kümülat biriminin vebsterit ve gabrolarındaki orto ve klinopiroksen, amfibol, plajiyoklaz, prehnit ile tektonit birimindeki dayanıklı mineral olan kromitten elde edilmiştir.

Silikat minerallerinin (serpantin dışında) analizleri, Toronto Üniversitesi (Kanada) Jeoloji Bölümünde,, Bilgisayar kontrollü, enerji , elektron mikroprob ile yapılmıştır. Analizlerde standart olarak doğal mineraller kullanılmıştır. Aynı zamanda pek çok plajiyoklaz basit optik metotlarla tanımlanmış, iki kayaçtaki plajiyoklazlar

için U-tablası kullanılmıştır. Kromit, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında X-ışınları floresan spektrometresi ile analiz edilmiştir.

Kabaca belirlenen düzeylere göre mineral analizi için seçilen kayaçların konumları, tektonit- kümülat doka- nağından başlayarak yukarıya doğru, P5, G4B, G6A, G2A, G2B sırasındadır (Şek.3). P5 vebsterit, diğerleri bant- lı gabrodur. G1 ve G3 örnekleri felsik daykısı oluşumlara aittir.

Ortopiroksen

Vebsterit ve bantlı gabronun ortopirokseni enstatittir (Şek.4). Taneler her iki kayaçta da oldukça sabit bi- leşim verirler (Çizelge 1). En miktarı vebsteritte yaklaşık 85, bantlı gabroda 75 tir. Gabrolardaki Ortopiroksenin

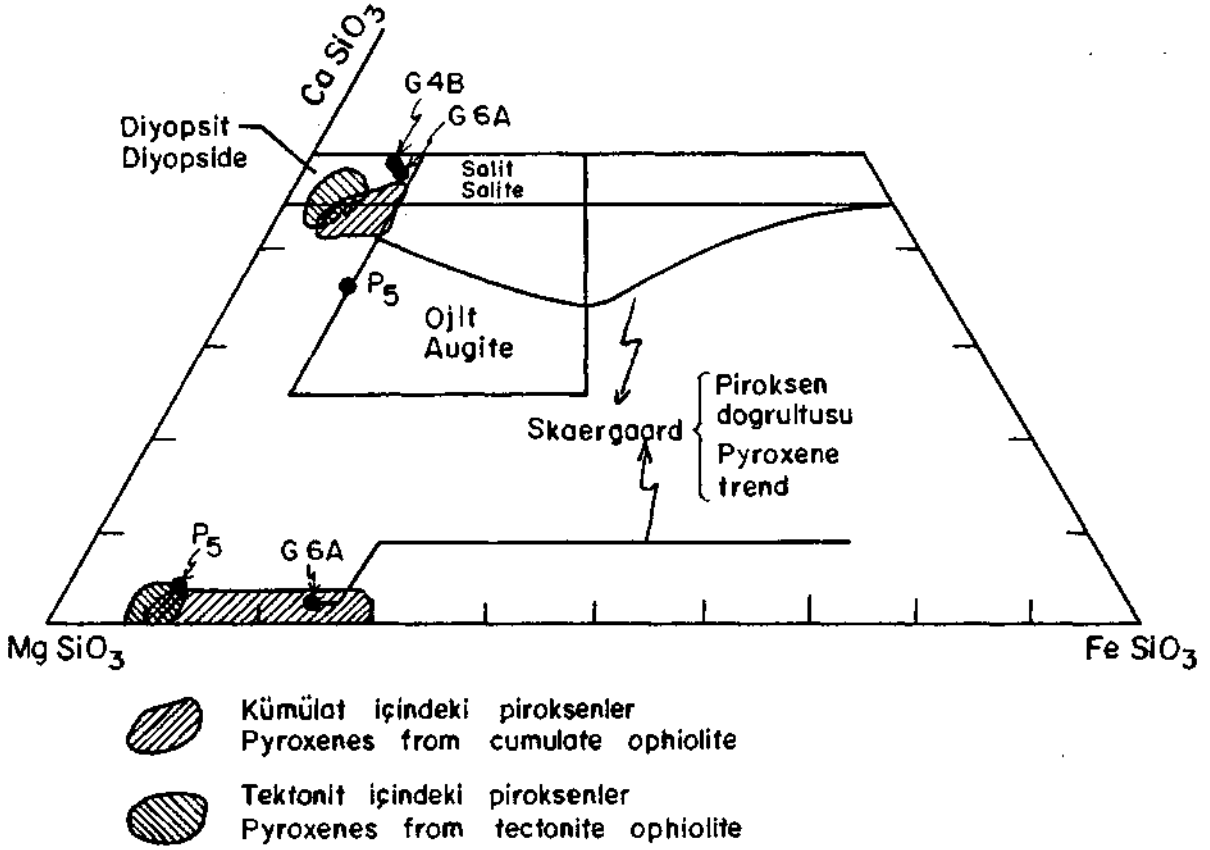
Çizelge 1- Kümülat kayaçlarda ortopiroksen bileşimi

	P5		G6A	
	Tane 1	Tane 2	Tane 1	Tane 2
SiO ₂	54.12	53.64	54.03	54.57
Al ₂ O ₃	1.29	1.86	1.90	1.62
FeO _T	6.96	7.47	15.10	14.66
MnO	n.d.	0.18	n.d.	n.d.
MgO	33.29	33.48	27.96	27.10
CaO	2.81	2.23	1.23	1.45
Na ₂ O	1.69	1.79	n.d.	n.d.
Toplam	100.16	100.65	100.22	99.40

Strüktür formülü 6(O) e göre

Si	1.95	1.92	1.92	1.93
Al	0.05	0.08	0.08	0.07
Fe	0.19	0.20	0.45	0.45
Mn	n.d.	0.005	n.d.	n.d.
Mg	1.61	1.61	1.50	1.49
Ca	0.098	0.08	0.05	0.06
Na	0.11	0.11	n.d.	n.d.
En	84.89	85.02	74.92	74.51
Fs	9.96	10.65	22.71	22.62
Wo	5.15	4.07	2.37	2.87
Mg [#]	89.50	88.63	76.74	76.71

FeO_T = Toplam FeO



Şek. 4— Edige kütlesi kümülat kayaların piroksen bileşimi (Poldervaard ve Hess, 1951).

ferrosilit molekül oranı ($Fs \approx 23$) vebsterittekinden ($Fs \approx 1.0$) yüksek, fakat vollastonit molekül oranı ($Wo \approx 2.50$) düşüktür (vebsteritte, $Wo \approx 4.50$). Buna göre Ca^{+2} ve Mg^{+2} arasında pozitif, Ca^{+2} ve Fe^{+2} arasında negatif korelasyon vardır. Al_2O_3 her iki türde % 2 den az olup, düşük limitler içindedir. Ortopiroksenin Mg numarası ($Mg\# = \frac{Mg^{+2}}{Mg^{+2} + Fe^{+2}}$), yaklaşık 89 dan gabroda yaklaşık 77 ye düşmektedir. Gabrolarda ortopiroksen ile birlikte bulunan klinopiroksen daha yüksek Mg# verir (82-84).

Klinopiroksen

Gabrolardaki klinopiroksenler hem kayaç içinde hem tane içinde büyük bileşim değişimi göstermezler (Çizelge 2) ve bileşim diyagramında (Poldervaart ve Hess, 1951) diyopsit alanına düşerler (Şek.4). Yalnız G4b örneğinde ölçüm yapılan "tane 2" nin Fs miktarı 9.77 ye çıkmakta ve klinopiroksen salit bileşimine yaklaşmaktadır. Vebsteritin (P5) klinopirokseni ojittir (Şek.4). Bu kayaçta tek tanede, tek nokta analizi yapılabildiği için kayaç içi veya tane içi bileşim değişimi ile ilgili veri elde edilememiştir. Klinopiroksenin Mg numarası vebsteritte (yaklaşık 82) ve gabroda (81.82-84.17) aşağı yukarı aynıdır.

Amfibol

Amfibol tüm kayaçlarda piroksenden oluşmuş ikincil bir mineraldir. Vebsteritte piroksenlerin içinde ve tane kenarlarında az miktarda uralitleşme sonucunda oluştuğu halde, gabrolarda amfibolleşme oldukça yüksek derecededir. Özellikle üst düzey gabrolarda (G2A, G2B) ve felsik daykısı kayaçlarda (G1, G3) piroksenler tümü ile

Çizelge 2- Kümülat kayalarda klinopiroksen bileşimi

	<i>P5</i>	<i>G6A</i>			<i>G4B</i>				
	<i>Tane 1</i>	<i>Tane 1</i>		<i>Tane 2</i>	<i>Tane 1</i>			<i>Tane 2</i>	<i>Tane 3</i>
		<i>Nokta 1</i>	<i>Nokta 2</i>		<i>Nokta 1</i>	<i>Nokta 2</i>	<i>Nokta 3</i>		
SiO ₂	52.65	52.22	52.17	52.55	52.32	52.36	51.90	51.83	52.04
Al ₂ O ₃	2.41	2.15	1.51	0.90	1.12	0.95	1.16	1.92	2.25
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.18	0.24
FeO _T	6.98	6.18	5.97	5.71	5.92	5.3	5.82	6.17	6.18
MnO	0.45	n.d.	n.d.	n.d.	0.17	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	19.09	15.96	15.54	15.69	15.39	15.81	16.11	15.82	15.83
CaO	17.86	24.17	25.03	25.93	24.58	25.75	26.83	23.51	24.10
Na ₂ O	1.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Toplam	100.53	100.68	100.22	100.78	99.50	100.17	101.82	99.43	100.64
Strüktür formülü 6(O) e göre									
Si	1.90	1.91	1.93	1.96	1.95	1.96	1.95	1.93	1.90
Al	0.10	0.09	0.07	0.004	0.05	0.04	0.05	0.08	0.09
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0.005	0.007
Fe	0.21	0.19	0.18	0.17	0.18	0.16	0.17	0.19	0.19
Mn	0.01	n.d.	—	—	0.005	—	—	—	—
Mg	1.02	0.87	0.84	0.84	0.84	0.85	0.83	0.88	0.86
Ca	0.69	0.94	0.98	0.99	0.97	0.99	0.99	0.94	0.94
Na	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—
En	52.88	43.36	42.13	41.80	42.19	42.39	41.66	43.42	43.22
Fs	10.85	9.42	9.08	8.54	9.11	7.97	8.45	9.97	9.47
Wo	35.57	47.21	48.79	49.66	48.44	49.64	49.89	46.61	47.31
Mg #	82.06	82.15	82.26	83.04	81.82	84.17	83.14	82.04	82.03

amfibole dönüşmüştür. Bazı kristallerdeki küçük piroksen kalıntılarının yanı sıra, amfibollerin Mg içeriklerinin (Mg # 68-75), yerine geçtikleri klinopiroksenlerin (alt düzey gabrolardaki) Mg içeriklerinden (> 81) düşük, CaO miktarlarının ise klinopiroksenlerdeki miktarların yansı kadar olması (Çizelge 2 ve 3) bunların ikincil mineral olduklarını vurgulamaktadır (Stakes ve diğerleri, 1985). Tane içi bileşim, G2A ya ait bir kristalin iki noktasındaki analiz sonucuna göre oldukça homojendir. Taneler arasında ve kayaktan kayaca büyük fark yoktur. Felsik daykısı oluşukların (G1) amfibolü Fe ve Al bakımından daha zengindir. Gabroda (G2A, G2B) 74-75 olan Mg numarası, daykısı kayalarda yaklaşık 69a kadar düşer (Çizelge 3). Amfibol bileşimleri aktinolit ile uyumludur (Şek.5).

Çizelge 3- Üst düzey gabrolarda amfibol bileşimi

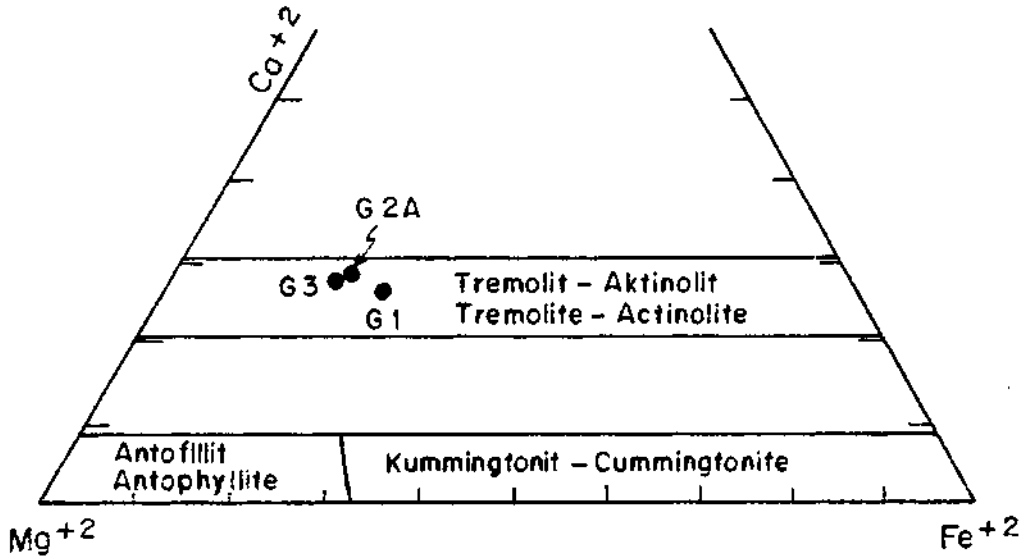
	Amfibol				
	G1		G2A		G2B
	Tane 1	Tane 2	Tane 1	Tane 2	Tane 1
			Nokta 1	Nokta 2	
SiO ₂	50.59	51.40	53.63	53.21	54.23
Al ₂ O ₃	6.03	4.73	4.74	5.67	2.19
TiO ₂	0.27	0.20	0.43	0.38	0.26
FeO	11.70	12.14	9.87	10.23	10.45
MnO	0.18	0.32	—	—	n.d.
MgO	15.45	15.19	16.52	16.36	17.29
CaO	11.59	10.96	12.35	12.14	12.66
Na ₂ O	2.26	1.55	1.29	1.93	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	n.d.
Toplam	98.07	96.49	98.83	100.03	97.08

Strüktür formülü 24 (O,OH,F, Cl) e göre

Si	7.28	7.49	7.54	7.42	7.76
Al	1.02	0.81	0.79	0.93	0.37
Ti	0.03	0.02	0.05	0.04	0.03
Fe	1.41	1.48	1.16	1.19	1.25
Mn	0.02	0.04	—	—	—
Mg	3.32	3.30	3.46	3.40	3.69
Ca	1.79	1.71	1.86	1.81	1.94
Na	0.59	0.44	0.35	0.52	—
K	0.03	—	—	0.02	—
Mg #	69.85	68.47	74.89	74.02	74.67

Plajiyoklaz

Optik incelemelere göre tüm kayaçlardaki Plajiyoklazlarda belirgin bir zonlanma görülmemiştir. Alt düzey gabrolarında plajiyoklaz bileşimi optik yöntemlerle An₄₀ ile An₉₀ arasında bulunmuştur. An₆₀ dan küçük değerler büyük bir olasılıkla solidus-altı dönüşümler yüzündendir. G4B örneğindeki tek bir plajiyoklaz elektron mikroprob ile An₈₉ vermiştir (Çizelge 4), ayrıca G4A örneğindeki yapılan U-tablası ölçümleri anortit molekül oranının %40 a kadar düştüğünü göstermiştir. G2A ve G2B ile temsil edilen üst düzey gabroların tüm plajiyoklazlarında kırılma indeksi 1.54 den (Kanada balsamınıniki) küçüktür. G2A örneğinde bir plajiyoklaz elektron mikroprob analizi ile Ab₁₀₀ olarak bulunmuştur (Çizelge 4). Ayrıca G2A ve G2B de yapılan U-tablası ölçümleri An₄ vermiş olup, X - ışınları difraksiyon analizi de albitin varlığını kanıtlamaktadır (Şek.6).



Şek. 5- Edige kütleli, üst düzey gabrolarda amfibol bileşimi (Deer ve diğerleri, 1963)

Çizelge 4- Kümülat gabrolarda plajiyoklaz, prehnit ve pumpelleyit bileşimi

	Plajiyoklaz		Prehnit				G2B	Pump.*** G2B
	G4B	G2A	G1		G3			
	Tane 1	Tane 1	Tane 1		Tane 1			
			Nokta 1	Nokta 2	Nokta 1	Nokta 2	Tane 1	Tane 1
SiO ₂	45.85	69.35	43.33	43.29	42.54	43.02	42.03	36.95
Al ₂ O ₃	34.15	20.05	24.61	24.95	24.47	24.30	24.49	28.73
FeO	0.21	n.d.	1.94	0.90	n.d.	n.d.	0.50	4.36
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	18.25	n.d.	27.02	26.89	28.08	28.01	25.06	24.01
Na ₂ O	1.09	11.57	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Toplam	99.55	100.97	96.90	96.03	95.09	95.33	92.08	94.05
Strüktür formülü O (32)	Strüktür formülü 24* (O, OH); 28** (O, OH, H ₂ O)							
Si	8.55	11.87	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	5.94
Al	7.43	4.13	3.81	3.97	3.86	3.88	4.10	5.36
Fe	0.02	-	0.24	0.08	-	-	0.06	0.57
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	3.57	-	3.93	3.95	4.14	4.12	3.85	4.12
Na	0.43	4.00						
Or	0	0						
Ab	10.75	100						
An	89.25	0						

* Prehnit için.

** Pumpelleyit için.

*** Pumpelleyit.

prehnitvepumpelleyit

Prehnit, üst düzey gabrolarda (G2A, G2B) ve daykısı kayalarda (G1,G3) bulunur. Küçük ışınal kristallerin toplanarak oluşturduğu karakteristik fiyonk formunu göstermektedir (Deer ve diğerleri, 1965). G2A ve G1 için yapılan X- ışınlan difraksiyon kayıtlarında da prehnitin varlığı görülmektedir. Elektron mikroprob ile elde edilen analiz sonuçlan Çizelge 4 te verilmiştir. Bilinen sabit bileşimini tüm tanelerde göstermektedir.

Pumpelleyitin varlığı elektron mikroskop analizi ile belirlenmiştir. G2B örneğindeki bir kristalin bileşimi (Çizelge 4) pumpelleyit ile eşdeğer olarak bulunmuştur.

Kromit

Analiz edilen kromitler tektonit dizilim içinde çeşitli yerlerde dağılmış olan ocaklardaki kromitit örneklerinden elde edilmiştir. Olivin ve serpantinden yıkanarak ayrılmış olan kromit tozlarının analizi için X- ışınlan floresan tekniği uygulanmıştır. Yıkanmış tozlarda az miktarda kalan silikat analiz sonucunda SiC₂ olarak görülmektedir, bu da en fazla %1.5 tur (Çizelge 5).

Çizelge 5-- Tektonit dizilimi içindeki kromitlerde kromit bileşimi

	<i>A1</i>	<i>B3</i>	<i>C1</i>	<i>F1</i>
Cr ₂ O ₃	60.02	61.76	60.20	58.76
Al ₂ O ₃	8.34	8.69	10.70	12.19
MgO	10.76	10.34	12.63	13.03
FeO _T	15.86	15.73	15.79	14.91
SiO ₂	0.57	1.46	0.22	n.d.
CaO	0.40	0.59	n.d.	0.18
Toplam	95.95	98.57	99.54	99.07
Fe ⁺² O*	15.58	17.09	14.36	13.89
Fe ⁺³ O ₃ *	1.16	0.89	1.71	1.32

Strüktür formülü 32 (O) e göre

CRAT	0.82	0.84	0.77	0.75
ARAT	0.17	0.18	0.21	0.23
FRAT	0.01	0.01	0.02	0.02
F/FM	0.43	0.47	0.39	0.37
M/FM*	0.57	0.53	0.61	0.63
F/M	0.75	0.89	0.64	0.59

FeO_T = Toplam FeO

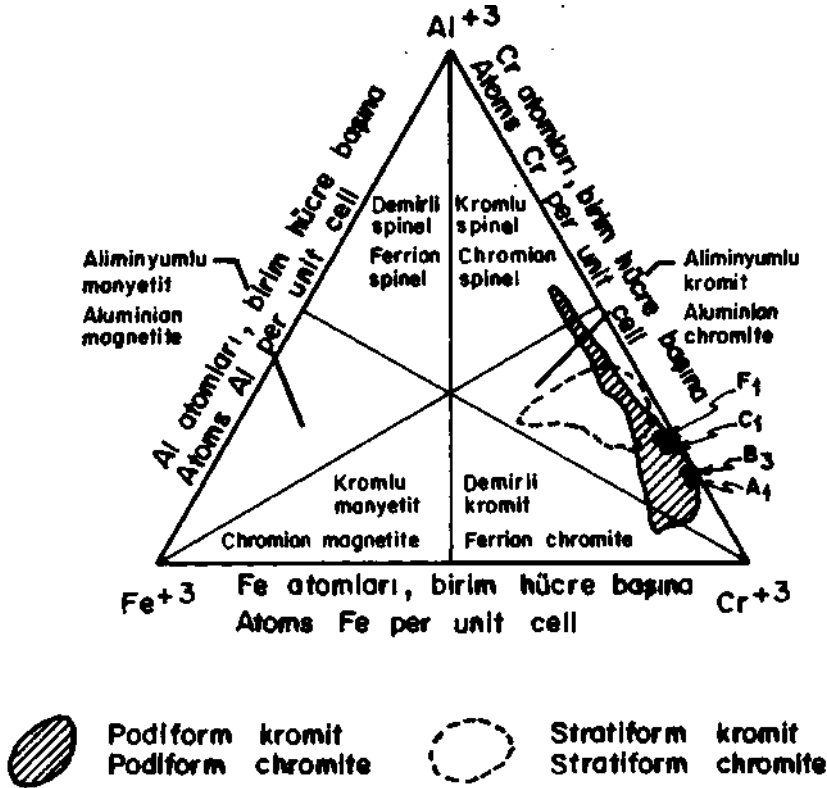
* Kromitin stokiyometresine göre hesaplandı.

A1- Tümbek tepe; B3- Ocaklı tepe; C1- Edige köyü; F1- Emine pınar çeşmesi.

$$F/FM = \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg^{+2}}, \quad M/FM = \frac{Mg^{+2}}{Fe^{+2} + Mg^{+2}}$$

$$CRAT = \frac{Cr^{+3}}{Al^{+3} + Cr^{+3} + Fe^{+3}}, \quad FRAT = \frac{Fe^{+3}}{Al^{+3} + Cr^{+3} + Fe^{+3}}, \quad ARAT = \frac{Al^{+3}}{Al^{+3} + Cr^{+3} + Fe^{+3}}$$

Kromitler yüksek kromlu (% 58.76-% 61.76) ve düşük alüminyumludur (% 8.34-12.19). $Fe O_7$ aşağı yukarı sabittir (~ %15). Ömekler bileşim diyagramında (Stevens, 1944) alüminyumlu kromit alanına düşerler (Şek.7).



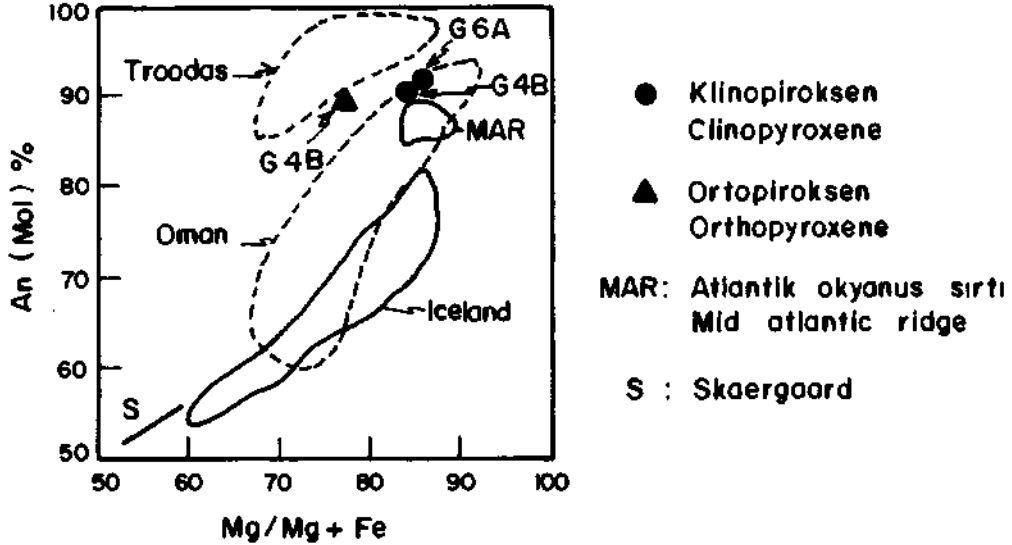
Şek. 7— Edige kütlesi tektonit dizilimindeki kromitlerde kromit bileşimi (Stevens, 1944). Sınıflandırma Dickey'den (1975) alınmıştır.

SONUÇLAR

Ediğe ofiyolit kütesinin üst manto dizilimi, tektonit ultramafiklerde "olivin+ortopiroksen + klinopiroksen + krom spinel ve kümülat ultramafiklerde'olivin+klinopiroksen +ortopiroksen" ilksel fazlarını içerir. Kabuk diziliminin gabrolarını ilksel"plajiyoklaz+klinopiroksen + olivin+ ortopiroksen" oluşturur; ilk üç mineral başlıca kümü-lüs fazlardır. Kayaçlarda, amfibol + serpantin + klorit + prehnit + pumpelleyit + sfen ikincil minerallerdir. Amfi-bol oluşumu dizide üste doğru artar ve üst düzey gabrolarda hemen tümü ile piroksenlerin yerini alır.

Kayaçların ve kaynak magmanın ilksel bileşimini en iyi yansıtan veri, $Mg\#$ ile temsil edilen, magnezyum-demir ilişkisidir, çünkü $Mg - Fe$ kation oranları solidus-altı dengelenmelerden çok az etkilenirler (Elthon ve Scarfe, 1983; Elthon ve diğerleri, 1984). Ediğe kütesindeki kabuk diziliminin vebsterit ve gabrolarında başlıca faz olan klinopiroksenin $Mg++$ larının birbirine çok yakın değerler ($Mg+$ vebsteritte yaklaşık 82, gabroda yaklaşık 83) vermesi, her iki kayacın eşmagma kökenli olduklarını göstermektedir. Diğer taraftan gabro ortopirokseninde bu değer vebsteritinkinden belirgin olarak düşük olması ($Mg\#$ sırası ile yaklaşık 77 ve 89),Ortopiroksenin gabro içindeki interkümü-lüs durumu göz önüne alınarak, bölümsel kristalleşme sürecinde daha geç kristalleşmesi ile açıklanabilir. Gabro içinde ortopiroksen ile birlikte bulunan kümü-lüs klinopiroksenin daha yüksek magnezyumlu ($Mg + -83$) olması da bu görüşü destekler. Bütün bu bulgular Ediğe kütlesi kabuk malzemesinin kümülat niteliğini vur-gulamaktadır.

Kütlenin kümülat kayaçlarındaki ortopiroksen ve klinopiroksen bileşimleri okyanus tabanındakilerle (Coleman, 1977) karşılaştırılabilir değerler verir (Şek.4). Her iki faz da magnezyumca zengindir (Çizelge 1 ve 2). Gabro ortopirokseninin ferrosilit molekül oranı % 23 e kadar çıkmış olduğu halde, piroksenler, klasik toleyitik magma piroksenlerinin (Skaergaard gibi) gösterdiği, demir zenginleşmesi doğrultusunda bir diferansiyasyon çizgisi izlemektedirler. İlksel mafik fazların çok düşük Na_2O ve K_2O (Çizelge 1 ve 2) içerikleri, bunların okyanusal ortamda oluşabilecek tüketilmiş magmadan kristalleştiklerine işaret etmekte (Malpas ve Langdon, 1985) ve Tankut ve Gorton'un (baskıda), tüm kayaç bileşimindeki HFS ve NTE miktarlarına dayanarak ileri sürdükleri tüketilmiş manto kaynağı ile uyum göstermektedirler. Piroksenlerin Al_2O_3 (Çizelge 1 ve 2) miktarları da, okyanus litosferi gibi, çok derin olmayan ortamların tipik piroksenlerinin değerlerine (Burns, 1985) benzer. Alt düzey gabro plajiyoklazının bileşimi, An_{40-80} okyanus tabanı plajiyoklaz limitleri (An_{60-90} ; Prinz ve diğerleri, 1976; Burns, 1985) içindedir. Piroksen ve plajiyoklazın okyanus tabanı değerleri ile uygunluğu Şekil 8 de gösterilmektedir. Tektonit dizilimdeki kromitler tipik podiform (Dickey, 1975) özellikler verirler (Şek.7). Struktur formülünde MgO^{+2} molekülü tüm iki değerlikli oksitlerin %55 ile %63 ünü kaplar (Çizelge 5 te M/FM değerleri) ve Thayer'in (1964) podiform kromitler için verdiği değerlerin içindedir.



Şek. 8– Edige kütlesi bantlı gabrolarda piroksen-plajiyoklaz bileşim değişimi: Iceland alanı alkali-volkanik camlardaki mikrokristallerden alınmıştır. Edige dışındaki veriler Thy'ye (1987) aittir. G6A nun plajiyoklaz bileşimi için optik yöntemle bulunan An_{90} kullanılmıştır.

Alt düzey gabrolardaki piroksenlerin uralitleşmesi olivinlerin serpantinleşmesi ve plajiyoklazlardaki An molekülünün azalması (An_{40} a kadar), deniz tabanı metamorfizmasının etkilerini gösterir. Oluşan yeni fazların bir aradığı amfibolit fasiyesi ($450^\circ - 550^\circ\text{C}$) fazlarına eşdeğerdir (Coleman, 1977; Stakes ve diğerleri, 1985). Yüksek düzey gabrolarında piroksen yerine aktinolit fazının geçmesi, prehnit, pumpellyit, klorit ve sfenin bir aradığı ise yeşilşist fasiyesini belirtir. Okyanusal ortamda, litosferin benzer stratigrafik düzeylerdeki kayaçlarının aynı fasiyeslerde metamorfizmaya uğradığı bilinmektedir (Coleman, 1977).

Felsik dayksı kayaçların mineral parajenezi üst gabrolara benzer. Tankut ve Gorton (baskıda), tüm kayaç uyumsuz element-özellikle NTE-bileşimlerine dayanarak, bunların gabrolarla eşkaynaklı olabileceklerini ve diferansiyasyonun son evresinde kalıntı magmadan türemiş olabileceklerini göstermişlerdir. Amfibollerin, Mg#larının

(yaklaşık 69) gabrolannkinden (75) küçük olması bu görüşü destekler. Okyanus tabanında aynı konumda olan felsik kayalara sıklıkla rastlanmıştır ve bunlar silisik diferansiyasyon ürünü olarak yorumlanmışlardır (Coleman, 1977, Hopson ve diğerleri, 1981; Stakes ve diğerleri, 1985). Ancak Ediğe felsik dayksı kayalarının ana element bileşimlerinde silis fakirleşmesi ve Ca-Al zenginleşmesi vardır (Tankut ve Gorton, baskıda). Tüm bu özellikler, felsik dayksı kayaların ilksel olarak, gabroların kristalleşmesinden sonra arta kalan magmadan son evre diferansiyasyon ürünü olarak oluştukları ve okyanus tabanında hidrotermal etkiler sonucunda, metasomatizma ile bileşimlerinin değiştiği şeklinde yorumlanabilir.

Sonuç olarak, tüm veriler Ediğe kütlesi kayalarındaki mineral topluluklarının, okyanus litosferindeki aynı tür kayalardakilerle benzerliğini ortaya çıkarmıştır. Kümülat minerallerinin kimyası bunların okyanus sırtı türünde bir magmanın diferansiyasyon ürünü olduklarını göstermiştir. Uğradıkları metamorfizma da okyanus tabanı metamorfizması ile eşdeğerdir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, Toronto Üniversitesi Jeoloji Bölümünde yapılan elektron mikroprob analizleri sırasındaki yardımları için tüm laboratuvar personeline, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında yapılan, kromitlerin X- ışınlan floresan analizleri için Sayın Tanıl Akyüz'e, Orta Doğu Teknik üniversitesi Jeoloji Bölümünde yapılan U-Tablası ölçümleri için Sayın Akın Geven'e ve X- ışınlan difraksiyon kayıtlarının çekiminde yardımcı olan Sayın Mümtaz Kibar'a teşekkür ederler.

A. Tankut ayrıca, mikroprob analizleri için gerekli laboratuvar olanaklarının sağlanmasında yardımlarından dolayı Dr. Cermignani'ye ve Dr. M. P. Gorton'a teşekkür eder. A. Tankut Toronto Üniversitesindeki çalışmalarının gerçekleşmesinde yardım ve ilgisini esirgemeyen Prof. Dr. M. Uzümerin'e sonsuz teşekkürü bir borç bilir.

yayına veldiği tarih, 20 Mart 1989

DEĞİNİLEN BELGELER

- Burns, L.E., 1985, The Border Ranges ultramafic and mafic complex, southcentral Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics: *Can. J. Earth Sci.*, 22, 1020-1038.
- Coleman, R.G., 1977, *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?*: Springer-Verlag, 229, New York, Ny.
- Deer, W.A.; Hovie, R.A. ve Zussman, J., 1963, *Rock forming minerals*: Longmans Press, 5 vol., London.
- Dickey, J.S.Jr., 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1061-1074.
- Elton, D. ve Scarfe, C.M., 1983, Highpressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts: *Am. Mineral.*
- ; Casey, D.F. ve Komor, S., 1984, Cryptic mineral-chemistry variations in a detailed traverse through the cumulate ultramafic rocks of the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands Ophiolite, Nevv foundlend: Gass, I.G., Lippard, S.J. ve Shelton, A.W., eds., *Ophiolites and oceanic lithosphere de*, 83-97, London.
- Hopson, C. A.; Coleman, R.G.; Gregory, R.T., Pallister, J.S. ve Bailey, E.H., 1981, Geologie section through the Şemail Ophiolite and associated rocks along a Muscat-ibra transect, Southeastern Oman Mountains: *J. Geophys. Res.* 86, 2527-2544.
- Malpas J. ve Langdon G., 1984, Petrology of the Upper Pillovv Lava süite, Troodos Ophiolite, Cyprus: Gass, I.G., Lippard, S.J. ve Shelton, A.W., eds., *Ophiolites and oceanic lithosphere de*, 155-167, London.
- Poldervaart, A. ve Hess, H.H., 1951, Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma: *Jour. Geol.*, 59, 472-489.

- Prinz, M.; Keil, K., Green, J.A.; Bonatti, E., ve Honnorez, J., 1976, Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial mid-Atlantic ridge and fracture zones: *Journal of Geophysical Research*, 81, 4087-4103.
- Stakes, D.S.; Taylor, H.P., Jr ve Fisher, R.L., 1985, Oxygen isotope and geochemical characterization of hydrothermal alteration in Ophiolite complexes and modern oceanic crust: Gass, J.G., Lippard, S.J. ve Shelton A.W., eds., *Ophiolites and oceanic lithosphere*, 199-213, London.
- Stevens, R.E., 1944, Composition of some chromites of the western Hemisphere: *Am. Miner.*, 29, 1-34.
- Tankut, A.T. ve Gorton, M.P., (baskıda), Geochemistry of a mafic-ultramafic body in the Ankara melange, Anatolia, Turkey : Evidences for a fragment of oceanic lithosphere Moores, E., ed., *Proc. Symposium, Troodos 87, Ophiolites and oceanic lithosphere* de.
- ve Sayın, M.N., 1989, Edige ultramafik kütleli : *Doğa Mühendislik ve Çevre Bilim Dergisi*, 13/2, 229-244.
- Thayer, T.P., 1964, Principal Features and origin of podiform chromite deposits and some Observations on the Guleman-Soridağ District, Turkey: *Econ. Geol.*, 59-8, 1497-1524.
- Thy, P., 1987, Petrogenic implications of mineral crystallization trends of Troodos cumulates, Cyprus: *Geol. Mag.*, 124(1), 1-11.