

ORTA ANADOLU'NUN DOĞUSUNDA YER ALAN, ŞOŞONİTİK, MONZONİTİK MURMANO PLÜTONU - ÖN ÇALIŞMA

H.P. ZECK* ve Taner ÜNLÜ**

ÖZ . - Bu çalışmada Orta Anadolu'nun doğusunda yer alan Murmano plutonundan (Divriği-Sivas) alınan üç dizi örneğin esas ve eser elemanı bileşimi incelenmektedir. Değişim diyagramlarında görüldüğü gibi element dağılım modelleri, plütonun karmaşık bir özelliğe sahip olduğu ve aynı ayn magma ocaklarını temsil eden çok sayıda küçük intruzif magmatik gövdelerden oluştuğu kuramını desteklemektedir. Daha önce yapılan jeokronolojik incelemeler, Murmano plütonunun sahadaki ofiyolit üzerlemesinden daha genç olduğunu göstermektedir. Burada sunulan mineralojik kriterler ve kimyasal veriler, kayaçların kalkalkali serilerin pek çok karakteristik özelliklerine sahip I-tipi plütonik kayaçlar olduğuna ve bunların son yıllardaki sınıflama diyagramlarındaki aktif dalma-batma zonu ile ilişkili yerleşimli olduğuna işaret etmektedir. Yüksek toplam alkalilere karşı SiO_2 , K_2O ya karşı SiO_2 , K_2O/Na_2O , Rb, Ba, Al, Fe_2O_3/FeO ve düşük TiO_2 oran ve değerleri, plütonun şoşonitik karakterini düşündürmektedir.

GİRİŞ

Murmano plütonu Kırşehir ve Torid blokları arasında yer alan (Şek. 1) iç Torid sütür zonundaki ofiyolitleri keser ve ofiyolit üzerlemesinden daha gençtir (Zeck ve Ünlü, 1988a; 1988b). Pluton özellikle karmaşık bir özelliğe sahiptir ve en azından iki magma ocağıyla ilişkili olduğu düşünülmektedir. Nicolaysen diyagramında bu magmalar 110 ± 5 my lik sokulum yaşını gösteren paralel izokronlarla temsil edilmektedir (Zeck ve Ünlü, 1987). Bu iki izokron için ilksel Sr/ Sr oranları sırasıyla 0.7069 ve 0.7059 olup, bu oranlar iki ayrı magmatik alt sistemin bulunduğunu gösterir. Bu iki magmanın aynı başlangıç magmasının fraksiyonel kristalizasyonu ile oluşması, iki magma arasındaki ilksel Sr/ Sr oranında büyük farklılık olduğu için olası görünmemektedir. Bu magmaların kökeni için, örneğin aynı köken magma tarafından farklı derecelerde kabuksal özümleme, iki magmanın farklı oranlarda karışması, anateksi ortamında farklı oranlarda artı/ergiyik karışması ve farklı kaynak kayaç karmaşıklıklarının anateksisi gibi daha akla yakın modeller vardır. Son model dışındaki bütün bu modellerin, iki bileşim arasındaki karışım çizgilerinin belirlediği oldukça basit değişim diyagramları vermesi beklenir.

Bu çalışmada, plütonun esas ve eser element jeokimyası ele alınmakta ve Zeck ve Ünlü'deki (1987, 1988ü, 1988b) yorumlar denetlenmektedir. Elde edilen veriler, kayaçların levha tektoniği açısından konumunu karakterize etmek için kullanılmaktadır. Murmano plütonu için olası petrojenetik modeller seçmek amacıyla plütonun çeşitli alt bölümleri arasındaki kimyasal değişimler tartışılmaktadır.

JEOLJİK KONUM, SAHA İLİŞKİLERİ VE PETROGRAFI

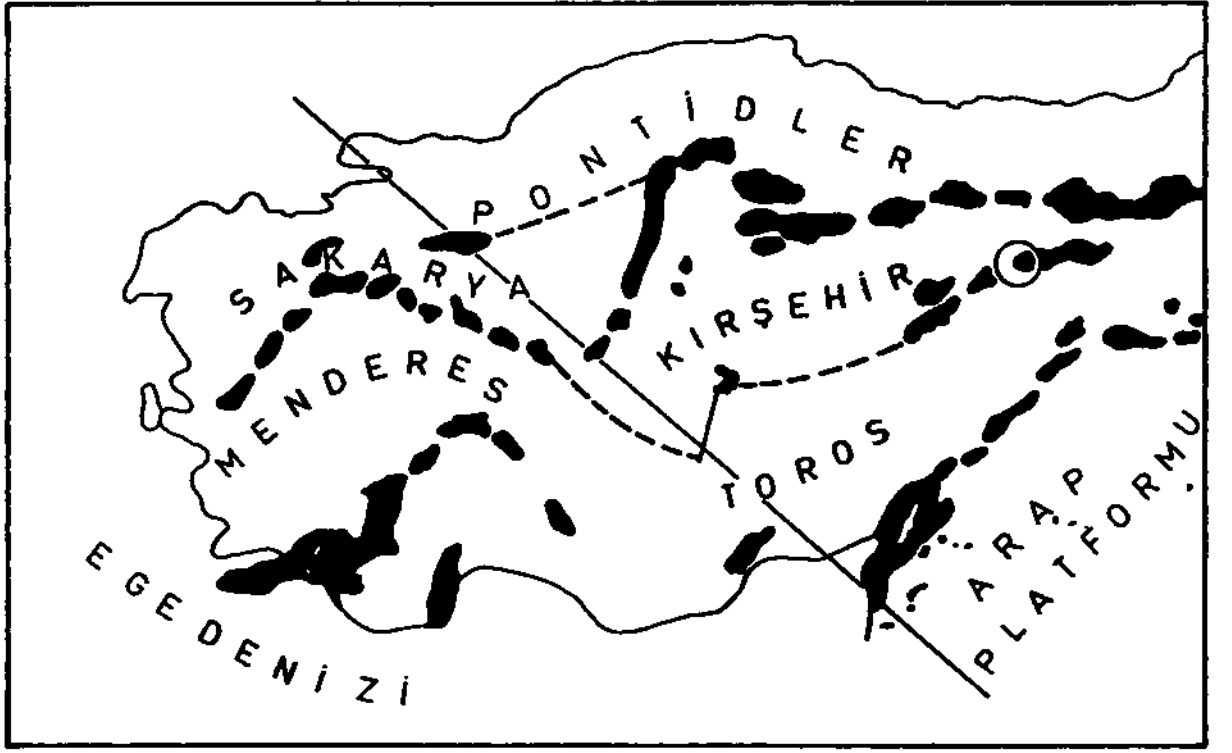
Murmano plütonunun da yer aldığı iç Torid sütür zonu birçok ofiyolitli karmaşık oluşumuyla karakteristiktir (Şek. 1). Murmano plutonunu içeren Divriği ilçesinin K-KB sındaki sahanın jeoloji haritası Koşal (1973) tarafından yapılmıştır. Çalışma sahasındaki ofiyolitli karmaşık, başlıca serpantinitle oluşmakta olup parçalanmış görünmektedir. Murmano plütonu serpantinitle içine sokulmuştur (Zeck ve Ünlü, 1988a; 1988b).

Murmano plütonu tipik olarak masif kayaçlardan oluşmaktadır. Pek belirgin olmayan akıntı foliasyonu yalnızca yerel olarak gözlenmektedir. Metamorfik-tektonik kökenli iç içe girmeli foliasyon ya da lineasyon görülmemektedir. Modal bileşimler kuvars-siyenitten başlayıp monzonite hatta diyorite değin değişmektedir (plütonik kayaç sınıflaması ve adlandırılması Streckeisen, 1976 ya göre yapılmıştır). Karmaşık pluton içindeki egemen kayaç tipi monzonittir. Burada petrografiye biraz değinilmekte olup daha ayrıntılı bilgi Zeck ve Ünlü'de (1987) verilmiştir.

Diyoritler başlıca, plütonun güneybatısında yer almaktadır. Kayaçlar iri ile orta tanelidir. Açık gri renkli özbiçimli-yarı özbiçimli 0.5-2 cm büyüklüğündeki plajiyoklaz kristalleri el örneğinde egemendir, ince kesitlerde kayaçların pek belirgin olmayan iri kristalli yapısı ve akma foliasyonunun varlığı görülmektedir. Bu her iki özellik de plajiyoklaz, biyotit ve klinopiroksenden oluşan mm boyutlu matriks içerisinde yer alan plajiyoklaz kristallerinin yarattığı bir durumdur. Plajiyoklaz tipik olarak An_{60-30} bileşimindedir. K-feldispat hiç yoktur ya da matriks içerisinde az sayıda ender kristaller oluşturur.

Kopenhag Üniversitesi, Jeoloji Enstitüsü, Kopenhag-Danimarka.

Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.



GEÇ JURA - ERKEN KRETASE



Şek. 1- Türkiye'deki ofiyolit komplekslerinin dağılımını gösteren taslak jeoloji haritası. Kesit, Geç Jura-Erken Kretase sırasında öngörülen levha tektoniği modelini (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve diğerleri, 1984; Robertson ve Dixon, 1984 den derlenmiştir) özetlemektedir. Daire çalışılan sahanın yerini göstermektedir.

Biyotit, plajiyoklaz çatısı içinde,-bağımsız kristaller oluşturur fakat aynı zamanda klinopiroksen ve opak mineral kristalleri çevresinde ve olasılıkla da üzerinde gelişmiş kristaller de oluşturur. Amfibolle birlikte ise bir miktar klinopiroksenin yerini alır. Renk indisi 30-40 arasındadır. Düşük sıcaklık alterasyon ürünleri, hacimce kayaların % 1-2 sini oluşturur.

Monzonitler, orta ile iri taneli olup masif yapıda ve grimsi görünümündedirler. Renk olarak diyoritlere göre biraz daha açıktırlar. Bunların çoğu ana mafik mineral olarak klinopiroksen ve biyotit içerir. Amfibol az miktarda olup klinopiroksenden dönüşmüştür. Diğerlerinde ise egemen mineral hornblend olup, kesitlerin çoğunda klinopiroksen kalıntılarını çevirmiş durumdadır. Birçok örnekte, titanit aksesuar mineralden çok, oldukça önemli bir mafik mineral (hacimce % 1-2) olarak ortaya çıkar. K-feldispat perititik özelliktedir ve özbiçimli daha küçük boyutlu plajiyoklaz gibi diğer bileşenleri çeviren ve 2 cm büyüklüğe varan poyikilit kristaller oluşturur. Plajiyoklaz da 1-2 cm büyüklüğe varan kristaller oluşturur. Düşük sıcaklık alterasyon ürünleri kayacın hacimce % 1 ini oluşturur.

Murmano plütununun büyük bir kesimini oluşturan iri ile orta taneli tipik plütönik kayalar arasında ince taneli ve yer yer porfiritik kayalar da vardır. Bunlar çoğu kez plütönik kayalara doğru keskin dokanaklara sahip dayklar oluştururlar; bazı durumlarda saha ilişkileri biraz belirsizdir. Bu ince taneli kayaların çoğu yakın genetik ilişkiler gösteren plütönik kayalarla aynı mineralojik ilişkiler gösterir. Diğerleri ise biraz farklı bir mineralojiye sahiptir. Bu da söz konusu kayaların monzonit-diyoritlere göre daha karmaşık genetik ilişkileri olduğunu gösterir.

Çizelge 1- Murmano plütönu kayaç gruplarının esas ve eser elementlerine ilişkin kimyasal bileşimleri

	A- SAHASI △										C- SAHASI ○										B- SAHASI ●				
%	85Z126	85Z127	85Z128	85Z129	85Z130	85Z131	85Z132	85Z134	85Z136	85Z137	85Z138	85Z139	85Z140	85Z142	85Z143	85Z150	85Z151	85Z152	85Z153	85Z154	85Z155	85Z156	85Z157	85Z158	85Z159
SiO ₂	52.72	51.55	47.45	60.73	56.44	66.33	60.19	63.01	63.06	63.66	62.65	64.51	64.19	60.34	59.56	64.23	59.59	60.07	59.91	50.99	68.00	59.69	60.20	59.66	59.01
TiO ₂	1.05	0.71	0.99	0.52	0.76	0.42	0.80	0.58	0.58	0.54	0.55	0.52	0.52	0.79	0.85	0.54	1.07	0.98	0.82	1.00	0.35	0.99	0.95	1.10	1.07
Al ₂ O ₃	18.92	16.43	18.44	17.01	18.66	15.96	17.41	16.73	17.01	16.51	16.84	16.80	16.67	17.00	17.08	16.60	17.57	17.95	18.17	16.71	15.86	17.60	17.40	17.71	17.57
Fe ₂ O ₃	1.88	1.28	2.83	0.34	0.78	0.36	0.47	1.23	1.21	1.59	1.65	1.38	1.38	1.01	1.70	1.33	2.25	0.40	1.62	0.44	0.80	1.99	1.81	0.52	2.20
FeO	4.42	3.32	5.09	0.52	1.22	0.39	1.05	2.37	2.46	2.17	2.33	2.26	2.14	3.63	3.34	1.90	2.58	1.22	2.19	2.39	0.85	2.05	2.04	1.29	2.64
MnO	0.11	0.10	0.14	0.03	0.04	0.02	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.66	0.66	0.09	0.09	0.06	0.06	0.05	0.04	0.06	0.02	0.04	0.05	0.05	0.05
MgO	3.66	6.06	6.88	1.56	3.52	0.76	2.33	1.67	1.67	1.58	1.70	1.49	1.51	2.16	2.36	1.56	1.97	1.91	1.47	4.70	0.50	1.95	1.84	2.03	2.06
CaO	7.40	13.86	11.29	4.20	8.19	2.34	6.12	3.71	3.73	3.39	3.63	3.27	3.46	4.29	4.72	3.55	4.20	6.29	4.04	13.90	2.24	4.59	4.44	6.48	4.69
Na ₂ O	4.40	3.19	2.96	2.54	6.22	4.15	4.50	4.62	4.58	4.42	4.67	4.56	4.55	4.57	4.38	4.47	4.80	5.08	5.23	5.07	4.17	5.02	4.91	4.97	5.02
K ₂ O	3.28	1.49	2.09	9.90	1.01	7.09	5.81	4.79	4.61	4.71	4.41	4.74	4.57	4.65	4.66	4.71	5.09	4.97	4.90	0.78	6.39	4.87	5.09	4.90	4.91
P ₂ O ₅	0.46	0.69	0.45	0.20	0.26	0.21	0.31	0.24	0.25	0.23	0.24	0.22	0.23	0.30	0.34	0.23	0.34	0.33	0.27	0.33	0.16	0.35	0.33	0.37	0.36
At.Kyp.	1.03	0.98	1.18	2.08	2.46	1.16	0.57	0.67	0.69	0.47	0.66	0.57	0.54	0.72	0.60	0.46	0.49	0.38	0.44	2.89	0.23	0.41	0.36	0.33	0.51
Toplam	99.33	99.66	99.79	99.63	99.56	99.19	99.61	99.68	99.91	99.34	99.39	100.98	100.42	99.55	99.68	99.64	100.01	99.63	99.10	99.26	99.57	99.55	99.42	99.41	100.09
ppm																									
Rb	97	43	108	286	33	206	141	169	171	173	157	193	177	160	184	159	154	117	134	29	189	133	143	134	141
Ba	1200	541	1636	1536	248	1042	1107	972	970	886	944	937	920	1053	1101	929	1355	1188	1296	122	757	1349	1406	1266	1237
Pb	8	7	1	1	5	5	7	8	9	5	7	8	7	5	6	5	11	9	7	34	6	3	9	6	7
Sr	555	676	966	242	425	185	346	340	351	323	337	332	334	338	390	328	352	352	337	372	207	366	363	375	364
La	32	51	20	36	19	25	38	57	39	41	42	41	49	32	61	39	31	57	52	23	63	40	41	47	48
Ce	61	70	43	43	41	41	66	66	67	64	73	67	64	60	71	64	58	92	59	47	66	61	68	71	61
Nd	27	35	20	21	22	18	29	27	34	28	29	27	25	29	34	26	27	33	28	24	26	29	31	29	30
Y	23	30	19	25	23	24	27	24	33	26	23	26	25	24	30	25	27	29	25	25	28	30	29	30	28
Th	8	8	4	26	23	24	15	20	20	24	21	23	23	14	22	21	21	23	16	12	43	23	22	18	17
Zr	115	103	57	221	208	190	204	200	183	218	200	206	216	266	289	200	233	236	189	146	262	223	202	239	237
Nb	24	9.8	20	27	32	23	25	24	29	28	25	27	26	27	28	25	29	27	30	15	30	29	28	30	30
Zn	72	31	75	1	7	1	6	12	17	14	18	14	11	19	24	6	8	17	11	107	1	3	9	2	9
Cu	16	5	24	2	8	3	4	2	4	2	2	2	2	2	2	2	2	3	12	22	2	2	2	2	2
Co	47	50	42	34	23	51	42	52	50	66	60	68	73	64	57	68	48	75	60	48	96	58	54	58	53
Ni	38	59	114	32	30	18	30	17	22	17	15	17	18	23	25	15	14	14	14	9	14	18	15	18	13
Sc	11	26	19	5	5	4	7	8	8	7	9	7	6	8	8	6	10	7	8	13	5	9	10	7	9
V	130	121	230	30	43	25	65	56	56	50	53	48	49	80	82	51	82	64	64	126	18	81	77	80	85
Cr	75	154	288	13	10	9	31	20	21	18	21	17	17	35	33	19	17	14	13	22	11	18	18	20	19
Ga	19	13	15	17	12	17	17	15	19	20	15	16	17	17	16	18	18	17	18	18	16	19	16	19	19

Monzonit-diyoritlerle benzer mineralojiye sahip ince taneli kayalar arasında mikroyoritler, mikrosiyenitler, mikrokuvars-siyenitler başta gelir. Bu kayaların çoğu (çok) ince taneli hamurlu ($\phi=50-400 \mu m$) porfiritik özellikte olup plajiyoklaz, K-feldispat ve amfibol fenokristalleri içerirler. Bunlardan amfibol olasılıkla daha önceki magmatik klinopiroskenden dönüşmüştür. Düşük sıcaklık alterasyon ürünleri monzonit-diyoritlerdekine göre daha bol olup hacimce % 3-5 oranındadır. Mikrokuvars-siyenitler daha düzgün tanelidir ve monzonitlere çok benzerler.

Farklı mineralojiye sahip kayalar içinde iki tip ayrılanmıştır. 0.1-3 mm arası tane boyutlu, kersantitik karakterli mikroyoritik kayalar başlıca plajiyoklaz, klinopirosken, biyotit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Bunlar içinde bir miktar olivin de bulunur. Renk indisi 45 olup, bunun asıl nedeni hacimce % 25 oranındaki biyotit içeriğidir. Düşük sıcaklık alterasyon ürünlerinin miktarı hacimce kayacın % 2 sini oluşturur. Skapolitli kayalar 0.5-1 m genişliğinde belirgin dayklar şeklinde bulunmaktadır. Bu kayalar hacim olarak % 50 oranında skapolitten oluşmaktadır. Skapolit kayacın diğer bileşenlerini (klinopirosken hacimce % 30-35, plajiyoklaz hacimce % 15 ve titanit, amfibol, biyotit, karbonat ve klorit) kuşatan poyikiloblastik bir matris oluşturmaktadır. Bu kayalar Subvolkanik dayklar olarak düşünülmektedir. Bunların camı ya da çok ince taneli hamurunun yerini tümüyle skapolit almıştır (Zeck ve Ünlü, 1987).

JEOKİMYA

Esas element analizleri için sodyumtetraboratlı eriticiyle hazırlanan cam disklerde X-ışınları flüoresans analizleri yapılmıştır. Bunlardan yalnızca Na ve Mg analizleri atomik absorpsiyon yöntemiyle yapılmıştır. Uçucu elementler ise yanmadaki yitime göre hesaplanılarak elde edilmiştir.

Eser element analizleri doğrudan doğruya sıkıştırılmış toz pelletler üzerinde yapılmıştır. Bu analizler PW 1400 Philips aleti ve Norrish ve Chappel (1977) teknikleri kullanılarak X-ışınları flüoresans yöntemiyle yapılmıştır. Tüp ve örnek spektral çizgilerinin normal (background) girişimi için ve matris değişimi için (esas element bileşimleri kullanılarak) sonuçlarda bazı düzeltmeler yapılmıştır. Düzeltme için USGS standartları (G-2, GSP-1, AGV-1, W-1, BCR-1, PCC-1) kullanılmıştır (Gladney ve diğerleri, 1983).

Analizlerin sonuçları Çizelge 1 de, çok sayıda değişim diyagramı da 3-11 no. li şekillerde verilmiştir.

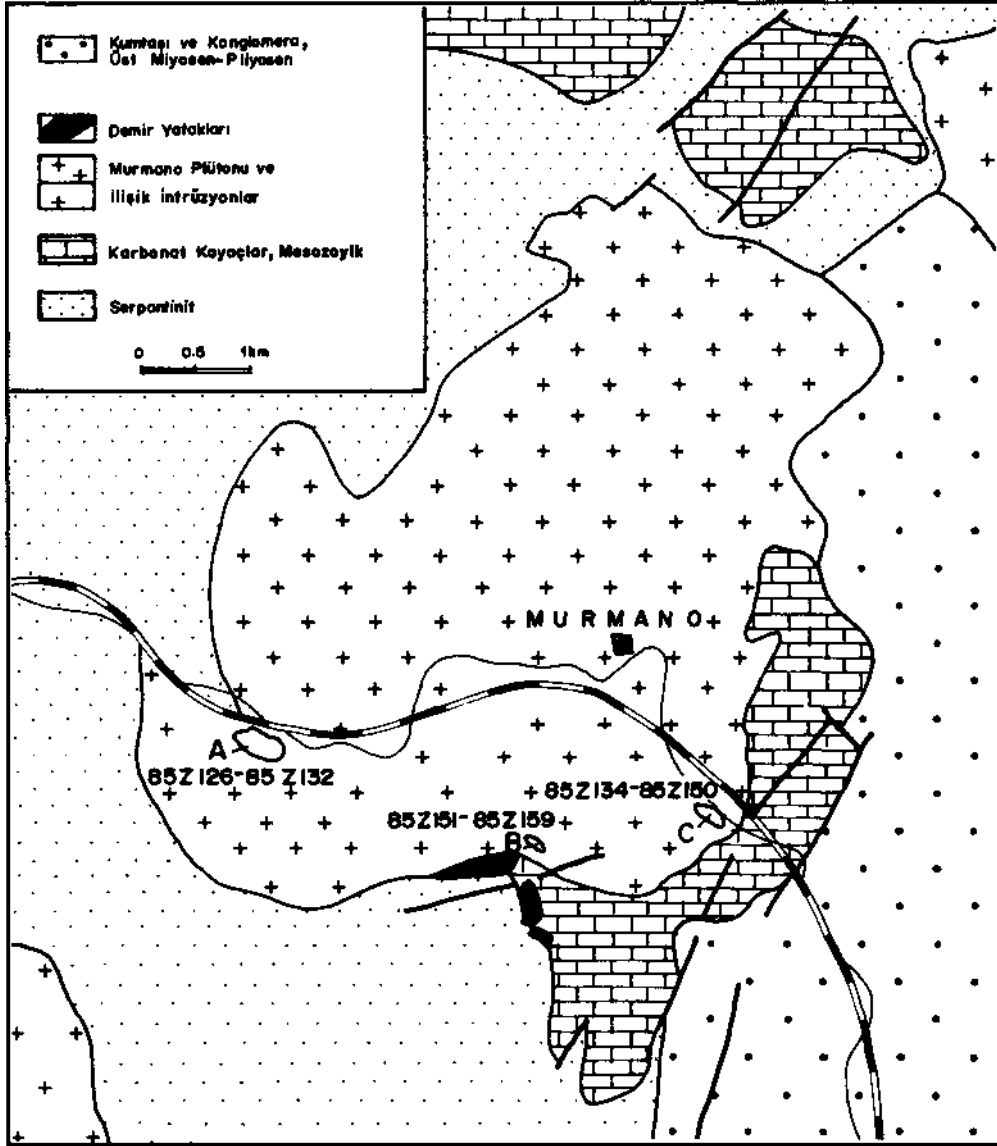
YORUM VE TARTIŞMA

Plutonun Rb-Sr izotop sistematığının yorumlanmasında asıl önemli nokta sokulum kayacının gözlenen karmaşık özelliğidir (Zeck ve Ünlü, 1987). Bu durum birbirinden 3-4 km uzaklıktaki iki sınırlı alanda Rb-Sr izotop ilişkilerinin incelenmesine bağlıdır (Şek. 2). Eldeki çalışmada Murmano köyünün 2-3 km GD sunda ana yol boyunca derlenen 9 örnekten oluşan bir dizi örnek de konu edilmektedir. Sokulumun güneybatı kesimindeki saha "A" sahası, güney kesimindeki saha "B" sahası, yol boyunca yer alan güneydoğudaki saha da "C" sahası olarak tanımlanacaktır (Şek. 2).

Bu 3 dizi örnek için belirli kimyasal bileşenler grafiğe dökülmüştür. Bu bileşenlerin seçiminde nisbeten hareketsiz olma özelliği aranmıştır. Bu bileşenlerin dağılımı sokulum yapan gövde içerisindeki ilksel, magmatik ilişkileri yansıtabilir. Bu bileşenlerin kayalarda gözlenen magmatizma sonrası bozunmalardan çok az etkilenmiş olduğu kabulü benimsenecektir.

Harker diyagramlarında dağılımları işaretlenen iki ana bileşen, TiO_2 ve MgO , oldukça farklı ilişkiler göstermektedir (Şek. 3a,b). TiO_2 dağılımları karşılaştırıldığında A sahası değerlerinin diğer iki sahaya özgü değerlerden ayrı bir gidiş ve dağılım sergilediği görülmektedir. B ve C sahaları aynı gidişe sahiptir, fakat gidişe paralel olarak dağılım farklıdır. Bu iki örnek serisine özgü kayaların çok benzer mineralojik özellik gösterdikleri göz önüne alındığında, bu durum farklılaşmanın (diferansiyasyonun) benzer düzeyde olduğunu gösterir. Bu da iki örnek serisinin farklı magmatik gereci temsil ettiğini düşündürülebilir. Bu arada 85 Z 154 no. h skapolitleşmiş kayaç örneğinin konumuna dikkat etmek gerekir (Zeck ve Ünlü, 1987). Açıkça görülmektedir ki skapolitleşme işlemi büyük bir SiO_2 yitimini gerektirmiştir.

MgO , 3 örnek dizisinin tümü içinde oldukça düzgün çizgisel bir gidiş gösterir. Bu diyagram aynı diferansiyasyon serisi üyeleri olarak plutondaki kayaları açıklayabilmektedir. Buradaki üç dizi arasındaki farklılık, aynı gidişe karşılık dağılımların farklı olmasıdır. Skapolitleşmiş örnek ise, SiO_2 miktarındaki azalmaya koşut olarak MgO yüzdesinde önemli bir artış olduğunu göstermektedir.

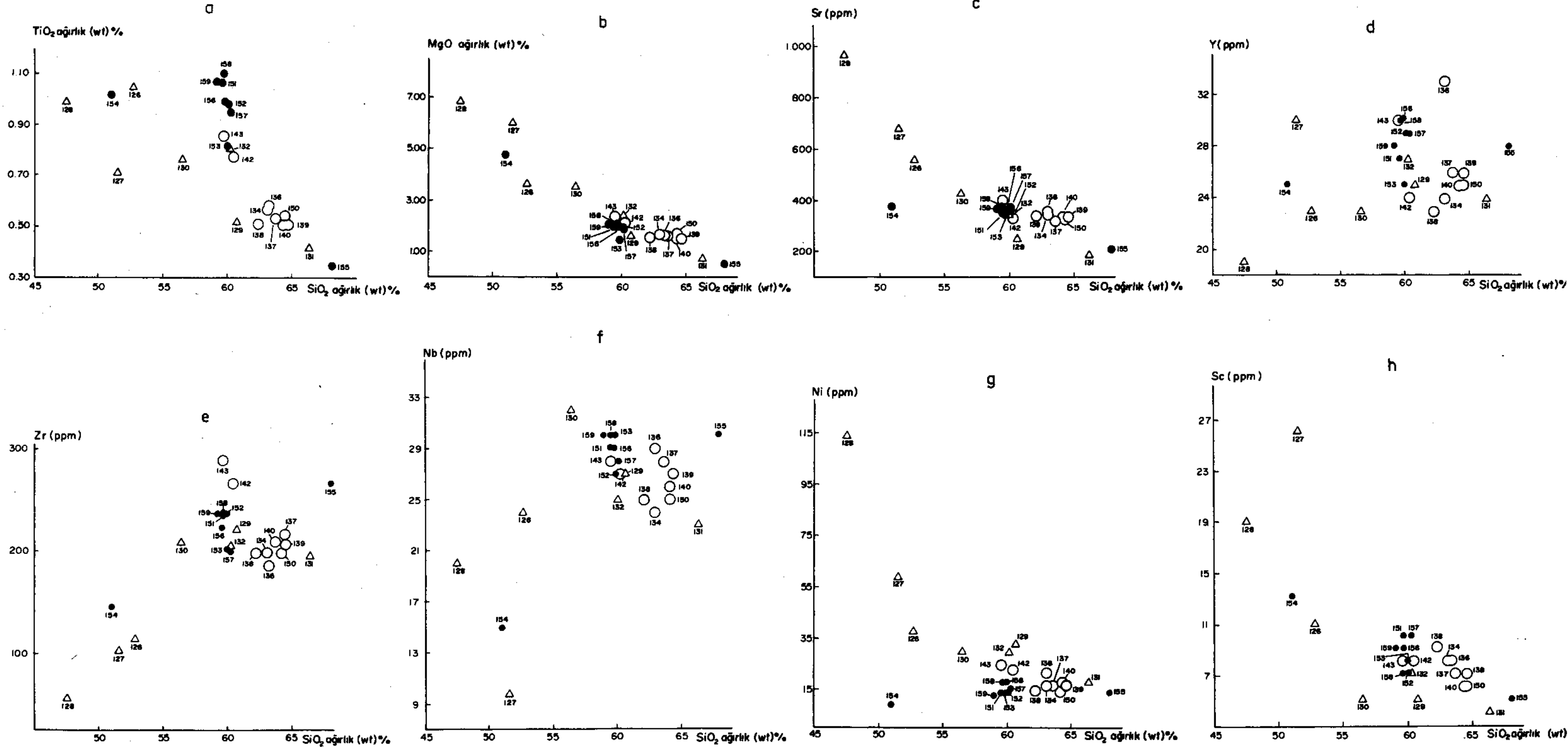


Şek. 2- Murmano plütununun yer aldığı sahanın jeoloji haritası (Koşal, 1973 den alınmıştır).

Skapolitleşmiş örnek bir yana bırakılırsa, Sr dağılımı oldukça iyi bir gidiş gösterir (Şek. 3c). Ayrıntılı olarak ele alındığında, söz konusu üç sahanın Sr-SiO₂ diyagramında birbirine koşut 3 doğruyla temsil edildikleri görülür. Bunlardan C en yüksek, B orta, A ise en düşük değerdedir. Skapolitleşme, Sr içeriğini etkilememiş görünmektedir.

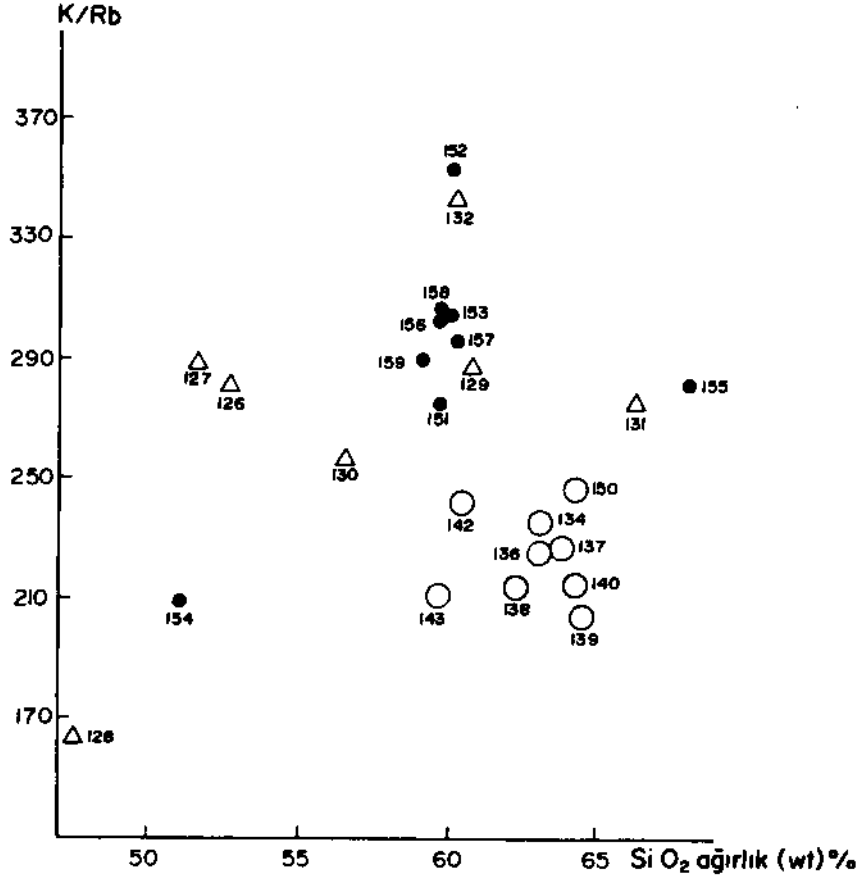
Y dağılımı oldukça karmaşık ilişkiler gösterir (Şek. 3d). A sahasından alınan örnekler diğer iki sahadakinden farklı bir dağılım gösterir. B ve C sahalaları birbirine benzer özelliktedir. Skapolitleşme Y içeriğinde bir azalmayı gerektirmektedir. Zr (Şek. 3e) ve Nb dağılımları (Şek. 3f) için gözlenen ilişkiler Y dağılımı için gözlenen ilişkilerle uyum göstermektedir.

Ni ve Sc dağılımı çok benzer davranışlar göstermektedir (Şek. 3g,h). A sahası diğer iki sahadan belirgin farklılıklar gösterir. B ve C sahalaları ise büyük benzerlikler gösterirler. Skapolitleşme işlemi, SiO₂ miktarındaki azalmaya koşut olarak Ni miktarını fazlaca değiştirmezken, Sc miktarında çok az bir artışa neden olmuştur.



Şek. 3- 2 esas bileşen (TiO₂ ve MgO) ve 6 eser element (Sr, Y, Zr, Nb, Ni ve Sc) ten oluşan 8 Barker diyagramı. Simgeler: Üçgenler, plütonun güneybatı kesimindeki örnek serisini (85 / 126-132); siyah kapalı daireler, plütonun güney kesimindeki örnek serisini (85 Z 151-159); açık daireler, Murmano köyünün 2-3 km güneydoğusunda yol boyunca alınan örnek serisini (85 7 134-150) göstermektedir.

K/Rb un oransal dağılımına karşı SiO_2 değerleri konularak elde edilen grafik açısından (Şek. 4) üç saha arasında belirgin farklılıklar vardır. Skapolitleşme işlemi SiO_2 miktarındaki azalmaya koşut olarak K/Rb oranında azalmayı da gerektirmektedir.

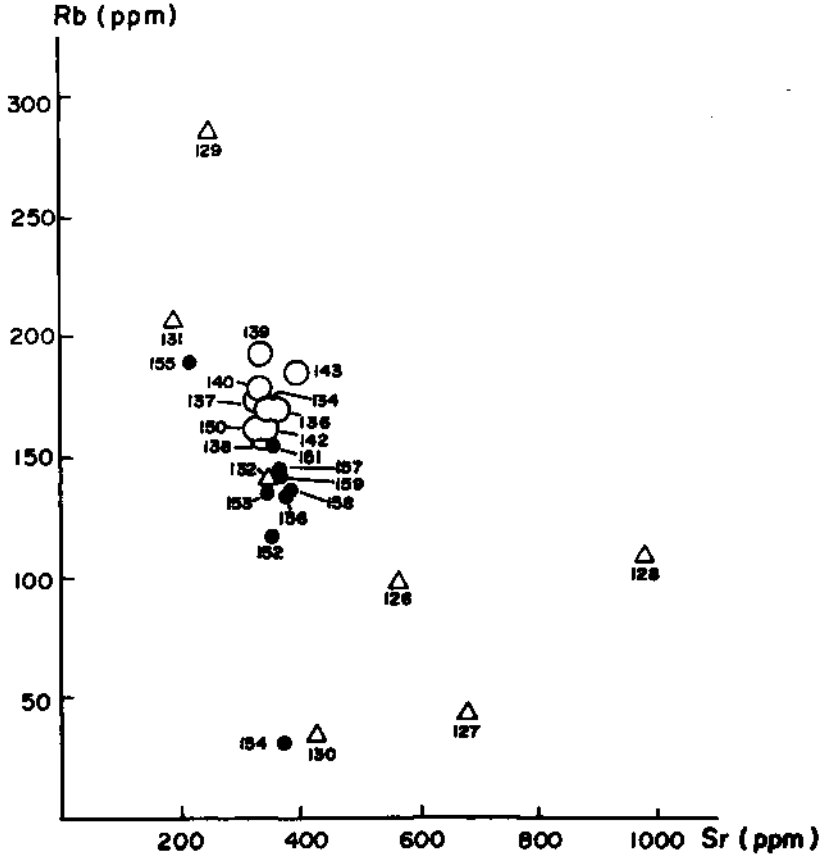


Şek. 4- K/Rb - SiO_2 diyagramı. Simgeler Şekil 3 deki gibidir.

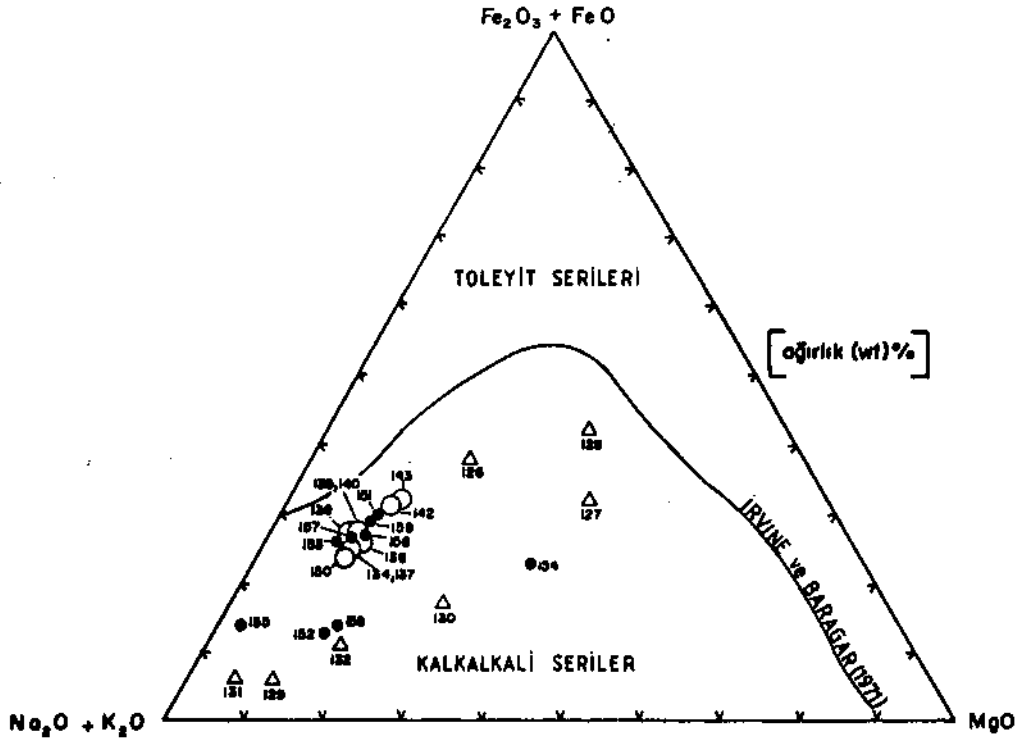
Rb/Sr ilişkileri (Şek. 5) üç saha arasında sistematik farklılıklar gösterir. Skapolitleşme Rb miktarında çok azalmaya yol açarken, Sr miktarını hemen hemen hiç etkilememiştir (Şek. 3c ile karşılaştırınız).

Yukarıda söz edilen jeokimyasal ilişkiler bir taraftan A ve B sahaları, diğer taraftan A ve C sahaları arasında belirgin farklılıkları göstermektedir. B ve C sahaları arasındaki farklılıklar pek belirgin değildir, fakat örneğin K/Rb diyagramında olduğu gibi bazı diyagramlarda bu farklılıklar biraz daha belirginleşir. Böylece elde edilen verilere dayanarak varılan sonuca göre Murmano plütununun farklı magma ocaklarını temsil eden çok sayıda ayrı sokulum evrelerinden oluştuğu şeklindeki kuram esas ve eser element jeokimyasınca doğrulanmaktadır.

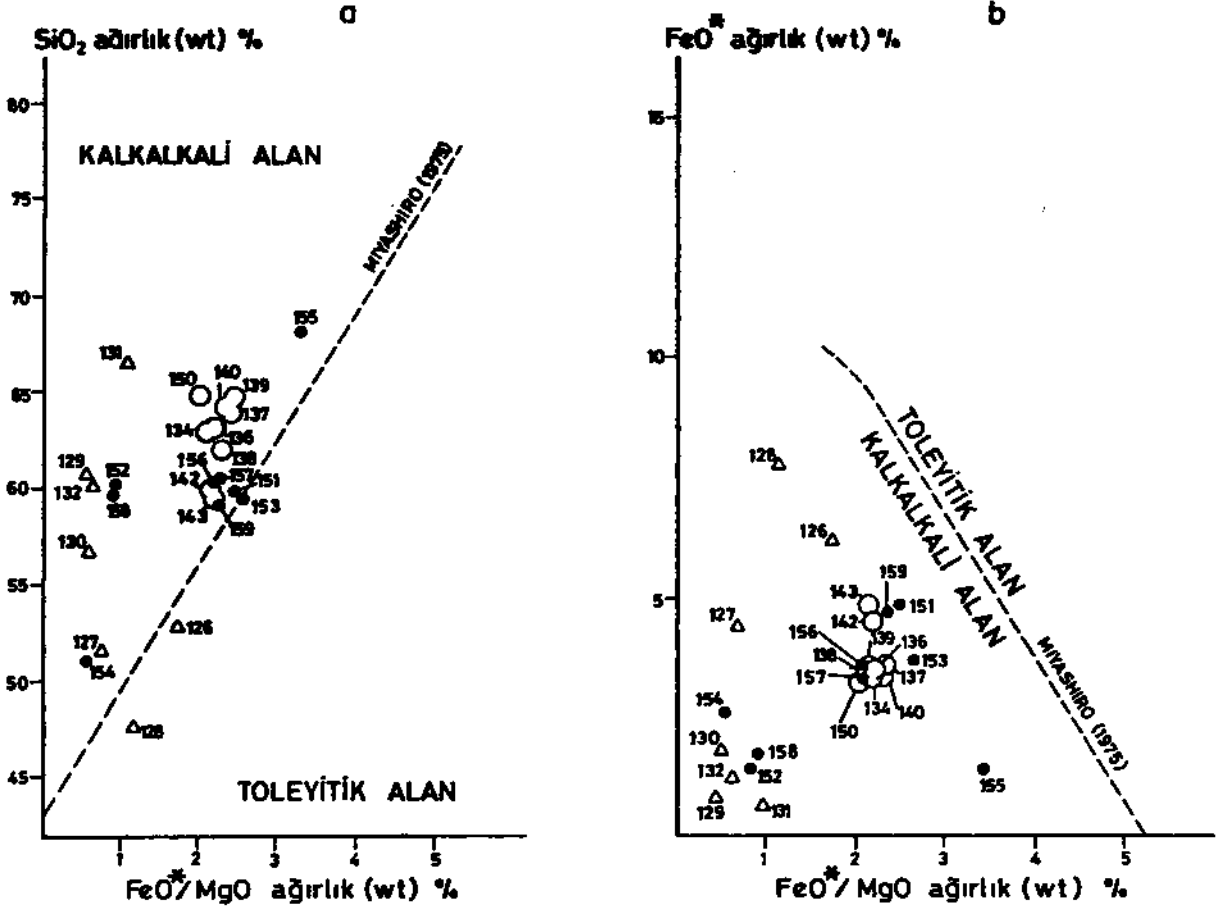
Bir bütün olarak sokulumun jeokimyasal özelliği levha tektoniği açısından, konumu hakkında değerli bilgiler verir. Şekil 6 çalışma alanındaki 25 örneğin AFM diyagramında dağılımını göstermektedir. Söz konusu diyagram litosfer dalmasıyla (subduction) ilişkili kalkalkali seri için kanıt oluşturmaktadır (Irvine ve Baragar, 1971). Şekil 7a ve b, plütunun toleyitik olmayan, kalkalkali karakterini desteklemektedir. Daha önceki çalışmalar (Bayhan, 1980; Bayhan ve Baysal, 1982) Murmano plütununun yaklaşık 1.5 km güneybatısında yer alan Dumluca plütununun kalkalkali karakterde olduğunu göstermektedir. Buna karşın, bir dizi ayrılma diyagramı ve diğer jeokimyasal kriterler Murmano plütununun şoşonitik karakterine işaret etmektedir. Şekil 8 deki $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971; Morrison, 1980) kalkalkali



Şek. 5- Rb - Sr diyagramı. Singeler Şekil 3 deki gibidir.



Şek. 6- AFM diyagramı. Ayrılım çizgisi Irvine ve Baragar'dan (1971) alınmıştır. Singeler Şekil 3 deki gibidir.

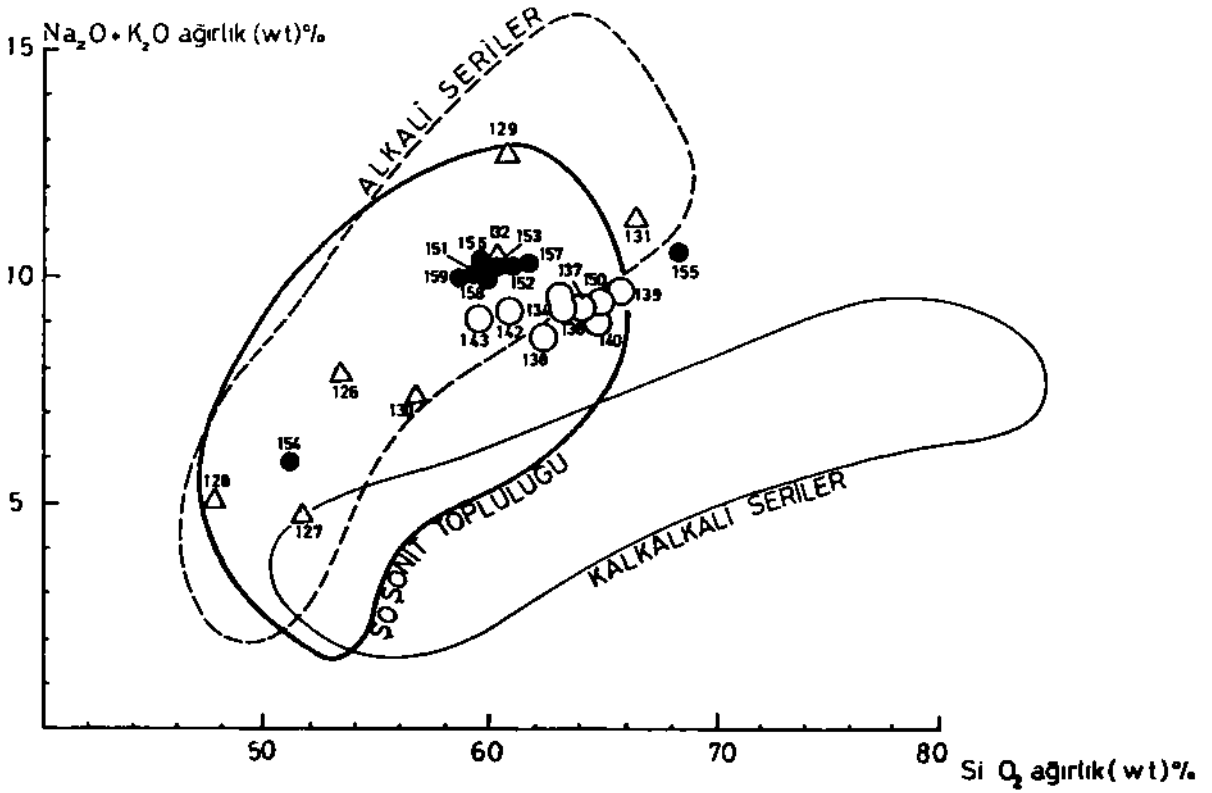


Şek. 7- a- SiO_2 - $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ ve b- FeO^* - $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ diyagramları. Ayrılım çizgileri Miyashiro'dan (1975) alınmıştır. Simgeler Şekil 3 deki gibidir.

karakterden çok şoşonitik veya alkali karakteri düşündürmektedir. Şekil 9 daki K_2O - SiO_2 diyagramı ise (Peccherillo ve Taylor, 1976; Morrison, 1980; Rickwood, 1989) kalkalkali karakterden çok şoşonitik bir karakteri sergilemektedir. Aynı şekilde, Şekil 10 da verilen MgO - FeO^* diyagramı, kayaç topluluğu için kalkalkali veya alkali değilde şoşonitik bir karakteri varsayılmaktadır. Bu son diyagramın, Murmano kayaç serilerinin FeO^* değerlerinin Morrison (1980) tarafından derlenen kayaçlarınkinden daha az olduğunu sergilediğine dikkat edilmelidir.

örneklerin çoğunluğunun SiO_2 içeriği andezit dizisinin SiO_2 değerlerine uyum göstermektedir. Murmano kayaç serilerinin plütonik karakteri saklı kalmak koşuluyla üç orojenik konum (okyanusal ada yayı, kıtasal ada yayı ve And tipi) ayrılımı için Bailey (1981) tarafından verilen kriterlere başvurabiliriz, örneklerin 11 tanesinin SiO_2 içerikleri % 59-62 arasında olup (Çizelge 1) Bailey tarafından önerilen andezit alanına düşmektedirler. Bu örnekler için $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı, 1.29 ve 3.90 değerinde olan iki örnek dışında, 0.94 ile 1.06 arasındadır. Bu oran ortalama 1.00 değeri ile şoşonitik andezitler için verilen değerlere uymaktadır. Rb içeriği yüksek olup 117 ppm ile 184 ppm arasındadır ve ortalama değer 144 ppm dir. Aynı şekilde Ba içeriği de yüksektir. Ortalama değeri 1263 ppm olan baryum, 1053 ile 1536 ppm arasında değerler göstermektedir. Ba değeri de şoşonitik karakter ile uyum içindedir. Buna karşın, Sr değeri 338 ile 390 ppm arasında olup ortalama 358 ppm ile Bailey (1981) tarafından önerilen değerden oldukça düşüktür.

1) P/La oranının 23-48, ortalama 33 değeri; 2) K/La oranının 634-1363, ortalama 975 değeri ve 3) Zr/Y oranının 6.97-11.08, ortalama 8.39 değeri göz önüne alındığında kıtasal ada yayı konumu önerilebilir. Th içerikleri 14 ile 26 ppm.



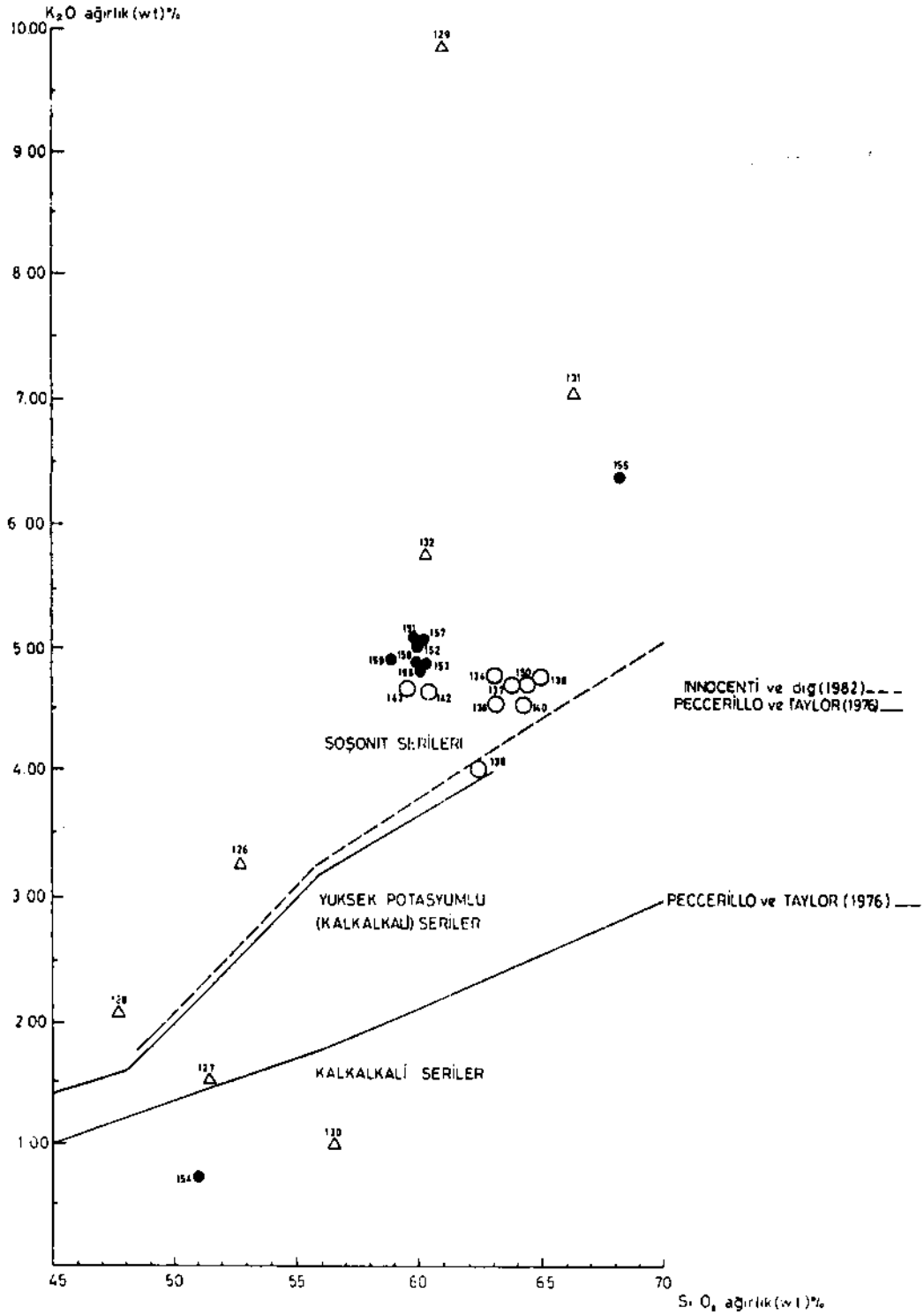
Şek. 8- (Na₂O+K₂O) - SiO₂ diyagramı. Kalkalkali ve alkali seri alanları Irvine ve Baragar (1971), şoşonit topluluğu alanı Morrison'dan (1980) alınmıştır. Simgeler Şekü 3 deki gibidir.

ortalama 20 ppm ve Ni içerikleri 13 ile 32 ppm, ortalama 20 ppm değeriyle bir And tipi veya kıtasal ada yayı konumuna uygunluk gösterir. La/Y değerleri 1.15 ile 2.08 arasında değişmekte, ortalama 1.58 değeri ile bir okyanusal veya kıtasal ada yayı ortamını temsil etmektedir. Eser element içeriklerinin kıtasal ada yayı konumuna uygun gözükmekte olduğu sonucuna varılabilir.

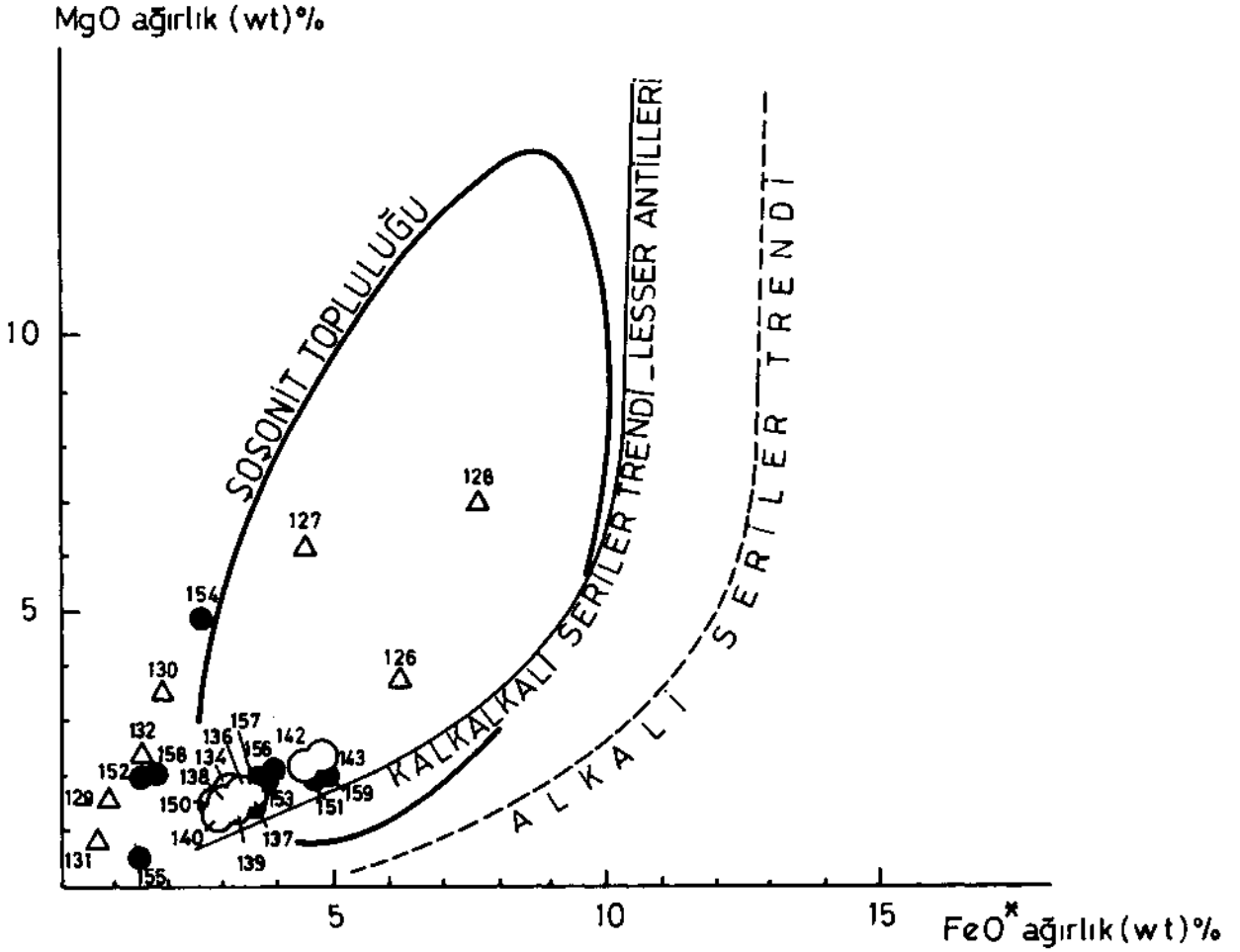
Keza granitik kayalar için, farklı tektonik konumlu kayaları ayırabilmek için, örneğin Didier ve Lameyre (1969), Chappel ve White (1974), Pitcher (1983) ve Pearce ve diğerleri (1984) gibi, jeokimyasal dağılım diyagramları oluşturulmuştur. Pearce ve diğerleri (1984) tarafından verilen diyagramlar Y, Nb, Rb ve SiO₂ içeriklerini kullanmışlardır. Bu diyagramlar, levha içi konumlu (WPG), okyanus ortası konumlu (ORG), çarpışma konumlu (COLG) ve ada yaylarındaki (VAG) granitik kayaları ayırmaktadır. Murmano plütonik kayaları belirgin şekilde yukarıda düşünülen kıtasal ada yayı konumuna uygun biçimde VAG alanına düşerler (Şek. 11 a-b-c-d).

Levha tektoniği konumu bazında farklı granitik kayaç tiplerini ayırmada kullanılan bir diğer sistem 5 farklı granitik materyal tipini ele alır. M-tipi, okyanusal ada yaylarının ender bulunan plajiyogranitlerini içerir. I_{co} - tipi (Kördüler tipi) M tipine geçişi temsil etmektedir ve aktif kıtasal levha kenarlarının büyük hacimli gabro/kuvarsdiyorit/tonalit birliğini içermektedir. I_{ca} -tipi (Kaledoniyen tipi) Kördüler tipten farklıdır; bu tip post-orojenik yükselme rejimlerinin granodiyorit/granit serisini temsil eder. ö-kratonik ve kıtasal çarpışma kıvrım kuşaklarının peralüminyumlu granit birliğini içine alan S-tipi seri diğerlerinden ayırır. A-tipi olarak adlandırılan (Loiselle ve Wones, 1979) ve duraylı kıvrım kuşaklarıyla kratonik sahalardan riftleşme sistemlerinin ürünü olan alkalın granitleri içine alan tip de oldukça iyi bilinmektedir.

Çeşitli tipteki granitik kayaları ayırtlamak için çok sayıda kimyasal ve mineralojik kriter vardır. Başlıca mineralojik kriter mafik minerallere göre yapılmaktadır. Murmano plutonunda klinopiroksen, hornblend ve biyotit başlıca mafik mineralerdir. Bu kriter M ve-serilerinde yaygındır ve muskovit, kahverengi-kırmızı Biyotit, granat ve kordiyerit ile yeşil biyotit, alkali amfibol ve piroksen içeren S ve A-tiplerinde kullanılmamaktadır. Geniş bir yayılım gösteren titanit M-tipi ve I_{ca} - tipinden çok I_{co} - tipini tercih eder.



Şek. 9- K₂O - SiO₂ diyagramı (Rickwood, 1989). Kesikli çizgiler Innocenti ve diğerleri (1982) ve düz çizgiler Peccerillo Taylor'ı (1976) temsil etmektedir. Simgeler Şekil 3 deki gibidir.



Şek. 10- MgO - FeO* diyagramı. Daha fazla bilgi için bkz. Morrison (1980). Simgeler Şekil 3 deki gibidir.

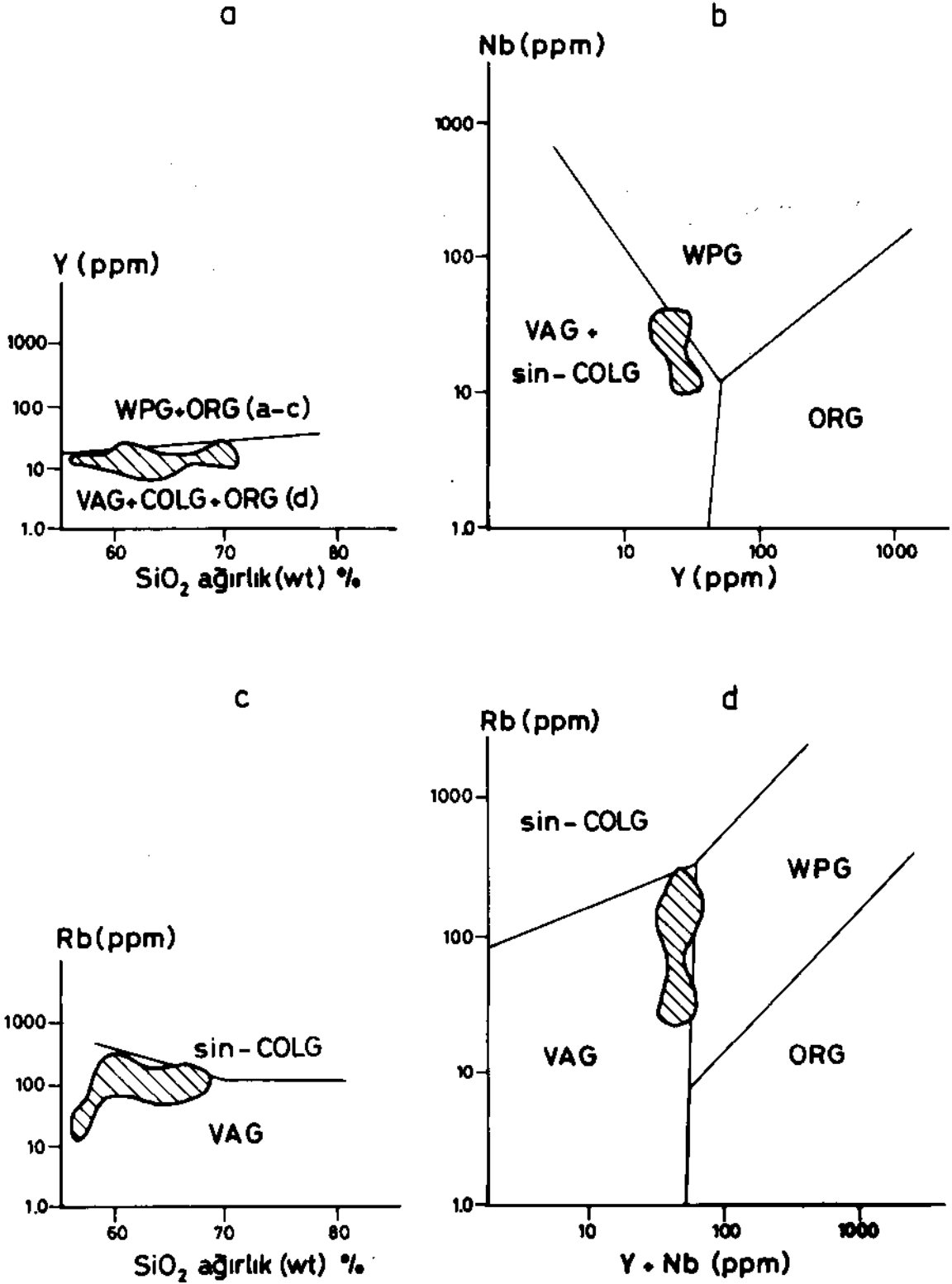
ilksele $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları gibi izotop jeokimyası verileri levha tektoniği konumunu karakterize etmek üzere kullanılabilir. Murmano plütununun ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları 0.7059 ile 0.7069 arasındadır. Bu değerler < 0.704 değerlerine sahip M-tipinin dışında kalmaktadır. Ico ve Ica - tipleri için sırasıyla < 0.706 ve 0.705 < 0.709 değerleri verilmektedir (Pitcher, 1983). Murmano plütouna ilişkin değerler I_{ca} -tipi ile son derece uyumludur.

Bu arada özel olarak belirtmek gerekir ki dünyadaki çeşitli literatürlerde de görüleceği gibi porfiri Cu, Mo cevherleşmeleri bu tip granitik kayalarla ilişkilidir. Bununla birlikte, iç Torid kenet kuşağı granitik kayalarında bu tipte cevherleşme görülmemektedir. Bu görüşü doğrulamak için özel bir araştırma yapılması gerekir.

SONUÇLAR

Bu çalışmanın sonucuna göre Murmano plütunu genel olarak monzonitik özelliğe sahip karmaşık bir plutondur. En son çalışmalar (Bayhan, 1980; Bayhan ve Baysal, 1982) Murmano plütununun çok yakınındaki Dumluca plütununun kalkalkali karakterini vurgulamaktadır. Buna karşın, çok sayıda jeokimyasal sınıflama diyagramı Murmano plütununun şoşonitik karakterini önermektedir.

Jeokimyasal levha tektoniği ayrılım diyagramları ve diğer jeokimyasal ve mineralojik kriterler, Murmano plütunu magmatik materyalinin I-tipi karakterde olduğunu ve aktif dalma-batma (subduction) zonu ile ilişkili kıtasal ada yayı ortamında oluştuğunu göstermektedir. Jeolojik verilere göre (Zeck ve Ünlü, 1988a; 1988b) dalma-batma (subduction), ofiyolitli



Şek. 11 a- Y - SiO₂, b. Nb- Y, c. Rb - SiO₂ ve d- Rb - (Y+Nb) değişim diyagramları (WPG- Levha içi, ORG- Okyanus sırtı, VAG- Volkanik yay, COLG- Çarpışma ürünü granitoyidleri). Daha fazla bilgi için bkz. Pearce ve diğerleri (1984).

karmaşıkların üzerlemesiyle aynı zamanlı olmuştur. Sonuç olarak, dalma-batmayla üzerlemiş olan ofiyolit serileri içine sokulum yapmış magmaların yakın ilişkisi ortaya çıkmaktadır.

KATKI BELİRLEME

Esas element analizleri Kopenhag'daki Grönland Jeolojik Araştırma Dairesinde Ib Sorensen tarafından, eser element analizleri Kopenhag Üniversitesi Petroloji Enstitüsünde John Bailey tarafından yapılmıştır. Yazarlar anılan kişilere müteşekkirdir.

Yazarlar, arazi çalışmalarındaki (Proje No.HPZ j. No: 81 - 4717 ve 81-5697) ve Kopenhag Üniversitesi Petroloji Enstitüsündeki X-ışınları flüoresans cihazının kullanımındaki desteklerinden dolayı MTA ve TDCİ ile Danimarka Doğal Bilimler Araştırma Kuruluşuna (SNF) teşekkür ederler. Ayrıca bu çalışmayı Türkiye ve Danimarka Milli Eğitim Bakanlıkları da desteklemiştir.

Yayına verildiği tarih, 17 Mayıs 1989

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bailey, J.C., 1981, Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites: *Chem. Geol.*, 32,139-154.
- Bayhan, H., 1980, Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik-petrolojik ve metalojenik incelenmesi: Doktora Çalışması, Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü, 188, Ankara.
- , ve Baysal, O., 1982, Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) Yöresinin petrografik-petrolojik incelemesi: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 25, 1-13, Ankara.
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Didier, J. ve Lameyre, J., 1969, Les granites de Massif Central français: étude comparee des leucogranites et granodiorites: *Contrib. Mineral. Petr.*, 24,219-238.
- Görür, N.; Oktay, F.G.; Seymen, I. ve Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure: Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F., ed., *The geological evolution of the eastern Mediterranean*, Blackwell, Oxford, 467-482.
- Gladney, E.S.; Bums, C.E. ve Roelandts, L, 1983, 1982 compilation of elemental concentrations in eleven United States Geological Survey rock standards: *Geostandards Newsletter*7, 3-226.
- Innocenti, F.; Manetti, R.; Mazzuoli, R.; Pasquare, G. ve Villari, L., 1982, Anatolia and north-western Iran: Thorpe, R.S., ed., *Andesites*, Wiley, Chichester, 327-349.
- Irvine, TN. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the Chemical classification of the common Volcanic rocks: *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Koşal, C., 1973, Divriği A-B-C demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu üzerinde çalışmalar: *MTA Derg.*, 81, 1-22, Ankara.
- Loiselle, M.C. ve Wones, D.R., 1979, Characteristics of anorogenic granites: *Abstr. Geol. Soc. Am. Ann. Meeting 1979*, 539.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites: *J.Geology*, 83, 249-281.
- Morrison, G.W., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association: *Lithos*, 13, 97-108.

- Norrish, K. ve Chappel, B.W., 1977, X-ray fluorescence spectrometry: Zussman, J., ed., Physical Methods in determinative Mineralogy, 2nd ed., Academic Press, 201-272, London.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic Interpretation of granitite rocks: J. Petrology, 25, 956-983.
- Peccerillo, R. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., 58,63-81.
- Pilcher, W.S., 1983, Granite type and tectonic environment: Hsu, K., ed., Mountain Building Processes, Academic Press, London, 19-40.
- Rickswood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: Lithos, 22, 247-263.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., 1984, introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean: Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F., ed., The geological evolution of the eastern Mediterranean, Blackwell, Oxford, 1-74.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz., Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Streckeisen, A.H., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth Sci. Rev., 12, 1-33.
- Zeck, H.P. ve Ünlü, T., 1987, Parallel whole rock isochrons from a composite, monzonitic pluton, Alpine belt. Central Anatolia, Turkey: N. Jb. Mineral. Mh., 5, 193-204.
- ve———, 1988a, Alpine ophiolite obduction before 110 ± 5 Ma ago, Taurus Belt, eastern central Turkey: Tectonophysics, 145,55-62.
- ve———, 1988b, Murmano Plütonunun yaşı ve ofiyolitle olan ilişkisi (Divriği/Sivas): MTA Derg., 108, 82-97, Ankara.