



## Doğu Türkiye (Van Bölgesi) Krom Cevherlerinin Jeokimyasal Özellikleri ve Platin Grubu Element (PGE) İçerikleri

### *Geochemical Properties and Platinum Group Element (PGE) Contents of Eastern Turkey (Van Area) Chromitite*

Kurtuluş GÜNAY<sup>1</sup>, Ali Rıza ÇOLAKOĞLU<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi, 06800 ANKARA

(e-posta: kurtulusgunay@gmail.com)

<sup>2</sup>Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 VAN

(e-posta: arc.geologist@yyu.edu.tr)

#### ÖZ

Doğu Anadolu (Van) krom cevherleşmeleri, Doğu Anadolu Yığılım Karmaşığı'nda (DAYK) doğu-batı uzanımlı peridotit birimler ile ilişkilidir. Dört ayrı sahadan ve bu sahalara ait farklı mostralardan alınan cevher örnekleri üzerinde yapılan (tüm kayaç) ana oksit, iz ve Platin Grubu Element (PGE) analizleri sonucunda, cevherleşmelerin ortalama tenörü Mehmetalan sahası (n=11) % ~45 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Mollatopuz sahası (n=15) % ~31 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Yukarıbalçıklı sahası (n=12) % ~43 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Alabayır sahasında (n=4) % ~36 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olup, aynı örneklerin ortalama ΣPGE içerikleri Mehmetalan sahasında 194 ppb, Mollatopuz sahası 86 ppb, Yukarıbalçıklı sahasında 287 ppb ve Alabayır sahası 122 ppb olarak tespit edilmiştir. PGE içerikleri açısından tüm cevher örneklerinde Pd grubuna (Pd, Rh, Pt) karşın Ir grubu (Ir, Os, Ru) elementlerin belirgin derecede zenginleştikleri görülür. Bu durum ülkemizde gözlenen birçok krom cevherleşmesinin PGE içerikleri ile uyumludur. Ultramafik tektonitler ile ilişkili kromititlerin ΣPGE içerikleri, kümülat kayaları ile ilişkili bantlı kromititlerin ΣPGE içeriklerinden önemli derecede yüksektir. PGE analizlerinde en yüksek değer ΣPGE=627 ppb ile Yukarıbalçıklı sahası YB-CO2 nolu örnekten elde edilmiştir. İncelenen sahalarda en yüksek PGE içerikli örneklerin Yukarıbalçıklı sahasında bulunması ve bu sahaya ait parlak kesitlerde yaygın kataklastik zonların varlığı ve kromitlerin makaslama zonu içinde budin şekilli gözlenmesi, PGE'lerin daha etkin deformasyon etkileri altında zenginleştiklerine işaret etmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Kromit, platin grubu elementler, yığılım karmaşığı, Van

#### ABSTRACT

Eastern Anatolia (Van) chromite deposits are associated with an east-west trending units of peridotite in the Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC). The samples taken from four different areas were analyzed for

*their trace, major oxides and PGE contents. The average content of chromite ore as follows: Mehmetalan (n=11) 45.3 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Mollatopuz (n=15) 31 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Yukarıbalçıklı area (n=12) 43 wt.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Alabayır (n=4) 36.5 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The average of ΣPGE results of same group samples contain 194 ppb, 86 ppb, 287 ppb, and 122 ppb respectively. Ir group (Ir, Os, Ru) elements show significantly enrichment compare to Pd group elements (Pd, Rh, Pt). ΣPGE of chromitites host in ultramafic tectonites are much more abundant compared to banded chromitite host in cumulates. This results are comparable with all Turkey chromitite ore. In Yukarıbalçıklı area, both existence of abundant cataclastic zones in the polished sections and boudin shaped ore within shear zones contain high ΣPGE values (e.g. Sample No:YB-CO2; 627 ppb). This enrichment indicate that multi stage of deformation may have been effected for PGE enrichment.*

**Key words:** Chromite, platinum group elements, accretionary complex, Van

## GİRİŞ

Türkiye’de ofiyolit ve ofiyolitik melanjdan oluşan kayaç toplulukları geniş alanlar oluşturur. Bu alanların içinde önemli krom cevherleşmeleri yer almaktadır (örneğin, Elazığ-Malatya, Bursa-Eskişehir, Denizli-Muğla, Adana-Hatay-Kahramanmaraş). Bu yataklardaki krom cevherleşmeleri üzerinde ayrıntılı çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Engin ve Hirst, 1970; Engin vd., 1982; Uçurum vd., 2000; Engin, 2001; Uçurum vd., 2006; Uysal vd., 2007a-b; Uçurum vd., 2007; Uysal vd., 2009a-b-c; Akbulut vd., 2010). Ancak bu çalışmanın konusunu oluşturan alanlarda Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü’nün (MTA) yaptığı ön jeolojik etütlerin dışında, krom cevherleşmelerinin jeolojik - jeokimyasal özellikleri ile PGE (Platin Grubu Element) içerikleri konusunda yapılmış herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Ofiyolitler üzerinde yapılan çalışmalar petrojenez açısından önem taşıdığı kadar, metalojenezleri açısından da büyük önem taşımaktadır. Ofiyolit oluşumuna ait bilgi birikiminin artması ve bazı maden yataklarının ofiyolit grubu kayaçlarla köken ilişkilerinin olduğunun anlaşılması, maden yatakları açısından ofiyolitlere olan ilginin artmasına neden olmuştur (Engin, 2001). Ofiyolitlerin ultramafik kesimlerinde var olan podiform kromit yatakları ülkemizin ekono-

mik kalkınmasında önemli bir yere sahiptir. Bu sebeple ülkemizin ofiyolit birimlerinin gözlemlendiği ana yerleşimler boyunca birçok alanda krom madenciliği arama ve üretim faaliyetleri devam etmektedir.

Podiform Kromit Yatakları, ilk kez Thayer (1960, 1964) tarafından ultrabazik komplekslerin içinde küçük kütleler halindeki düzensiz dağılmış kromit mercikleri olarak tanımlanmıştır. Alpin tipi ofiyolitler ve ilişkili krom yatakları Türkiye’nin de içinde bulunduğu Alp Orojenez Kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitler ve ofiyolitik melanjlar içinde gözlenmektedir (Gökçe, 2009). Lertzolitik bileşimli manto malzemesinin kısmi ergimesi sırasında tüketilmiş artık kayaçlar oldukları düşünülen harzburjit ve dünitler içinde krom yataklarının oluşumu oldukça tartışmalı olup bugüne kadar bu konuda çeşitli görüşler ileri sürülmüştür (Thayer 1964, 1969; Dickey 1975; Lago vd., 1982; Stowe, 1987; Leblanc, 1991; Leblanc ve Nicolas, 1992; Zhou vd., 1996, Arai vd., 2004). Levha tektoniği kuramından hareketle podiform kromitlerin boninitik bileşimli bazik eriyiklerin tektonit harzburjitler ile tepkimesi sonucu meydana geldikleri görüşü ön plana çıkmaktadır (Zhou ve Robinson, 1997; Zhou vd., 1998).

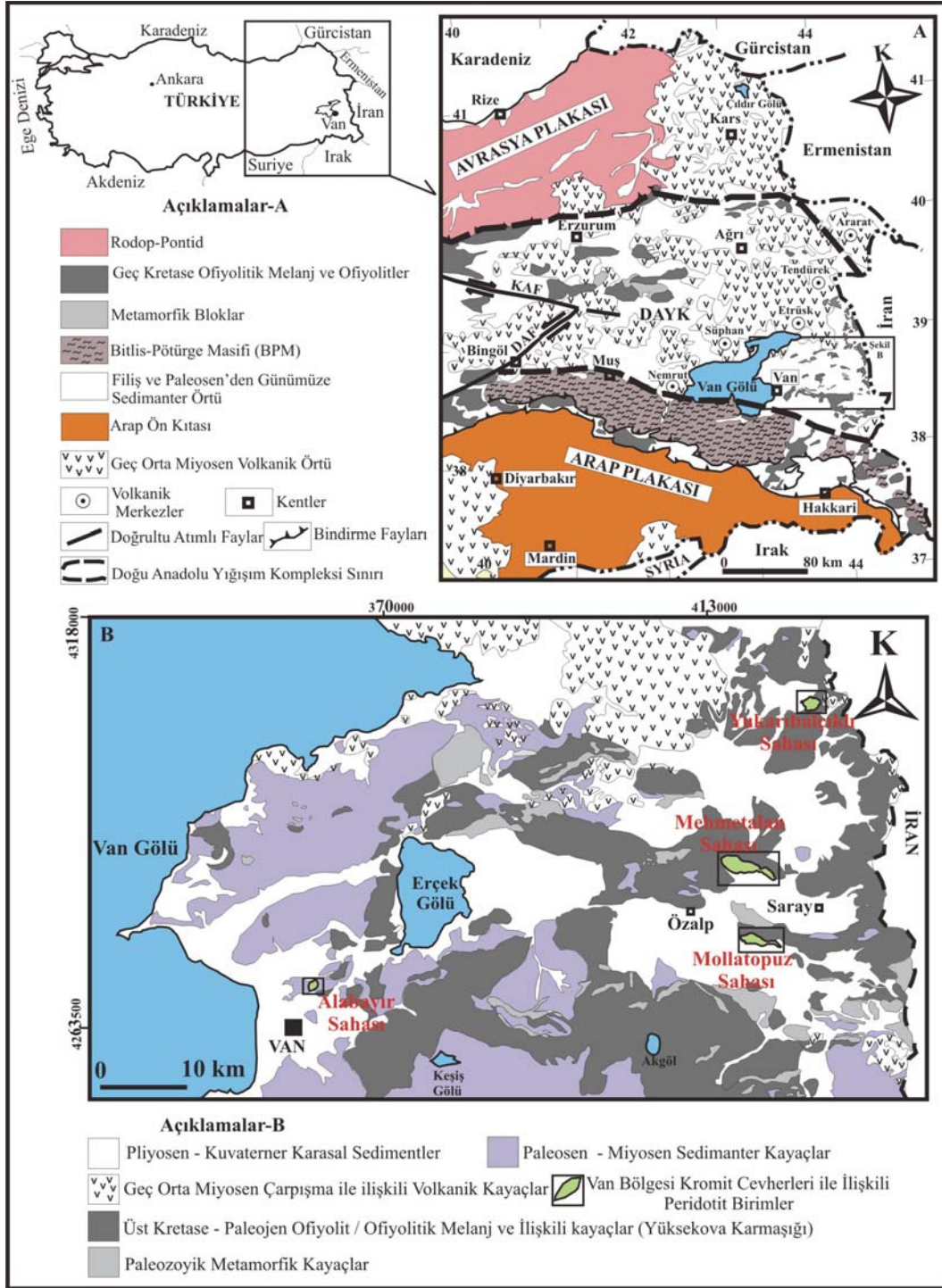
Bu çalışma ile Van Gölü'nün doğusundan İran sınırına kadar uzanan ve Başkale K52 - K51 ve Van K50 paftalarının içinde bulunan dört ayrı sahada gözlenen (Doğu-Türkiye) krom cevherleşmelerinin, jeolojik (mineralojik-petrografik) - tüm-kayaç jeokimyasal özellikleri ve ayrıca PGE içerikleri incelenmiş, ülkemizdeki farklı alanlarda yapılan çalışmalar ile karşılaştırılmıştır.

## **GENEL JEOLJİ**

Doğu Anadolu Yüksek Platosu (DAYP) Arap ve Avrasya plakalarının arasında gelişen, Orta Miyosen'de başlayıp günümüzde de halen devam etmekte olan çarpışma süreçleri ile biçimlenmektedir (Yılmaz, 1993; Bozkurt, 2001). DAYP'nin bu kıtasal çarpışma süreçleri ile ilişkili olarak domsal bir şekil aldığı ve 2 km yükseldiği bildirilmektedir (Barazangi vd., 2006; Şengör vd., 2008). Çalışma alanlarının içinde bulunduğu bölge Geç Kretase - Oligosen döneminde, kuzeye doğru Avrasya kıtası altına dalan Neotetis okyanusal litosferi üzerinde gelişen bir yığışım melanjinin 'Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi' (DAYK) (Şengör vd., 2003; Keskin, 2005; Şengör vd., 2008) güneydoğu kesimini oluşturur. Arap ve Avrasya plakaları arasında kıtasal ve okyanusal kabuk parçalarının bileşimini yansıtan DAYK kuzeyde Avrasya plakası, güneyde ise Arap plakasının kuzey kenarında bulunan Bitlis Pötürge Masifi ile sınırlandırılmaktadır (Keskin, 2005; Şengör vd., 2008). DAYK içerisinde yer alan ofiyolitik birimler Triyas - Miyosen aralığında bölgede etkinliğini sürdüren Neotetis okyanusal litosferinin kalıntılarını temsil etmektedir (Şekil 1). Bu ofiyolitik birimler, yığışım karmaşığı içerisinde yaklaşık doğu - batı uzanımlı dilimler halinde, okyanusal litosfer kalıntı-

larının alt kesimlerinin gözlemlendiği genel olarak peridotit, gabro ve peridotitleri kesen izole, yer yer rodenjitleşmiş dolerit (diyabaz) dayklarının birlikteliğinden oluşmaktadır. Bu birlikteliğin dışında okyanusal kabuğun üst zonlarını oluşturan pelajik sedimentler (radyolarit, çamurtaşı) ve yer yer bazaltik mega bloklar yığışım karmaşığının fliş sekansları ile tektonik ilişkili olarak yer alırlar. Yığışım kompleksin kuzeyinden güneyine doğru gidildikçe filişin gençleştiği, çevresinin de Kretase'den Oligosen'e doğru sığlaştığı ve kuzeyde Oligosen yaşlı birimlerin uyumsuz bir örtü olduğu bildirilmektedir (Şaroğlu vd., 1980; Tüysüz ve Erler 1995). Tüm bu birimler ile birlikte dağınık bir şekilde yer alan metamorfik bloklar, Anatolid-Torid mikrokıtalarının parçaları olarak değerlendirilmektedir (Göncüoğlu vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999). DAYK'nın kuzey ve batısı çoğunlukla çarpışma ile ilişkili genç volkanik kayalar ile örtülüdür.

Van kromitleri yığışım kompleksinde yaklaşık D-B uzanımlı görülen serpantinleşmiş peridotitler içerisinde yer almaktadır. Çoğunlukla ultramafik tektonit birimlerden oluşan bu ofiyolitik dilimler, genellikle fliş sekansları ile tektonik dokunaklıdır. Pliyosen-Kuvaterner sedimanları ile yer yer örtülüdürler. Bu ofiyolitik dilimler üzerinde dokanak halinde bulunan örtü kayaları (yer yer ofiyolit çakıllı kumtaşları ile arakatlı marn, şeyl) tektonizmadan etkilenmişlerdir. Özellikle büyük yığışım komplekslerinde peridotit istiften daha dayanımlı olan dayk ve gabroyik kayaların gösterdikleri budinaj yapıları dikkat çekicidir ve bu tür yapılar yığışım dinamiğinin ana unsurlarından biri olarak değerlendirilmektedir (Cawood vd., 2009).



**Şekil 1.** A) Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı ve çalışma alanı genel haritası (Şengör vd., 2003; Keskin, 2005; Şengör vd., 2008'den değiştirilerek). B) Van Gölü Doğusunun genelleştirilmiş jeoloji haritası (MTA, 2007'den değiştirilerek).

**Figure 1.** A) Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC) and map of study area (modified from Şengör, et al. 2003; Keskin, 2005; Şengör et al., 2008). B) Generalized geological map of eastern Lake Van (modified from MTA, 2007).

## **ANALİZ METODU**

Çalışma sahalarından toplanan 100 adet kromitit örneğinden toplam 42 tanesi üzerinde tümkayaç ana oksit, iz element ve PGE içeriklerinin analizleri gerçekleştirilmiştir. Cevher örneklerinin ana oksit içerikleri ALS-Chemex (Kanada) laboratuvarında XRF yöntemi ile belirlenmiştir (Çizelge 1). Ana oksitlerle birlikte Çizelge 1’de verilen Co, Ni, Zn ve V iz elementlerinin konsantrasyonları ICP-MS ile ölçülmüştür. Cevher örneklerinin PGE analizleri ALS Chemex (Kanada) laboratuvarında nikel sülfütlü “fire-assay” tekniği ve nötron aktivasyon analiz yöntemleri kullanılarak tespit edilmiştir (Çizelge 2). Analiz yönteminde PGE için dedeksiyon limitleri Pt ve Pd elementleri için 20 ppb, Ir ve Au 1 ppb, Rh 5 ppb, Os 10 ppb ve Ru elementi için 50 ppb dir. Elektron mikroskop görüntüleri Avusturya Leoben Üniversitesinde bulunan Superprobe JEOL JXA 8200 marka cihazdan görüntülenmiştir.

Bu makalenin konusunu oluşturan Van bölgesi kromititleri Van Gölü’nün doğusundan başlayarak İran sınırına doğru sırasıyla Alabayır köyü (C kodlu cevher örnek numaraları), Mehmetalan köyü (ME kodlu cevher örnek numaraları), Mollatopuz köyü (MO kodlu cevher örnek numaraları) ve Yukarıbalçıklı köyü (YB kodlu cevher örnek numaraları) yakınlarında bulunan peridotit birimler ile ilişkilidir. Bu sahalarda genellikle özel işletmeler tarafından açılmış küçük-orta çaplı arama yarımları ve zaman zaman işletilmiş daha büyük ocaklar yer alır. Saha çalışmaları esnasında görülen cev-

herli mostralarda, ocak çevresinde mevcut bulunan cevher yığınlarında masif ve saçınımlı kromit örnekleri mevcuttur. Ancak jeokimyasal analizlerde, işletme için ekonomik olabilecek masif kromit örnekleri tercih edilmiştir. Cevher ve yan kayaçlardaki ana oksit-iz-nadir toprak elementlerindeki farklılıklar, mineral kimyası çalışmaları ve yapı-doku karakteristikleri krom cevherleşmesinin ve dolayısıyla ofiyolitik birimin olduğu tektonik ortamı gün ışığına çıkarabilmektedir (Zhou ve Robinson 1997).

## **YEREL JEOLJİ**

Bölgede incelenen krom yatakları küçük mercekler ve bantlanmalar şeklinde, masif, saçınımlı-bantlı ve nodüler tiplerde bulunur. Kromititler üzerinde yoğun bir tektonizma etkisi gözlenir. Bunun sonucu olarak yer yer budinleşmiş 5-8 cm büyüklüğündeki parçalar yan kayaçlar içinde bulunabilmektedir. Yukarıbalçıklı ve yer yer Mehmetalan sahasındaki kromitler milonitik fay zonu içinde bulunmaktadır. Dört farklı sahadaki kromititler üzerinde egemen doku karakteristikleri; Alabayır sahasında kümülüs, Mehmetalan ve Yukarıbalçıklı sahaslarında bol kırıklı katablastik, Mollatopuz sahasında ise deformasyon çatlakları gösteren yer yer öz şekilli olarak belirlenmiştir (Şekil 2). Özellikle Yukarıbalçıklı sahasında kromit cevheri makaslama zonu içinde gözlenir ve yer yer budin şekillidir. Bu zondan incelenen parlak kesitlerde daha yoğun sülfid minerallerinin (pendlandit, bornit, kalkopirit, millerit gibi) varlığı gözlenmiştir. PGE içerikleri bakımından bu örnekler daha zengindir.

**Çizelge 1.** Van bölgesi kromitit örneklerinin tüm kayaç ana oksit (XRF) ve iz element (ICP-MS) konsantrasyonları.

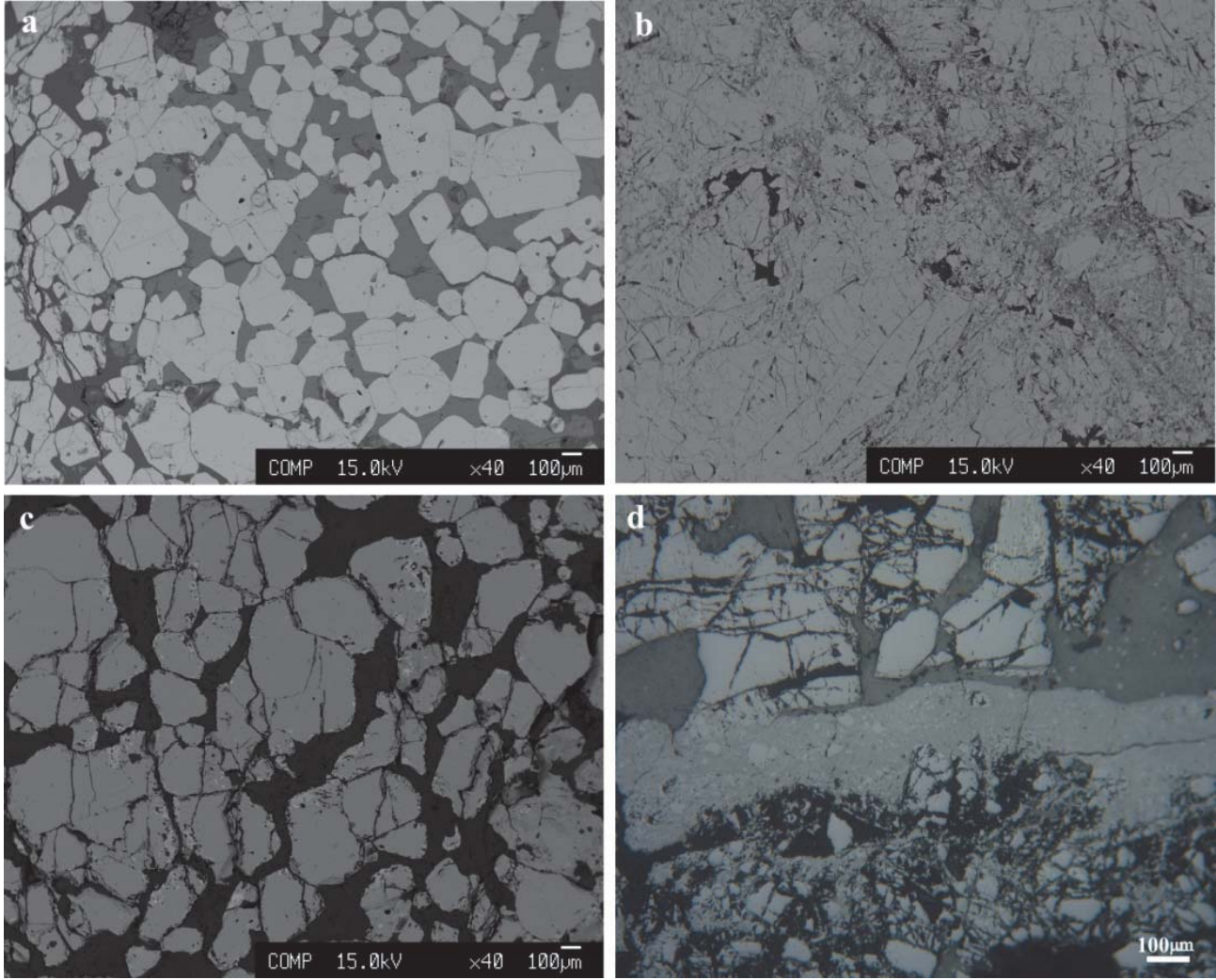
**Table 1.** Whole rock major oxide (XRF) and trace element (ICP-MS) analyse results of Van region chromitite ores.

Saha	ÖRNEK No	XRF										ICP-MS					
		SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	CaO %	MgO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	AZ %	Toplam %	Co ppm	Ni ppm	Zn ppm	V ppm
Yukarıbalçıklı	YB-CO1	8.62	15.23	13.05	1.15	18.11	0.02	0.02	40.45	0.29	0.13	1.9	98.99	96	974	270	385
	YB-CO2	7.04	15.65	13.14	1.05	18.16	0.02	0.02	42.24	0.37	0.14	1.69	99.53	98	936	257	373
	YB-CO3	8.14	13.59	13.24	1.32	18.79	0.02	0.01	41.27	0.18	0.12	2.46	99.16	93	977	227	259
	YB-CO4	8.17	14.36	12.75	1.4	18.12	0.02	0.02	42.48	0.25	0.12	1.85	99.56	91	907	229	316
	YB-CL1	8.1	13.69	11.81	1.19	18.5	0.02	0.02	44.01	0.15	0.1	1.99	99.6	87	874	215	350
	YB-CL2	8.4	13.81	12.22	1.25	18.25	0.02	0.02	43.28	0.15	0.1	1.99	99.51	82	826	197	320
	YB-CL3	8.05	14.03	13.99	0.24	19.37	0.02	0.02	41.21	0.14	0.1	1.95	99.13	88	927	201	306
	YB-CL4	6.41	14.52	12.2	0.78	18.5	0.02	0.01	45.02	0.15	0.11	1.79	99.52	87	813	200	288
	YB-CR1	7.37	13.98	12.56	1.09	17.68	0.04	0.02	44.75	0.18	0.12	1.56	99.37	98	893	245	247
	YB-CR2	6.2	14.1	13.05	0.82	17.8	0.02	0.02	45.76	0.12	0.12	1.39	99.42	98	818	245	296
	YB-CR3	7.1	13.56	13.34	0.82	18.72	0.02	0.02	44.27	0.14	0.12	1.42	99.55	107	912	235	336
	YB-CR4	7.25	13.56	14.25	0.54	16.19	0.02	0.02	47.1	0.13	0.13	0.4	99.6	109	811	287	425
Mehmetalan	ME-C1	9.65	14.35	15.01	0.35	18.04	0.02	0.02	37.94	0.14	0.15	3.9	99.59	124	745	324	464
	ME-C2	9.2	11.01	11.51	0.02	20.09	0.02	0.01	44.95	0.1	0.1	2.56	99.58	92	1090	212	162
	ME-C4	12.22	9.12	11.32	0.07	23.86	0.02	0.02	37.94	0.1	0.1	4.84	99.61	92	1540	183	143
	ME-C5	13.01	9.34	12.18	0.02	23.53	0.01	0.01	37.1	0.1	0.12	4.3	99.73	86	1470	247	149
	ME-C6	5.85	11.98	12.11	0.02	18.59	0.02	0.01	49.33	0.12	0.1	1.28	99.43	96	1100	197	222
	ME-C7	5.7	12.31	13.89	1.62	17.1	0.02	0.02	47.48	0.1	0.13	1.22	99.61	118	785	324	248
	ME-C9	6.55	15.08	15.22	0.03	23.98	0.04	0.01	36.43	0.12	0.12	1.45	99.05	104	1120	218	163
	ME-C12	5.55	6.43	15.52	0.04	16.44	0.02	0.02	53.63	0.03	0.13	1.51	99.34	120	776	392	321
	ME-C13	4.75	6.85	16.85	0.02	17.14	0.02	0.02	51.76	0.04	0.15	1.12	98.74	127	628	427	9
	ME-C14	6.27	7.39	15.28	0.02	18.58	0.06	0.01	50.22	0.11	0.13	1.74	99.82	115	798	428	88
	ME-C15	5.75	6.21	15.52	0.06	17.81	0.03	0.02	52.13	0.03	0.14	1.62	99.33	124	788	402	286
	Alabayır	C-C1	15.62	13.11	12.04	1.83	20.08	0.08	0.02	32.75	0.26	0.13	3.63	99.57	95	1120	195
C-C3		10.03	14.03	12.85	0.04	20.61	0.02	0.01	38.75	0.2	0.13	2.86	99.55	90	1090	175	313
C-C4		13.5	12.45	12.52	0.2	22.12	0.02	0.01	34.52	0.2	0.13	4.02	99.71	81	1090	155	185
C-C5		8.41	16.52	13.04	1.75	18.94	0.02	0.01	39.76	0.25	0.11	0.75	99.57	70	846	123	<5
Mollatopuz	MOCG 1	6.43	19.16	18.21	0.03	24.28	0.04	0.02	28.95	0.33	0.13	2.15	99.74	73	948	187	108
	MOCG 2	6.49	15	18.1	0.02	21.06	0.05	0.02	36.43	0.27	0.15	2.26	99.85	87	979	211	124
	MOCG 3	6.34	14.78	17.77	0.02	21.4	0.05	0.02	36.7	0.28	0.15	2.15	99.68	74	922	185	102
	MOCG 4	5.62	13.54	18.51	0.02	19.51	0.05	0.01	39.7	0.25	0.17	2.12	99.52	81	896	220	108
	MOCG 5	5.7	14.7	18.08	0.02	19.44	0.04	0.02	39.01	0.23	0.14	2.08	99.47	74	971	186	159
	MOCK 1	9.86	7.84	11.27	7.1	22.66	0.02	0.01	26.79	0.12	0.21	13.85	99.74	58	847	136	<5
	MOCK 2	10.09	10.52	13	2.83	24	0.04	0.01	30.87	0.19	0.12	7.68	99.37	74	908	172	50
	MOCK 3	11.24	9.23	12.34	3.46	23.73	0.03	0.01	30.55	0.17	0.17	8.94	99.88	73	966	197	<5
	MOCK 4	12.44	8.27	12.95	2.98	22.83	0.02	0.02	31	0.14	0.18	8.16	99	75	1020	179	<5
	MOCK 5	2.54	23.23	14.95	0.23	18.1	0.06	0.02	40.02	0.11	0.11	0.1	99.49	74	747	223	447
MOCK 6	3.22	26.78	15.71	0.25	23.06	0.05	0.02	30.25	0.11	0.13	0.16	99.75	80	816	240	543	
MOCK 7	10.99	7.18	10.37	7.11	23.53	0.03	0.01	25.51	0.12	0.2	14.55	99.64	66	918	181	<5	
MOCK 8	10.89	5.58	9.1	10.34	23.19	0.02	0.01	20.68	0.08	0.25	18.55	98.73	59	873	172	10	
MOCK 9	13.37	9.11	13.07	2.2	23.63	0.02	0.01	30.22	0.16	0.17	7.36	99.34	73	1055	148	<5	
MOCK 10	11.29	7.85	10.76	6.08	23	0.03	0.01	28.02	0.16	0.17	12.8	100.2	68	986	189	109	

**Çizelge 2.** Van bölgesi kromitlerinin PGE analiz sonuçları.

**Table 2.** PGE values of the Van region chromitites.

Saha	Örnek No	NAA-ppb							ΣPGE
		Au	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	
Yukarıbalçıklı	YB-CO1	1	60	<20	10	120	61	60	311
	YB-CO2	1	60	<20	12	280	105	170	627
	YB-CO3	2	<20	<20	8	60	33	30	131
	YB-CO4	2	<20	<20	10	120	58	60	248
	YB-CL1	1	<20	<20	7	90	42	40	179
	YB-CL2	1	<20	<20	5	120	44	50	219
	YB-CL3	1	40	<20	7	100	44	50	241
	YB-CL4	1	<20	<20	9	150	66	100	325
	YB-CR1	<1	30	<20	9	120	58	60	277
	YB-CR2	<1	<20	<20	8	120	59	60	247
	YB-CR3	<1	50	<20	9	160	61	70	350
	YB-CR4	<1	20	<20	11	140	54	70	295
Mehmetalan	ME-C1	2	90	40	22	100	48	40	340
	ME-C2	1	30	<20	6	60	40	40	176
	ME-C4	1	<20	<20	7	<50	25	30	62
	ME-C5	2	<20	<20	6	50	29	40	125
	ME-C6	1	<20	<20	7	120	56	70	253
	ME-C7	4	<20	<20	8	140	65	80	293
	ME-C9	3	<20	<20	7	120	54	70	251
	ME-C12	4	<20	<20	<5	60	30	30	120
	ME-C13	3	<20	<20	<5	50	50	50	150
	ME-C14	3	<20	<20	6	80	66	70	222
	ME-C15	2	<20	<20	<5	70	33	40	143
Alabayır	C-C1	2	<20	<20	<5	60	22	20	102
	C-C3	<1	<20	<20	7	80	33	30	150
	C-C4	2	<20	<20	6	60	27	20	113
	C-C5	<1	<20	<20	7	60	28	30	125
Mollatopuz	MOCG 1	2	<20	<20	7	<50	17	20	44
	MOCG 2	2	<20	<20	6	<50	17	20	43
	MOCG 3	2	<20	<20	7	<50	19	20	46
	MOCG 4	<1	<20	<20	9	<50	20	30	59
	MOCG 5	2	<20	<20	6	50	20	20	96
	MOCK 1	2	<20	<20	<5	<50	13	20	33
	MOCK 2	179	<20	<20	<5	<50	15	20	35
	MOCK 3	2	<20	<20	<5	<50	15	20	35
	MOCK 4	2	<20	<20	<5	<50	13	20	33
	MOCK 5	2	<20	<20	8	180	76	120	384
	MOCK 6	1	<20	<20	9	140	79	110	338
	MOCK 7	3	<20	20	<5	<50	13	20	53
	MOCK 8	<1	<20	<20	<5	<50	11	20	31
	MOCK 9	<1	<20	<20	<5	<50	13	20	33
MOCK 10	1	<20	<20	<5	<50	12	20	32	



**Şekil 2.** Dört sahaya ait kromitlerin parlak kesit elektron mikroskop görüntüleri (a,b ve c) ve polarizan mikroskop görüntüleri (d). a) Alabayır sahası kümülüs dokulu özşekilli kromitler, b) Mehmetalan sahası yüksek kromit içerikli kataklastik dokulu cevher, c) Mollatopuz sahası deformasyon çatlakları gösteren yarı özşekilli bantlı cevher d) Yukarıbalçıklı sahasında gözlenen kataklastik ve yer yer milonitik zonlu cevher.

**Figure 2.** Electronic images of polished sections belongs to four different areas chromitite (a,b ve c) microscopic view (d). a) Alabayır area cumulus textured chromites b) Mehmetalan area cataclastic textured high-chromite ore, c) Mollatopuz area subhedral banded ore showing deformation cracks d) Yukarıbalçıklı area chromite ore showing locally cataclastic and mylonitic zones.

Kromit cevherlerinin yan kayaçları Mollatopuz sahasının kuzey kesimlerinde (MOCK5-6 kodlu cevher örnekleri dışındaki MOCK kodlu örnekler, Şekil 3a) kümülat dünit, Alabayır, Mehmetalan, Yukarıbalçıklı ve Mollatopuz sahası güney zonunda ise tektonit

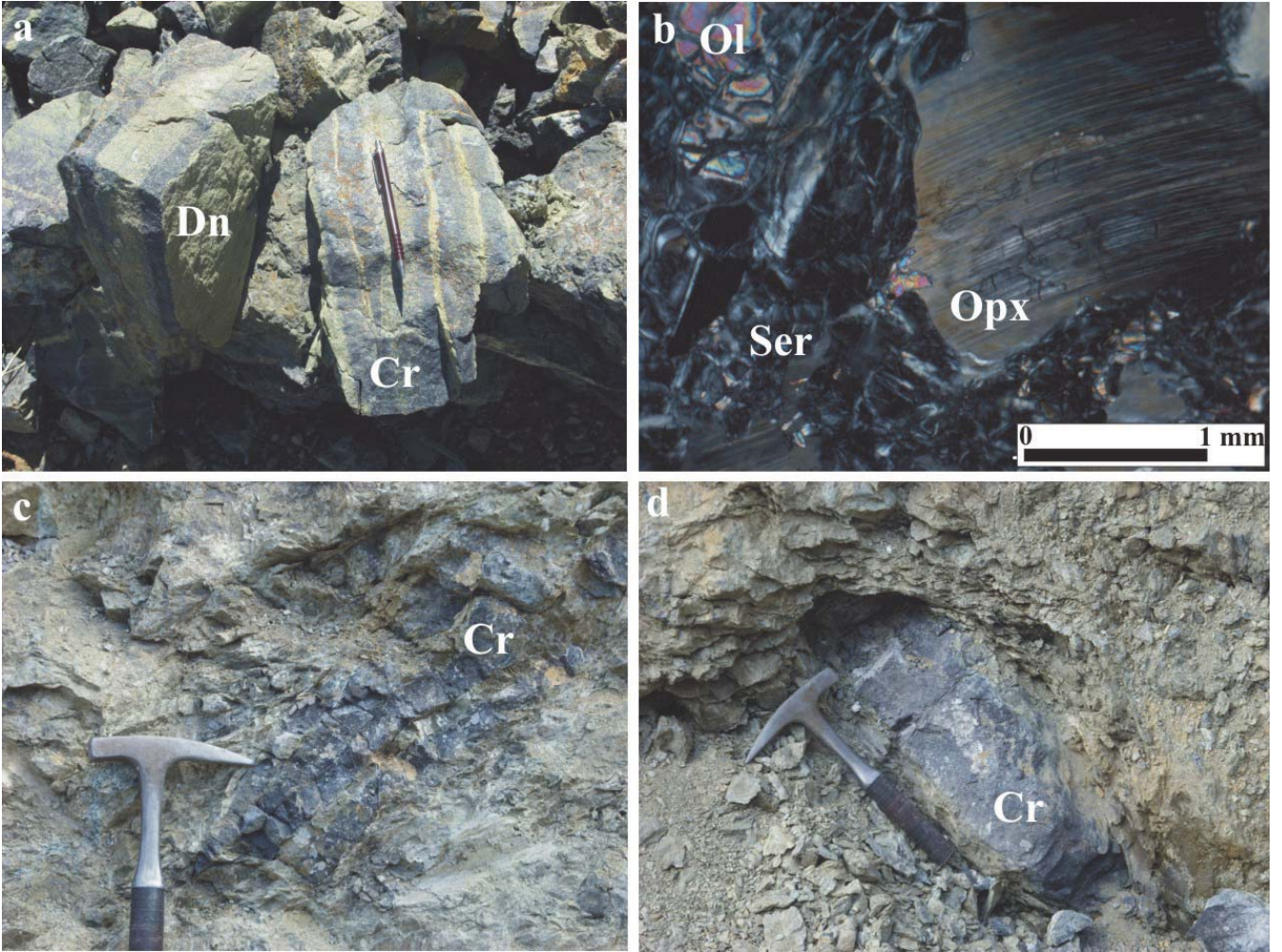
harzburjitlerden oluşmaktadır (Şekil 3b). Cevherleşmelerin yan kayaçlarında yoğun serpantinleşme görülür. Bazı kromit mercleklerinin belirli yüzeylerinde izlenebilen dünitik kılıf, genellikle cevherler ile birlikte parçalanmış iken cevherlerin harzburjitik yan



kayaç içindeki ezik zonlarında ise tanımlanamayacak derecede milonitik bir yapı kazanmıştır (Şekil 3c,d). Serpantinleşmiş bu milonitik zonlar kataklazmaya uğramış kromitit, dünit ve harzburjitlerden oluşur.

Podiform kromititlerin en karakteristik yapı unsurlarından biri olan nodüler cevherleşme, çalışılan sahalar içerisinde sadece Mehmetalan bölgesinde görülmüş-

tür. Bu saha yaklaşık 10 km devamlılığa sahip peridotit birimleri içeren, cevherleşme açısından bölgedeki en potansiyel alanlardan biridir. Bu alandaki nodüler cevherler, serpantinleşmiş bir matriks içinde 0.5 mm – 2 cm çapında kromit nodüllerinin düzensiz dağılımından oluşur (Şekil 4).



**Şekil 3.** a) Kümülat dünitler içinde gözlenen bantlı kromitler, b) kromit cevheri yankayaçlarını oluşturan tektonit dokulu harzburjitlerdeki ortopiroksenlerde gözlenen king bantları c-d) milonitik zonlarda parçalanmış budin şekilli masif krom cevheri. Dn (dünit), Cr (kromit), Ol (olivine), Ser (serpantin), Opx (ortopiroksen).

**Figure 3.** a) Banded chromitites in cumulate dunites b) king bands in orthopyroxenes of tectonite textured harzburgite c-d) boudin shaped chromite ore developed on mylonitic zones. Dn (dunite), Cr (chromite), Ol (olivine), Ser (serpentine), Opx (orthopyroxene).



**Şekil 4.** Mehmetalan sahasında bulunan nodüler krom cevheri.

**Figure 4.** Nodular chromite ore in Mehmetalan area.

#### **TÜM KAYAÇ (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – PGE) JEOKİMYASI**

Analizi yaptırılan cevher örneklerinin sahalara göre dağılımı Memetalan sahası (n=11), Mollatopuz sahası (n=15), Yukarıbalçıklı sahası (n=12) ve Alabayır sahası (n=4) dır. Bu analizler sonucunda % ~53 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği ile en yüksek krom tenörü Mehmetalan sahasındaki cevherleşmelerden elde edilmiştir (Örnek No: ME-C12). Krom cevherinin sahalara göre ortalama tenörü Mehmetalan sahası % ~45 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Yukarıbalçıklı sahası % ~43 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Mollatopuz sahası % ~31 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Alabayır sahasında % ~36 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak tespit edilmiştir. Bu analizlerde en yüksek toplam PGE=627 ppb ile Yukarıbalçıklı sahasından (Örnek No: YB-CO2) elde edilmiştir. Elde edilen diğer sonuçlarda da Yukarıbalçıklı sahasındaki kromit örneklerinin PGE içeriklerinin diğer sahalara göre daha yüksek

olduğu görülmektedir. Ortalama PGE içeriklerinin sahalara göre dağılımları Yukarıbalçıklı sahası 287 ppb, Mehmetalan sahası 194 ppb, Alabayır sahası 122 ppb ve Mollatopuz sahası 86 ppb olarak tespit edilmiştir.

Kromit cevheri örneklerinin XRF analizleri, özellikle cevherleşmenin tenörünün, tüm kayaçdaki Si, Al, Fe içeriklerinin ve krom cevherinin kullanılacağı teknolojik alanların belirlenmesi için önem taşımaktadır. Bu analizlerle birlikte ICP-MS ile ölçümlenen önemli geçiş metallere olan Zn, V, Ti ve Co gibi iz elementlerin % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'e göre korelasyonları, bu elementlerin magmatik ayırılma süreçlerinde sergiledikleri özellikleri yansıtır. Ni elementi bir magmatik ergiyik içinde Ni minerallerini oluşturmasının yanı sıra, Fe ve Mg elementlerinin yerini alarak, özellikle olivin ve kromit daha az

oranda piroksen ve manyetit yapılarına girebilmektedir. Co elementi ise iyonik özelliklerinin Ni elementine çok benzemesi nedeniyle Ni'in yer aldığı tüm minerallerin yapılarına girebilmektedir (Faure, 1994). Magmatik ayrışmada V ve Zn elementleri ise kromitle uyumlu iken, olivinle uyumsuz bir element davranışı sergiler. V ve Zn elementinin  $Cr_2O_3$ 'e göre pozitif bir korelasyon sergilemesi kromitin modal mineralojik özelliğinden kaynaklanmaktadır (Zhou vd., 1998). Analiz sonuçlarında kromitlerden elde edilen Ni, Co, V, Zn element değerlerine karşı %  $Cr_2O_3$  değerlerinin dağılımlarına bakıldığında, genel olarak Ni elementinde negatif bir korelasyon, Co, Zn ve V elementlerinde ise pozitif korelasyonlar görülmektedir (Şekil 5). Ni, Co, V ve Zn gibi elementlerde görülen düzensiz dağılımlar, geçiş metallerinin ikincil süreçlerdeki yüksek hareketliliği sebebiyle de meydana gelebilir. Kromit cevherleri için Cr, Al,  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$  ve Mg, kromit mineralinden kaynaklanan; Si, Mg, Ni ve Ca ise gang minerallerinden kaynaklanan elementler olarak bilinmektedir. Artan  $Cr_2O_3$  değerine karşılık, cevher örneklerinin tamamında görülen negatif Ni determinasyon katsayı değeri ( $R^2=0.2$ ), azalan gang içeriği ile doğru orantılıdır. Negatif Ni değerlerine karşın güçlü pozitif Co determinasyon katsayı değeri ( $R^2=0.6$ ) kromitin kafes yapısında Co elementinin Ni elementinin yerini almasından kaynaklanabilir. Vanadyum elementindeki zayıf pozitif değerlere rağmen Zn elementindeki güçlü pozitif değerler bu elementlerin magmatik ayrışmada olivinin kristal yapısına girmektense kromit kristal kafeslerinde yer aldıklarını gösterebilir.

Krom cevherinin kimyasal bileşimi incelenirken, özellikle krom cevherinin kullanım alanlarını belirleyen  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  (toplam demir), MgO, ve  $SiO_2$  gibi elementlerin değerlerinin dikkate alınması gerekir. Krom

cevherinin kullanım alanlarını belirleyen bu ana oksit değerleri, günün teknolojik gelişim koşullarına bağlı olarak değerlendirilse de krom cevherinin kullanım alanları için gerekli görülen (DPT, 2000) Krom İhtisas Raporu'ndan alınan ortalama değerler aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

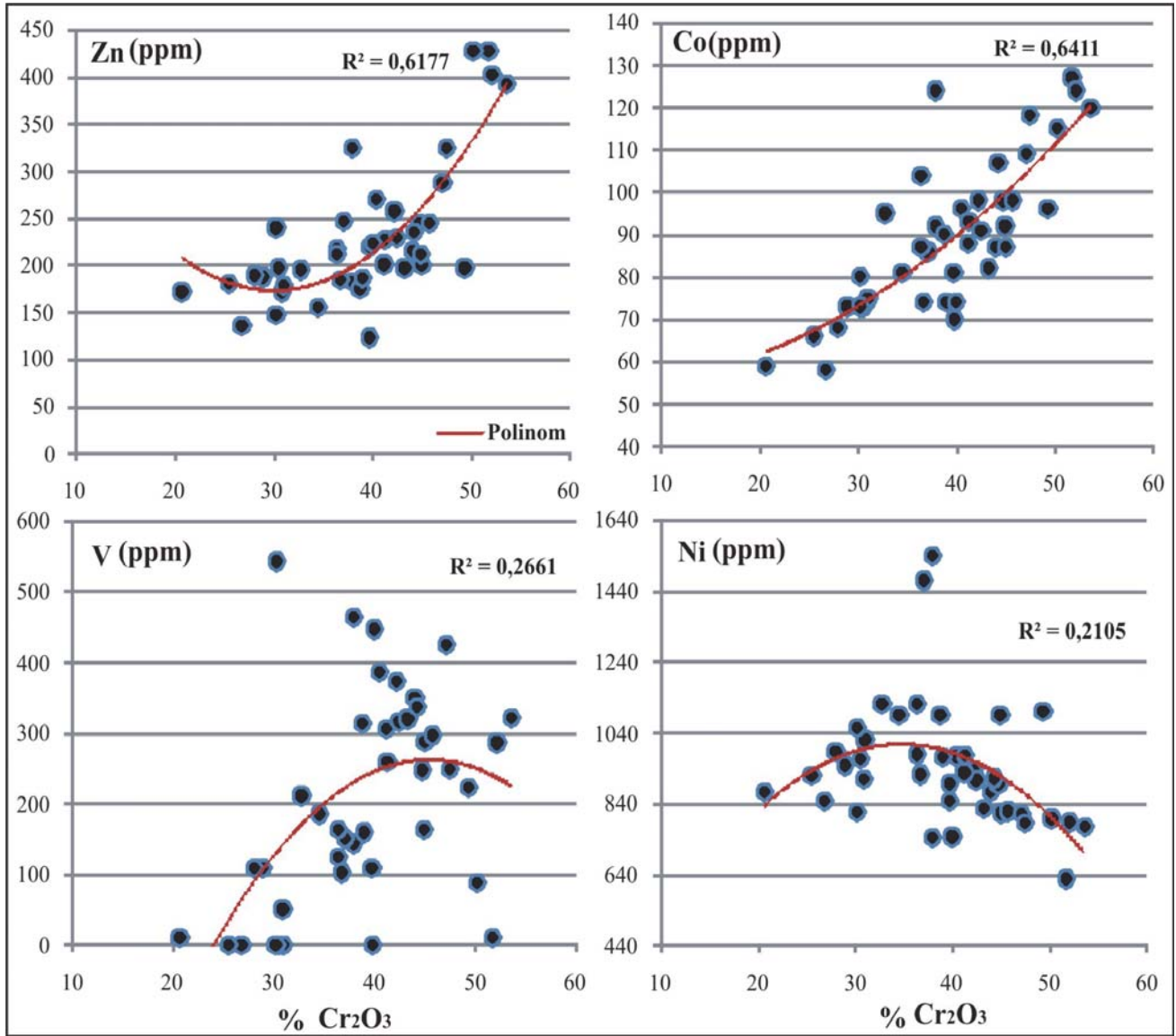
Refrakter sanayiinde kullanılan krom cevherinin  $Cr_2O_3$  tenörünün % 30-40 arasında,  $Al_2O_3$  içeriğinin % 25-32,  $Cr_2O_3$  ve  $Al_2O_3$  içerikleri toplamının ( $Cr_2O_3+Al_2O_3$ ) % 60,  $SiO_2$  oranının ise % 10'un altında olması gerekir. Kromitin yalnız başına refrakter malzeme olarak kullanılması durumunda  $SiO_2$  oranının % 3'ün altında olması gerekir. Metalurji sanayiinde kullanılan krom cevheri için  $Cr_2O_3$  % 34 - 48,  $SiO_2$  % 8 - 12,  $Al_2O_3$  % 8 - 15, MgO değerinin ise % 16 - 22 aralığında olması istenmektedir. Kimya sanayiinde kullanılan krom konsantresinde aranan özellikler ise  $Cr_2O_3$  % 48 (baz),  $SiO_2$  % 6-7 (tipik), Cr/Fe - 3/1 (tipik) olarak belirtilmektedir. Krom cevheri kalite açısından üç farklı grupta değerlendirilir. Bu değerlendirme Pazar koşulları açısından  $Cr_2O_3$  içeriği % 40'dan az olanlar 3. kalite,  $Cr_2O_3$  içeriği % 40-46 arasında olanlar 2. kalite,  $Cr_2O_3$  içeriği % 46'dan fazla olanlar 1. kalite olarak kabul edilmektedir.

Yukarıdaki sınıflamalar temel alındığında Yukarıbalçıklı (n=12 Ort, % 43  $Cr_2O_3$ ) ve Mehmetalan (n=11 Ort, % 45  $Cr_2O_3$ ) sahalarındaki kromit cevherleri 2. kalite, Alabayır (n=4 Ort, % 36  $Cr_2O_3$ ) ve Mollatopuz (n=15 Ort, % 31  $Cr_2O_3$ ) içerikleriyle 3. kalite kromit cevherlerinden oluşur. Bu durumlar özellikle kromit cevherinin rezerv koşullarına bağlı olarak değişiklikler sergileyebilir. Nitekim yüksek rezervli alanlarda kurulan zenginleştirme tesislerinde kromit cevheri  $Cr_2O_3$  açısından nisbeten yüksek tenör seviyelerine ulaştırabilmektedir. Çalışma alanlarındaki krom cevherleşmelerinin ortalama  $SiO_2$  içeriği % 8, MgO içeriği % 20,

$Al_2O_3$  içeriği % 12 ve toplam demir olarak  $Fe_2O_3$  içeriği %13 olarak tesbit edilmiştir. Bu değer aralıklarında, inceleme alanlarındaki kromit cevherlerinin metalurji sanayinde kullanılacak ana özelliklere sahip olduğu anlaşılmaktadır.

Ana oksit değerlerinin artan  $Cr_2O_3$  değerine karşı hazırlanan korelasyon diyagramları Şekil 6'da sunulmuştur. Bu diyag-

ramlarda artan  $Cr_2O_3$  değerine karşı cevherlerde gang minerallerinde yoğunlaşan  $SiO_2$  ve  $MgO$  değerlerinde negatif korelasyon görülmektedir. Tüm cevher örnekleri üzerindeki  $SiO_2$  determinasyon katsayısı değerinin  $R^2=0.2$  gibi düşük bir aralıkta olmasına karşın,  $MgO$  değeri ise artan  $Cr_2O_3$  değerine karşın  $R^2=0.7$  gibi yüksek bir aralıkta negatif korelasyon sergiler. Cevherlerde artan



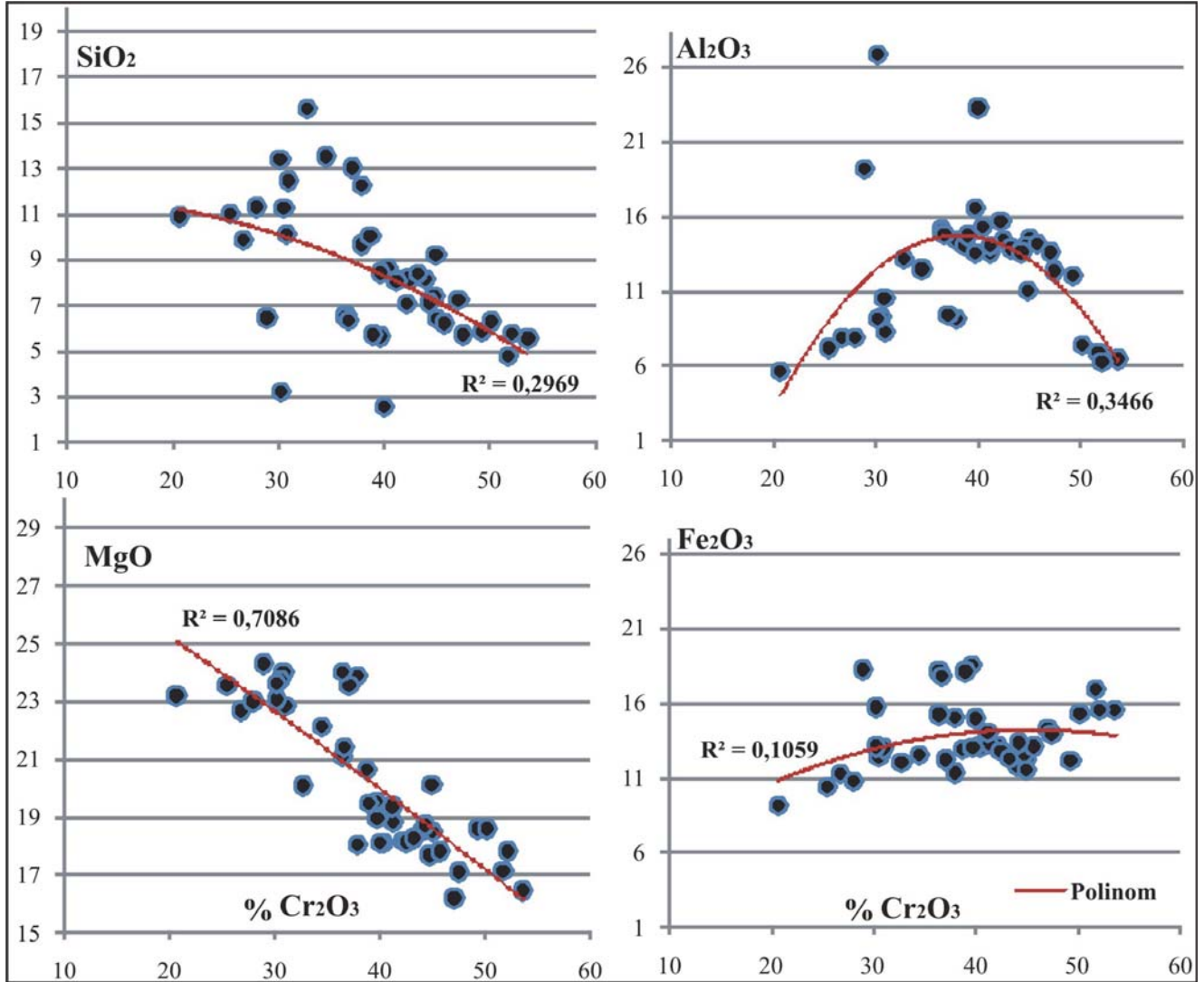
Şekil 5. Ni, Co, V, Zn iz elementlerinin %  $Cr_2O_3$ 'e korelasyonları.

Figure 5. The correlation of Ni, Co, V, Zn elements versus  $Cr_2O_3$  wt %.

krom tenörüne karşılık gang minerallerinin miktarındaki düşüş görülen negatif anomalilerin ana sebeplerinden biri olabilir. Bir diğer sebep ise yüzeysel koşullar altında çok hareketli olan Ni ve Mg elementlerinin çeşitli alterasyonlar etkisi ile ortamdan uzaklaşabilme eğilimleri olarak düşünülmektedir. Kromit cevherlerinin  $Al_2O_3$  ve  $Fe_2O_3$  değerlerinde belirgin korelasyonlar izlenmemektedir.

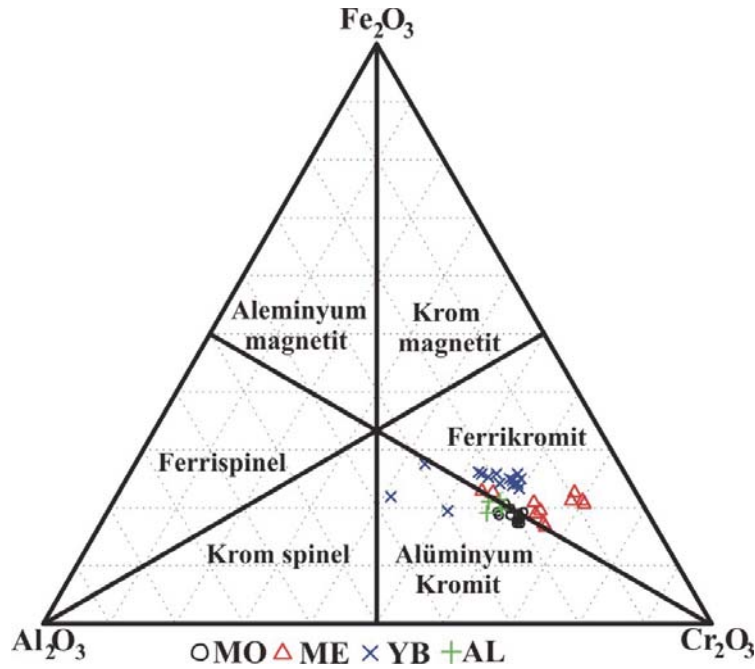
Kromit cevherlerinin  $Cr_2O_3$ , MgO,  $Al_2O_3$  ve  $TiO_2$  içerikleri ile ilgili bir çok sınıflama diyagramı geliştirilmiştir (Dick ve Bullen,

1984; Zhou ve Bai, 1992; Arai, 1992; Kamanetsky vd., 2001; Bonavia vd., 1993; Arai vd., 2004). Bu diyagramların tamamı kromit mineral kimyası sonuçları üzerinden değerlendirilerek kullanılmaktadır. İncelenen kromitlerin  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  ve  $Cr_2O_3$  içeriklerine göre hazırlanan üçgen sınıflama diyagramında tüm kayaç üzerinde yapılan analiz sonuçlarının ferrikromit ve alüminyum kromit sınır bölgelerinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 7).



Şekil 6. Ana oksitlerin  $Cr_2O_3$ 'e karşı korelasyon diyagramları.

Figure 6. Major oxides versus  $Cr_2O_3$  diagram.



Şekil 7.  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  ve  $Cr_2O_3$  içeriklerine göre kromitlerin üçgen sınıflama diyagramı (Stevens, 1944).

Figure 7. Ternary major oxide ( $Fe_2O_3$ - $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$ ) nomenclature diagram (Stevens, 1944).

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Ülkemizde ofiyolitlerle ilişkili krom cevherleşmelerinin gözlemlendiği 111 ayrı kromit ocağından elde edilen ortalama %  $Cr_2O_3$  tenörü, bu ocaklardaki cevherleşmelerin maksimum ve minimum değerleri ayrı ayrı çalışma alanları ve çalışma alanlarını kapsayan toplam Van değerleri ile Şekil 8'de karşılaştırılmıştır. Bu diyagramda en yüksek %  $Cr_2O_3$  tenörünün % 58 ile Muğla bölgesinde olduğu görülmektedir. Ortalama %  $Cr_2O_3$  tenörünün % ~ 28 - 45 aralığında olan Türkiye krom cevherleşmeleri içinde Van bölgesi krom cevherleri ortalama % 38  $Cr_2O_3$  tenörüne sahiptir.

Son yıllarda yapılan birçok çalışmada ülkemizdeki Kretase ofiyolitlerin yitim zonları ile ilişkili olduğu vurgulanmaktadır (Yalnız ve Göncüoğlu, 1999; Parlak vd., 2002, 2004, 2009; Robertson, 2002; 2004, Robertson vd., 2006, 2007; Sarıfakıoğlu vd., 2009; Göncüoğlu vd., 2010). Bu durum Türkiye'deki kromit

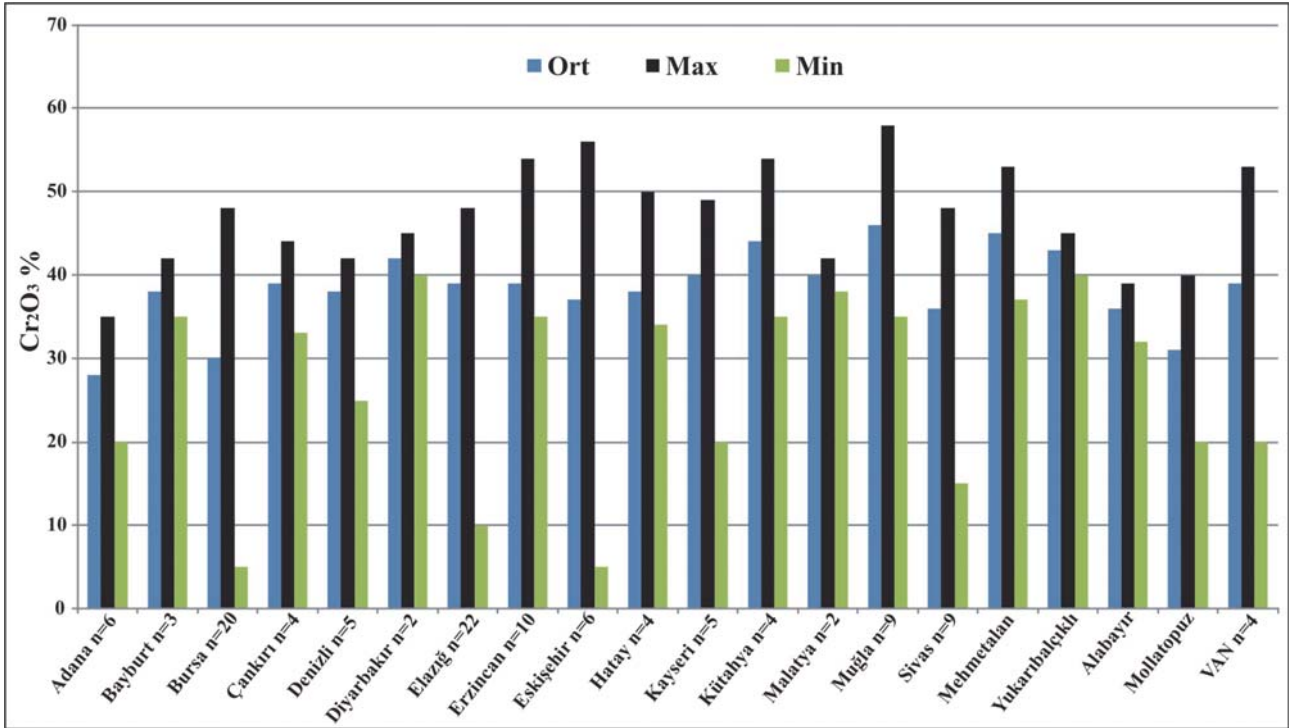
cevherleşmelerinin yitim zonu ile ilişkili bir ortamda oluştuğunu yansıtabilir. Kromit cevherleri üzerinde gerçekleştirilen genel jeolojik araştırmalar ve mineral kimyası çalışmalarından elde edilen bulgular doğrultusunda (Uçurum vd., 2000, 2006; Uysal vd., 2007a-b, Uysal, 2008) ofiyolitler ve ilişkili kromit cevherleşmelerinin de jenetik olarak yitim zonu ile ilişkili bir ortamda oluştuğu ve kromit cevherleşmesinin adayayı veya yay önünden (boninitik magma) yay gerisi bir ortama doğru oluşum sergiledikleri anlaşılmaktadır. Özellikle kromit mineral kimyası çalışmaları doğrultusunda elde edilen ana sonuçlardan biri, yitim zonları ile ilişkili oluşan krom cevherlerinin yüksek  $Cr\#$  (>0.60) numarasına sahip olduğudur (Zhou vd., 1996, 1998). Van bölgesi krom cevherlerinden elde edilen en yüksek %  $Cr_2O_3$  tenörü tüm kayaç kimyası çalışmalarında % 53  $Cr_2O_3$  olarak tespit edilmiştir. Tüm kayaç kimyası sonuçlarına göre bu derece yüksek bir değer üzerinde yapılacak mineral kimyası

çalışmalarında Cr# değerinin 0.60'dan çok daha yüksek çıkacağı düşünülmektedir. Bu doğrultuda Van bölgesine ait krom cevherlerinin de yitim zonu ile ilişkili ortamlarda oluştuğu söylenebilir.

Birbirine benzer fiziksel ve kimyasal özellikler gösteren, PGE'ler Ru, Rh, Pd, Os, Ir ve Pt den oluşmaktadır. PGE'ler değerli olduklarından geçmişten günümüze oldukça önemlidir. Teknolojik gelişmeler ve hızla artan bilgi birikimi bu elementlerin ultramafik kayaların petrolojik evrimi için ayrı bir önem kazanmasına neden olmuş ve bu konuda birçok çalışma yapılmıştır (Örneğin; Naldrett, 1981; Garuti vd., 1997). PGE'ler birlikteliklerine göre iki alt gruba ayrılmıştır. Bunlar İridyum Grubu- IPGE (Osmiyum, İridyum, Rutenyum) ve Palladyum Grubu-

PPGE (Platin, Palladyum, Rodyum) elementlerinden oluşur (Rollinson, 1993). PGE'lerden İridyum Grubu (IPGE) elementler yüksek ergime derecesine, Palladyum Grubu (PPGE) elementler ise düşük ergime derecelerinde sahip olup oldukça farklı davranış sergilerler. PGE'ler bazik ve ultrabazik kayalar içinde ppb seviyesinde bulunurken, bu kayalarla birlikte bulunan kromit ve sülfidler içerisinde de yoğunlaşabilir (Rollinson, 1993).

Pd ve Ir astenosferde aynı seviyede konsantrasyona sahip olduğundan farklılaşmamış malzemenin Pd/Ir oranının 1 civarında olması beklenir (Garuti vd., 1997). PGE'lerin petrolojik süreçlerde özgün jeokimyasal davranışları fraksiyonlaşma indeksi olarak bilinen Pd/Ir oranı ile belirtilir.



**Şekil 8.** Ülkemizdeki bazı kromit yataklarının % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörünün sütun dağılım diyagramı (Bu çalışmadaki % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörü değerleri dışındaki bütün ocaklara ait % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenör değerleri 2001 yılında yayınlanan DPT VIII. Beş Yıllık Kalkınma Planı Krom Çalışma Grubu Özel İhtisas Raporu'ndan alınmıştır).

**Figure 8.** Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt % column diagram of some Turkey chromite deposits (Except this study, the all other Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt.% data taken from DPT VIII. Five Year Development Plan Report).

Pd/Ir oranı magma fraksiyonlaşmasında farklılaşma ile birlikte artış gösterir. Yani Pd/Ir oranı arttıkça magma fraksiyonlaşması ilerlemektedir. Bu çalışmada analizi yapılan örneklerin Pd içeriği bir örnek hariç 20 ppb den düşük değerlerde olup dedeksiyon limitlerinin altındadır. Ir ise en yüksek değer olarak 105 ppb ve ortalama 40 ppb değerlerdedir. Sadece Mollatopuz sahasında iki örnekte Ir değerleri 76-79 ppb olup bu örneklerin Pd/Ir oranlarının 1'den düşük olduğu açıktır. Ancak sonuçlar değerlendirildiğinde Mollatopuz sahasındaki örneklerin Pd değerlerinin Ir değerlerinden daha düşük olacağı beklenmelidir. Mehmetalan ve Yukarıbalçıklı sahaslarında Ir değerleri 22-105 ppb olup ortalama 40 ppb dir. Bu örneklerde Pd değerleri 20 ppb olsa bile Pd/Ir oranı 1'den küçüktür. Buna göre hemen hemen tüm örneklerde Pd/Ir oranı 1 den daha düşüktür. Bu durum Van kromitlerini oluşturan üst mantoda artan kısmi ergime derecesinin varlığına işaret etmektedir.

Kromit örneklerinin (n=42) toplam  $\Sigma$  PGE içerikleri en yüksek 627 ppb olup (Örnek No: YBCO2) ortalama  $\sim$ 175 ppb dir. Hesaplamaların tamamında dedeksiyon limiti altındaki değerler dikkate alınmamıştır. Bütün örneklerdeki analiz sonuçlarında Pt, Pd ve Rh elementlerine karşılık Os, Ir ve Ru elementlerinde göreceli bir zenginleşme görülür. Bu zenginleşme Türkiye'de diğer bölgelerde yapılan çalışmalarda elde edilen PGE sonuçları ile uyumludur (Page vd., 1984; Yaman ve Ohnenstetter, 1991; Uçurum vd., 2006; Başpınar, 2006; Uysal vd., 2007a-b, 2009a-c; Akbulut vd., 2010). En yüksek PGE değerleri makaslamaya uğramış fay zonlarında yer alan Yukarıbalçıklı sahasından elde edilmiştir. Yukarıbalçıklı sahasından alınan n=12 örnek için bu ortalama PGE 287 ppb dir. Bu sahadaki PGE' inden Ru 60-280 ppb, Ir 33-105 ppb ve Os 30-170 ppb arasında

değişim gösterir. Tüm sahalardan elde edilen en yüksek Pt değeri 90 ppb iken (Örnek No: ME-C1) Pd içerikleri bu örnek hariç (40ppb; Bknz Çizelge 2) <20 ppb den düşüktür. Rh değerleri bazı örnekler için 5 ppb dedeksiyon limitinin altında olmakla birlikte diğer örneklerde 5-22 ppb arasında değişim göstermektedir (Çizelge 2). Mehmetalan sahasının örneklerinde (n=11)  $\Sigma$  PGE içeriği  $\sim$ 194 ppb dir. Tüm PGE elementlerinin değer aralıklarının gözlendiği tek örnek, bu sahadan alınan ME-C1 nolu örnektir. Bu örneğin Pd/Ir oranı 0.8 dir. Alabayır sahası örneklerinde (n=4)  $\Sigma$  PGE içeriği  $\sim$  122 ppb iken Mollatopuz sahası örneklerinde (n=15) bu değer  $\sim$ 86 ppb dir. Ortalama krom tenörlerinin de düşük olduğu bu iki sahaya göre Mehmetalan ve Yukarıbalçıklı sahasları hem krom hem de PGE açısından daha fazla içeriklere sahiptir (Şekil 9). Ancak Mollatopuz sahasından alınan iki örnekte  $\Sigma$  PGE içeriği MOCK5 - 384ppb ve MOCK6 - 338 ppb ile Yukarıbalçıklı ve Mehmetalan sahaslarının örneklerine yakın değerler sunar.

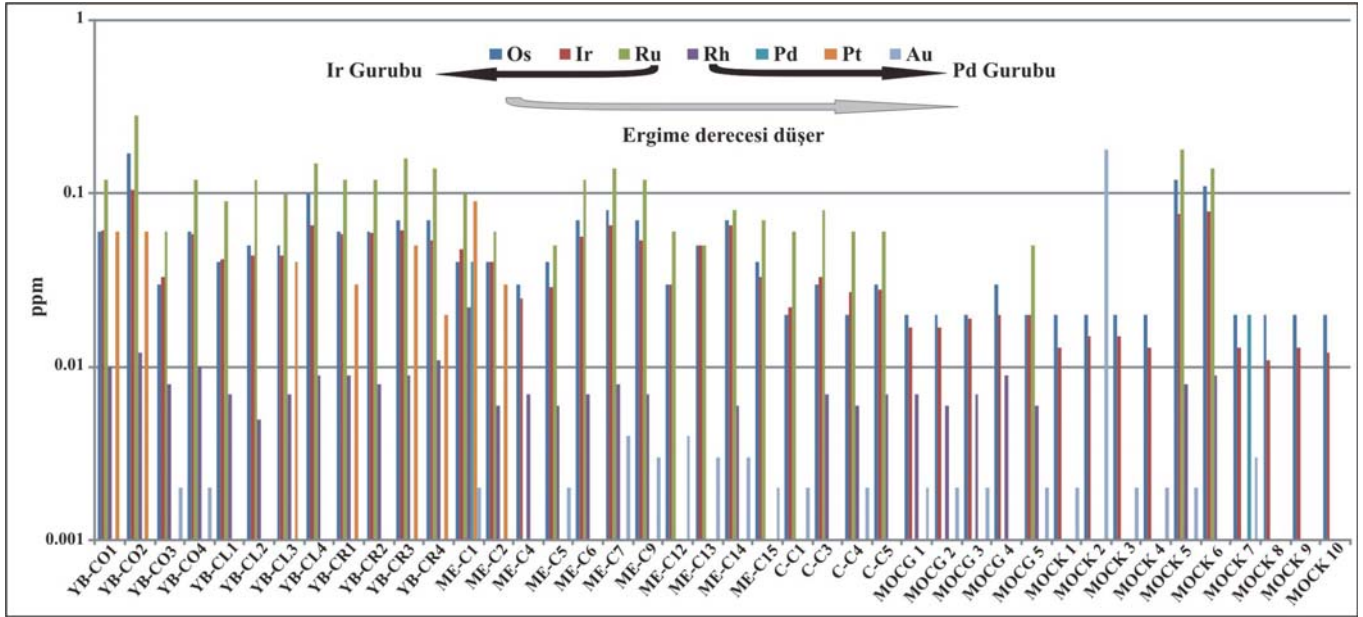
Ülkemizdeki farklı alanlardaki kromit cevherleri üzerinde yapılan toplam PGE analizlerinin sonuçları ile çalışma alanlarındaki kromit cevherleri üzerinde yapılan PGE analiz sonuçları, uç iki örneğin dışında (Muğla-Harmancık cevherleşmesinde tek örnekte 4115 ppb Pt değeri Uçurum vd., 2000; Hatay-Kahramanmaraş alanı Berit cevherleşmesi tek örnekte 1155 ppb Pt değeri, Kozlu-Erdal, 2007; Kozlu-Erdal ve Melcher, 2007; Kozlu ve Rudashevsky, 2010) yaklaşık değer aralıklarında görülür. Çalışılan birçok sahada ortalama toplam PGE içeriği Uysal vd. (2005, 2007a-b), Uysal, (2008) tarafından Kop dağları (n=36) 198 ppb, Muğla (n=55) 271 ppb, Kahramanmaraş (n=35) 202 ppb, Eskişehir (n=18) 240 ppb, Uçurum vd. (2000,



2006) tarafından Bursa - Eskişehir alanında (n=9) 244 ppb, Muğla Sarıkaya alanında (n=2) 271 ppb, Muğla Sazlı alanında (n=2) 243 ppb, Page vd. (1984) tarafından Os hariç (dedeksiyon limitlerinin altında) Elazığ Batı Kef bölgesi (n=27) 134 ppb, Elazığ Doğu Kef bölgesi (n=4) 99 ppb, Adana Pozantı bölgesi (n=2) 98 ppb, Adana Karsantı bölgesi (n=8) 125 ppb, Yaman ve Ohnenstetter (1991) tarafından Adana Akarca bölgesi (n=11) 260 ppb, Adana Musali bölgesi (n=2) 230 ppb, Adana Yapraklı bölgesi (n=1) 181 ppb, değerleri bildirilmiştir (Şekil 10).

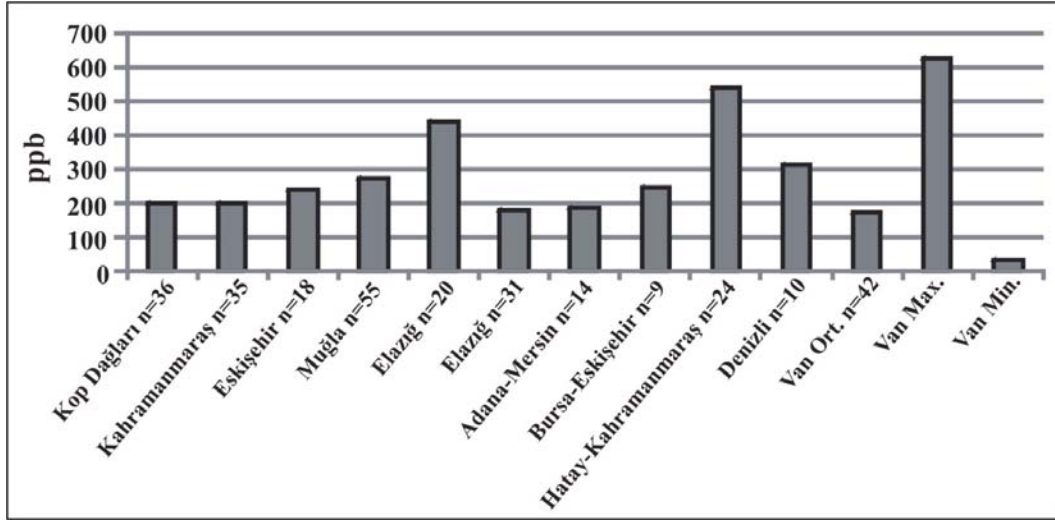
Çalışma alanlarından alınan örneklerin PGE dağılımlarında IPGE'lerin kendi içlerinde yüksek derecede pozitif korelasyonlara sahip olduğu görülmektedir (Şekil 11). Ir'a karşı Os'un polinom determinasyon

katsayısı  $R^2=0.9$  ve Ir'a karşı Ru'un polinom determinasyon katsayısı  $R^2=0.8$  pozitifdir. Aynı durum Os'a karşı Ru'un  $R^2=0.8$  değeri güçlü pozitif eğilim sergiler. Bununla birlikte Ir'un Rh'a karşı determinasyon katsayısının çok daha düşük olduğu görülmektedir. Tüm sahaları kapsayan örneklerin genelinde  $R^2=0.3$  determinasyon katsayısı değerinde zayıf bir pozitif korelasyon görülür. IPGE'ler arasındaki yüksek pozitif korelasyonlar bu elementlerin grupsal birlikteliklerini doğrular niteliktedir. Bununla birlikte ergime noktası yanı sıra manto ergiyiklerinde uyumsuzluk derecesi Ir grubuna en yakın olan Rh elementinin (Barnes vd., 1985) zayıf pozitif korelasyon sergilemesi beklenen bir sonuç olmalıdır.



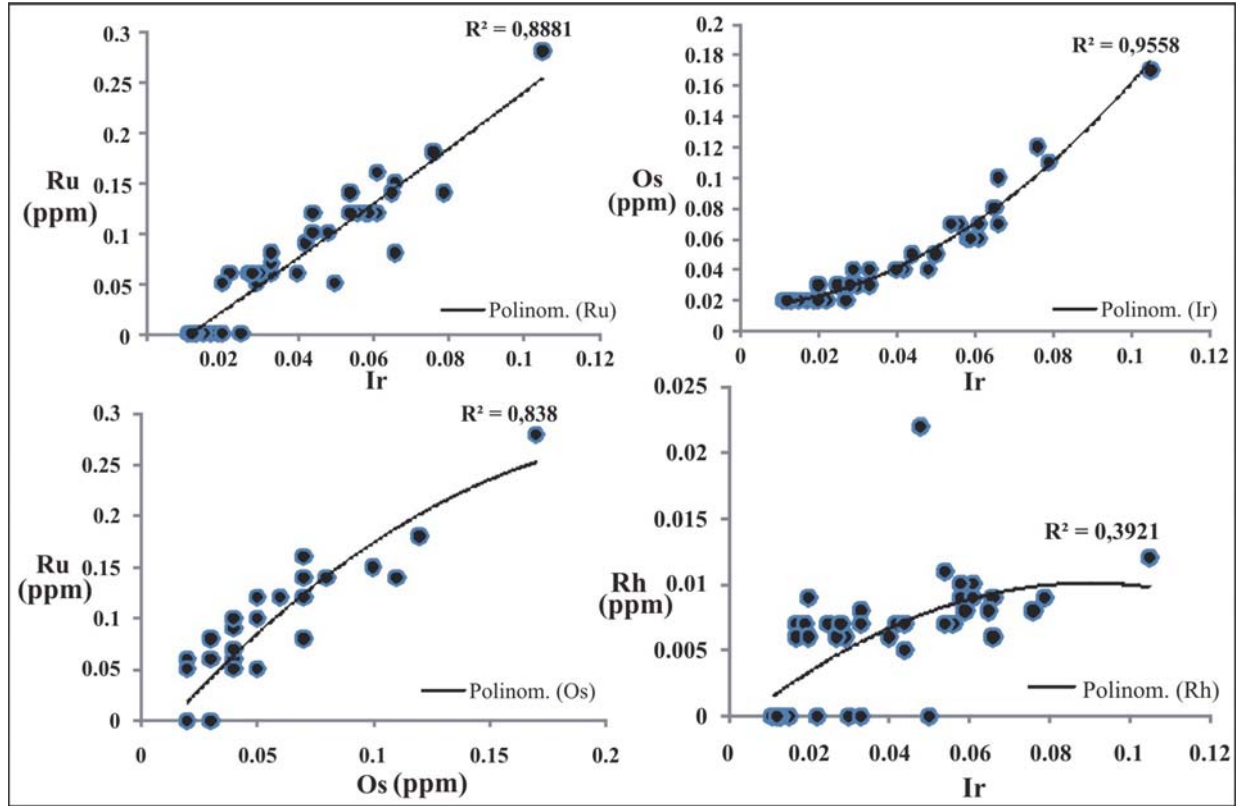
Şekil 9. Çalışılan sahalardaki örneklerin PGE sütun diyagramı (YB-Yukarıbakçıklı, ME-Mehmetalan, C-Alabayır ve MO- Mollatopuz sahalalarının örneklerini temsil etmektedir).

Figure 9. PGE column diagram of study area samples (YB-Yukarıbakçıklı, ME-Mehmetalan, C-Alabayır ve MO-Mollatopuz).



**Şekil 10.** Ülkemizdeki bazı ofiyolitik kromitlerdeki  $\Sigma$  PGE içeriğinin sütun dağılım diyagramı (n, örnek sayılarını ifade etmektedir, Van dışındaki veriler Page vd., 1984; Yaman ve Ohnenstetter, 1991; Başpınar, 2006; Uçurum vd., 2006; Uysal vd., 2007a-b, 2009a-c ve Akbulut vd., 2010'dan alınmıştır).

**Figure 10.** Column diagram showing  $\Sigma$  PGE content belong to some ophiolitic chromitite in Turkey (n, defines analysed samle numbers, other data were taken from Page, et al. 1984; Yaman and Ohnenstetter, 1991; Başpınar, 2006; Uçurum et al., 2006; Uysal et al., 2007a-b;2009a-c and Akbulut et al., 2010).

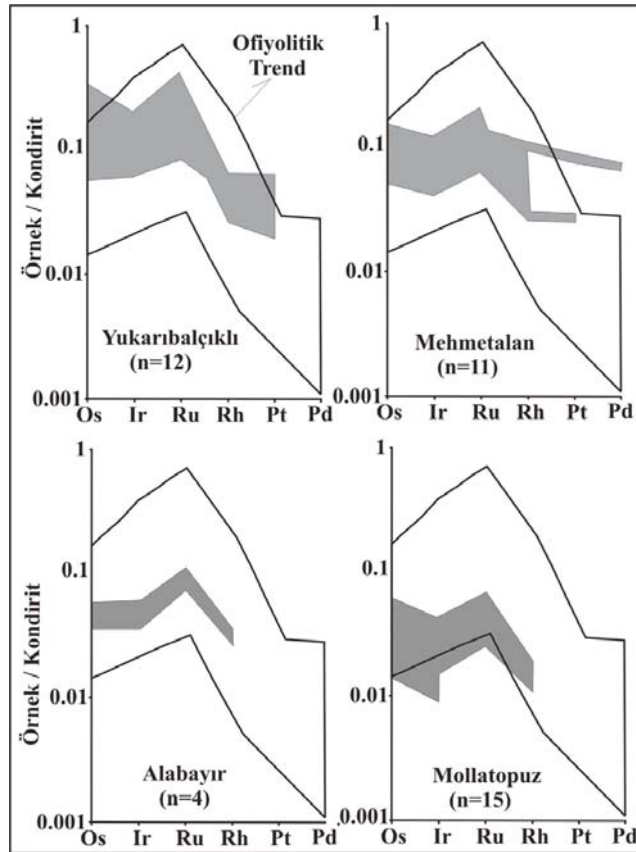


**Şekil 11.** Ir grubu elementlerin korelasyon diyagramları.

**Figure 11.** Correlation diagrams of Ir group elements.

PGE'lerin kondirit'e normalize edilmiş örümcek diyagramlarında bu elementlerin azalan ergime dereceleri göz önünde bulundurularak sıralanmaktadır. Bu dizilim sırasıyla Os (3045 °C), Ir (2410 °C), Ru (2310 °C), Rh (1966 °C), Pt (1722 °C), Pd (1552 °C), olarak kullanılmaktadır (Naldrett vd., 1979). Çalışma alanlarından alınan örneklerin PGE değerlerinin kondirit'e normalize edilmiş çoklu element diyagramı Şekil 12'de sunulmuştur. PGE'lerin kondirit normalize değerleri Naldrett ve Duke (1980) den alınmış olup sırasıyla Os (514), Ir (540), Ru (690), Rh (200), Pt (1020), Pd (545) dir. Çalışma alanlarındaki ayrı ayrı sahaların birlikte değerlendirildiği bu diyagramlarda örneklerin PGE dağılımlarının klasik ofiyolitik trend içinde kaldığı görülmektedir. Bu

diyagramlarda PGE'lerin birbirlerine göre sergiledikleri ilişkilerde genel olarak Os'dan Ir'a negatif , Ir ile Ru arasında pozitif , Ru'dan Rh'a negatif bir yönelme görülmektedir. Bu yönelmeler genel ofiyolitik trendin yanı sıra ülkemizdeki farklı alanların (Kahramanmaraş, Muğla, Eskişehir, Kop Dağı) örnekleriyle de uyumlu görülmektedir (Uçurum vd., 2000; Uçurum vd., 2006, 2007; Uysal vd., 2007a-b; Uysal vd., 2009a-b-c). Kondirit normalize diyagramlarında izlenen yönelmelerin varlığını sadece magmatik süreçlere ya da element özelliklerine bağlamak güçtür. Özellikle Pt ve Au'nun alterasyonlar sonucunda hareketli olabileceği bilinmektedir (Barnes vd., 1985).



Şekil 12. Kondirit'e normalize PGE'lerin örümcek diyagramları (Kondirit normalize değerleri Naldrett ve Duke, 1980; ofiyolitik trend Uysal vd., 2007 b alınmıştır).

Figure 12. Spider diagrams normalized to condrite (values from Naldrett and Duke, 1980; ophiolitic trend Uysal vd., 2007).

Platin grubu elementler için ilksel manto değerlerinin ppb olarak Os - 3.40, Ir - 3.40, Ru - 5, Rh - 0.95, Pt - 7, Pd - 3.97 (Taylor ve McClennan, 1985; Brugman vd., 1987; Anders ve Grevesse, 1989) olduğu düşünüldüğünde çalışılan sahalardan alınan örneklerin PGE içeriklerinden Ir grubu elementleri, ilksel üst mantoya göre kromititlerde yaklaşık 10 kat oranında zenginleşmiştir. PGE'lerin fiziksel ve kimyasal özellikleri göz önünde bulundurulduğunda bu zenginleşmenin, PPGE'lerden IPGE'lere doğru artma eğilimi sergilediği düşünülebilir. Sülfür/silikat ergiyiklerinde PGE'lerin ayrılanma katsayısı (Kd) değerleri Os>Ir>Ru>Rh>Pt>Pd olarak sıralanmaktadır (Barnes vd., 1985). Bu koşullar altında Ir grubu elementlerin Pd grubu elementlere nazaran ilk kristal fazlarda daha çok yer alacağı söylenebilir. İlksel mantodaki kısmi ergime süreçlerinde Ir grubu elementler, kalıntı mantoda tutulurken Pt, Pd gibi elementler ise bazaltik ergiyikleri tercih etmektedirler (Barnes vd., 1985). Çalışma alanlarımızda kalıntı manto kayaçları olan harzburjitler içinde podlar şeklindeki kromititlerin PGE içerikleri ile kümülat dünitler ile ardalanmalı kromitit bantlarının PGE içerikleri arasında önemli bir fark bulunmaktadır. Tektonit harzburjitler içindeki kromititlerin ortalama ΣPGE içerikleri 208 ppb iken, kümülat dünitler ile ardalanmalı kromitit bantlarının ortalama ΣPGE içerikleri 35 ppb dir. Bilindiği üzere ultramafik kümülat kayaçlarını meydana getiren bazaltik magmadaki gravitatif ayrılanma ürünü olan bantlı kromititlerin, harzburjitler içindeki kromitit podlarına nazaran daha düşük PGE içeriklerine sahip olması, Ir grubu elementlerin kalıntı mantoda tutulmalarından dolayıyla ultramafik kümülatları oluşturan bazaltik magmanın daha düşük IPGE içeriğine sahip olmasından kaynaklanabilir. Bu durum ultramafik tektonit kayaları ile ilişkili krom

cevherlerinde Ir grubu element içeriklerinin daha yüksek değerlerde bulunacağını yansıtabilir. Bu durum tektonitler ve kümülat kayaları ili ilişkili kromititlerin farklı jenezlerinin olabileceğini işaret edebilir. Daha detaylı çalışmalar bu farklılıkların nedenlerini ortaya koyacaktır.

DAYK içinde yaklaşık doğu-batı doğrultulu peridotit birimler ile ilişkili olan Van bölgesi kromititleri ortalama (n=42) % 38 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenöre sahip cevherlerden oluşmaktadır. Buna karşın Mehmetalan ve Yukarıbalçıklı sahalarında % 46'dan yüksek Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörü içeren cevherleşmeler gözlenmektedir. Van bölgesi krom cevherleşmeleri özellikle % 8 SiO<sub>2</sub>, % 20 MgO, % 12 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve toplam demir olarak %13 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği ile metalurji sanayinde kullanılacak ana kimyasal özelliklere sahiptir.

Elde edilen PGE içerikleri günümüz koşullarında ekonomik değildir. Bununla birlikte elde edilen sonuçlardan fay zonlarında daha küçük podlarda bulunan yoğun deformasyona uğramış cevher kütlelerinde daha yüksek PGE içeriklerinin olabileceği bu çalışmadan elde edilen bir bulgudur. Milonitik zonlarda gözlenen bu zenginleşmeler muhtemelen tektonizma etkisindeki süreçlerle meydana gelmiş olmalıdır. Bu süreçler kromitlerin astenosferdeki ilk plastik deformasyonlardan başlayarak ofiyolitlerin kıta üzerine ilerlerken son kırılma deformasyon evrelerine ait tüm karmaşık süreçleri kapsayabilir. Tsoupas ve Economou-Eliopoulos, (2008) tarafından kromitler için en önemli PGM (Platin Grubu Mineral) lokasyonlarının, ofiyolit kompleksler içindeki özellikle makaslama uğramış fay zonları olduğu vurgulanmaktadır. Bu çalışmada da PGE zenginleşmesinin benzer makaslama zonlarında zenginleştiği görülmektedir. Nitekim Ir-grubu PGE'lerdeki bu göreceli

zenginleşme kromitlerin post-magmatik süreçlerden başlayarak gelişen plastik ve kırılma deformasyon evreleri yanı sıra, serpantinleşme süreçleriyle de ilişkili olabileceği belirtilmektedir (Tsoupas ve Economou-Eliopoulos, 2008).

### KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK 108Y209 nolu proje ile desteklenmiştir. Yazarlar Editör Prof. Dr. Kadir Dirik'e ve bu makaleye katkı koyan tüm hakemlere teşekkürü bir borç bilir.

### EXTENDED SUMMARY

*Ophiolite and ophiolitic mélangé rocks are very widespread along east west trending zone in Turkey. These ophiolitic rocks host significant chromite ore (e.g. in Elazığ-Malatya, Bursa-Eskişehir, Denizli-Muğla, Adana-Hatay-Kahramanmaraş region). In the study area, there is not known any data about chromite ore in literature. But only a few geological studies were performed by General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). This study is the first report about PGE content and geochemistry of chromitites in this region. The aim of this study is to investigate geological and geochemical character (major, trace and PGE content) of chromite ore existed in four different area between east of Lake Van and Iranian border in the Eastern part of Turkey. Results of this study were also compared with other regions chromitite. The study area covers Başkale K52 - K51 and Van K50 sheets.*

*These ophiolitic units are located on the SE of Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC) zone and are interpreted as a remnant of a large accretionary complex which has been developed on the neotethys ocean lithosphere that has been subducted northward to the Eurasian continent during the Upper Cretaceous-Oligocene (Şengör et al., 2003; Keskin, M., 2005; Şengör et al., 2008). Chromite ore is observed as small lensoidal, boudin*

*and disseminate-banded types within harzburgite and dunitites. The ore textures are observed as massive, nodular and disseminate-banded type. Totally 100 chromitite samples were collected from four different sites and 42 of them were analyzed for trace, major oxides and PGE content. The distribution of the samples is as follows: Mehmetalan (n=11), Mollatopuz (n=15), Yukarıbalçıklı area (n=12) and Alabayır (n=4). The average content of chromite ores 45 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 31 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 43 wt.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and 36 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> respectively. The average values of ΣPGE contain 194 ppb in Mehmetalan, 86 ppb in Mollatopuz, 287 ppb in Yukarıbalçıklı and 122 ppb in Alabayır area.*

*The average values of chromitite in all area (n=42; 38 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) are acceptable as third quality ore in this marketing sector. However, Mehmetalan and Yukarıbalçıklı area chromitites is higher quality and partly >46 wt. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents can be acceptable as first quality ore. The average content of other major oxides are 8 wt. % SiO<sub>2</sub>, 20 wt. % MgO, 12 wt. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and total 13 wt.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.*

*PGE content of all chromite samples show distinct enrichment in Ir group (Ir, Os, Ru) elements over Pd group (Pd, Rh, Pt). These results are compatible with all other PGE content of the Turkey chromitites, except some locally enrichment documented in Harmancık-Muğla (Uçurum et al., 2006) and in Kahramanmaraş area (Kozlu-Erdal and Melcher, 2007; Kozlu and Rudashevsky, 2010). The most of the Pd content is less than 20 ppb, and Ir content is between 11 and 105 ppb with average of ~40 ppb for the entire set indicates Pd/Ir is less than 1. This ratio confirm the increasing of partial melting degrees rather than magmatic fractionation in the ore forming magma. Spider diagram of PGE content normalized to chondrite show negative trend from Os to Ir, positive trend between Ir and Ru and repeat negative trend from Ru to Rh. These anomalies coherent with general ophiolite trends and are also compatible with Kahramanmaraş, Muğla, Eskişehir, and Kop Mountain chromitites.*

*ΣPGE of chromitites host in ultramafic tectonites are much more abundant compared to banded chromitite host in cumulates.*

*The highest value of ΣPGE (n=42) is 627 ppb (sample No: YBCO2) and with average of ~175 ppb. In this calculation, the values below the detection limit are not considered. In Yukarıbalçıklı area, both existence of abundant cataclastic zones in the polished sections and boudin shaped ore within shear zones contain high ΣPGE values (e.g. Sample No: YB-CO2; 627 ppm). This enrichment indicate that secondary processes may have been effected in the PGE enrichment. All post-magmatic processes until brittle deformation events and serpentinization processes is responsible for the relatively high Ir-group (IPGE) enrichment in Yukarıbalçıklı chromitites (Tsoupas ve Economou, 2008).*

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Akbulut, M., Pişkin, Ö., Arai, S., Özgenc, İ. and Minareci, F., 2010. Base Metal (BM) and Platinum-Group Elements (PGE) Mineralogy and Geochemistry of the Elmaslar Chromite Deposit (Denizli, SW Turkey): Implications for a Local BM and PGE Enrichment. *Ofioliti*, 35, 1-20.
- Anders, E. and Grevesse, M., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197-214.
- Arai S., 1992. Chemistry of Chromian Spinel in Volcanic Rocks as a Potential Guide to Magma Chemistry. *Mineralogical Magazine*, 56, 173-184.
- Arai, S., Uesugi, J. and Ahmed, A.H., 2004. Upper Crustal Podiform Chromitite From The Northern Oman Ophiolite as The Stratigraphically Shallowest Chromitite in Ophiolite and Its Implication for Cr Concentration. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 147, 145-154.
- Barazangi, M., Sandvol, E. and Seber, D., 2006. Structure and Tectonic Evolution of the Anatolian Plateau in Eastern Turkey. *GSA Special Paper* 409, 463-474.
- Barnes, S.J., Naldrett, A.J. and Gorton, M.P., 1985. The Origin of Platinum Group Elements in Terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53, 303-323.
- Başpınar, G., 2006. Guleman (Elazığ) Bölgesi Krom Yataklarının Platin Grubu Element İçerikleri ve Jeokimyası. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Mühendislik Tezi, 138 s (yayımlanmamış).
- Bonavia, F.F., Diella, V. and Ferrario, A., 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill Southern Ethiopia. *Economic Geology*, 88, 198-202.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta (Paris)* 14, 3-30.
- Brugmann, G.E., Arndt, N.T., Hoffmann, A.W. and Tobschall, H.J., 1987. Nobel Metal Abundances in komatiite Suit from Alexo, Ontario and Gorgona Island, Colombia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2159-2169.
- Cawood A.P., Kröner A., Collins J.W., Kusy M.T., Mooney D.W. and Windley F.B., 2009. Accretionary orogens through Earth history, Geological Society, London, Special Publications, 318, 1-36.
- Dickey, J. S., 1975. An hypothesis of origin for podiform chromium deposits: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39, 1061-1074.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- DPT, 2000. T.C. Başbakanlık, Devlet Planlama Teşkilatı, Sekizinci Beş Yıllık Kalkınma Planı (2001-2005), Madencilik Özel İhtisas Komisyonu, Krom Çalışma Grubu Raporu. 1-52 s (Yayımlanmamış).
- Economou-Eliopoulos, M., 1996. Platinum-group elements distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration. *Ore Geology Review*, 11, 363-381.
- Engin, T. and Hirst, D.M., 1970. The alpine chromeores of the Andızlık-Zımparalık area, Fethiye, Southwest Turkey: *I.M.M. Trans. Sect. B*, 16-29.
- Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y. ve Özkan, Y.Z., 1982. Guleman Krom Yatakları ve Peridotit Biriminin Genel Jeoloji Konumu ve Yapısal Özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, No:95/96, 77-101.
- Engin, T., 2001. Magmatik Petrojenez, TÜBİTAK Lisans Üstü Yaz Okulu, (ed. Boztaş, D. ve Otlu, N.) 7-12 Haziran, Akçakoca-Düzce, 445-473.
- Kozlu-Erdal, H., 2007. Rutil İçeren Kahramanmaraş Berit Metafiyoliti Kromititleri İçerisinde
- Belirlenen Polifazlı Pd-Pt-Te Mineralizasyonları Konusunda Kısa Not. *MTA Dergisi*, 134, 59-64.
- Kozlu-Erdal, H. and Melcher, F., 2007. Mineralogy and Geochemistry of Platinum-Group Element Enrichments in Berit (Maras) Chromitites, Southeastern Turkey. In: *European Geosciences Union General Assembly*, pdf, abs., 15-20 April, Vienna, Austria.
- Faure, G., 1994. Principles and Applications of Geochemistry. Cambridge ; New York : Cambridge University Press. TN 269 S52415. 1-589 s.
- Garuti, G., Fershtater, G., Bea, F., Montero, P.G., Pushkarev, E.V. and Zaccarini, F., 1997. Platinum-group element distribution in mafic-ultramafic complexes of central and southern Urals: Preliminary results. *Tectonophysics*, 276, 181-194.
- Gauthier, M., Corrivaux, L., Trottier, L.J., Cabri, L.J., Laflamme, J.H.G. and Bergeron, M., 1990. Chromitites Platini feres de l'Estrie-Beauce, Appalaches du sud de Quebec. *Mineralium Deposita*, 25, 169-178.
- Gökçe, A., 2009. Maden Yatakları, Cumhuriyet Üniversitesi Yayınları. No:100, 1-323 s.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. and Kozlu, H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane

- map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique* 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Sayit, K. and Tekin, U.K., 2010. Oceanization of the northern Neotethys: Geochemical evidence from ophiolitic melange basalts within the İzmir-Ankara suture belt, NW Turkey. *Lithos* 116, 175-187.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42, 655-671.
- Keskin, M., 2005. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia, URL: <http://www.mantleplumes.org/Anatolia.html>
- Kojonen, K., Zaccarini, F. and Garuti, G., 2003. Platinum-Group Elements and Gold Geochemistry and Mineralogy in the Ray-Iz Ophiolitic Chromitites, Polar Urals. In: Eliopoulos, D.G. et al. (eds.). *Mineral Exploration and Sustainable Development*, Millpress Rotterdam Netherlands, 599-602.
- Kozlu, H. and Rudashevsky, V.N., 2010. Geochemistry of the Platinum-Group Minerals (PGM) in the Chromitites from Elbistan-Berit Mantle/Transition Zone and Kızıldağ (Hatay) Ophiolite, SE-S Turkey. *Ontario Geological Survey, 11th International Platinum Symposium*, June 21-24.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A., 1982. Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, 23, 103-125.
- Leblanc, M., 1991. Platinum-group Elements and Gold in Ophiolitic Complexes, Distribution and Fractionation from Mantle to Oceanic Floor. In: Peters, T. et al. (eds.). *Ophiolite Genesis and Evolution of The Oceanic Lithosphere*, Oman, Kluwer, Dordrecht, 231-260.
- Leblanc M. and Nicolas, A., 1992. Ophiolitic Chromites, *Intl. Geol. Rev.* 34, 653-686.
- McElduff, B. and Stumpfl, E.F., 1990. The chromite deposits of the Troodos complex, Cyprus - Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. *Mineralium Deposita*, 26, 307-318.
- Melcher, F., Grum, W., Thalhhammer, T.V. and Thalhhammer, O.A.R., 1999. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data. *Mineralium Deposita*, 34, 250-272.
- MTA., 2007. 1/100000 Van Bölgesi Jeoloji Haritası.
- Naldrett, A.J., Hoffman, E.L., Green, A.H., Chou, C-L., Naldrett, S.R. and Alcock, R.A., 1979. The Composition of Ni-Sulfide Ores With Particular Reference to Their Content of PGE and Au. *Canad. Mineral.*, 17, 403-415.
- Naldrett, A.J. and Duke, J.M., 1980. Platinum Metals in Magmatic Sulfide Ores. *Science*, 208, 1417-1424.
- Naldrett, A.J., 1981. Platinum-Group Element Deposits. In: Cabri, L.J. (eds.). *PGE Mineralogy, Geology, Recovery*. Canadian Institute of Mineralogy and Metallogeny, 23, 197-231.
- Okay, I. A. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publication*, 156, 475-515.
- Page, N. J., Engin, T., Singer, D. A. and Haffty, J., 1984. Distribution of platinum-group elements in the Batı Kef chromite deposit, Güleman-Elazığ\_ area, Eastern Turkey: *Economic Geology*, 79, 177-184.
- Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. The supra-subduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos*, 65, 205-224.
- Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H. and Delaloye, M., 2004. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geol. Mag.* 141 (5), 583-603.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F. and Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473, 173-187.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1 - 67.
- Robertson, A.H.F., 2004. Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions. *Earth-Science Reviews* 66, 331-387.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Ünlügöç, Ü. C., Parlak, O., Taşlı, K. and Inan, N. 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous-Early Tertiary accretionary and collisional processes related to the South-Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 108-145.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaömer, T. and Ünlügöç, U., 2007. Role of Late Mesozoic subduction and Palaeogene collision in melange genesis and ophiolite emplacement in the 9 Anatolides of western and central Turkey. *European Geosciences Union General Assembly, Vienna-Austria*, 15 - 20 April 2007. *Geophysical Research Abstract*, vol 9, 01429.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data : Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Scientific & Technical, Newyork, 353 s.
- Stevens, R. E., 1944. Composition of Some Chromites of the Western Hemisphere. *Amer. Min.* 29, 1-34.
- Stowe, C. W., 1987. *Evolution of Chromium Ore Fields*. New York: Van Nostrand-Reinhold, 340 s.
- Sarıfakıoğlu, E., Özen, H. and Winchester, J.A., 2009. Petrogenesis of the Refahiye Ophiolite and its Tectonic Significance for Neotethyan Ophiolites Along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences* . 18, 187-207.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., Kidd, W.S.F. and Şengör, A.M.C., 1980. Neotectonics of Eastern Turkey: New evidence for crustal shortening and thickening in a collision zone. *EOS*, Vol. 51, 17,360.
- Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakıncı, M., Ali Değer Özbakır, A., D. and Kayan, İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. *Earth-Science Reviews* 90, 1-48.
- Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Zor, E. ve Genç, T., 2003. Doğu Anadolu Litosfer Mekanizmasına Yeni Bir Yaklaşım. *Kuvaterner*

- Çalıştay IV, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, 29-30 Mayıs, Tübitak, 100-109.
- Taylor, S. R., and McClennan, S. M., 1985. The continental crust; its composition and evolution: Oxford, UK, Blackwell Scientific, 312 s.
- Thayer, T.P., 1960. Some Critical Differences Between Alpine Type and Stratiform Peridotite Gabbro Complexes: 21<sup>st</sup> Inter. Geol. Congr., Copenhagen, Repts., 13, 247-259.
- Thayer, T.P., 1964. Principal Features and Origin of Podiform Chromite Deposits and Some Observations on the Guleman-Soridağ District, Turkey: Economic Geology, 59, 1497-1524.
- Thayer, T.P., 1969. Gravity Differentiation and Magmatic Replacement of Podiform Chromite Deposits. In: Wilsoon, H.D.B., ed., Magmatic Ore Deposits, Econ. Geol. Mon. 4.
- Tsoupas, G. and Economou-Eliopoulos, M., 2008. High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, northern Greece. Ore Geology Review, 33, 3-19.
- Tüysüz, N. and Erler, A., 1995. Geology and geotectonic implications of Kazikkaya area, Kagızman- Kars (Turkey), Proceedings of the International symposium on the Geology of the Black sea Region (Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. and Örcen, S., eds.), September 7-11, Ankara, Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, 76-81.
- Uçurum, A., Lechler, P. J. and Larson, L. T., 2000. Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes, western Turkey: Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Science), 109, 112-120.
- Uçurum, A., Koptagel, O. and Lechler, P.J., 2006. Main-Component Geochemistry and Platinum-Group-Element Potential of Turkish Chromite Deposits, with Emphasis on the Mugla Area. International Geology Review, 48, 241-254.
- Uçurum, A., Lechler, P.J., Arehart, G.B. and Molnar, F., 2007. Platinum-Group Element, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Investigation of the Ultramafic Rock-Hosted Gunes-Sogucak Ni-Cu-Sulfide Mineralization in the Gunes Ophiolite, East-Central Turkey. International Geology Review, 49, 169-192.
- Uysal, I., Sadıklar, M.B., Tarkian, M., Karsli, O. and Aydin, F., 2005. Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum- group minerals from Ortaca (Muğla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromite genesis. Mineralogy and Petrology, 83, 219-242.
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadıklar, M.B. and Şen, C., 2007a. Platinum group- elements geochemistry and mineralogy in ophiolitic chromitites from the Kop Mountains, northeastern Turkey. The Canadian Mineralogist, 45, 355-377.
- Uysal, I., Zaccarini, F., Garuti, G., Meisel, T., Tarkian, M., Bernhardt, H.J. and Sadıklar, M.B., 2007b. Ophiolitic chromitites from the Kahramanmaraş area, southeastern Turkey: Their platinum-group elements (PGE) geochemistry, mineralogy and Os-isotope signature. Ofioliti, 32, 151-161.
- Uysal, I., 2008. Platinum-Group Minerals (PGM) and Other Solid Inclusions in the Elbistan-Kahramanmaraş Mantle-hosted Ophiolitic Chromitites, South-eastern Turkey: Their Petrogenetic Significance. Turkish Journal of Earth Sciences . 17, 729-740.
- Uysal, I., Zaccarini, F., Sadıklar, B., Bernhardt, H.J., Bigi, S. and Garuti, G., 2009a. Occurrence of rare Ru-Fe-Os-Ir-oxide and associated Platinum-group minerals (PGM) in the chromitite of Muğla ophiolite, SW-Turkey. N. Jb. Miner. Abh. 185/3, 323-333.
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadıklar, B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G. and Heidrich, S., 2009b. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Mugla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. Contributions to Mineral and Petrology, 158, 659-674.
- Uysal, I., Zaccarini, F., Sadıklar, B., Tarkian, M., Thalhammer, O.A.R. and Garuti, G., 2009c. The podiform chromitites in the Dağküplü and Kavak mines Eskişehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data. Geologica Acta, 7, 351-362.
- Yalınz, K.M. and Göncüoğlu M.C., 1999. Clinopyroxene Compositions of the Isotropic Gabbros From the Sarıkaraman Ophiolite: New Evidence on Supra-Subduction Zone Type Magma Genesis in Central Anatolia Turkish Journal of Earth Science. 8, 103-112.
- Yaman, S. and Ohnenstetter, M., 1991, Distribution of platinum-group elements of chromite deposits within ultramafic zone of Mersin ophiolite (south Turkey): Bulletin of the Geological Congress of Turkey, 6, 253-261.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geological Society of America Bulletin 105, 251-271.
- Zaccarini, F., Proenza, J.A., Ortega-Gutierrez, F. and Garuti, G., 2005. Platinum Group Minerals in ophiolitic chromitites from Tehuizingo (Acatlan Complex, Southern Mexico): implications for postmagmatic modification. - Mineral. Petrol. 84, 147-168.
- Zhou M.F. and Bai, W.J., 1992. Chromite deposits in China and their origin. Mineral. Deposita 27, 192-199.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J. and Li, Z., 1996. Podiform Chromitites in the Lobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. Journal of Petrology, 37, 1, 3-21.
- Zhou, M.F. and Robinson, P.T., 1997. Origin and Tectonic Environment of Podiform Chromite Deposits: Econ. Geol. 92, 259-262.
- Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R.R. and Kerrich, W., 1998. Controls On Platinum-Group Elemental Distributions of Podiform Chromites: A Case Study Of High-Cr-And High Al Chromitites from Chinese Orogenic Belts. Geochimica et Cosmochimica Acta. 4, 677-688.

---

Makale Geliş Tarihi : 16 Mayıs 2011  
Kabul Tarihi : 10 Ekim 2011

Received : May 16<sup>th</sup>, 2011  
Accepted : October 10<sup>th</sup>, 2011





## Büyük Menderes Nehri'nin Jeolojisi ve Evrimi

*Geology and Evolution of the River Büyük Menderes, Western Anatolia, Turkey*

**Nizamettin KAZANCI, Alper GÜRBÜZ, Sonay BOYRAZ**

*Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan/Ankara*

*(e-posta: Nizamettin.Kazanci@eng.ankara.edu.tr; agurbuz@eng.ankara.edu.tr; boyraz@eng.ankara.edu.tr)*

### ÖZ

Büyük Menderes Nehri (BMN) 615 km uzunluğu ve ~24000 km<sup>2</sup> lik akaçlama ile Ege Denizi'ne dökülen en büyük akarsu olup Batı Anadolu'nun jeomorfolojisinin oluşumunda önemli rol oynamıştır. Nehrin aşağı yatağı Büyük Menderes Grabeni (BMG), orta yatağı Denizli Grabeni, yukarı yatağı ise Baklan-Dinar Grabeni içindedir. Bütün yatak boyunca, eğim kırıklıkları olan yerler hariç, ana akış kanalı mendereslidir. Aşırı bükümlülüğü tanımlayan 'menderesli kanal (*meandering channel*)' terimi jeoloji literatürüne bu nehrin tarihsel adı '*Maiandros Flu*' esas alınarak üretilmiştir. Büyük Menderes Deltası'ndaki (delta kompleksi) incelemelerin ortaya koyduğuna göre, BMN'nin jeolojik geçmişi Geç Pleystosen'de, son 250000 yıl içindedir. Bununla birlikte, arazi ve sondaj bulguları, eski BMN'nin son Buzul Çağı sonlarına kadar BMG içinde sınırlı kaldığını, bugünkü yukarı ve orta yatak bölümünde akarsu yerine iki ayrı sığ ve geniş göl (Geç Pleystosen Sarayköy Gölü ve Baklan Gölü) bulunduğunu göstermektedir. Geç Pleystosen'de Küfi ve Dinarsuyu Baklan Gölü'ne dökülmektedir. Banaz Çayı ise Sarayköy gölüne ulaşmış ve bugünkü Yeniköy kum ocakları ile temsil edilen büyük bir delta oluşturmuştur. Göller, Holosen başında kapılmış (boşalmış) ve günümüzdeki nehri teşekkül etmiştir. Yeni BMN'nin Baklan ve Sarayköy göllerini kapması, drenaj alanını ve taşınan tortul miktarını artırmış, buna bağlı olarak son delta ilerlemesi çok hızlı gerçekleşmiştir.

**Anahtar kelimeler:** Akarsu jeolojisi, Büyük Menderes Nehri, Geç Pleystosen, Kuvaterner, nehir kapma, göl

### ABSTRACT

*The River Büyük Menderes (RBM) with the 615 km course and 24,000 km<sup>2</sup> drainage area is the longest stream of not only Anatolia but also whole eastern Mediterranean region, which discharges into the Aegean Sea. It is also one of the driven elements on Quaternary morphology of western Anatolia. Upper course of the RBM places in the Baklan-Dinar Graben (BDG) while middle and lower courses are in Denizli Graben (DG) and Büyük Menderes Graben (BMG) respectively. It has a meandering channel along the longitudinal profile except for some short discontinuities. In fact, the term "meandering" channel in earth*

*sciences was originated from "Maiandros flu" the antic name of the RBM. Based on results obtained from the BM delta (delta complex), the life story of the BMR has been in the last 250,000 years correspond to late Pleistocene. However, field geology and core studies indicated that the old RBM was a short, limited stream at the BMG till last Glacial Stage. During that time middle and upper course were separate drainage basins containing two lakes called Sarayköy Lake and Baklan Lake respectively. The Kufi stream and the Dinar stream have been discharging into the Baklan lake during the Late Pleistocene, while the Banaz into the Sarayköy Lake producing a delta represented by the modern open-sand pits of Yeniköy. Lakes have been emptied by capture or back erosion and then large RBM could form in early Holocene. This capture increased significantly drainage area, water and sediment capacity of the new river, subsequently the uppermost part of the RBM delta complex occurred rapidly.*

**Key words:** River geology, River Büyük Menderes, late Pleistocene, Quaternary, river capture, lake

## GİRİŞ

Son yüzyılda nüfus artışı ve teknolojideki ilerlemelere bağlı olarak akarsular yoğun incelemelerin konusu olmuştur. Büyüyen enerji gereksinimi (dolayısıyla barajların çoğalması), iklim değişimleri (kuraklık, taşkınlar, çölleşme vb olaylar), çevre kirliliği (yer üstü ve yer altı sularının kirlenmesi, temiz suya ihtiyaç) akarsuların önemini günden güne artırmaktadır. Zaten güncel ve eski yerleşimlerin çoğunluğu akarsuların kenarında veya üstündedir ve suya gereksinim hep olagelmıştır (Hassan, 2004). Büyük nehirlerin aktığı veya geçtiği yerlerdeki tesirleri, meydana getirdiği değişimler eskiden beri hep merak konusu olmuştur (Bridge, 2003; Miall, 2006).

Su döngüsünün bir parçası olan akarsular, yeryüzünü şekillendiren etmenlerin başında gelir. Aynı zamanda önemli tortul taşıma ve depolama ortamlarıdır. Tektonizmanın yeryüzüne etkilerini görünür kılarlar. Yarattıkları akaçlama ağı ile üzerinde buldukları litolojinin fiziksel ve kimyasal dayanımlarını ortaya çıkarırlar (Chorley ve diğ., 1984). Çevre şartlarına uyarak kendilerine özgü delta, taşkın düzlüğü, bataklıklar teşkil ederler (Bridge, 2003). Bazıları uzun

ömürlüdür ve başlangıçları Neojen'e kadar gider. Bir başka ifade ile günümüzdeki işleyişlerini jeolojik geçmişte değişerek devam ettirmişlerdir. Örneğin Volga Nehri Hazar Denizi petrolünün rezervuarı olan deltayık istiflerin oluşturucusudur. Delta harfi ( $\Delta$ ), delta istifi ve delta teriminin kökeni olan Nil Nehri, uzun ömürlü akarsulara bir diğer örnektir. Buraya kadar sayılan bütün özellikler, akarsuların kendine özgü jeolojik geçmişleri olduğunun, her bir akarsuyun kendi evrimi çerçevesinde ele alınabileceklerinin kanıtlarıdır.

Akarsu jeolojisi henüz yeni doğmaktadır. Gerçi akarsular tarafından oluşturulan kalın veya ince istiflerin ortamsal incelemesi ve yorumları güvenli kaynaklara bağlanmıştır (örn. Collinson ve Lewin, 1983; Collinson, 1996; Miall, 1996). Burada kastedilen ise bir akarsuyun ilk ortaya çıkışından günümüze kadar geçirdiği doğal değişimlerin tümüdür. İncelemeye akarsuyun şimdiki halinden başlayarak eski zamanlara doğru ilerlemek daha uygundur. Bu yaklaşımda akarsuların jeolojik geçmişlerinin göreceli kısa olduğu, ekserisinin Kuvaterner'de yoğunlaştığı söylenebilir. Bu doğrudur, ancak büyük küçük her akarsu önemlidir ve geçmişinin ortaya

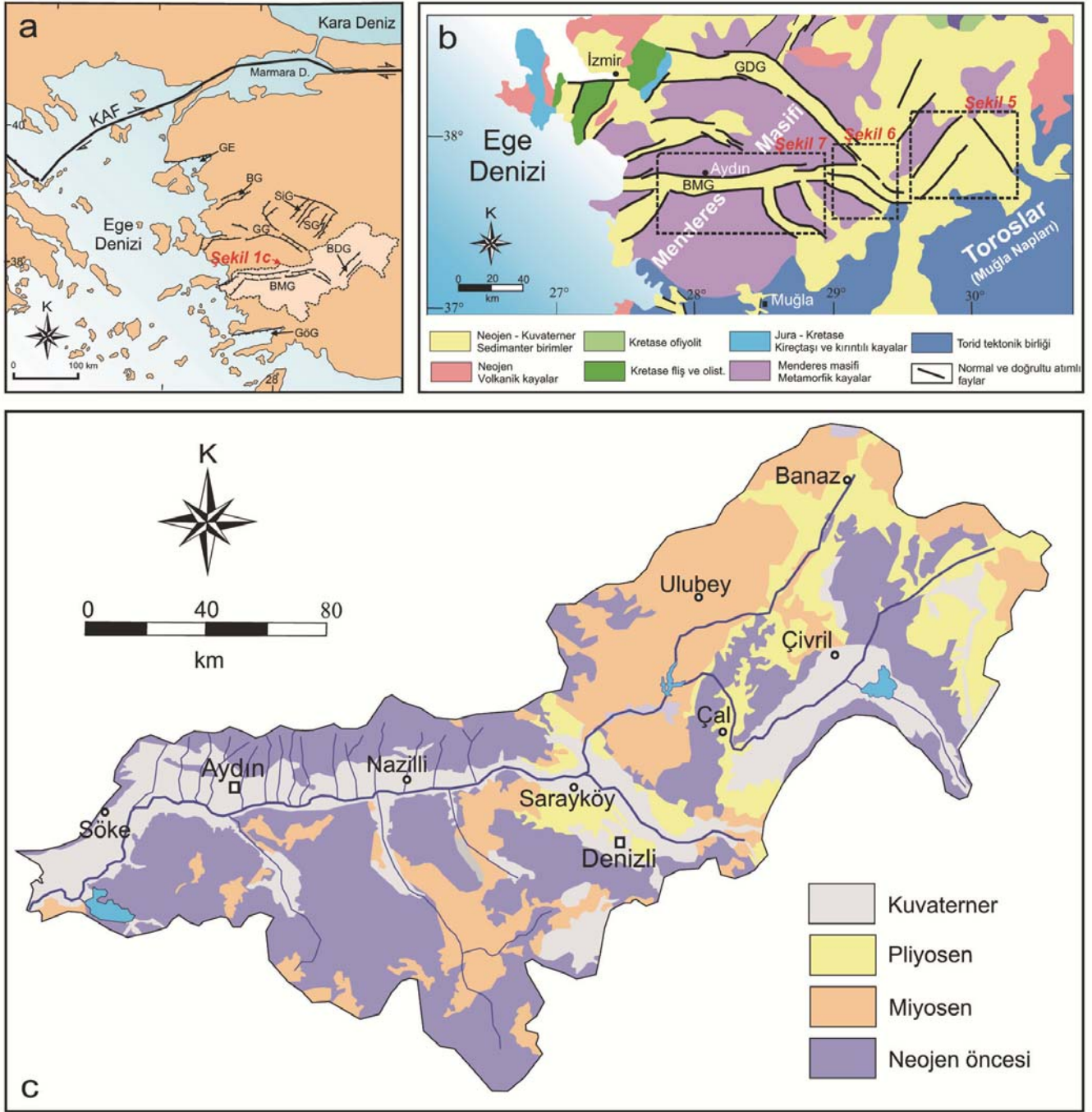
konulması gerekir. İlâveten, nehirlerin gündelik hayattaki önemleri sebebiyle, akarsu jeolojisi yerbilimleri ile toplum arasında bilimsel bağ oluşturacaktır. Kaldı ki, Kuvaterner'in sınırının 2,6 milyon yıla genişletilmesi (Kazancı, 2009), azımsanamayacak bir oluşum zamanı olduğunu işaret eder.

Akarsuların jeolojik incelemesinin (= akarsu jeolojisi) ön şartı, ele alınacak nehrin tortul depolamış ve bu tortulların jeolojik geçmiş hakkında bilgi verecek şekilde istiflenmiş olmasıdır. Tortul birikimi olmaması yerbilimsel veri eksikliğidir. Bunun için ya yeterince süre geçmemiştir, ya tortul birikimi için uygun hidrodinamik koşullar yoktur veya klasik anlamda bir akarsu gelişmemiştir. Belirli bir yatağı izleyerek akan sulara 'akarsu' veya 'nehir' adı verilirken gözetilen husus, içindeki suyun mevsimsel, geçici veya daimi oluşu değil, yatağının belirli ve/veya kalıcı olması esas alınmıştır. Akarsu yatağı (akak) ya akarsuyun kendisi tarafından tanzim edilmiştir, ya da içine yerleştiği vadi yatağı belirlemiştir. Bazen birikimli (tortul bulunduran), bazen aşındırmalı olan yatak, coğrafyanın bir parçasıdır ve dolayısıyla evrimleşme süreci, onun jeolojik geçmişidir.

Akarsu jeolojisinin 'büyük nehirlerle' uygulanacak bir inceleme yöntemi gibi düşünülmesi söz konusu ise de, nehirlerdeki 'büyüklük' kavramı hep tartışılır olmuştur. Örneğin Miall (2006) tanımlamasında uzunluğu 1000 km ve daha fazla olanlar 'büyük nehirler' dir. Bazı araştırmacılar kıta ölçeğinde akaçlama ağı olan nehirlerle, bazıları ise orojenik kuşakların akaçlamasını yapan nehirlerle 'büyük' yakıştırmaları yapmaktadır (Miall, 2006). Büyük akarsular uzun ömürlü ve kalın istiflere sahip olabilirler. Bununla beraber, tortul depolayan bütün akarsuların önemli olduğu, doğaya jeolojik izlerini

bıraktıkları ortadadır. Mevcut çalışmada değinilen konular uygulamalı olarak ele alınmıştır. Bu çalışmanın amacı Büyük Menderes Nehri'nin jeolojik incelemesini yapmak, kaynak alandan denize döküldüğü yere kadar geçirdiği jeolojik evrimi ortaya koymaktır.

Büyük Menderes Nehri (BMN) Batı Anadolu'nun en büyük akarsuyudur ve geniş bir akaçlama ağına sahiptir (Şekil 1, 2). Akışı boyunca etrafında çok eskiden beri büyük yerleşim yerleri kurulmuştur (örn. Eumenia, Tripolis, Laodekia, Hieropolis, Prien, Miletos). Bu durum yörenin ve BMN'nin arkeolojik önemini artırmış ve adeta kültürel merkez olmasını sağlamıştır. Menderes Masifi'nin jeolojik evrimi, Muğla veya Batı Toros napları ile Ege-Akdeniz'in oluşum sorunları, yöre jeolojisini her zaman ilginç kılmış, son yıllara doğru artan yoğunlukta çokça tartışılmıştır. Özellikle, bölgenin sismik bakımdan aktifliği ve nehrin büyük grabenler içine yerleşmiş olması, yöreyi ve BMN'ni ilgi odağı haline getirmiş ve pek çok çalışmanın yapılmasına yol açmıştır. En çok tartışılan husus grabenlerin açılma zamanı ve mekanizması hakkındadır (örn. Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992; Westaway, 1994; Yılmaz ve diğ., 2000; Seyitoğlu ve diğ., 2002; Bozkurt, 2000; 2003; Sarıca, 2000; Purvis ve Robertson, 2005; Rojay ve diğ., 2005; Şen ve Seyitoğlu 2009; Gürer ve diğ. 2001, 2009; Gürbüz ve diğ. 2012 ve bunlardaki değinmeler). Bu çalışmaların sonuçları 'Bölgesel Stratigrafi ve Morfotektonik' bölümünde verilecektir. Bölgenin morfolojik ve coğrafi özellikleri, tarım ve kullanma suyu gerekliliği vb sebeplerle, BMN yalnız günümüzde değil eskilerde de dikkat çekmesi çeşitli araştırmalara konu edilmesine sebep olmuştur (örn. Akyol, 1947; Holzer, 1953; Erinç, 1957; DSİ, 1975; Göney, 1975). BMN'nin denizi doldurması, deniz seviyesi değişimlerinin nehrin aşağı yatağı üzerindeki etkileri



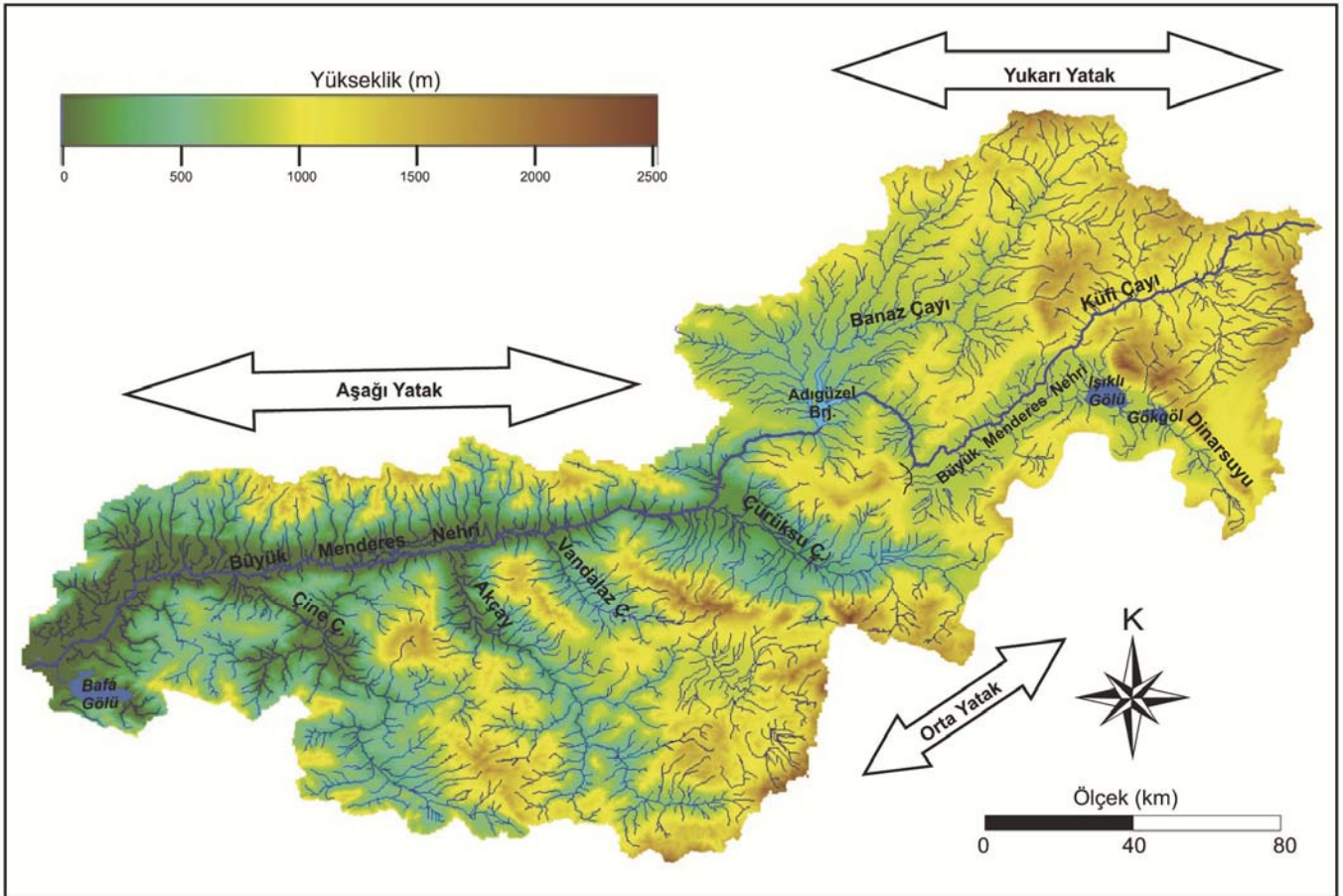
**Şekil 1.** Ege Bölgesi'nin genel tektonik durumu (a), grabenler (b) ve BMN akaçlama alanındaki temel kaya grupları (c).

**Figure 1.** Simplified tectonic setting (a) and grabens (b) and basic rock groups (c) in the drainage area of the RBM and Aegean region.

hakkında da oldukça geniş bilgi vardır (bkz Erinç, 1955; 1978; Göney, 1973; Erol, 1976; Aksu ve diğ., 1987; Schröder ve Bay, 1996; Bruckner, 1997; Hakyemez ve diğ., 1999; Mullenhoff ve diğ., 2004; Kazancı ve diğ., 2009). Özetle, Batı Anadolu, grabenler ve buradaki jeolojik olaylar yoğun şekilde ele alınmıştır. Bununla beraber, doğrudan akarsuyun jeolojisi üzerinde, yani, BMN'nin ilk oluşumundan bu yana geçirdiği değişimler hakkında yeterli ve toplu bilgi yoktur. Bu çalışmada önce BMN'nin morfolojik özellikleri ortaya konulacak, sonra tortullarına bağlı olarak jeolojik evrimi tartışılacaktır.

## BÜYÜK MENDERES NEHRİ

BMN, yerel kayıtlara göre Dinar içinden doğar, sırasıyla Küfi Çayı, Banaz Çayı, Çürüksu, Akçay, Çine Çayı'nı alarak tarihi Milet kenti yakınlarından Ege Denizi'ne dökülür (Şekil 2, 4). DSİ (1975) ve EİE (1993) kayıtlarına göre uzunluğu 584 km, su toplama alanı 24 300 km<sup>2</sup> dir (Şekil 2). Doğuda Dinar Suçıkkanı'ndan başlayıp yaklaşık 19 km kadar ileride Gök Göl ve 9 km sonra Işıklı Gölü'ne girer (Işıklı Gölü'ne kadar olan kısım Dinarsuyu olarak da bilinir). Holosen'den bu yana, bulunduğu yer ve kısmen Işıklı karstik kaynağının oluşturduğu bir bataklık olan bu bölge (Ismael, 2009), 1952 ve 1972'de sulama ve drenaj



Şekil 2. Büyük Menderes Nehri akışma ağı, ana ve yan kolları (aşağı, orta ve yukarı yatak).

Figure 2. Drainage network, main channel and branches of the River Büyük Menderes (lower, medial and upper courses).

amacıyla yapılan setlerle büyük bir göl halini almıştır (Işıklı Gölü; 65 km<sup>2</sup>). Buradan yukarıdaki yatağında (Dinarsuyu) mevsimlik su bulunan BMN'nin asıl besleyici ve daimi su kaynağı Işıklı Gölü'dür. Işıklı Gölü'nün çıkış ayağı olan BMN, Çivril ovasını geçtikten sonra Baklan ovasının ortalarında güneybatıya döner, dar ve eğimli bir boğazı geçer (Haşatbeli boğazı) ve Çal ilçesi civarında 60 m derinlikli gömülü vadide akar. Bu vadiden çıkışında (Sarıkaya Boğazı) yine bir eğim kırıklığına uğrar ve 7 m'lik bir şelale oluşturur (Çizelge 1).

**Çizelge 1.** BMN'nin farklı bölgelerde yatak eğimi.

**Table 1.** Bed slopes of the RBM in different positions.

Küfi Çayı boyunca	% 9
Dinar Grabeni	% 25
Çal-Sarayköy arası	% 8
Sarayköy-Söke	% 12
Söke-Ege Denizi	% 4
Kaynaktan denize ortalama	% 2

Bazı yerel kayıtlarda Küfi Çayı da BMN'nin başlangıcı olarak kabul edilmektedir (Şekil 2). Sincanlı (Afyon) ilçesinin güneyinde Akharım beldesi yakınlarında başlayan Küfi Çayı, yer yer dar ve derin vadilerden geçer ve yaklaşık 40 km aktıktan sonra Çivril ovasında BMN'e katılır. BMN için önerilen kaynaklardan Dinarsuyu yaz-kış su bulundurur, Küfi Çayı ise daha uzundur. Nehir Sarayköy yakınlarında Çürüksu ile birleşir ve Büyük Menderes Grabeni'ne girer. Buharkent, Kuyucak, Nazilli, Aydın'ı geçtikten sonra Çine Çayı ile birleşir, Söke ovasında güneybatıya yönelir ve denize ulaşır (Şekil 1, 2). BMN'nin en önemli özelliği, yatak eğiminin azlığı, bilhassa Nazilli'den denize dökülünceye kadar çokça kıvrımlar yapması, bırakılmış menderes kolları ve geçici göller oluşturmasıdır (Çizelge 1, 2). BMN'nin

tarihteki adı '*Maiandros flu*' dan üretilen (Strabon, Geographika IV) '*meandering-menderesli kanal*', bu aşırı bükümlü yatakların jeoloji literatüründe kullanılan ismi olmuştur (Bu isim kökenine yabancı kaynaklarda fazla rastlanmaz, Türk yerbilimcilerin daha çok vurgulamaları gerekir). İleriki bölümlerde bu oluşumların sebepleri ve BMN'nin morfolojisi hakkında daha geniş bilgiler verilecektir.

BMN üzerinde belirli istasyonlarda 1950'den bu yana düzenli olarak su, 1985'den bu yana su kalitesi ve sediment gözlemleri yapılmakta olup, bölgenin iklimi, su rejimi ve erozyon durumu hakkında güvenilir veriler mevcuttur (DSİ, 1987; 2003; EİE, 1986; 2006).

## BÖLGESEL STRATİGRAFİ VE MORFOTEKTONİK

BMN ana ve yan kolları büyük ölçüde metamorfik ve kristalen kayalar ile Mezozoyik ve Neojen birimleri üzerinde bulunur. Akaçlama alanında bunlardan başka Neojen volkanik ve volkaniklastikleri az da olsa yer alır (Şekil 1, 3). Kristalen ve metamorfik kayalar Menderes Masifi ve örtü kayaları olarak tanımlanmaktadır (Holzer, 1953; Chaput, 1976; Akdeniz ve diğ., 1986; Konak ve diğ., 1986; Dora ve diğ., 1992; Şenel, 1997). Bunlar çoğunlukla nehrin denize döküldüğü yerden itibaren, yaklaşık 180 km doğuya doğru, Buharkent civarına kadar geniş bir alanda yüzeyleyen kaynak kaya konumundadırlar. Bunlara yaşlı olarak Neojen birimleri mevcuttur (Şekil 5-7). BMN'nin aşağı kısımlarını oluşturan bu kesimden daha geriye doğru Mezozoyik ve Neojen yaşlı birimlerin alan dağılımları fazlaşır (Şekil 1). Özellikle Denizli, Çal, Çivril, Dinar yörelerinde az oranda Mezozoyik ofiyolit ve karbonatları ile birlikte Erken, Orta ve Geç Neojen tortulları yaygın olarak bulunmaktadır (örn. Nebert, 1956;

1968; Platen, 1967; Konyalı, 1970; Ermiş ve Karaman, 1987; Göktaş ve diğ., 1989). İleriki bölümlerde değinileceği gibi nehrin ana yatağı grabenler içindedir ve buralarda nehrin kendi ürünlerinden başka çeşitli Neojen ve Kuvaterner tortulları bulunur (Şekil 1). Grabenlerdeki genel stratigrafik benzerliğe karşın litolojik çeşitlilik dikkat çeker (Şekil 3, 5-8). Nehrin aşağı bölümlerini bulunduran Büyük Menderes Grabeni'nde (BMG) yalnızca temel üzerine gelen Erken-Orta Miyosen ürünleri gölsel nitelikte olup, geri kalanlar alüvyal ve flüvyal kökenli kaba kırıntılıdır (Kazancı ve diğ., 2009; Şekil 3, 7). Buna karşın nehrin orta ve yukarı kesimlerini taşıyan Denizli ve Baklan-Dinar grabenleri büyük ölçüde gölsel tortulları bulundurur (Hakyemez, 1989; Alçıçek ve diğ., 2007; Gürbüz ve diğ., 2012; Şekil 3, 8).

BMN, Ege Denizi'ne dökülen en büyük akarsu olup, drenaj alanı büyüklüğü, deltası ve içine yerleştiği arazinin yapısı itibariyle, Ege Bölgesi ve tüm Batı Anadolu'nun simgesi durumundadır. Batı Anadolu ve Ege Bölgesi ise günümüzde genişlemeli tektoniğin tüm dünyada en aktif işlediği yerlerden biridir (Dewey ve Şengör, 1979). Bölgede Geç Neojen'den bu yana KB-GD, KD-GB, K-G uzanışlı çeşitli grabenlerin oluştuğu gözlenmektedir (Bozkurt, 2003; Bozkurt ve Rojay, 2005; Gürer ve diğ., 2009; Gürbüz ve diğ., 2012). En iyi bilinenler Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz, Alaşehir, Denizli, Uşak-Güre, Baklan-Dinar, Acıgöl grabenleri olup tümü geniş bir horst-graben sisteminin küçük veya büyük elemanlarıdır (Şekil 1). Bölgede genişlemeli rejimin ne zaman başladığı konusunda görüş birliği yoktur. Aktif tartışmaların iki önemli konusu grabenlerin kökenlerinin ne olduğu ve genişlemenin halen devam edip etmediğidir. Bu konularda ayrıntılı tartışma ve geniş bir kaynak listesi Gürer ve

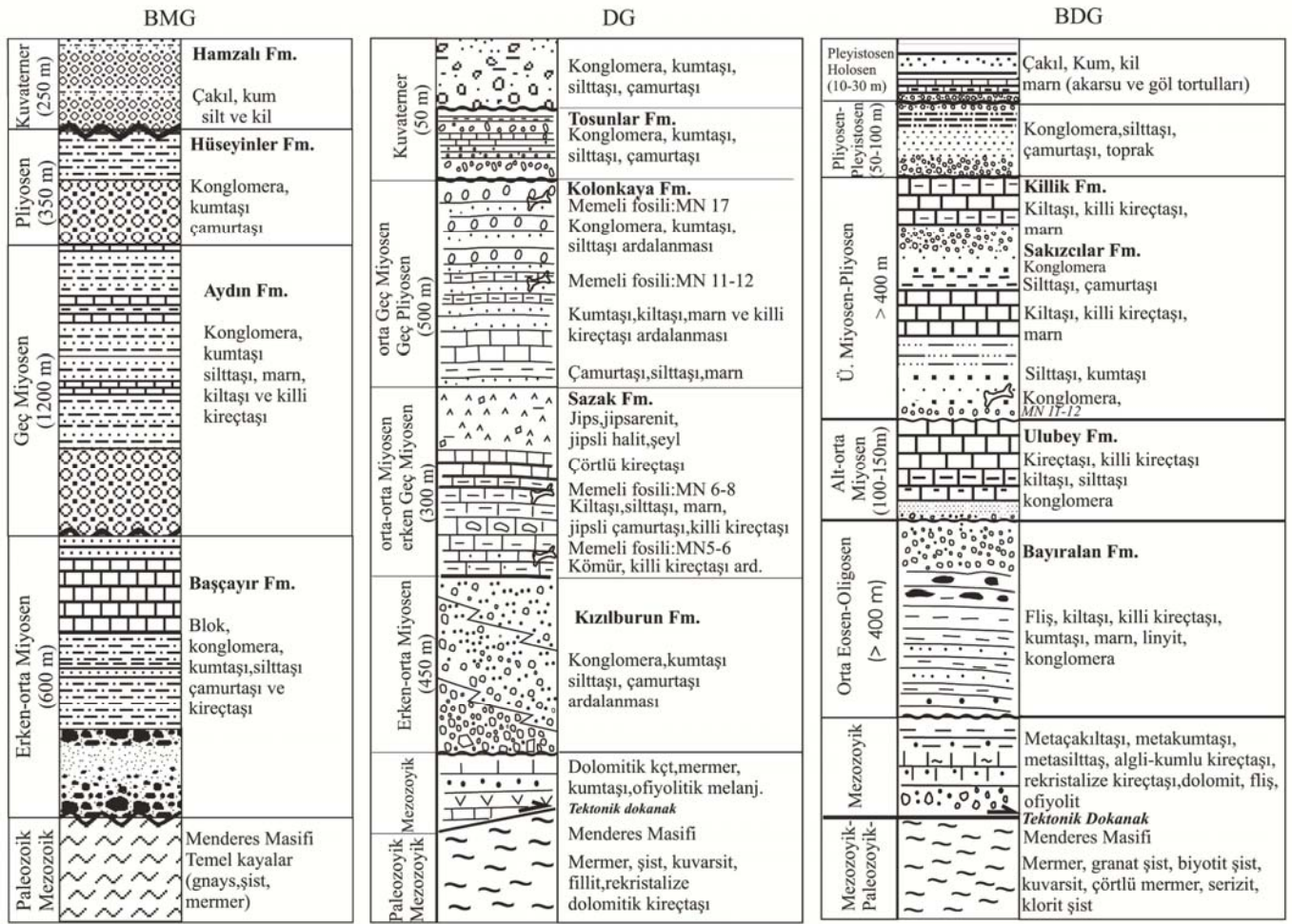
diğ. (2009)'da verilmektedir. Konunun ayrıntıları bu makalenin kapsamı dışındadır.

Batı Anadolu grabenleri ve bunun bir parçası olarak BMN ve BMG, Menderes Masifi, masifin örtü kayaları üzerindedir (Şekil 1). Kuzeye ve doğuya doğru Neojen yaşlı volkaniklastik ve gölsel tortullar yaygınlaşır. Bunların güney ve güneydoğusunda çoğunluğu Mezozoyik kayalarından oluşan Muğla napları (= Likya napları) ve Torid tektonik kuşağı yer alır (Şekil 1). Grabenler bölgesinde yoğun faylanma ve buradaki Neojen kayalarının göreceli dayanımsız oluşu nedeniyle, bölgede yüksek dağlar ve derin vadiler oluşmuştur. Kısaca engebeli topografya bu bölgenin belirgin morfolojik özelliğidir.

BMN'nin hemen güneyinde yaklaşık KB-GD uzanışlı Beşparmak Dağları (1307 m), Madranbaba Dağları (1792 m), Denizli Akdağ (2449 m), Honazdağ (2571 m), kuzeyinde ise D-B uzanışlı Aydın Dağları (1831 m), Küçük Menderes ve Gediz grabenleri arasında D-B uzanışlı Bozdağlar (2149 m) bütün Ege Bölgesi'nin önemli yükseltileridir. Nehirler ve kaynak alanlar arasındaki bu büyük yükseklik farkı, nehirlerle fazla miktar tortul sağladığı gibi dağ eteklerinde çok sayıda alüvyon yelpazesinin oluşmasına yol açmaktadır (Şekil 5-7).

### **Büyük Menderes Nehri ve İlgili Grabenler**

BMN, denize ulaştığı yerde büyükçe bir delta oluşturur (Şekil 1). Deltanın üst üste gelişen dört ayrı ilerleme evresini temsil ettiği ve/veya 'delta kompleksi' olduğu (Aksu ve diğ., 1987), en büyük ilerlemenin Orta-Geç Holosen'de gerçekleştiği bilinmektedir (Göney, 1975; Mullenhorf ve diğ., 2004). Deltayı teşkil eden BMN'nin aşağı yatağı Büyük Menderes Grabeni (BMG), orta yatağı Denizli Grabeni (DG), Yukarı Yatağı ise Baklan-Dinar grabenleri (BDG) içindedir (Şekil 2).



**Şekil 3.** Büyük Menderes Nehri aşağı-orta-yukarı yatak bölgelerini bulunduran grabenlerin genel stratigrafik durumu ve Kuvaterner birimleri. BMG-Büyük Menderes Grabeni (Yazman ve diğ. 2004), DG-Denizli Grabeni (Alçiçek ve diğ. 2007), BDG-Baklan Dinar Grabeni (bu çalışma).

**Figure 3.** General stratigraphy and Quaternary units in the grabens hosted upper-middle-lower courses of the RBM. BMG Büyük Menderes Graben (from Yazman et al. 2004), DG-Denizli Graben (Alçiçek et al., 2007), BDG Baklan Dinar Graben (this study).

BMG yaklaşık Ege Denizi'nden başlar ve Çubukdağ/Buharkent ilçesinde sona erer. Kanca şeklindedir. Kancanın ucu Söke-Bağarası hattından itibaren güneybatıya ilerleyen 35 km'lik kısımdır. Uzunluğu 175 km, genişliği 8-12 km arasındadır (Şekil 1, 2). BMG doğu ucunda, Kızıldere (Sarayköy) yakınlarında Denizli Grabeni ile birleşir (Şekil 2, 4, 6). Denizli Grabeni, güneyde Babadağ fay zone, kuzeyde ise Pamukkale fay zone ile sınırlanan yaklaşık 70 km uzunluğunda, 50 km genişliğinde KB-GD gidişli geniş bir çöküntü

alanıdır (Koçyiğit, 2005; Kaymakçı, 2006; Alçiçek ve diğ. 2007). Çökelleri büyük ölçüde Neojene ait olan graben başlangıcından bu yana gölsel havza niteliğinde olmuştur (Nebert, 1958; Kastelli, 1971; Hakyemez, 1989). Denizli Grabeni, BMN'nin kolu olan Çürüksu ve ona bağlı yan dereleri bulundurur (Şekil 2, 6). Nehrin yukarı yatağı çapraz graben olarak yorumlanan Baklan-Dinar Grabeni (BDG) içine yerleşmiştir (Gürbüz ve diğ., 2012). Baklan Grabeni, KD-GB uzanışlı bir havza olup yaklaşık 50 km boyunda 15 km genişliktedir.



BDG'ne dik konumda ve KKB-GGB gidişli Dinar Yarı Grabeni ise 50 km uzunlukta ve 10 km genişliktedir. Bu tektonik çöküntüleri çevreleyen Akdağ (2450 m) ve Beşparmakdağı (1600 m) Batı Anadolu'nun önemli yükseltilerindedir (Şekil 2, 4, 5). Graben oldukça kalın, yer yer kömürlü bir Neojen istifini kesmektedir (Topkaya, 1957; Şenay, 1965; Konyalı, 1970; Ünal, 1981).

## MATERYAL VE YÖNTEM

Nehir jeolojisi, akarsuyun uzanımı boyunca evrimine tesir eden bütün olayların incelenmesini kapsar. Dolayısıyla, BMN'nin jeolojisini ortaya koymak için doğduğu yerden denize döküldüğü yere kadar, bütün güzergahının incelenmesi gerekir. Anlaşılabilirlik ve anlatım kolaylığı açısından güzergah *aşağı yatak*, *orta yatak* ve *yukarı yatak* olarak bölünmüştür. Aşağı yatak, nehrin, BMG içindeki bölümüdür. Burası nehir ağzından Buharkent'e kadar olan kesimini kapsar (Şekil 1, 2). Orta yatak kısmı Sarayköy'den Haşatbeli kanyonuna kadardır. Denizli Grabeni orta yatak bölümünün merkezidir. Orta yatağın kuzeye doğru üst başında Çal ilçesi sınırlarına girilir (Şekil 2, 4). Yukarı yatak olarak nehrin Sandıklı yakınlarında Küfi Çayı'nın doğduğu yerden Haşatbeli kanyonuna kadar olan kısmı alınmıştır. Bir önceki bölümde de belirtildiği gibi, bazı okul ansiklopedilerinde nehrin başlangıç ve anakolu olarak Banaz Çayı, bazılarında Dinarsuyu, bazılarında da Küfi Çayı gösterilir. Daimi su bulunan yer ise Işıklı Gölü'nden itibaren olan kısımdır. Bu çalışmada nehrin her üç büyük kolunun başlangıcından sonuna kadar olan bütün akış güzergahında saha incelemesi yapılmış olup, uydu görüntülerinden ve hava fotoğraflarından da yararlanılarak Kuvaterner tortulları haritalanmıştır (Çizelge 1-3; Şekil 5-7). Ayrıca Çivril

ovası ve Söke ovasında akarsu kökenli tortulların kalınlıklarını bulmak için 5 metreye ulaşan yarmalar açılmış ve bunların kayıtları DSİ sondajları ile karşılaştırılmıştır (Şekil 8). Akarsuyun su ve tortul varlığının değerlendirilmesinde EİE (1993, 1996, 2000 ve 2006) kayıtları esas alınmıştır. Bunlarda anlık akım, aylık ve yıllık ortalama akımlar, sudaki tortul varlığı (ppm olarak), toplam ve net drenaj alanları verilmektedir. DSİ akım ölçümlerine, daha çok istasyona ait veri bulundurmakla beraber, tortul yük kapsamı dikkate alınmadığından, ihtiyaç halinde başvurulmuştur.

Güncel ve tutturulmamış tortulların haritalanmasında Kazancı ve diğ. (2000)'de verilen 'depolanma alanı' yöntemi izlenmiştir. Bu yöntemde, gözlenen güncel depolanma süreçlerinin etkin olduğu ve tortul bulunan yerler "depolanma alanları" olarak ayrılmakta ve haritalanmaktadır. Bu bir anlamda güncel çökme ortamlarının ayırılmasındadır. Böyle bir ayırım bu çalışma için gereklidir, çünkü Kuvaterner tortullarının ekserisi alüvyon yelpazeleri ile oluşturulur ve bunların akarsu tortulları ile karışması ve hepsinin birden Q-alüvyon şeklinde verilmesi yanlış yorumlara götürebilir.

BMN'nin jeolojisi konu edilirken esas alınan dayanaklar, a) akarsuyun kendisi tarafından oluşturulan tortullar ve istifler, b) akarsuyun kendisi tarafından oluşturulan boğaz, kanyon, vadi vb aşınımlardır. Taraçalar, aşınma ve birikme kökenli oluşlarına göre, tektonizma yorumlarında kullanılmıştır. Drenaj alanı tortul sağlayan aşınma bölgesidir ve buranın jeolojisi akarsuyun jeolojisi ile doğrudan ilintili değildir. Bu sebeple bu çalışmada akarsu kökenli Kuvaterner tortulları üzerinde daha çok durulacaktır. Daha önceki dönemlerde DSİ, EİE, belediyeler vb kuruluşlarca yaptırılmış sondajlar ayrıntılı

şekilde gözden geçirilmiştir. DSİ arşivlerinde olup logları ve karotları olan sondajların kullanılmasına öncelik verilmiştir. Aynı şekilde önceki çalışmalarda verilen Kuvaterner'e ilişkin kayıtlardan da yararlanılmıştır. Bu incelemede doğrudan yaş tayini yapılamamıştır. Kullanılan yaşlandırma görelidir ve ekseri Büyük Menderes deltasındaki Aksu ve diğ. (1987; 1990) tarafından verilen değerlere dayanmaktadır. Yani, delta istifleri ve buradaki yaşlar, daha içerilerdeki akarsu tortulları için karşılaştırma malzemesi olarak kullanılmıştır. Işıklı Gölü'ndeki sondaj çalışmaları ve göllerdeki depolanma hızları yorumlara dayanak olmuştur (Ismael, 2009; Kazancı ve diğ., 2011). Buna göre, BMN'nin denize ulaştırdığı tortullar son 250 000 yıl içinde, dört ayrı deniz girişimi ile bölünen dört delta seviyesi, hepsi birden delta kompleksi teşkil etmiştir (Aksu ve diğ., 1987). Son deniz sokulumu Kuyucak'a kadar ilerlemiş ve Ege Denizi'nin en uzun halicini oluşturmuştur (Kazancı ve diğ., 2009).

## GÖZLEMLER-BULGULAR

### Büyük Menderes Nehri'nin Kaynağı ve Ana Yatağı

BMN yukarı kesimlerinde başlıca üç büyük kolun Banaz Çayı, Küfi Çayı ve Dinarsuyu'nun birleşmesinden oluşur (Şekil 2). Banaz Çayı yaklaşık 170 km olup, Banaz ilçesinin hemen kuzeyinden doğar, Ulubey kanyonlarını geçerek Adıgüzel Barajı'na ulaşır. Küfi Çayı, Sandıklı'nın kuzey kesiminden başlar ve Işıklı Gölü'ne kavuşur. Buraya kadar uzunluğu 90 km'dir. Dinarsuyu, Dinar'ın hemen güneyinden başlar ve Işıklı Gölü'nde Küfi Çayı ile birleşir. Uzunluğu 47 km'dir. Küfi Çayı ve Banaz Çayı göreceli daha yüksek eğimli vadilerden geçer, buna karşılık Dinarsuyu düşük eğimli bir yatak içindedir (Çizelge 1). Işıklı Gölü'nde Küfi Çayı ile birleşen Dinarsuyu BMN adını alır,

kuzeybatıya dönerek Adıgüzel Barajı'nda Banaz Çayı ile birleşir (Şekil 2, 4). Buldan ilçesi yakınlarında Gediz Nehri ile su ayırım hattı birbirine çok yaklaşıp (Şekil 4).

Büyük Menderes Nehri'nin yatağı başlangıcından itibaren göreceli az eğimlidir. Küfi Çayı vadisinde %025 iken bu değer orta yatakta %016, aşağı yatakta ise (örn. Sarayköy-Kuyucak arası) %012 kadardır (Çizelge 1). BMN önemli özelliği, nehir ana kanalının yukarı, orta ve aşağı yataklarda hep az eğime sahip olması, yatak geçişlerinin ani eğim kırıklıkları ile (3-10 metrelik şelaleler halinde) birbirine bağlanmasıdır (Çizelge 2; Şekil 2, 4). Bu durum nehrin hemen bütün bölümlerinde grabenler içine yerleşmiş olması ve graben çıkışlarında eğimlerin değişmesinin sonucudur. BMN'nin ortalama eğimi %02'dir (Çizelge 1).

### Büyük Menderes Nehri Akaçlama Ağı ve Su Toplama Alanı

BMN su toplama alanı yaklaşık 24000 km<sup>2</sup>'dir (Şekil 2). Su ayırım hattının geçtiği yerlerde 2000 metreyi aşan zirveler vardır (örn. Aydın Dağları, Babadağ, Akdağ). Diğer bir deyişle BMN çok çeşitli kayaların yüzelediği çok geniş bir alandan su ve tortul alır.

Büyük Menderes Nehri'nin ana yatağı ve/veya nehrin boyuna profili Küfi Çayı-Işıklı Gölü-Adıgüzel Barajı-Sarayköy-Nazilli-Aydın-Söke hattını izler. Bu ana yatağa katılan başlıca büyük kollar, yukarı yatakta Dinarsuyu ve Banaz Çayı, orta yatakta Aksu Çayı, Çürüksu, aşağı yatakta Dandalaz Çayı, Akçay ve Çine Çayı'dır. En uzununu Akçay'dır (Çizelge 3). Bu çayların hemen hepsinin üzerinde göletler mevcut olup, su akışları düzenlenmiş, buna bağlı olarak tortul gelintisi ise oldukça azalmıştır. Nehrin tortul yüküne ilişkin yorumlarda baraj ve göletlerin dikkate

alınması, özellikle 1990 sonrası veriler için geçerlidir (Çizelge 4).

**Çizelge 2.** BMN'nin bazı noktalarında rakım değerleri.

**Table 2.** Altitude values of RBM in some points.

Yer	Rakım (m)
Banaz Çayı başlangıcı	2172
Küfi Çayı başlangıcı	2059
Dinar Suyu başlangıcı	1695
Işıklı Gölü	815
Adıgüzel Barajı	434
Denizli il merkezi	450
Çürüksu başlangıcı	1494
Çürüksu BMN kavşağı	143
Sarayköy merkez	140
Nazilli ilçe merkezi	132
Akçay başlangıcı	1600
Akçay BMN kavşağı	53
Aydın il merkezi	60
Çine Çayı başlangıcı	735
Çine Çayı BMN kavşağı	23
Söke ilçe merkezi	12
Bafa Gölü	2

**Çizelge 3.** BMN büyük kollarının uzunlukları.

**Table 3.** Lengths of the RBM large branches.

Nehir Kolu	Uzunluk (km)
Dinar Suyu	47
Küfi Çayı	90
Banaz Çayı	170
Çürüksu	96
Aksu/Dandalaz	60
Akçay	151
Çine Çayı	119

Ana ve yan kollara kavuşan dereler dışında, doğrudan BMN'e ulaşan çok sayıda mevsimlik akarsular mevcuttur. Özellikle Aydın-Kuyucak arasında yüksek yamaçlardan inen yüksek eğimli ve fakat kısa akış yatakları sıkıdır (Şekil 1, 2). Bunların bir kısmı grabene açılan yerde alüvyon yelpazeleri teşkil ederler (Şekil 7). Söke-Kuyucak arasında, uzunlukları 10 km'den fazla olan böyle yan kolların sayısı 12'dir. Nehrin kuzeyindeki akarsuların mevsimlik ve kısa oluşlarına karşın, güneydekilerin boyları uzun, yatak eğimleri göreceli daha az ve daimi olarak su bulundurlurlar (Çizelge 3). Bu durum nehrin içine yerleştiği

**Çizelge 4.** BMN üzerindeki baraj yerleri, büyük göletler ve yapım yılları.

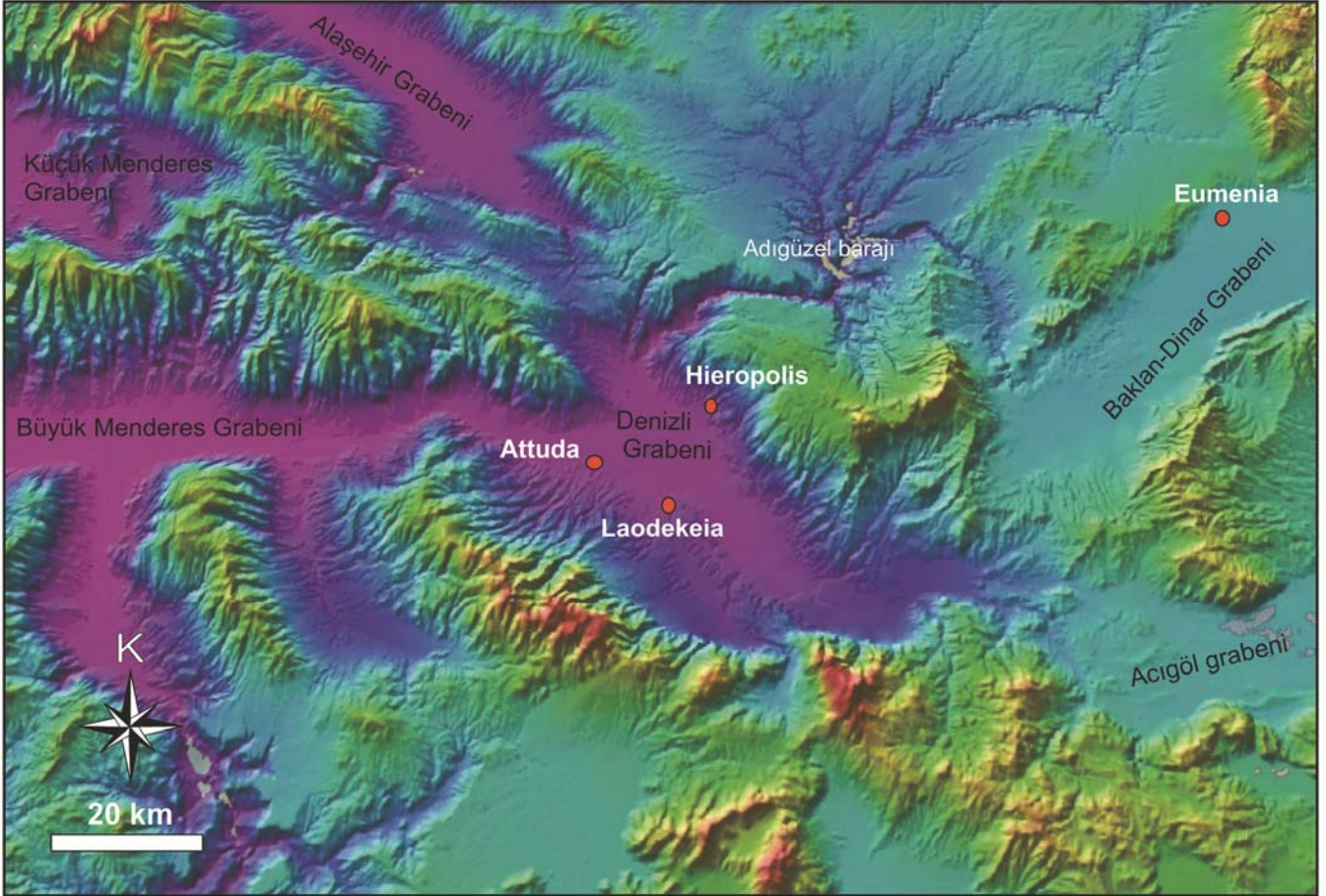
**Table 4.** Dam locations, large ponds and their construction dates on the RBM.

Gölet/Baraj Adı	Bulunduğu Yer	İşletme Yılı
Bozdoğan/ Kemer HES	Akçay	1958
Topçam	Madran Çayı	1985
Yaylakavak	Kocaçay	1996
Çardak Göleti	Değirmendere	2006
Kahvederesi	Karacasu	1992
Hıdırbeyli	Germencik	1988
Akçaova	Çine Kocadere	1999
Çatak	Çine Kavşit Çayı	2002
Karacaören	Kızılcalar deresi- Kocalı	2000
Çine	Çine Çayı	2010
İkizdere	İkizdere (Aydın)	2010
Karacasu	Dandalaz Çayı	1999
Adıgüzel	BMN	1989
Cindere	BMN	2009
Denizli Gökpınar	Gökpınar deresi	2002
Yenidere	Yenidere	1995
Işıklı	Dinarsuyu	1953

arazinin topoğrafik özelliği olup, aşağı yatak bölgesinde BMN'nin drenaj ağı (graben tabanı ve yamaçları) kuzey ve güney itibariyle asimetrik biçimdedir. Aynı sebeple, güneyde kalan akaçlama alanı göreceli daha geniştir (Şekil 2).

BMN akaçlama ağının en belirgin özellikleri yan kolların ana nehir koluna dik veya dike yakın şekilde kavuşması ve böylece kafesli bir ağ oluşmasıdır (Şekil 2). Bunun birincil sebebi graben kenarlarının göreceli yüksek eğime sahip olmasıdır.

Genel duruma kısmen aykırı olan yan kol Banaz Çayı'dır. Banaz Çayı litoloji kontrollü bir yatakta akar ve buradaki Neojen kireçtaşları (Ulubey Fm) çok uzun, dik ve derin vadilerin oluşmasına yol açmıştır (Ulubey kanyonu). Kafesli akaçlama ağı tektonik kontrollü arazilerin tipik göstergesidir (Chorley ve diğ., 1984). BMN, oluşumundan itibaren D-B yönlü grabenler içine yerleşmiştir ve bu durum bütün Batı Anadolu'nun bilinen, tipik özelliğidir (Şekil 1).



**Şekil 4.** BMN yukarı, orta ve aşağı yatak bölgelerini bulunduran grabenlerin morfolojileri, antik kentler.

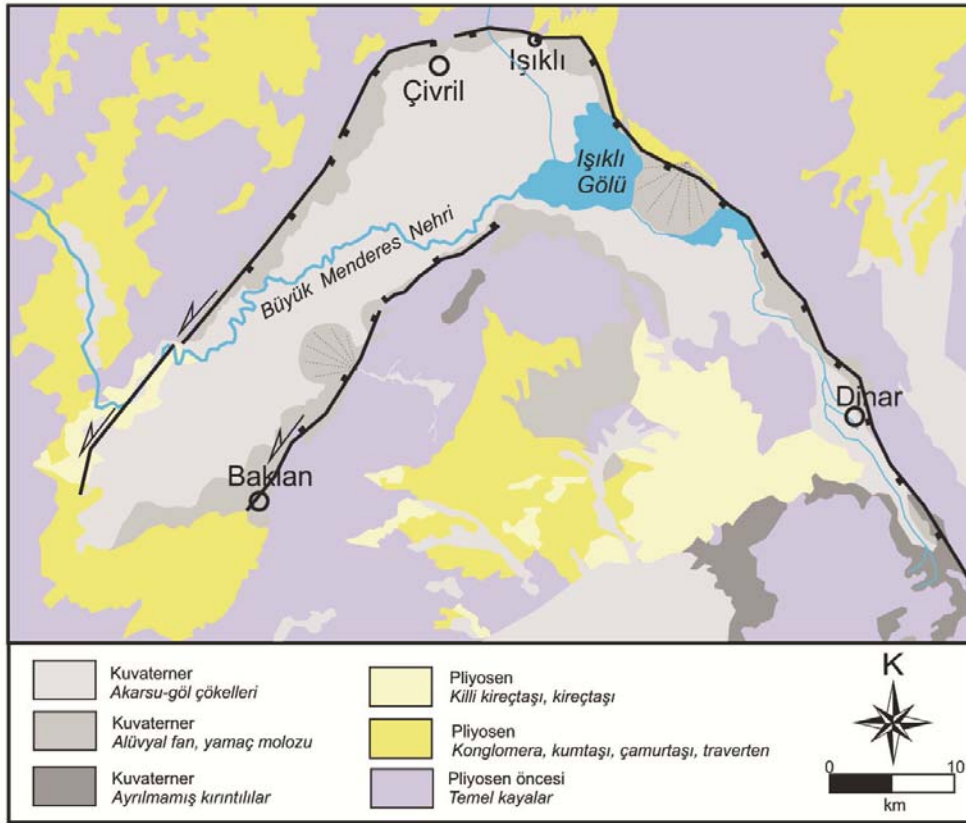
**Figure 4.** Morphologies of the grabens in where upper-middle-lower courses of the RBM and location of antique cities.

BMN'nin bir başka özelliği başlangıcından itibaren bazı kısa mesafeler hariç hemen her yerde, aşağı, orta ve yukarı yatakta menderesli kanallara sahip olmasıdır (Şekil 2). Dalı (dentritik) akaçlama ağına sahip akarsular, genelde yukarı ve orta yataklarında örgülü kanallara sahiptirler, yalnızca aşağı yataklarında menderesli akarlar (Miall, 1996; Bridge, 2003). BMN ise yukarı yatakta BDG, orta yatakta Denizli Grabeni, aşağı yatakta ise BMG içinde akar ve her üç grabenin tabanları büyük ölçüde menderesli kanalların gezinme, yerdeğiştirme alanı olmuştur. Kanal hareketleri yalnızca graben kenarlarından ilerleyen alüvyon yelpazeleri ile sınırlanmaktadır (Şekil 5-7). Güncel uydu görüntülerinden seçilebildiği kadarıyla, nehir ana yatağının gezinme ge-

nişliği ve taşkın düzlükleri (bırakılmış menderes kollarının olduğu yerler ve bataklıklar), Dinar Grabeni içinde 0,7-1,5 km, Baklan Grabeni'nde 1,5-2,5 km, Denizli Grabeni'nde 3,5-4,5 km, Büyük Menderes Grabeni'nde ise 2,5-7 km arasındadır (Şekil 2, 4).

### BMN Kaynak Kayaları

Nehir jeolojisinde, nehrin kendisi kadar üzerinde aktığı ve suyunu topladığı alanın litolojisi de önemli rol oynar, çünkü litoloji hem tortul kaynağı hem de morfoloji elemanıdır (Bridge, 2003). Bu durum özellikle BMN için çok dikkat çekicidir, çünkü çok çeşitli litolojiye sahip arazide akar. BMN'nin aşağı yatak



Şekil 5. BMN yukarı yatak bölgesinin (Baklan-Dinar Grabeni) jeoloji haritası (Gürbüz ve diğ. 2012'dan değiştirilerek).

Figure 5. Geological map of the upper course of the RBM (Baklan-Dinar graben; modified from Gürbüz et al., 2012).

bölümü, çok büyük oranda göreceli zor aşınan Paleozoyik ve Erken Mesozoyik yaşlı kayaların olduğu sahayı akaçlar. Bunlar Menderes masifinin örtü kayalarıdır (Gürer ve diğ., 2009; Şekil 1,7). Orta ve yukarı yatakta ise kaynak alanı yaklaşık 3/4 nispetinde Senozoyik, özellikle de Neojen kayaları kaplamaktadır (Şekil 1, 6, 7). Dinar Grabeni'ni çevreleyenlerin tümü, Baklan Grabeni'ni çevreleyenlerin ise yalnızca yüksek kotlardaki kayaları Mesozoyik yaşlıdır ve çoğunlukla kireçtaşlarıdır (Şekil 1, 5-7). Bunlar genel jeoloji ve tektonik yorumlarda Muğla naplarının (Gürbüz ve diğ., 2012; *Likya napları* - Yılmaz ve diğ., 2000; Gürer ve diğ., 2009) parçaları olarak adlandırılırlar.

### **BMN' nin Güncel Su ve Sediment Varlığı**

Yarı kurak Akdeniz iklim kuşağındaki Türkiye için akarsular önemli enerji kaynağı ve sulu tarımın temelidir. Bu sebeple başka akarsular ile birlikte BMN'nin ana ve yan kollarındaki su ve tortul taşınma durumu ile taşınan suyun kalitesi, kamu kurumlarınca (DSİ ve EİE) 1985'den itibaren düzenli olarak izlenmektedir. İstasyonların yerleri, değişen akım ve sediment durumlarına göre yeniden konumlandırılmakta ve ölçümler sürdürülmektedir (ölçüm sonuçları 2002'ye kadar ilgili kurumlar tarafından kamuoyuna duyurulurken, sonrasında isteğe göre açıklanmaktadır). Eski ve yeni veriler, BMN'nin, Türkiye'nin en fazla su ve sediment taşıyan akarsulardan biri olduğunu göstermektedir. Bu sebeple nehir üzerine birçok baraj ve sulama göleti yapılmıştır (Çizelge 4).

Su ve enerji kaynağı göletlerden ayrı olarak, BMN'nin Aydın ili sınırlarında kalan yan kollar üzerinde, toplam 28512 ha alanı kontrol eden 81 adet, Denizli sınırlarında kalan kesiminde ise 7450 ha akaçlama alanına 52 adet sediment ve taşkın kontrol tesisleri

(regülatör, set, gölet) yapılmıştır (www.dsi.gov.tr). Yöredeki yoğun sulu tarım dolayısıyla yüzey ve yer altı suları aşırı şekilde kullanılmakta, bazı yıllar ağustos, eylül ve ekim aylarında aşağı yatakta nehrin ana kanalı neredeyse tamamen kuru olmaktadır. 1984, 1990 ve 2005 yıllarındaki ortalama akım sırasıyla 154 m<sup>3</sup>/s, 90 m<sup>3</sup>/s ve 40 m<sup>3</sup>/s olarak bulunmuştur ve giderek azalmayı gösterir. BMN' nin uzun süreli etkilerini yorumlarken, sulama sistemlerinin nispeten az olduğu 1990 yılı ortalamasını (90 m<sup>3</sup>/s) veya bundan önceki uzun yılların ortalamasını kullanmak daha uygun olabilir. 1990 öncesi uzun yıllar ortalaması EİE kayıtlarında 59.9 m<sup>3</sup>/s, DSİ kayıtlarında 79 m<sup>3</sup>/s 'dir (EİE, 1993; DSİ, 2003). Bu çalışmadaki hesaplamalarda akım ve tortul miktarının birlikte ölçüldüğü EİE kayıtları kullanılmıştır. İki veri arasındaki fark istasyon yerleri, ölçüm zamanları, ölçüm yöntemleri vb ayrıntılardan kaynaklanmaktadır.

BMN'nin tortul yükü dikkat çekici şekilde yüksektir (Çizelge 5). Bunun temel sebebi, büyük yan kolların kolay aşınabilir Neojen birimlerini akaçlaması, kısa yan kolların ise yüksek graben kenarlarından yüksek eğimlerle ana kola bağlanmaları ve bolca tortul yük taşımalarıdır (Şekil 1, 2). Öyle ki, Söke-Buharkent arasında kuzeyden nehre dik ulaşan, neredeyse tüm nehir ve çaylar alüvyon yelpazeleri oluşturmaktadır (Şekil 7). Her birinin üzerlerine tortul önleme havuzları ve göletleri yapılması da aynı sebeptendir. 1990 öncesi E707, sonrasında E706 istasyonunda ölçülen akım ve tortul yük değerleri Çizelge 5 ve 6 olarak verilmiştir. E706 istasyon kayıtlarına göre BMN'nin 2005'de taşıdığı ortalama asılı yük miktarı 3182x10<sup>3</sup> ton/yıl olarak hesaplanmaktadır (EİE, 2006). Bu değer, Işıklı Gölü ve barajların akaçlama alanı BMN'nin toplam drenaj alanından

**Çizelge 5.** BMN 1985-2002 akım ( $m^3/sn$ ) değerleri.

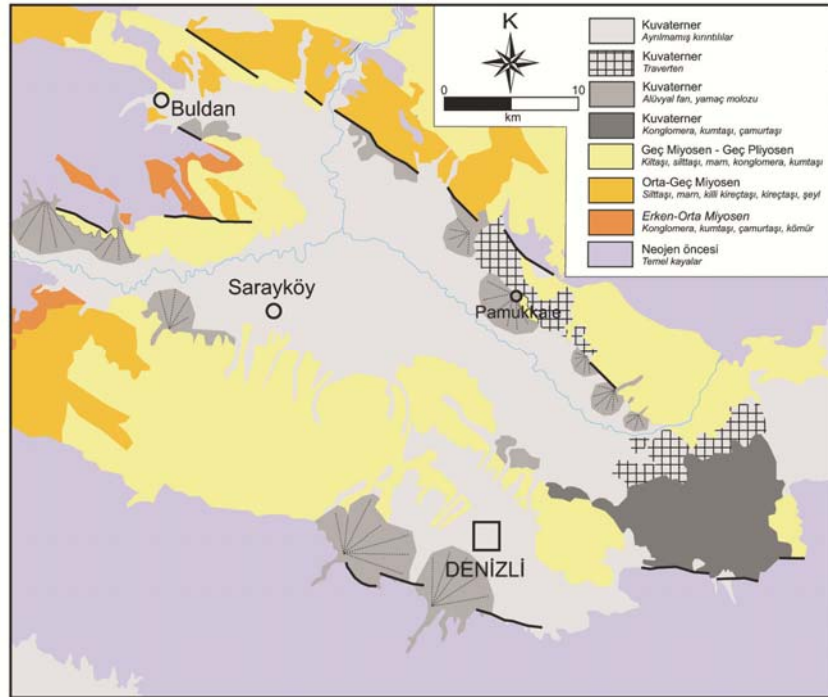
**Table 5.** 1985-2002 flow values ( $m^3/s$ ) of the RBM.

Yıllar/Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Ort.
1985	0	0	67.233	81.282	28.503	31.928	49.134	35.583	32.852	41.746	0	49.803	34.840
1990	27.127	49.311	14.345	19.039	9.737	4.297	46.872	36.99	4.623	14.102	16.01	43.091	23.355
1995	70.452	28.767	77.22	43.604	12.6	22.824	49.508	39.386	5.081	12.169	20.547	21.64	33.649
1998/1999	28.1	67.2	40.6	31.7	27.1	16.9	21.6	22.4	24.4	11.3	16.32	24.9	27.718
2000	29.285	45.804	39.884	17.327	19.877	51.867	42.075	30.115	19.039	23.547	14.558	19.183	29.280
2002	68.48	29,06	20.244	59.686	24.163	3.498	65.673	39.402	8.353	20.178	21.087	35.679	32.954

**Çizelge 6.** BMN'nin 1985-1995 yıllarına ait aylık sediment konsantrasyonları (ppm).

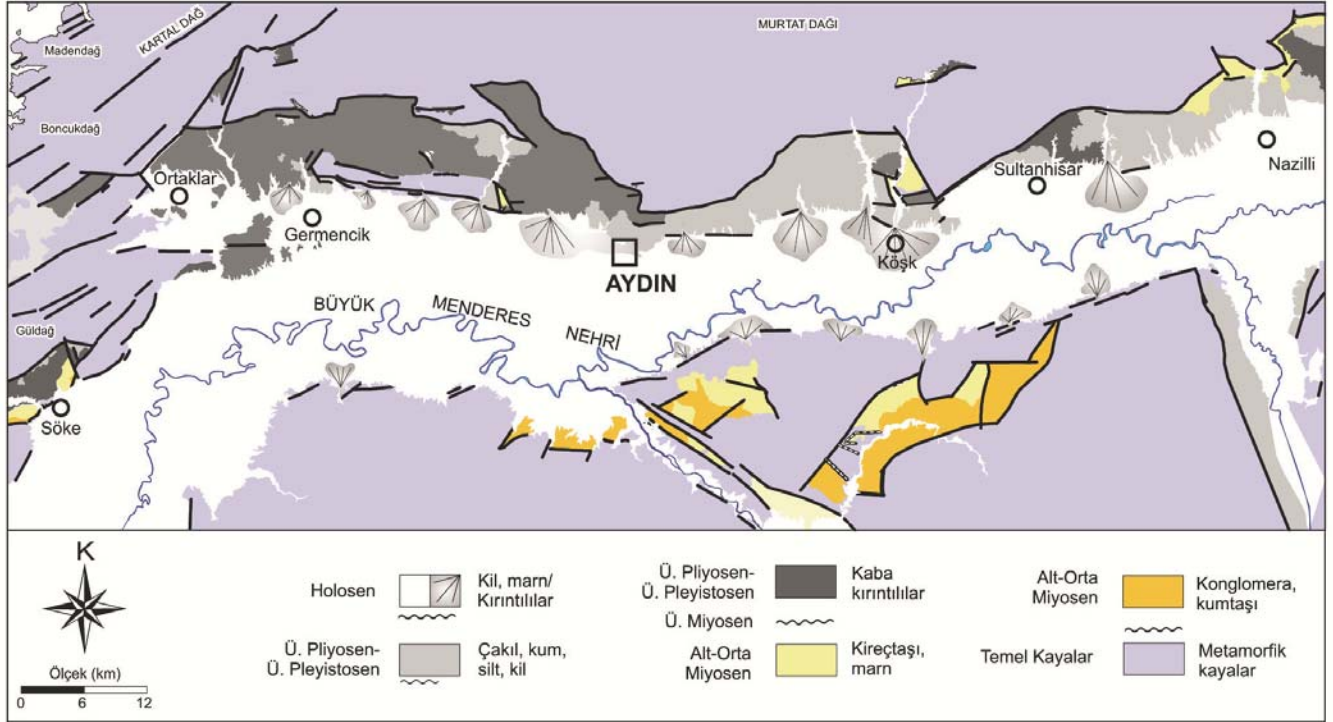
**Table 6.** Monthly sediment concentrations of the RBM for 1985-1995 years (ppm).

Yıllar/ Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Ort.
1985	0	0	413	504	282	400	258	236	185	326	0	297	241.75
1990	135	1339	121	244	178	121	1056	230	65	288	155	3388.67	610.06
1995	623.95	366.9	553.7	215.2	107.8	678.9	372.9	196.3	55.1	443.3	264.5	87	297.21



**Şekil 6.** BMN orta yatak bölgesinin (Denizli Grabeni) jeoloji haritası (Alçiçek ve diğ. 2007'den değiştirilerek).

**Figure 6.** Geological map of the middle course of the RBM (Denizli graben; modified from Alçiçek et al., 2007).



**Şekil 7.** BMN aşağı yatak bölgesinin (Büyük Menderes grabeni) jeoloji haritası (Gürer ve diğ., 2009'dan değiştirilerek).

**Figure 7.** Geological map of the lower course of the RBM (Büyük Menderes graben; modified from Gürer et al., 2009).

düşüldükten sonra geriye kalan yaklaşık 7100 km<sup>2</sup>'lik kaynak alandan türeyen tortul miktardır. Buna karşılık 1985'de E706 istasyonunda BMN'nin yükünün 3 kg/m<sup>3</sup> olduğu ve bunun günlük 23300 ile 38900 ton/gün arasında yüke karşılık geldiği görülmektedir. Genelleştirilirse, yılda 8.5-14 milyon/ton arası yük taşınması sözkonusudur (EİE, 1986). Bu miktarın genelde yüksek olduğu, örneğin Avrupa'nın en büyük büyük su kaynaklarından olan Rhone Nehri'nin taşıdığı tortulla eşdeğer olduğu düşünülmektedir (Westaway, 1994). Akım gözlemi yapılan 1952'den 1996' a kadar ölçümlere bağlı bir hesaplama yapılarak, BMN'nin taşıdığı toplam tortul yükün 1089 ton/gün olduğu bulunmuştur (Kazancı ve diğ. 2009). E706 istasyonunda 2010 yılına kadar olan gözlemler dikkate alınarak hesaplama yapılırsa, nehrin

ortalama 52 m<sup>3</sup>/s lik akım ve 210 gr/m<sup>3</sup> asılı yükü olduğu görülür. Bu değerler yaklaşık 944 ton/gün ve 345 000 ton/yıl tortul taşınmasına karşılık gelir.

### Büyük Menderes Nehri'nin Eski ve Güncel Tortulları

#### Yukarı Yatak

Önceki bölümde belirtildiği gibi, BMN'nin yukarı 'yatak kesimi' ana nehir kanalının içinde olduğu BDG'nin akarsu ile işgal edilmiş bölümünü tanımlar (Şekil 2). Nehrin Çal ilçesindeki gömülü menderesli kısmı yukarı yatak içinde olmakla birlikte burada belirgin tortul depolanması yoktur. Nehir eski tortullar içine gömülmüş olarak akar.

Yukarı yatakta Kuvaterner tortulları grabenin fay sarplıkları önündeki sınırlı



kolüvyon birikimleri Küfi boğazından Çivril'e doğru ilerleyen büyük alüvyon yelpazeleri ile Beşparmak Dağı önünde bitişik alüvyon yelpazeleri Gök Göl ve Işıklı Gölü'nün göl ve bataklık tortulları, graben tabanındaki akarsu tortullarından ibarettir (Şekil 5). Alan yayılımı olarak akarsu tortulları daha geniştir. Başlıca kanal ve taşkın düzlükleri olarak gelişmiştir. Ana kanal belirgin olarak mendereslidir (Şekil 2). Çivril-Baklan arasındaki kesimde 1-4 m yükseklikte dirsek barları gözlenir. Dirsek barı tortulları orta-kaba kumludur, seyrekçe ince çakıllar bulundurur. Bunlar yer yer kum ocakları olarak işletilmektedir. Graben içinde BMN ana kanal derinliği (ova tabanına göre) 2-4 m arasındadır. Belirgin biçimde, Işıklı-Gökgöl-Dinar arasında kesimde dirsek barları gözlenmez. Bu durum Çivril-Baklan civarındaki dirsek barlarının malzemesinin Küfi yelpazesinden sağlandığını işaret eder (Şekil 2, 5).

BMN, Baklan Grabeni'nin yaklaşık orta kesimlerinde ani olarak kuzeybatıya yönelir. Bu yönelimin oluşturduğu dirseğin hemen doğusunda, graben tabanında beyaz renkli marn ve marnlı kireçtaşları yüzeyler. Killik Fm. (Şekil 3, 5) olarak anılan bu tortulların Gelinören köyü yakınındaki kesimleri gölsel Pliyosen fosilleri bulundurur (Wesselingh ve Alçiçek, 2010). Yine grabenin tabanında, BMN dirseğinin güney-güneybatı kısmında ise çok geniş bir alan önceki bütün jeoloji haritalarında alüvyon olarak işaret edilmesine karşın, mavi renkli, bol organik maddeli marnlardan oluşur. Killik formasyonunun beyaz renkli, bol kırıntılı, killi marnlarını uyumsuz olarak örterler. İçlerinde bolca tatlı su gastrapodları bulunur. Tipik olarak sığ göl-bataklık tortullarıdır. BMN'nin taşkın düzlüğü ve ana kanalının etkisi dışında kalmış olup, yaklaşık 12 m'lik

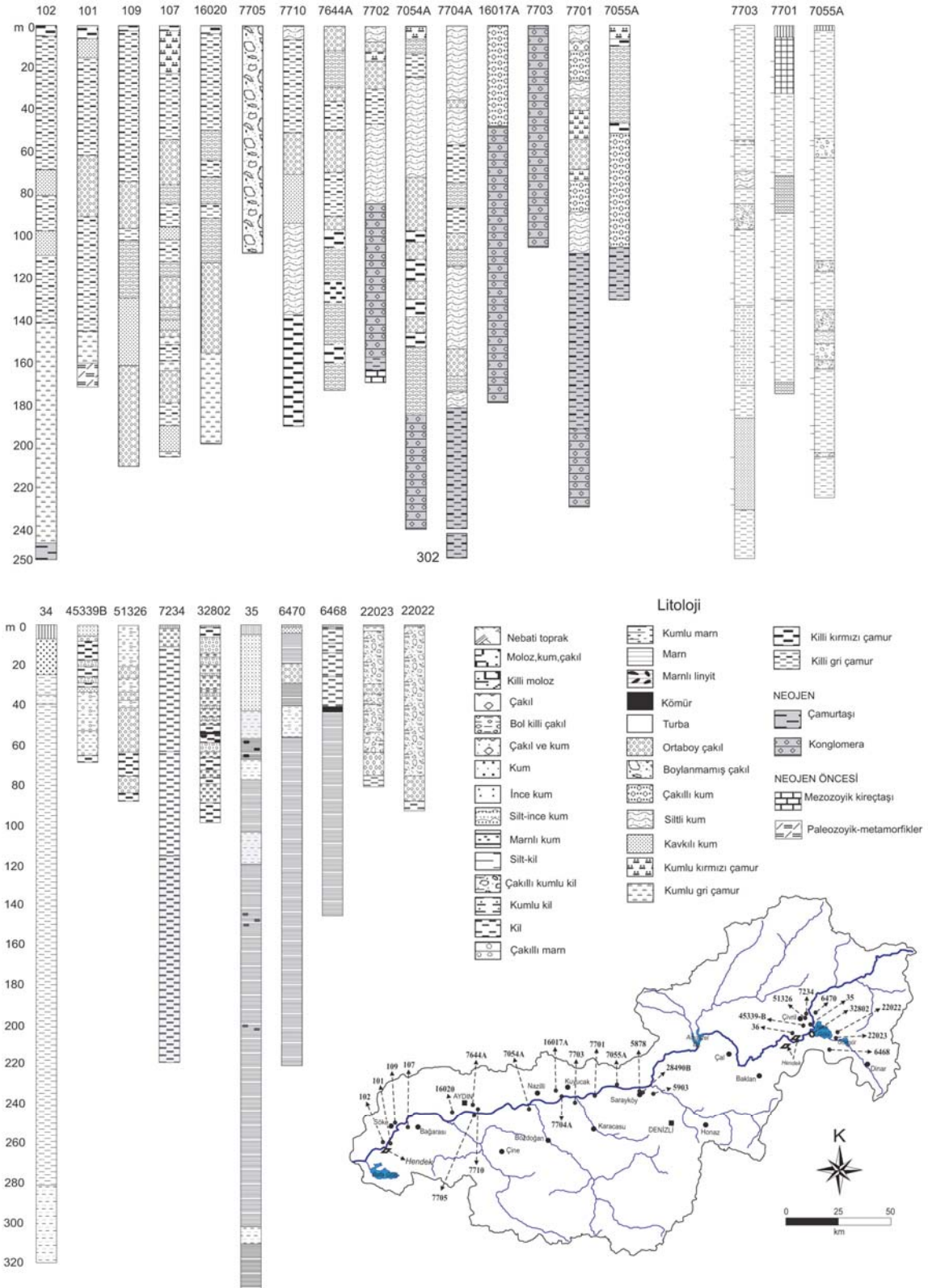
bir istif hiçbir şekilde akarsu tortulları ile ilişkilendirilemez. İstifin 6 m'lik kısmı ovada açılmış drenaj kanalları yardımıyla iyi gözlenir.

BMN'nin taşkın düzlüğü istifinin iç yapısını görmek ve kalınlığını teşkil etmek amacıyla, Çivril-Baklan arasındaki alanda ana kanala ~300-400 m'lik mesafede üç adet yarma açılmıştır. Yarmalarda kanal tortul ve/veya dirsek barlarının en fazla 2 m kalınlıkta ve fakat çok yaygın biçimde bulunduğu gözlenmiştir.

BDG'de derinlikleri 300 metreyi bulan MTA ve DSİ tarafından yapılmış çeşitli sondajlar mevcuttur (Şekil 8). Bu sondajlarda Kuvaterner'e ait tortulların durumu açıkça görülmektedir (Şenay, 1965; Ceylan, 1998; Gürbüz ve diğ. 2012). Sondajlar Kuvaterner'e ait alüvyon yelpaze tortullarının 110 m, akarsu tortullarının ise 10 m'ye varan kalınlıklarda olduğunu göstermektedir. Özetle, yukarı yatakta akarsu tesirleriyle birikmiş tortullar oldukça incedir ve Pliyosen çökelleri üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır (Şekil, 3, 5, 8).

Yukarı yatakta Kuvaterner tortullarının yaşlarına ilişkin olabilecek bir veri Işıklı Gölü'nden elde edilmiştir (Ismael, 2009; Kazancı ve diğ., 2011). Göl içinde yapılan 5 m'lik sondajların taban düzeyinden alınan C<sup>14</sup> yaşları, göl-bataklık tortullarının G.Ö. 4500 yılını ortaya koymaktadır (Ismael, 2009).

Işıklı Gölü tortulları silt-egemen çamurlardır. Organik madde bulundurur ve akarsu çökellerinden belirgin şekilde farklıdır. 5 m'lik gölsel tortulların 4500 yılda depolandığı dikkate alınarak 10 m'lik flüviyal tortulların da Holosen'den bu yana, son Buzul Çağı sonrası depolandıkları yorumu yapılabilir.



**Şekil 8.** Yukarı-aşağı-orta yatak bölgesinde Kuvaterner tortularını gösteren sondaj logları ve lokasyonları.

**Figure 8.** Boreholes of the Quaternary deposits in the upper-middle-lower courses and their locations.

### **Orta Yatak**

BMN'nin 'depolanmalı orta yatak' kesimi Denizli Grabeni içindedir. Nehrin orta yatak kısmı içinde olmakla birlikte Aksu ve Çürüksu'nun yukarı kısımları (Adıgüzel Barajı-Buldan arası) aşınmalıdır. Denizli Grabeni ise güncel akarsu tortulları bulundurur (Şekil 6) Sadeleştirilmiş jeoloji haritalarında BMN'nin Denizli Grabeni bölümü alüvyon işaretlenmiştir (örn. Şenel, 1997; Alçiçek ve diğ., 2007). Jeotermal saha olması dolayısıyla bölgenin jeolojisi önceki yıllarda ayrıntılı şekilde incelenmiştir (Kastelli, 1971; Uysallı ve Keskin, 1971; Şimşek, 1984; Çakmakoglu ve diğ., 1986). Bu kesimde Kuvaterner tortulu alüvyon ve travertenlerden kuruludur. Travertenler Kaklık, Pamukkale ve Karahayıt bölgesinde çeşitli yaş ve özelliklerde olup, graben kenarlarından graben tabanına ilerleyen şekildedir (Özkul ve diğ., 2002, 2005, 2010). Bu karbonatlar tektonizma ile yakın ilişkili olarak orta Pleyistosen'den bu yana oluşmaktadır (Altunel, 1996). *Homo erectus* dahil çeşitli fosiller kapsarlar (Erten ve diğ., 2005; Kappelman ve diğ., 2008). Travertenlerin oluşumu devam etmektedir ve üst bölümleri alüvyonlarla yanal geçişlidir (Özkul ve diğ., 2002). Güncel akarsu çökelleri, ekseri bataklık ve taşkın düzlüğü olarak Sarayköy-Kızıldere arasında bulunur. Ana kanal mendereslidir. Yatak eğiminin az olması nedeniyle ana kanal ve yakın civarı sucul bitkilerle kaplı olup, yoğun bir kırıntılı depolanması yoktur.

Denizli Grabeni içindeki kırıntılı Kuvaterner istifi DSİ sondaj loglarında ve çeşitli yarmalarda açıkça gözlenir. Toplam 40 m'lik kırıntılı istifin varlığı söz konusudur. Travertenler de yaklaşık bu kalınlıktadır. Ancak yanal geçiş sebebiyle travertenler ve kırıntılıların toplamı iki kat kalınlığa ulaşamamaktadır.

Sondaj ve yarmalar Denizli Grabeni içindeki Kuvaterner tortullarının Kaklık-Sarayköy arasında özellikle Sarayköy civarında ince tabakalı, laminalı, mavimsi-gri renkli, killi marnlı çamurlar olduğunu göstermektedir (Şekil 8). Sarayköy-Buldan arasında özellikle Yeniköy kum ocaklarında ince mavimsi kil bantları ile bölünen yıkanmış kum ve çakıl depoları şeklinde görülür (Şekil 9). Denizli'nin malzeme ihtiyacını karşılayan kumlu tortullar yaklaşık 5 km'lik bir alanda Sarayköy-Buldan arasında, Adıgüzel baraj sularının Denizli Grabeni'ne katıldığı kesimlerde gözlenir. Kumların içinde ara seviyeler halinde çakıl depoları bulunur. Çakılların boyları maksimum 12 cm kadardır ve bazıları köşelidir. Bu gevşek kum-çakıl istifinin ara kesimler halinde mavi renkli çamur-çamurtaşları ile bölünmeleri dikkat çekicidir. Kum ocaklarında yarmalar 15-17 m'lik yamaçlara sahiptir (Şekil 9). Kum istifinin toplam kalınlığı ise 30 m olduğu ocak sahiplerince belirlenmiştir (Haydar Erkoç; sözlü görüşme 2011).

Yarmalarda açıkça izlendiği gibi kumlu istif güneydoğuya doğru 2-10°'lik eğime sahiptir. Eğimler Sarayköy'e (güneye doğuya) doğru hızla azalır. Kumların tortul özellikleri ve buldukları yer deltayik depolanmayı düşündürmektedir. Ara düzeyler ise sığ gölsel çökellerdir (Şekil 9).

### **Aşağı Yatak**

Bu çalışmada Söke ile Buharkent arasındaki kesim, kabaca güneybatıya uzanan çengel bölümü hariç BM Grabeni, BMN'nin aşağı yatağı olarak nitelenmiştir. Söke-Bağarası ile Ege Denizi arasındaki kesim ise Büyük Menderes Nehri Deltası olup nehrin aşağı yatağından ayrı olarak ele alınacaktır.



**Şekil 9.** Pleyistosen Sarayköy Gölü'nde Banaz Çayı deltasının kumları.

**Figure 9.** Pleistocene Sarayköy lake and its delta formed by the Stream Banaz.

BMG ve/veya aşağı yatak içindeki Kuvaterner tortulları, oluşum tarzlarına göre başlıca alüvyon yelpazesi ve akarsu kökenli olmak üzere iki gruptur (Şekil 8). Bunlar önceki bir çalışmada haritalanmış ve fasiyeslerine ayrılmıştır (Kazancı ve diğ., 2009). Söke-Buharkent arasında Kuvaterner tortullarının kapladığı alan toplam 1050 km<sup>2</sup> olup bunun yarıya yakını grabenin kuzey kenarlarından güneye doğru büyük ilerlemeler gösteren alüvyon yelpazeleri teşkil eder (Şekil 7). Özellikle kuzey kenar yelpazelerinin büyüklükleri ve hepsinin 6 km ye yaklaşan ilerlemeleri dikkat çeker. Grabenin güney kenarında neredeyse hiç yelpaze geliş-

memiştir. Alüvyon yelpazeleri adeta akarsu ana kanalı ve tortullarını güneye doğru ilerlemeye zorlamaktadır. Bu durum grabeni oluşturan kuzeydeki fayların halihazırdaki oransal faaliyetlerinin daha fazla oluşunun sonucudur (Hakyemez ve diğ., 1999; Gürer ve diğ., 2009). Grabenin kuzey kenarını oluşturan yüksek Aydın Dağları K-G yönlü derin vadilerle yarılmış, dayanımsız Neojen çökelleri ile Menderes masifi kayaları bir yandan hızla değişirken bir yandan da bol kırıntılı malzeme sağlayarak büyük yelpaze ilerlemelerine yardımcı olmaktadır. Bununla birlikte, yapılan çeşitli su ve sediment barajları ile arazi ıslah

çalışmaları, seksenli yıllardan bu yana alüvyon yelpazelerinin ilerlemelerini durdurmuştur.

BMG taban düzlüğü tarımsal faaliyetlerle yoğun şekilde işlendiğinden hiçbir yerde yüzeyde tortul gözlenmez. Düzlükte genelde 0,2-1,0 metre arasında azonal toprak gelişmiş olup ancak yarmalarda toprakları, alüvyal ve flüvyal çökelleri fark etmek mümkündür. Toprak kalınlığının az oluşu taşınma-depolanma süreçlerinin göreceli etkili olduğunun işaretidir. Mevcut ince taneli tortullar olgun/zonal topraklar gibi tarım olanağı vermektedir. İnce toprak örtüsü altındaki akarsu tortullarının büyük bölümü taşkın düzlüğü, daha az orandaki kısmı ise terkedilmiş ve aktif menderesli kanal çökellerinden ibarettir. Bu durum akarsu yataklarının gezinebildiği/yer değiştirdiği geniş graben düzlükleri için olağandır (Miall, 1978; Collinson ve Lewin, 1983; Fielding, 1984). Terkedilmiş menderes kanallarının boyları birkaç yüz metreden iki kilometreye kadar ulaşabilir. Sayılarının çokluğuna karşın, yapay drenaj kanalları sebebiyle bunların hemen hiç biri su bulundurmaz (= *akmaz gölü / ox-bow lake* teşkil etmez) ve daha önce oluşmuş art bataklık alanları da kurutulmuştur. Menderesli kanalların çokluğu ve bükümlenmeleri ile dünyanın ilk örneği olmasına karşın, tarım faaliyetleri bazı noktalarda nehir ana yatağına dayanmıştır. BMG, akarsu faaliyetleri ile beraber tarım faaliyetlerinin de yoğun oluşu ile de dünyada örnek olsa gerekir.

BMN'nin aşağı yatakta bulunan güncel ve eski tortulları sondajlarla tespit edilmiş ve Kuvaterner tortulları fasiyeslerine ayrılmış, fasiyeslerin alansal dağılımı gösterilmiştir (Kazancı ve diğ., 2009). Buna göre, graben ekseninde yer alan Söke ile Nazilli arasındaki bazı sondajlar, yüzeyden itibaren 45-55 metre derinlere kadar denizel tortulları kesmekte ve

sonra akarsu tortullarına girilmektedir. Bazı sondajlar ise yüzeyden itibaren doğrudan yelpaze ve akarsu tortullarına ulaşır. İncelenen sondajlardaki akarsu tortulları kalınlığının 100 ile 175 metre arasında değiştiği gözlenir. Buradaki yelpaze çökelleri ise 75-125 metre kadardır, ancak bu kalınlıkların orta ve dış yelpaze istiflerine ait oldukları göz önüne alınmalıdır. Doğrudan iç yelpazeler üzerinde sondaj verisi yoktur. Miall (1984)'de önerilen yöntem izlenerek sondajlarda kesilen, tümü tutturulmamış gevşek tortullar dokuz fasiyese ayrılabilir. Bunlar 1- kaba çakıllar, 2- boylanmamış çakıllar, 3- çakıllı kum, 4- siltli kum, 5- kavkılı kum, 6- kumlu kırmızı çamur, 7- kumlu gri çamur, 8- killi gri çamur, 9- killi kırmızı çamur olup, ayrıca bulunuşu bir düzen göstermeyen travertenler tespit edilmiştir (Şekil 8). Kuvaterner tortulları çimentosuz oluşları ve kırmızı alacalı renkleri ile daha eski tortullardan kolayca fark edilmektedir. Yukarıdaki çakıllı fasiyesler alüvyon yelpazelerine, kırmızı ince taneli fasiyesler akarsu tortullarına, kavkılı (denizel) ve organik maddece zengin gri fasiyesler ise denizel ortamlara yorulmuştur. Bu sonuncular doğruya doğru hızla incelik ve kuyucak yakınlarında son bulur. Toplam Kuvaterner istifi ise Buharkent'ten/Söke'ye doğru kalınlaşarak devam eder. En fazla kalınlık delta istifindedir. DSİ tarafından yapılan sondajlar ile yakın zamanda verilen jeofizik inceleme sonuçları dikkate alınarak (Yazman ve diğ., 2004; Sarı ve Şalk, 2006), graben içindeki Kuvaterner tortullarının toplam kalınlığının 245 m olduğu söylenebilir (Şekil 8) (Kazancı ve diğ., 2009). Sondaj verilerine göre Kuvaterner akarsu tortullarının en kalın olarak bulunduğu yerler Aydın ile Nazilli arasındadır ve delta çökelleri ile yanallı geçişlidir. Dolayısıyla, delta ve karasal çökellerin yaşları da benzer olup, deltadan üretilen verilere göre Geç Pleistosen-Holosen aralığındadır (Aksu ve diğ., 1987; 1990).

Bunların tümünün Holosen yaşlı olabileceği görüşü de vardır (Hakyemez ve diğ., 1999; Ünay ve Göktaş, 2000). Çünkü graben kenarlarında asılı, kırmızı renkli, alacalı kırıntılı çökellerin yaşı Ünay ve diğ (1995)'de belirtildiğine göre Toringiyen'e kadar çıkar. Üzerlerinde bunları kesen daha genç, kaynak ve iç yelpaze kesimleri görülmeyen ve fakat orta ve dış yelpaze istifi çok açık olan alüvyon yelpaze tortulları (telescoping fan) bulunmaktadır. Örneğin Aydın Tralles düzlüğü böyle bir oluşumu temsil eder. Buradaki 1000 metreyi geçen tortul kalınlığının oluşumunda tektonizma etkili olmuştur. Bunlar graben tabanındaki akarsu tortulları ile geçişlidir, dolayısıyla tümünün oluşumu Holosen'e yorulabilir (Y.Hakyemez, 2011, Sözlü görüşme). Kesin olan husus bu yöredeki tortulların daha ayrıntılı stratigrafiye ihtiyaçları olduğudur. Kuvaterner istifi Neojen tortulları üzerine uyumsuzlukla oturmuştur (Şekil 3, 8).

### **BMN Deltası**

Büyük Menderes Nehri Deltası (BMND) ve yakın civarının morfolojisi önceki yıllarda çokça araştırılmıştır (Erinç, 1955, 1978; Göney, 1973, 1975; Erol, 1976; Eisma, 1978; Kayan, 1988; 1999; Ergin ve diğ., 2007). Burada delta hakkında özet bilgi sunulmaktadır.

BMG'nin güneybatıya uzanan, yerel olarak 'Söke Ovası' olarak adlanan bölümü BMND olarak nitelendirilmiştir (Şekil 1, 2). Nehir jeolojisinde deltalar nehrin 'uç noktası', 'bitiş noktası'dır, bu nedenle delta başlangıcının tespiti önemlidir. Bu çalışmada Söke-Bağarası hattının 5 km kuzeyi, BMND'nin başlangıcı olarak tespit edilmiştir (Şekil, 2). Bu tespit dayanağı, BMN'e kavuşan en son kolun güneyden kuzeye ilerleyerek ana kola bağlanan Bağarası Deresi'dir (Şekil 2). Zaten, ana yatağın bükümlemesi ve terkedilmiş menderes kolları

burada biter ve eski dağıtım kanalları (*distributary channels*, uçları nehir yatağına bağlanarak sonlanan eski yataklar) başlar. Tarafımızdan açılan sığ yarmalarda yüzeydeki 0,5 - 1,0 metrelik toprak/akarsu çökellerinin hemen altında denizel kavkılı kumların varlığı gözlenmiştir. Bu durum çok eskilerde yapılan doğal gaz ihbarı sırasında da tespit edilmiş ve Söke ovasının altında kalın denizel tortullar olabileceği rapor edilmiştir (Ternek, 1959). Özetle, BMND'nin başlangıcı Söke-Bağarası hattının 5 km kuzeyidir. Buradan itibaren delta ilerlemesi 35 km dir (Şekil 2, 7). Bu tespit Milet ve Prien antik kentlerinden elde edilen yazılı kayıtlar ile de uyumludur. Tarihi bilgiler yaklaşık 3500 yıl önce denizin Söke'ye 5 km kadar yaklaştığını, 2000 yıl önce, nehrin taşıdığı tortulların Latmos Körfezi'ni doldurarak bugünkü Bafa Gölü'nü oluşturduğunu, kıyı kentleri olan Prien ve Milet'in hızlı ilerleyen delta nedeniyle karaya hapsediklerini göstermektedir (Erinç, 1955; Göney, 1973, 1975; Mullenhoff ve diğ., 2004).

Söke Ovası ve denize doğru devamında, BMND dahil tüm Kuvaterner tortullarının kapladığı alan 570 km<sup>2</sup> olup bunun yalnızca 40 km<sup>2</sup> kadarı alüvyal ve kolüvyal birikimler olarak tespit edilmiştir. Akarsu etkenliğinde ve/veya delta olarak biriken çökellerin alanı 530 km<sup>2</sup> gibi yüksek bir değerdedir. Bu geniş alan, nehrin kendisinin olduğu gibi deltasının da bütün Ege Denizi'nin en büyük deltası olduğunu göstermektedir.

BMND, çok az gelgit etkisinin olduğu 'dalga-egemen' kıyasal oluşumdur (Aksu ve diğ., 1987; Ergin ve diğ., 2007). Güncel kıydan açıklara doğru, su derinliğinin 10 metreden daha az olduğu, 1-2,5 km genişliğinde su altı delta platformu vardır. Delta yüzeyi buradan sonra hızla eğimlenir ve yaklaşık 10 km açıkta şelf kenarına ulaşılır. Su altı delta bölümünde, olasılıkla BMN tarafından oluşturulmuş kıydan

şelf kenarına kadar devam eden ve derinliği yer yer 70 metreye ulaşan bir kanyon vadi bulunmaktadır (Ergin ve diğ., 2007).

BMND su altı kesiminde yapılan sismik incelemeler, buradaki oluşumun dört ayrı deniz transgresyonu ve bunları izleyen dört delta ilerlemesiyle, son 250 000 yıl içinde meydana gelmiş delta kompleksi olduğunu açık olarak göstermektedir (Aksu ve diğ., 1987; 1990). Bu tekrarlı oluşum delta düzlüğündeki sondajlarda da izlenmektedir (Kazancı ve diğ., 2009). Milet ve Prien şehirlerini karaya hapseden en üstteki deltayik ilerleme son 6000 yıl içindeki kıyı olaylarının bir bölümüdür. Aydın yakınlarındaki sondaj verilerine dayanarak, bu sırada denizin kara içine 50 km kadar sokulduğu belirlenmiştir (Schröder ve Bay, 1996; Bruckner, 1997; Bruckner ve diğ., 2002). Ayrıntılı çalışmalar son deniz ilerlemesinin Kuyucak'a kadar ulaşabildiğini göstermiştir (Kazancı ve diğ., 2009). Esasında bu durum denizin aşırı yükselmesi sonucu değil buradaki arazi eğiminin çok düşük oluşu nedeniyle gerçekleşmiştir. Orta-Geç Holosen'deki olayların sonucu olarak, Ege denizi kıyılarında çokça bulunan karaya hapsedilmiş şehirler, kültürel jeolojinin önemli veri kaynaklarıdır ve deniz seviyesi hakkındaki bazı veriler bunlardan üretilmektedir (Franco, 1996; Flemming ve diğ., 1998; Pirazolli, 2005; Mariner ve Morhange, 2007).

### **TARTIŞMA: BMN'İN OLUŞUMU VE EVRİMİ**

BMG'nin içindeki ve yakın civarındaki tortullar, özellikle Neojen yaşlı olanlar, bölgenin tektonik evrimine sağlayacağı katkılar nedeniyle eskiden beri incelenmekte ve stratigrafiler önerilmektedir (örn. Sözbilir ve Emre, 1990; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Hakyemez ve diğ., 1999; Ünay ve Gökteş, 2000; Yılmaz ve diğ., 2000; Gürer ve diğ., 2001, 2009). Ekserisi yüzey gözlemlerine dayanan bu önerilerde,

Kuvaterner tortulları için verilen 10 metre ile 1500 metre arası kalınlıklar ile Erken Pleyistosen'den Holosen'e yaş benzemezlikleri dikkat çekicidir. Bu çalışmada kabul edilen yaklaşım delta istifi ile onu besleyen akarsu tortullarının zamansal ve alansal olarak dengeli bir gelişim içinde olmaları gerektiğidir (Morgan, 1970; Reading ve Collinson, 1996).

#### **a- BMN'nin Doğuş ve Bitiş Yeri**

DSİ kayıtlarında ve çeşitli okul kitaplarında Dinar ilçesindeki Suçikan BMN'nin başlangıç yeri, Dinarsuyu anakol olarak gösterilir. Buna göre nehrin uzunluğu 584 km' dir. Son 35 km'lik kısmı delta üzerindedir. Bu çalışma kapsamında uydu görüntüleri, haritalar, DSİ kayıtları üzerinde yapılan incelemeler, başlangıcında su kaynağı olmamakla birlikte Küfi Çayı'nın daha uzun, vadisinin daha derin, taşıdığı tortul miktarı ile mevsimlik suyun daha fazla olduğunu göstermiştir (Şekil 2). Küfi Çayı'nın morfolojisi daha önce de tespit edilmiş (Zeybek, 1994; Ceylan,1998), ancak nehir başlangıcı olarak önerilmemiştir. Mevcut durum Küfi çayı'nın BMN'nin başlangıcı ve anakolu sayılması gerektiğini göstermektedir. Bu durumda nehrin uzunluğu 615 km'dir.

#### **b- BMN'nin Tortul Varlığının Delta ile Karşılaştırılması**

Ana ve yan kolları üzerine su ve tortul barajları yapılmadan önceki BMN'nin su ve tortul taşıma kapasitesi, mevcut kayıtlara göre 8-14 milyon ton/yıl arasındadır (EİE, 1986). Önceki bölümlerde belirtildiği gibi bu büyük bir değerdir. Öte yandan, fosil bulgular ve radyometrik veriler BMND'nin oluşumunun son 250 000 yıldır devam etmekte olduğunu göstermektedir (Aksu ve diğ., 1987; Ünay ve diğ., 1995; Ünay ve Gökteş, 2000). Bu süre ve ortalama 10 milyon ton yıllık tortul miktarı, mevcut deltanın su içi ve su dışı toplam hacmi

karşılaştırılırsa, deltanın çok düşük kaldığı görülmektedir. Oysa delta kompleksinin en üstteki Geç Holosen istifi ile mevcut tortul yük birbirini karşılamaktadır. Bu durum Kazancı ve diğ (2009)'da olası bir kapma ile açıklanmıştır. Bu görüş eldeki bu çalışma ile doğrulanmış olup, BMN son Buzul Çağı sonrasına ait bir akarsudur. Bu kapmaların saha verileri sonraki bölümlerde tartışılmıştır.

### **c- Pleyistosen Sarayköy Gölü ve Banaz Çayı Deltası**

Sarayköy-Buharkent arasında, nehrin aşağı yatağı ile orta yatağının geçişinde akarsu çökellerinin 10 metreye kadar incelendiği, neredeyse tabandaki Pliyosen ve temel kayaların yüzelediği görülür. Burası Denizli Grabeni ile BMG'nin kavuşma yeridir (Şekil 1, 2, 6-8). Buna karşın hemen Sarayköy civarındaki sondajlarda yüzeyden itibaren mavimsi-gri renkli çamurlar vardır ve kalınlığı 60 metre kadardır. Bu çamurlar akarsu kökenli olamayacak kadar ince taneli, bol organik maddelidir ve göl oluşukları olarak yorumlanmıştır. Yani, Denizli-Sarayköy arasındaki yataya yakın, şimdiki nehrin bükümlendiği, yer yer sazlık olan alan eski bir göl düzlüğünü temsil etmektedir. Bu 60-70 metre derinlikteki olası gölün bir diğer işareti, Yeniköy civarındaki kum ocakları ve bu kumların ortaya koyduğu delta istifidir (Şekil 6, 9). Ocaklardaki yarmalarda deltayik istiflenmenin içyapısı (ön takımlar, delta ilerisi çamurlar, karasal delta düzlüğü) açıkça görülür. Deltayik kumların kalınlığı 30 metredir. Bu delta Banaz Çayı'nın Sarayköy Gölü'ne kavuşma yerinde gelişmiştir ve yanal yönde mavimsi-gri çamurlara geçerler (Şekil 8-10). Bu sırada bölgede BMN yoktur, asıl akarsu Banaz çayı'dır. Delta istifinin büyük oranda kireçtaşı kırıntılarında oluşması, Banaz Çayı'nın Neojen karbonatlarından (Ulubey

formasyonu) oluşan drenaj alanı ile uyumludur (Büyük olasılıkla buradaki delta tortulları Ulubey kanyonlarının birikim eşdeğeridir). Kaklık tarafından gelen akarsu kolu ile Çürüksu, bu gölün diğer besleyicileridir (Şekil 10). Çürüksu'nun gölde delta meydana getirmiş olması beklenmektedir.

Delta olarak yorumlanan kum ocaklarında ve yanal eşdeğeri gölsel çamurlarda yaş verisi elde edilememiştir. Ancak Geç Pliyosen çökelleri üzerine uyumsuz geldikleri açıktır. Bu durumda delta ve göl tortullarının yaşlarını Pleyistosen olarak yorumlamak mümkündür. Olasılıkla göl Geç Pleyistosen'de boşalmış ve BMN'e katılmıştır.

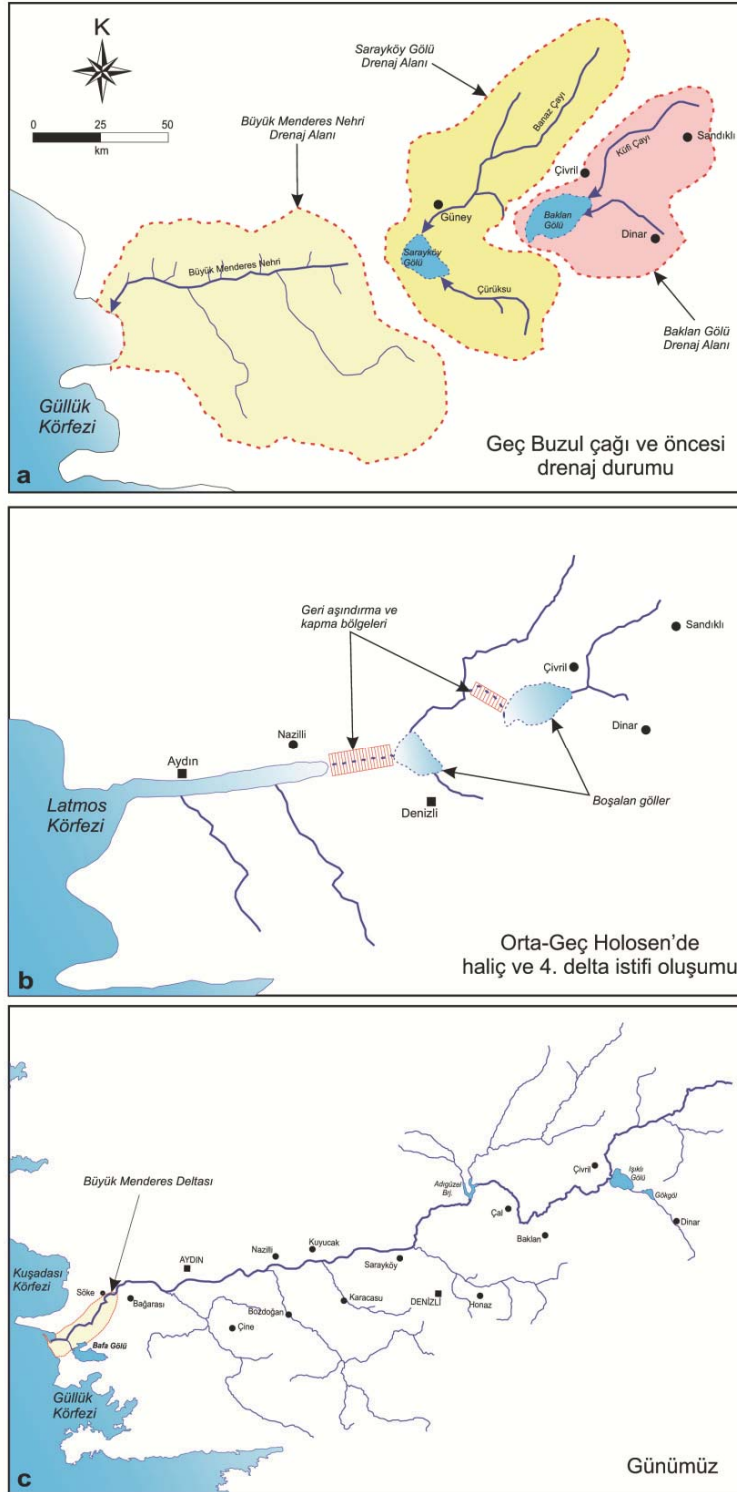
### **d- Geç Pleyistosen Baklan Gölü**

'Yukarı yatak' bölümünde Baklan-Çivril civarındaki tortullar tanıtılmış idi. Çal-Çivril yol ayırımı ile Baklan ilçesi batısındaki alanda mavimsi-gri renkli çamurların yüzelediği, sondajlarda ve drenaj kanallarının yarmalarında açıkta gözlendikleri ve toplam kalınlıklarının 30 metreyi bulduğu tespit edilmiştir (Şekil 5, 8, 10). Tortullar organik maddece zengin olup göl-bataklık ürünleridir. Bir başka ifade ile bunlar bölgedeki az derinlikli eski bir gölün temsilcileridir. Baklan Grabeni'nin güney yarısını kaplayan gölün tatlı sulu olması muhtemeldir, çünkü tortullar içinde bunu işaret eden gastropodlar bulunmuştur. Küfi Çayı ve Dinarsuyu ayrı ağızlardan bu göle dökülmekteydi (Şekil 10). Göl daha sonra dış drenaja açılmış, boşalmış ve BMN bölgeye yerleşmiştir. Bol tortul taşıyan Küfi Çayı'nın Çivril ilçe merkezi civarında teşkil ettiği alüvyon yelpazesi, büyük saha yayılımına karşılık tortul kalınlığı bakımından son derece ince, adeta bir örtü şeklindedir. Çünkü bu yelpaze, Geç Pleyistosen Baklan Gölü'nün kapılmasından bu yana gelişen, göreceli genç bir çökel deposudur. Kalın istif için henüz



yeterli zaman geçmemiştir. Bu yelpazenin oluşmaya başlaması, olası gölün dış drenaja

açılması, BMN'nin ortama yerleşmesi ile hemen hemen aynı zamana rastlamıştır.



Şekil 10. Geç Pleyistosen-Günümüz'de BMN'nin paleocoğrafik evrimi.

Figure 10. Late Pleistocene-Recent paleogeographic evolution of the River Büyük Menderes.

### e- Güncel Büyük Menderes Nehri'nin Kuruluşu

BMN'nin deltası, aşağı-orta-yukarı yatağının morfolojileri ve buralardaki gölsel istifler birlikte ele alınırsa, BMN'nin ilk oluşmağa başladığı günden bu yana önemli değişmeler geçirdiği ortaya çıkar. En önemli olay bu nehrin çok uzun süre BMG içinde sınırlı, yaklaşık 250 km lik bir akarsu olarak kalmış olmasıdır. Olasılıkla Akçay ana nehir kolu idi (Şekil 2, 10). Deltanın alttan itibaren ilk üç istifi bu akarsu tarafından oluşturulmuştur. Pleyistosen Sarayköy ve Baklan göllerinin boşalıp dış drenaja bağlanması ile günümüzdeki BMN ortaya çıkmıştır. Asıl soru bu kapılmanın ne zaman ve nasıl gerçekleştiğidir. Bu soruya deltadan yola çıkılarak cevap bulunması mümkündür. Bulgular, Baklan ve Sarayköy göllerinin kapılmasının delta kompleksinin en üstteki istifinin oluşması ile bağlantılı olduğunu göstermektedir (bkz BMN deltası bölümü).

Delta kompleksinin en üstteki dördüncü istifinin oluşmasından önce, son Buzul Çağı'nın hemen sonrasında deniz seviyesinin bugüne göre 140 metre kadar daha düşük olduğu bilinmektedir (Aksu ve diğ., 1987; Flemming ve diğ., 1998; Pirazolli, 2004). Bu akarsu taban seviyesinin önemli ölçüde düşmüş olması demektir. Akarsular yataklarını derine ve geriye doğru, taban seviyelerinin düşüklüğü ölçüsünde kazarlar (Chorley ve diğ., 1984; Reading ve Collinson 1996; Bridge, 2003). Son Buzul Çağı sonrası (M.Ö. 18.000) eski BMN yatağını geriye kazarak, önce tüm Geç Pleyistosen'de var olan Sarayköy Gölü'nü kapmış ve boşaltmıştır. Sarayköy Gölü'nün boşalımı geçici taban seviyesini ortadan kaldırmış, böylece Banaz Çayı ve yan kollarının geriye doğru aşındırmasını tetiklemiş olmalıdır. Artan geriye kazıma ile Sarayköy

Gölü'nden bir süre sonra Baklan Gölü kapılmıştır. Bu ikincisinin daha sonra olduğu, açığa çıkan göl tortulları üzerinde henüz zonal toprak örtüsü gelişmemiş olmasına dayanarak söylemek mümkündür. Baklan Gölü'nün kapılması ile Dinarsuyu ve Küfi Çayı ana nehir kolu haline gelmişlerdir (Şekil 10). Geç Pleyistosen'deki global deniz seviyesi değişim eğrileri ile bu zaman içinde Ege Bölgesi'nin jeolojik-jeomorfolojik evrimine bakılarak (örn. Erol, 1976; Kayan, 1999), kapma olaylarının yaklaşık 18 000 ile 12 000 arasında gerçekleştiği söylenebilir.

### SONUÇLAR

BMN Ege Denizi'nin en uzun akarsuyudur. Küfi Çayı'nın ana kol ve başlangıç kabul edilmesi gerekir. Bu durumda nehrin uzunluğu 615 km dir. Nehir bugünkü haline Geç Pleyistosen'de, Holosen'den hemen önce ulaşmıştır. Nehrin bugünkü halinin denizdeki tortul karşılığı BMN delta kompleksinin en üstteki istifidir. Bu istif göreceli kalın ve yaygındır. Bu deltayık istifin oluşmasından önce deniz dar ve uzun bir dil halinde Kuyucak'a sokulmuş, o gün itibariyle yaklaşık 80 km uzunluğunda bir haliç meydana getirmiştir. Söke'nin güneyi ise büyük bir körfezdır. Bu haliç ve körfez son 5000 yılda hızla dolmuştur. Bu hızlı dolmanın asıl kaynağı büyüyen drenaj alanı ve sağlanan fazla miktar tortul gereçtir. Bunun öncesindeki delta istifleri BMG içine hapsolan eski küçük nehir tarafından oluşturulmuştur.

BMN'nin tortul birikimine çeşitli kapma olaylarına tektonizmanın tesir ettiği şüphesizdir. Ancak bu etkinin ne ölçüde olduğu belli değildir. Tespit etmek de mümkün değildir. Akarsu süreçleri ve tüm yeryüzü olayları, doğası gereği hızlı şekilde gerçekleşirler. Asıl faktör iklimdir. Bu sebeple grabenlerdeki olayların salt tortullara dayalı olarak yorumlanması yanıltıcı olabilir. Aynı

şekilde, nehirlerin jeolojisi her zaman içinde bulunduğu çöküntülerin jeolojik yansıması değildir. BMN buna güzel bir örnektir.

### **KATKI BELİRTME**

Bu çalışma Ankara Üniversitesi Kuvaterner Araştırma Grubu'nun tematik faaliyetlerinden olup saha giderleri büyük oranda AUBAP 2005-07-45-032 projesi kapsamında, kısmen TÜBİTAK-YDABÇAG 106Y043 projesi ile karşılanmıştır. Çivril ve Işıklı Gölü civarında yürütülen incelemelere M.Tarık Ismael (M. Tarık Ercan), Dr. Özden İleri, Dr. Salim Öncel, Dr. Özlem Makaroğlu; Çal, Buldan, Kuyucak civarındaki arazi incelemelerine Yaşar Suludere; Denizli civarı arazi çalışmalarına Prof. Dr. M. Özkul, Hüseyin Erten, Oruç Baykara, İrfan Deniz Yaman; Aydın, Söke civarı incelemelerine Ediz Kırman, Fatih Çakır zaman zaman katılmış, yardım etmiş ve görüşleriyle katkıda bulunmuşlardır. Esra Önde BMN'ne ait verilerin işlenmesi aşamasında katkı sağlamıştır. Haydar Erkoç bazı saha ve uydu görüntülerini temin etmiştir. DSİ Çivril Bölge Müdürlüğü arazi çalışmaları süresince teknik ve lojistik destek sağlamıştır. Bunların herbiri ayrı ayrı önemli ve büyük desteklerdir. Makale mevcut halini Prof. Dr. Faruk Ocakoğlu, Dr. Yavuz Hakyemez ve Prof. Dr. Gürol Seyitoğlu'nun önerileri üzerine yapılan ekleme ve düzeltmelerden sonra almıştır. Yazarlar bütün katkılar için adı geçen kişi ve kurumlara teşekkürü borç bilirler.

### **EXTENDED SUMMARY**

*UN and then Turkish government declared that energy, food and clean water are the most three vital things for human and societies. Rivers, elements and natural architects of the lands are also important water resources. Thus, their geologies and natural evolution could help to sustainability and conservation efforts on*

*natural sources. However, river geology is highly different from the geological studies of fluvial deposits. While the latter is a work of classical geology, river geology comprises the history of a river from its birth to present. The River Büyük Menderes (RBM) of Turkey seems to be a convenient example for such an attempt as it occupies some tectonic depressions of western Anatolia and caused to land lock some antique cities like Myus, Prien and Miletus.*

*The RBM is the longest stream which discharges into the Aegean Sea with a 615 km course. It originates from the Sandıklı town (Afyonkarahisar) of central west Anatolia and ends at the Güllük Bay forming a large, wave-dominated delta (with a surface area of 530 km<sup>2</sup> and 35 km progradation). Based on measurements in last two decades its annual water discharge and sediment load were 90 m<sup>3</sup>/s and 8-14 millions ton/year respectively. Its upper course places in the Baklan-Dinar Graben (BDG) while middle and lower courses are in Denizli Graben (DG) and Büyük Menderes Graben (BMG) respectively. Mean course dip is % 0.2. Its has a meandering channel along the longitudinal profile except for some short discontinuities as falls of 5-10 m high at the course- or graben-connections. As a matter of fact, the term "meandering" channel in earth sciences was originated from "Maiandros flu" the antic name of the RMB. Shortly, this river is the main representative of meandering channels in geology. Core logs provided from the State Water Works (DSI) of Turkey show that thickness of fluvial sediments formed by the RBM are 5-10 m at upper course, 30-50 m at middle course and 60-140 m. However, its delta was ca. 245 m thick comprising four deltaic and four marine sequences (= delta complex). When comparing the modern sediment load and amount of fluvial and deltaic deposits, an inequality is clear between transportation and*

*deposition. Paleogeographic evolution of the river course explains it well; according to data obtained from the delta, the BMR has a life history of a quarter millions years in late Pleistocene. However, the main sediment source, the old RBM was a short, limited stream at the BMG till last Glacial Stage and three first delta sequences was formed by this old and short stream. During that time middle and upper course were separate drainage basins containing two lakes and steams. They were Sarayköy Lake and Baklan Lake of late Pleistocene. The Sarayköy Lake was relatively deep up to 60 m and the Banaz stream could form a 30 thick delta in it. The delta deposits are still used as raw material of construction. Lowering base-level during the Glacial Stage caused and/or increased erosion, particularly at river courses (=back erosion). At last, the old RBM reached and captured the Sarayköy Lake at pleniglacial period. This capture increased significantly drainage area, water and sediment capacity of the new river. However, it also caused to wash out sediment (infill) at middle and upper courses due to low base (sea)-level. Some subaqueous delta lobes of latest Pleistocene created just after this capture. Later, during the mid Holocene transgression, a narrow and long, tongue-like estuary was occurred along the lower course of the RBM. It was filled in a short time and the uppermost sequence of the delta complex occurred. Delta progradation was so rapid that old Latmos Bay was filled in three millennia locking antique cities into the land. Presently delta progradation seems to be stopped by deep submarine topography and high energy of the Aegean Sea.*

## DEĞİNİLEN BELGELER

Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z. ve Çakır, M.H., 1986. İzmir-Manisa dolaylarının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Raporu, No 7929, Ankara (yayınlanmamış).

- Akgün, F. ve Akyol, E., 1999. Palynostratigraphy of the coal-bearing Neogene deposits in Büyük Menderes graben, western Anatolia. *Geobios* 32, 367-383.
- Akyol, İ.H., 1947. Türkiye'de "akarsu sistemleri" ve rejimleri. *Türk Coğrafya Enst. Derg.*, 9-10, 1-36.
- Aksu, A. E., Piper, D.J.W. ve Konuk T., 1987. Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey. *Sedimentary Geology* 52, 227-250.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. ve Piper, D.J.W., 1990. Quaternary tectonic and sedimentary history of eastern Aegean Sea shelf area. *Jeofizik* 4, 3-35.
- Alçıçek, H., Varol, B. ve Özkul, M., 2007. Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Denizli basin, SW Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology* 202, 596-637.
- Altunel, E., 1996. Pamukkale travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 118, 47-64.
- Ardel, A., 1957. Batı Toroslarla kenar ovalarının jeomorfolojisi (Xavierde Planhol'a göre). *İstanbul Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, 8, 1-15.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications. In: Bozkurt, E. Winchester, J.A. & Piper J.D.A. (Eds.) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London Special Publication* 173, 385-403.
- Bozkurt, E., 2003. Origin of the NE trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.
- Bozkurt, E. ve Rojay, B., 2005. Episodic, two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in Western Turkey: field evidence from the Kiraz Basin and Bozdağ Horst. *Geodinamica Acta* 18, 299-316.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains; Forms, Processes and Sedimentary Records.* Blackwell Publishing, Oxford, 491s.
- Brückner, H., 1997. Coastal changes in western Turkey; rapid delta progradation in historical times. In: F. Briand and A. Maldonado (Eds), *Transformations and Evolution of the Mediterranean Coastline* vol. 3, CIESM Science Series, pp. 63-74.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., Handl, M. ve van der Borg, K., 2002. Holocene landscape evolution of the Büyük Menderes alluvial plain in the environs of Myous and Priene (Western Anatolia Turkey). *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band* 127, 47-65.
- Ceylan, M.A., 1998. Baklan-Çivril ve yakın çevresinin hidromorfoloji etüdü. Marmara Üniv. Sosyal Bil. Enst. Coğrafya Anabilim Dalı, Doktora tezi, İstanbul, 260 s (yayınlanmamış).
- Chaput, E. 1976. Türkiye'de jeolojik ve jeomorfolojik tetkik seyahatleri. İstanbul Üniv. Coğrafya Enst. Yayını, no 11, İstanbul (Çeviren A.Tanoğlu).
- Chorley, R.J., Schumm, S.A. ve Sugden, D.E., 1984, *Geomorphology.* Methuen, London, 605s.

- Collinson, J. D. 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 37-82.
- Collinson, J.D. ve Lewin, J., (eds) 1983. *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, no 6, Blackwell, Oxford, 575 s.
- Çakmaköglü, A., Göktaş, F., Tarı, E.S., Yavuz, F., Sarıkaya, H., 1986. Çivril-Banaz-Sandıklı arasındaki sahanın jeoloji ön raporu. Maden Tetkik ve Arama Enst. Raporu, no 8062, Ankara (yayınlanmamış).
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin* 190, 84-92.
- Dora, Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992. Menderes masifinin metaforfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 35, 1- 25.
- DSİ, 1975. Aşağı Büyük Menderes Havzası Hidrojeoloji İncelemesi. Devlet Su İşleri Raporu, 207 s. Ankara.
- DSİ, 1987. 1981 Akım Gözlem Yıllığı. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Matbaası, Genel yayın no 957, Ankara.
- DSİ, 2003. 1999 Akım Gözlem Yıllığı. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Basım ve Foto Film Şube Müdürlüğü, Ankara.
- EİE, 1986. Türkiye akarsularında sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları. *Elektrik İşleri Etüd İdaresi Yayını*, No 86-61, Ankara.
- EİE., 1993. Türkiye akarsularında sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları. *Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Müdürlüğü*, Yayın No: 93-59, Ankara.
- EİE, 2000. Türkiye akarsularında asılı yük gözlemleri ve asılı sediment taşınım miktarları. *Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Müdürlüğü*, Yayın No 20-17, Ankara.
- EİE, 2006. Türkiye akarsularında asılı yük gözlemleri ve asılı sediment taşınım miktarları. *Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Müdürlüğü*, Yayın No 93, Ankara.
- Eisma, D., 1978. Stream deposition and Erosion by the Eastern shore of the Aegean. In: W.C. Brice (Ed.), *The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age*, Academic Press, London, p. 38-44.
- Ergin, M., Kadir, S., Keskin, Ş., Turhan-Akyüz, N. and Yaşar, D., 2007. Late Quaternary climate and sea-level changes recorded in sediment composition off the Büyük Menderes River delta (eastern Aegean Sea, Turkey). *Quaternary International* 167/168, 162-176.
- Erinç, S., 1955. Gediz ve Küçük Menderes deltalarının morfolojisi. 9. Coğrafya Meslek Haftası (22-29 Aralık 1954) - Tebliğler ve Konferanslar. *Türk Coğrafya Kurumu Yayını* 1, İstanbul, p. 33-66.
- Erinç, S., 1957. Türkiye'de akarsu rejimlerine toplu bakış. *Türk Coğrafya Enstitüsü Derg.* 17, 93-117.
- Erinç, S., 1967. Acıgöl'ün Pleistosen'deki seviyesi hakkında. *İstanbul Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, 16, 140-143.
- Erinç, S., 1978. Changes in the physical environment in Turkey since the end of the last glacial. In: W.C. Brice, (Ed.), *The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age*, Academic Press, London, p. 45-58.
- Ermış, E. ve Karaman, M.E., 1987. Bekilli (Denizli) dolayının stratigrafisi ve petrografik özellikleri. *Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Derg.*, 7, 267-280.
- Erol, O. 1976. Quaternary shoreline changes on the Anatolian coasts of the Aegean Sea and related problems. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 459-468.
- Erten, H., Özkul, M., Şen, Ş., 2005. Some Pleistocene mammals from travertine deposits of the Denizli basin, SW Turkey. In: Özkul, M., Yağız, S. Ve Jones, B. (Eds), *Proceedings of 1st International Symposium on Travertine*, 21-25 September 2005, Pamukkale University, Denizli, Türkiye, s. 102.
- Fielding, C.R. 1984. Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Wesphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology* 31, 547-567.
- Flemming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. ve Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 327-342.
- Franco, L., 1996. Ancient Mediterranean harbours: a heritage to preserve. *Ocean Coast Management* 30, 115-151.
- Göktaş, F., Çakmaköglü, A., Tarı, E.S., Yavuz, F., Sarkaya, H., 1989. Çivril-Çardak arasındaki jeolojisi. MTA Ege Bölge Müdürlüğü Raporu, no Je/94, İzmir (yayınlanmamış).
- Göney, S., 1973. Büyük Menderes deltası. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi* 18/19, 339-354.
- Göney, S., 1975. Büyük Menderes Bölgesi. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi* No.79, İstanbul, 15 pp.
- Gürbüz, A., Boyraz, S., Ismael, M.T., 2012. Plio-Quaternary development of the Baklan-Dinar graben: implications for cross-graben formation in SW Turkey. *International Geology Review*, 54, 33-50.
- Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Yılmaz, Y., 2001. Neogene basin development around Söke-Kuşadası (Western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region. *Geodinamica Acta*, 14, 57-69.
- Gürer, Ö.F., Sarıca-Filoreau, N., Özbüran, M., Sangu, E., Doğan, B., 2009. Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. *Geological Magazine* 146, 652-673.
- Hakyemez, H.Y., 1989. Kale-Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 109, 9-21.
- Hakyemez, H. Y., Erkal, T. ve Göktaş, F., 1999. Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews* 18, 549-554.
- Hassan, F., 2004. Water and Ethics. A Historical Perspective. UNESCO International Hydrological Programme and World

- Commission on the Ethics of Scientific Knowledge and Technology, Unesco, ISBN 92-9220-017-8, Paris, 56 p.
- Holzer, H., 1953. Menderes masifi doğu kısmının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, no 2365, Ankara (yayınlanmamış).
- Ismael, M.T. 2009. Işıklı Göl (Çivril, Denizli) tortullarının sedimentolojik İncelemesi. Ankara Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara, Yüksek Lisans Tezi, 80 s.
- Kappelman, J., Alçiçek, M. C., Kazancı, N., Özkul, M., Schultz, M. ve Şen, Ş., 2008. First Homo erectus in Turkey and implications for human migration to temperate world. American Journal of Physical Anthropology 135 (1), 110-116.
- Kastelli, M. 1971. Denizli-Sarayköy-Çubukdağ-Karacasu alanı jeoloji incelemesi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (M.T.A) Raporu, no; 4573, Ankara (unpublished).
- Kayan, İ., 1988. Late Holocene sea-level changes on the western Anatolian coast. Palaeogeography Palaeoclimate Palaeoecology 68, 205-218.
- Kayan, İ. 1999. Holocene stratigraphy and geomorphological evolution of the Aegean coastal plains of Anatolia. Quaternary Science Reviews 18, 541-548.
- Kaymakçı, N., 2006. Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkish): Implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations: Journal of Asian Earth Sciences 27, 207-222.
- Kazancı, N., 2009. Neojen-Kuvaterner sınırının değişmesi ve beklenen gelişmeler. Türkiye Jeoloji Bülteni 52, 365-371.
- Kazancı, N., DüNDAR, S., Alçiçek, M.C. ve Gürbüz, A., 2009. Quaternary deposits of the Büyük Menderes Graben in western Anatolia, Turkey; implications on a river capture and the longest Holocene estuary of the Aegean Sea. Marine Geology 264, 165-176.
- Kazancı, N., Emre, Ö., Keçer, M., Özdoğan, M., 2000, Jeoloji raporları için güncel çökellerin haritalanması. Öneri ve örnek. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı (20-24 Şubat 2000) Bildiri Özleri, s.237-238, Ankara.
- Kazancı, N., Koç, K., Boyraz, S., 2011. Türkiye göllerindeki depolanma hızı araştırması ve yorumu. Türkiye 18. Uluslararası Petrol ve Doğal Gaz Kongre ve Sergisi (11-13 Mayıs 2011, Ankara). IPETGAS 2011 Bildiri Özleri Kitabı, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Ankara, s. 64-65.
- Koçyiğit, A., 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of the western Anatolian continental extension: Basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey: Geodinamica Acta 18, p. 167-208.
- Konak, N., Akdeniz, N. ve Çakır, N.H., 1986. Çal-Çivril-Karahallı dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Raporu, no 8945, Ankara (yayınlanmamış).
- Konyalı, Y., 1970. Çivril kazası Tokça-Karahallı bölgesi jeolojik etüdü ve linyit imkanları. Maden Tetkik ve Arama Enst. Raporu, no 6142, Ankara (yayınlanmamış).
- Mariner, N. ve Morhange, C., 2007. Geoscience of Mediterranean harbours. Earth-Science Reviews 80, 137-194.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall, A.D. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 597-604.
- Miall, A.D., 1984. Principles of Sedimentary Basin Analyses. Springer Verlag, New York, 490 pp.
- Miall, A., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Springer Pub., Ny, 552 s.
- Miall, A., 2006. How do we identify big rivers? And how big is big? Sedimentary Geology 186, 39-50.
- Morgan, J.P. (Ed.), 1970. Deltaic Sedimentation; Modern and Ancient. SEPM Spec. Pub. No 15, Tulsa, Oklahoma, USA, 312 pp.
- Mullenhoff, M., Handl, M., Knipping, M. ve Bruckner, H. 2004. The evolution of Lake Bafa (western Turkey) - sedimentological, microfaunal and palynological results. In: Schemevski, G. and Dolch, T. (Eds), Geographie der Meere und Küsten. Coastline Reports, vol. 1, pp. 55-66.
- Nebert, K., 1956. Denizli-Acıgöl mevkiinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enst. Raporu, no 2509, Ankara (yayınlanmamış).
- Nebert, K., 1958. Denizli Pliyosen teressübatı ve bunların batı Anadolu tatlı su Neojen stratigrafisi için ehemmiyeti. Maden Tetkik ve Arama Derg., 51, 7-19.
- Özkul, M., Varol, B. ve Alçiçek, M.C., 2002. Denizli travertenlerinin depolanma ortamları ve petrografisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 125, 13-29.
- Özkul, M., 2005. travertine deposits of Denizli extensional basin in western Turkey; a general review. In: Özkul, M., Yağız, S. Ve Jones, B. (Eds), Proceedings of 1st International Symposium on Travertine, 21-25 September 2005, Pamukkale University, Denizli, Türkiye, s. 18-24.
- Özkul, M., Gökğöz, A., Horvatincic, N., 2010. Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: A case study from the Denizli province, Western Turkey. In: Pedley, H.M. (ed.) Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls. The Geological Society, London. Special Publications 336, 245-262.
- Pirazolli, P.A. 2005. A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. Quaternary Science Reviews 24, 1989-2001.
- Purvis, M. ve Robertson A.H.F., 2005. Sedimentation of the Neogene-Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey. Sedimentary Geology 173, 373-408.
- Platen, B., 1967. Çivril bölgesindeki Neojen sahasının linyit etüdü. MTA Ege Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rapor no kö/70, İzmir (yayınlanmamış).
- Reading, H.G. ve Collinson, J.D. 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, p. 154-231.

- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C. ve Süzen, M.L. 2005. Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes graben (western Anatolia, Turkey). *Geodinamica Acta* 18, 241-255.
- Sarı, C. ve Şalk, M. 2006. Sediment thicknesses of the western Anatolia graben structures determined by 2D and 3D analysis using gravity data. *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 39-48.
- Sarıca, N., 2000. The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in west Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal* 35, 1-24.
- Schröder, B. ve Bay, B., 1996. Late Holocene rapid coastal change in western Anatolia-Büyük Menderes plain as a case study. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 102, 61-70.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine* 128, 155-166.
- Seyitoğlu G. ve Scott, B.C. 1992. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine* 129, 239-242.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. ve Işık, V. 2002. The role of the flexural rotation / rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine* 139, 15-26.
- Sözbilir, H. ve Emre, T., 1990. Neogene stratigraphy and structure of the northern rim of the Büyük Menderes graben. *International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (IESCA- 1990)*, Proceedings, İzmir, Turkey, pp. 314-322.
- Şen, Ş. ve Seyitoğlu, G., 2009. Magnetostratigraphy of early-middle Miocene deposits from E-W trending Alaşehir and Büyük Menderes grabens in western Turkey, and its tectonic implications. In: Van Hinsbergen, D. J. J., Edwards, M. A. And Govers, R. (Eds), *Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa - Arabia - Eurasia Subduction Zone*. -Geological Society of London, Special Publications, no 311, 321-342.
- Şenay, Y., 1965. Denizli-Çivril ovası jeofizik rezistivite etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Ege Bölgesi Müdürlüğü Kütüphanesi, Rapor no jf/30, İzmir (yayınlanmamış).
- Şenel, M., 1997. 1/100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Denizli Paftası, no 16. Jeoloji Etüdüleri Dairesi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şimşek, Ş., 1984. Denizli-Kızıldere-Tekkehamamı-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, No 7846, Ankara (yayınlanmamış).
- Ternek, Z., 1959. Söke'deki tabii gaz hakkında jeolojik not. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 7, 58-74.
- Topkaya, M., 1957. Çivril ve Baklan ovalarının hidrojeoloji etüdü. Maden Tetkik ve Arama Enst. Raporu, no 2365, Ankara (yayınlanmamış).
- Ünal, D., 1981. Denizli-Çivril-Tokça kömürlü Neojen havzası jeoloji raporu. Maden Tetkik ve Arama Enst. Raporu, no 1017, Ankara (yayınlanmamış).
- Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, Y. ve Şan, Ö. M., 1995. Dating the sediments exposed at the northern part of the Büyük Menderes graben (Turkey) on the basis of Arvicolidae (Rodenti-Mammalia). *Türkiye Jeoloji Bülteni* 38, 63-68.
- Ünay, E. ve Göktaş, F., 2000. Small mammal biocronology of the Early Miocene and Quaternary small mammal in the surroundings of Söke (Aydın); Preliminary results. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 42/2: 99-113.
- Uysallı, H. ve Keskin, B., 1971. Denizli-Sarayköy-Kızıldere Jeotermal sahası KD-13 ve KD-15 derin jeotermik enerji sondajları bitirme raporu. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, No 4717, Ankara (yayınlanmamış).
- Wesselingh, F.P. ve Alçiçek, H., 2010. A new cardiid bivalve from the Pliocene Baklan Basin (Turkey) and the origin of modern Pontocaspian taxa. *Palaeontology* 53, 711-719.
- Westaway, R., 1994. Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey. *Journal of Geophysical Research* 99, 20203-20223.
- Yazman, K. M., Çopur, S., Özdemir, İ., İztan, Y. H., Sayılı, A. ve Batı, Z., 2004. Büyük Menderes Grabeni'nin (Germencik-Denizli arası) jeolojisi, petrol olanakları ve Nazilli-1 arama kuyusu. *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu*, No 4546, Ankara (yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society of London Special Publication 173, pp. 353-384.
- Zeybek, Y.Z., 1994. Sandıklı ve Çivril ovalarını birbirine bağlayan Kufi Boğazının coğrafi etüdü. Selçuk Üniv. Sosyal Bilimler Enst., Yüksek Lisans Tezi, Konya (yayınlanmamış).

---

Makale Geliş Tarihi : 3 Ağustos 2011  
Kabul Tarihi : 12 Ekim 2011

Received : August 3<sup>rd</sup>, 2011  
Accepted : October 12<sup>th</sup>, 2011







## Microfacies Analysis and Depositional Environments of Tertiary Carbonate Sequences in Socotra Island, Yemen

*Socotra Adasındaki Tersiyer Karbonat İstifinin Mikrofasiyes Analizi ve Çökel Ortamları*

**Mohammed AL-WOSABI\*, Ahmed AL-AYDRUS**

Earth and Environmental Sciences Dept., Fac. Sci., Sana'a Univ., Yemen, PO. Box: 11903 Sana'a

(\*Corresponding author, e-mail: ma\_wosabi@yahoo.com)

### ABSTRACT

A detailed study on the microfacies analysis and depositional environments of Tertiary sedimentary rocks exposed in Socotra Island were conducted. The investigation was based on fifty four samples collected from five stratigraphic sections and included four formations from base to top are Umm er Radhuma (Paleocene – Eocene), Dammam (Eocene), Aydim (Upper Eocene) and Mughsayl (Oligocene-Miocene). These rock units are mainly composed of carbonates. The petrographic study of unstained and stained thin sections have been carried out to investigate its sediment logy, microfacies associations and depositional environments. According to Dunham classification of limestone (1962), eight carbonate facies were distinguished. They are Mudstone, Dolomitic mudstone/wackestone, Fossiliferous wackestone, Packstone, Marly limestone, Sandy limestone, Reefal limestone, Brecciated wackestone/packstone and Chalky limestone. The recognized microfacies associations were correlated with the standard microfacies associations (SMA) which were supposed by Wilson (1975) and Flügel (1982 and 2005). The detailed microfacies analysis show that the studied rock units were deposited within the shallow marine environment except the upper parts of Mughsayl Formation, which were deposited in a slightly deep marine environment.

**Key words:** Tertiary carbonate, microfacies, paleoenvironments, Socotra Island, Yemen

### ÖZ

*Socotra adasında (Yemen) yüzlek veren Tersiyer yaşlı sedimanter kayaçların depolanma ortamları ve mikrofasiyes analizleri üstünde detaylı bir çalışma yapılmıştır. Araştırma beş stratigrafik kesitten toplanan elli dört örnek, ve alttan üste Umm er Radhuma (Paleosen-Eosen), Dammam (Eosen), Aydim (Üst Eosen) ve Mughsayl (Oligosen-Miyosen) olmak üzere dört formasyona dayandırılmıştır. Bu kayaçlar başlıca karbonatlardan oluşmaktadır. Boyanmamış ve boyanmış ince kesitlerin petrografik çalışması kayaçların sedimantolojilerini, mikrofasiyes birliklerini ve depolanma ortamlarını araştırmak için yürütülmüştür. Dunham (1962)'nin kireçtaşı sınıflamasına göre sekiz karbonat fasiyesi ayırtlanmıştır.*

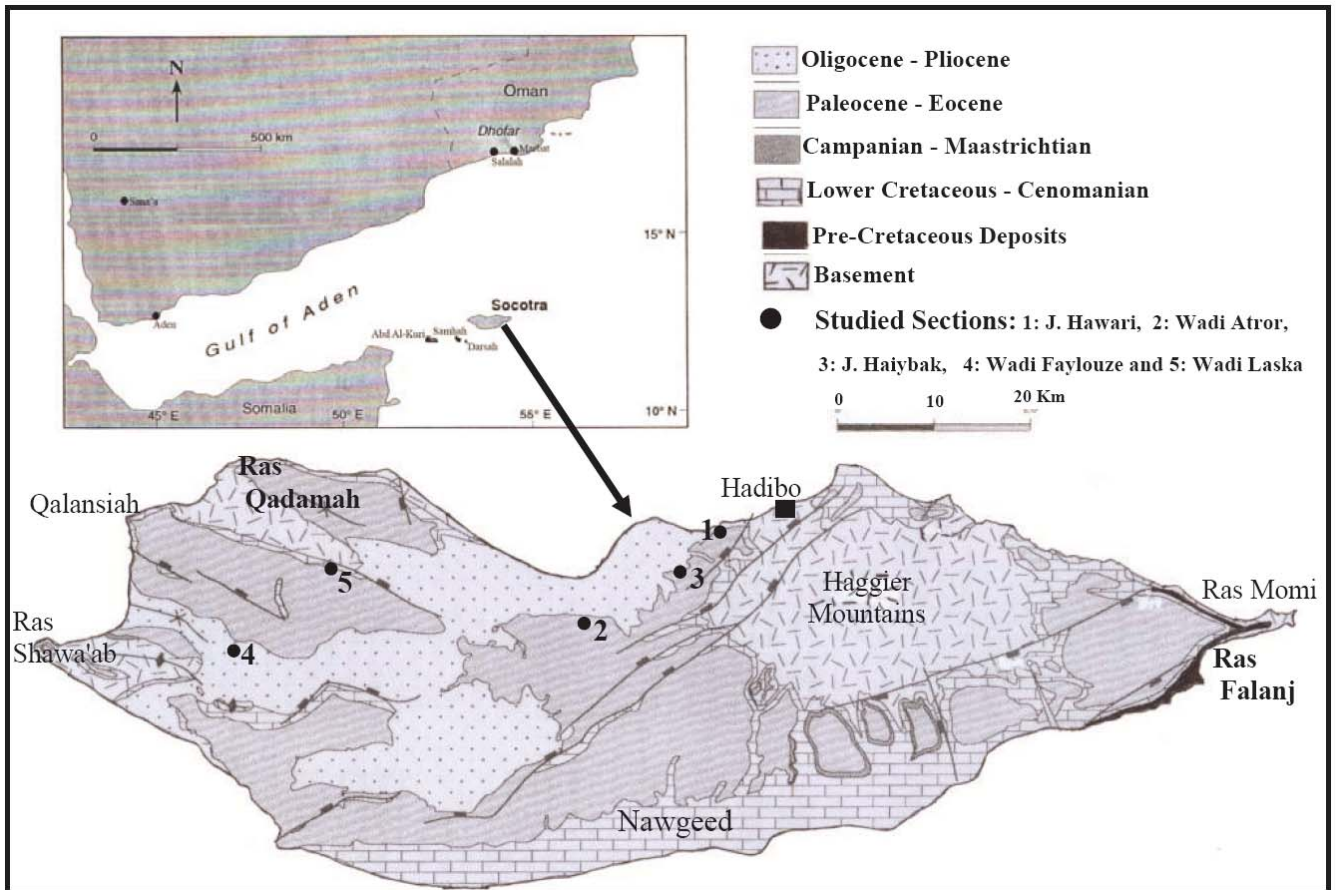
Bunlar çamurtaşı, dolomitik çamurtaşı/vaketaşı, fosilli vaketaşı, istiftaşı, marnlı kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, resifal kireçtaşı, breşlemiş vaketaşı/istiftaşı ve tebeşirimsi kireçtaşıdır. Tanımlanan mikrofasiyes birlikleri Wilson (1975) ve Flügel (1982 ve 2005) tarafından önerilen standart mikrofasiyes birlikleriyle (SMB) ilişkilendirilmiştir. Detaylı mikrofasiyes analizleri çalışılan kayaçların Mughsayl formasyonunun az derin deniz ortamında depolanan üst kesimleri hariç sığ deniz ortamında çökeldiğini göstermektedir.

**Anahtar kelimeler:** Tersiyer karbonat, mikrofasiyes, eski ortam, Socotra adası, Yemen

## INTRODUCTION

Socotra archipelago in the Indian Ocean consists of four islands; these islands are Socotra, Abd Al-Kuri, Samhah and Darsa. Socotra Island represents the largest island in this archipelago; though the three small islands located at about 100km southwest of

the Socotra Island and form a chain reaches in its long to 150km (Fig.1). This Archipelago locates at the eastern limit of the Gulf of Aden and stay far from the Yemeni mainland about 360km and about 230km from the Horn of Africa (Fig.1).



**Figure 1.** Geological map of Socotra Island showing the studied sections(After Morrison et al., 1997 with modification).

**Şekil 1.** Socotra Adasındaki çalışılan kesitleri gösteren jeolojik harita (Morrison vd., 1997'den değiştirilerek).

To the north of the platform, the sea floor slopes steeply into the Gulf of Aden to depths greater than 2500m, within 20km of the islands (Fleitmann et al., 2004). The Oligo-Miocene oceanic crust lies to the north of the islands in water depth reaching in excess of 2500m (Laughton, 1966 and Laughton et al., 1970).

In spite of the geological studies in these Islands started at the nineteenth century, but they were rare due to their isolated locations. These studies were mentioned in Samuel et al. (1997) and included Bonny (1883), Raisin (1888), Sauer (1888), Gregory (1899), Kossmat (1907) and Pelikan (1907). The first detail geological study on the Socotra Island was carried out by Beydoun and Bichan (1970). As a result of the petroleum explorations, some detailed and specific geological studies appeared to give new stratigraphic, sedimentological and geophysical information.

Birse et al. (1997), Morrison et al. (1997) and Samuel et al. (1997) have discussed the Mesozoic and Early Tertiary evolution, the Cretaceous sequence stratigraphy and the stratigraphic position of the Tertiary rocks in Socotra Platform within the exploration activities of some operating oil companies. As Saruri and Beydoun (1998) discussed the lithostratigraphic subdivision of the Shihr Group (Tertiary) in Yemen. Such researches have dealt with the stratigraphy and structural setting. However, the facies characteristics and paleoenvironments during Tertiary period have not been described or interpreted in detail.

The purpose of this paper is to define and analyze the microfacies of Tertiary carbonate rock units in Socotra Island and attempt to interpret the depositional environments which have been reflected the

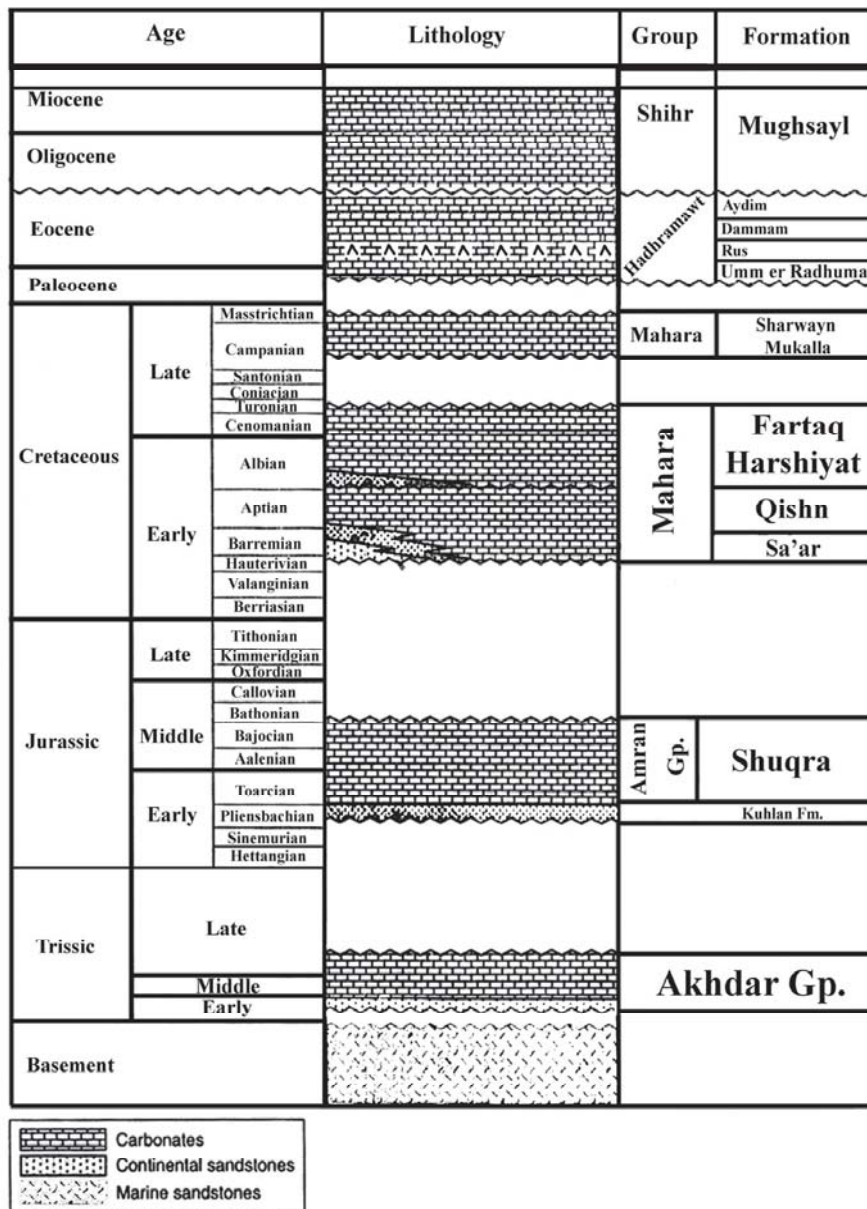
presence of those microfacies. The studied material includes 54 rock samples. They were collected from five exposed sections in Socotra Island. These sections are Jabal Hawari, Wadi Atror, Jabal Haiybak, Wadi Faylouze and Wadi Laska (Fig. 1). These samples are belonged to Paleocene, Eocene and Oligo-Miocene ages and represent the deposits of Umm er Radhuma, Dammam, Aydim and Mughsayl formations (Fig. 2).

In general the carbonate rocks in Socotra Island are subjected to the dissolution due to the influence of semi-tropical climate (high temperature, heavy rains during the rainy seasons) and the moisture atmosphere; so many huge caves are formed such as Momi, Hoq and Thi Job caves (Pl. I: a and b).

## **GEOLOGIC SETTING**

Geology of Socotra was discussed in detail by Beydoun and Bichan (1970). They described the rock units of Socotra and the neighboring islands. In Socotra Island, The Haggier Mountains represent the largest basement blocks. These rocks outcropping also at Ras Shawa'ab, Qalansiah, Ras Qadamah and Ras Momi areas (Fig. 1). The age of the crystalline basement rocks was determined as  $826 \pm 41$  Ma (Siebens, 1977).

The oldest sedimentary rocks refer to the Triassic age. These rocks unconformably overlying the peneplained basement rocks at Ras Falang and Ras Momi areas, with thickness reaches to 200m (Al-Wosabi and Wasel, 2010) (Fig. 2). These rocks consist of sandstone beds change gradationally from basal sandstone through upon limestone and marls up into a variety of purer carbonate facies (Samuel et al., 1997). Banner et al., 1997 dated these carbonate rocks as Toarcian – Bajocian age based on the recorded foraminiferal species.



**Figure 2.** General Stratigraphic chart of Socotra Island (modified after Samuel et al., 1997; Birse et al., 1997; Fleitmann et al., 2004; Al-Wosabi and Wasel, 2010).

**Şekil 2.** Socotra Adası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Samuel vd., 1997; Birse vd. 1997; Fleitmann vd., 2004; Al-Wosabi and Wasel, 2010'dan değiştirilerek).

The deposits of the Early Cretaceous to Cenomanian (Qishn Formation) rest on the basement rocks unconformably in different areas of Socotra Island particularly in the Nawgeed area at the south (Figs. 1 and 2). A marked age break is apparent between the Cenomanian carbonate beds and overlain distinctive 10m unit

of nodular planktonic foraminiferal limestone refer to the Campanian. The Campanian and Maastrichtian deposits are occurred only over two areas in Socotra Island and marked change in facies and depositional regime (Birse et al., 1997). These deposits comprise the interbedded limestones and shales of the Mukalla Formation

and the more argillaceous limestone and claystones of Sharwayn Formation (Fig. 2) (Morrison et al., 1997).

The Paleocene – Eocene deposits in Socotra overlay the Cretaceous strata (Samuel et al., 1997). The contact between Cretaceous carbonate rocks and overlying Paleocene rocks in Socotra is hard to determine in the field, but it is clear in Ras Shawa'ab that it is represented by an angular unconformity contact (Beydoun and Bichan, 1970 and Samuel et al., 1997). The carbonate rocks of Paleocene belongs to the Hadhramawt Group (Umm er Radhuma, Dammam and Aydim Formations) (Fig. 2). The late Oligocene to Early Miocene rocks is largely restricted to western Socotra. The Oligo-Miocene successions in Socotra Island rest unconformably over the basement crystalline rocks and reach to 65m in Qalansiah area. In general these rocks dominate by chalky bedded limestone, reefal limestone as well as packstone and wackestone facies. These rocks belong to Shihr Group (Mughsayl Formation) (Fig. 2).

### **LITHOSTRATIGRAPHY**

Lithostratigraphy of Socotra Island not discussed in detail, but Beydoun and Bichan, 1970 have introduced an initial subdivision for the rock units of the island. Beydoun et al., 1998 constructed comparisons of some rock units in the Yemeni lands with their counterparts in Socotran platform relying based on Beydoun and Bichan, 1970; therefore the Lithostratigraphic subdivision of rock units in Socotran platform needs to great efforts for revising and introducing according to the Stratigraphic rules.

Tertiary carbonate rocks are widely spread in Yemen and the neighboring regions such as Somalia, Oman, Saudi Arabia, Iraq and Iran. Many researchers studied the stratigraphy of these rocks such as Abu Zeid and Boukhary,

1984; Hasson, 1985; Beydoun, 1991; Roger et al., 1992; Jones and Racy, 1994; White, 1994; Langbein and As Saruri, 1998; Polis et al., 2005; Al-Husseini et al., 2010 and Al-Wosabi et al., 2011.

The present work is related with the Tertiary carbonate rocks in Socotra Island. These units including Umm er Radhuma, Dammam, Aydim and Mughsayl formations. The first three formations belong to Hadhramawt Group and dated as Paleocene - Eocene, while the latter follows the Shihr Group and dated as Oligocene-Miocene (Fig. 2).

**Umm er Radhuma Formation:** This Formation was introduced by Sander, 1952 in unpublished doctoral thesis (Beydoun et al., 1998). The rocks of this formation are widely spread in the Arabian Peninsula and Iraq. It can be correlated with the similar rock units in the neighboring areas such as Somalilands Auradu Series) and Iran (Aaliji, Pabdeh and Jahrum Formations) (Fig. 3). In Yemen this rock unit represents the main Tertiary rock unit in the eastern part of the country. It consists mainly of massive limestone, dolomitic limestone, Marly limestone and some shales especially at the base of the formation. In Yemeni lands, this formation is conformably underlain and overlain by the Mukalla Formation and the basal shale of Jiza' Formation respectively. The age of this formation is considered as late Paleocene – Early Eocene.

In Socotra Island, Umm er Radhuma Fm. rests directly on the basement, but in Ras Shawa'ab it overlies the Cretaceous rocks by an angular unconformity; while it conformably underlies the Rus Formation.

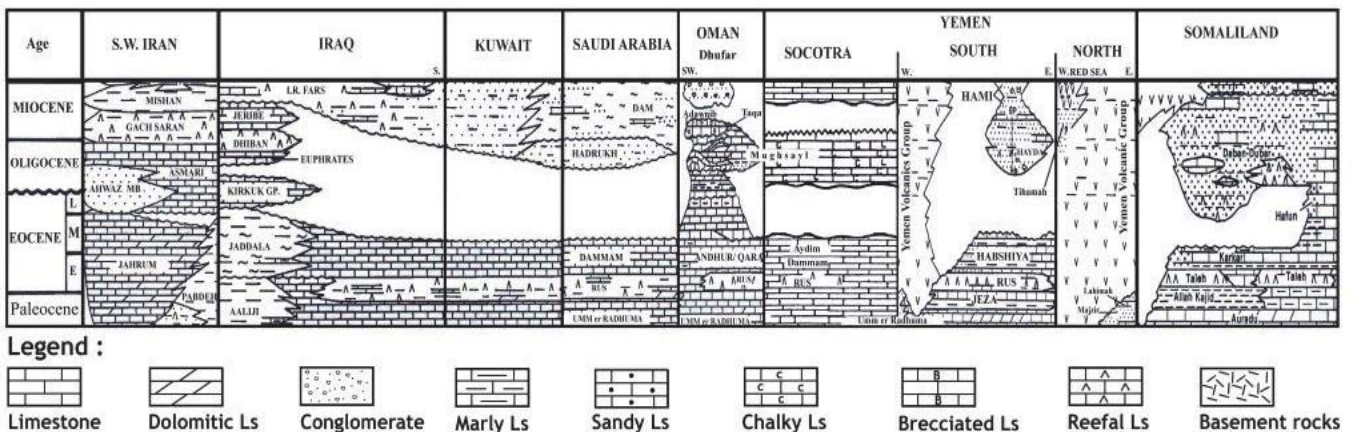
**Dammam Formation:** This rock units was suggested by Bramkamp (1941) in

unpublished report to describe the shallow water shelf carbonates interbedded with marly limestone beds in the eastern parts of Saudi Arabia. Dammam Fm. is widely spread throughout the Arabian Peninsula and Iraq and can be correlated with the equivalent rock units such as Karkar Series in Somalilands and Jaddala and Jahrum Formations in Iran (Fig. 3). Samuel et al., 1997 used the name "Dammam" to describe the carbonate rocks in Socotra Island, which rest conformably on the Rus Formation and conformably underlain the Aydim Formation. The age of this rock unit is Middle–Upper Eocene (Boukhary et al., 2005).

**Aydim Formation:** The Aydim Formation was introduced by Platel et al., 1987 to describe the upper Eocene limestone in Aydim area, Dhufar, Sultanate of Oman. The age of this rock unit is Late Eocene (Jones and Racey, 1994 and Racey, 1994). Aydim Formation consists mainly of different types of limestone (Marly limestone, mudstones and fossiliferous limestone). This formation occurs in eastern parts of Socotra and mainly consists of marly limestone, mudstone and

fossiliferous wacke/packstone facies. This rock unit can be correlated with Karkar Formation of Somalia (Fig. 3).

**Mughsayl Formation:** It was introduced by Platel et al., 1987 to describe the Oligocene-Miocene calcareous turbidites which filled the narrow down-faulted coastal basin in Raysut beach, Dhufar area, Sultanate of Oman. In Socotra Island, this formation is outcropping in the west areas around Qalansiah region. It unconformably overlies the Paleocene-Eocene rocks in the western parts of Socotra and conformably covered by the Quaternary deposits. In the southern parts of Yemen, this formation may be compared with the Hami Formation of the Mukalla–Sayhut Oligocene-Neogene basin (Fig. 3). Mughsayl Formation can be correlated with the equivalent rock units in neighboring regions such as Dagan Debar, Mughsayl Fm, Hadruk Fm, Asmari Limestone and Euphrates, Dhiban and Jeribe Formations in Somalila, Oman, Saudi Arabia, Iran and Iraq, respectively (Fig. 3).



**Figure 3.** Correlation of the studied rock units in Socotra Island and neighbouring regions (After Beydoun, 1991).

**Şekil 3.** Socotra Adası ve civarındaki bölgelerde çalışılan kaya birimlerinin karşılaştırılması (Beydoun,1991'den sonra).

## FACIES ASSOCIATIONS AND ENVIRONMENTS

Thin sections of the collected samples were prepared and stained to examine and differentiate between the carbonate minerals in the Tertiary rocks. Studying these thin sections is carried out to detect the microfacies and then interpret the paleoenvironments.

The adopted classification here is that proposed by Dunham (1962), which is based on the original depositional texture of carbonate rocks. Facies that are defined as well as the depositional environments in each formation will be displayed based on Wilson, 1975.

### 1- UMM ER RADHUMA FORMATION

The Umm er Radhuma Fm. is outcropping in vast areas of the Socotra Island (Fig. 1). The outcrops of this formation represent its upper part which was dated as late Paleocene age – Early Eocene (Fig. 2). In this study, samples were collected from Jabal Hawari (12° 39' 59" N, 54° 03' 59" E) and Wadi Atror area (12° 30' 22" N, 53° 41' 23" E) (Pl. I: c and d and figs. 4 and 5). The thickness of these sections is 45m and 127m at J. Hawari and W. Atror respectively. Four microfacies were identified and described as follows:

#### I) Mudstone Microfacies

This facies distributed through different levels in the studied sections. It mediated the Hawari section with a considered thickness up to 13m, where it is distributed in W. Atror section in many levels with a different thickness (Figs. 4 and 5). Lime mudstone microfacies in Um er Radhuma Formation is characterized in outcrops by its light gray and yellowish color and moderately hard. Petrographically, It shows a high percentage of mud reach to 97% and rare present of benthic foraminifera and some skeletal debris (Pl. I: e and f).

The lime-mudstones facies have been deposited in a nearshore restricted lagoon of a rimmed carbonate shelf, under quiet water, shallow depth and poor circulation as evidenced from the fine-grained nature of their sediments and the type as well as very low diversity of the faunas. According to Wilson, 1975, this microfacies can be compared with the Standard Microfacies (SMF) No. 22, which were deposited in the facies zone No.8. "restricted platform" (Figs. 4 and 5).

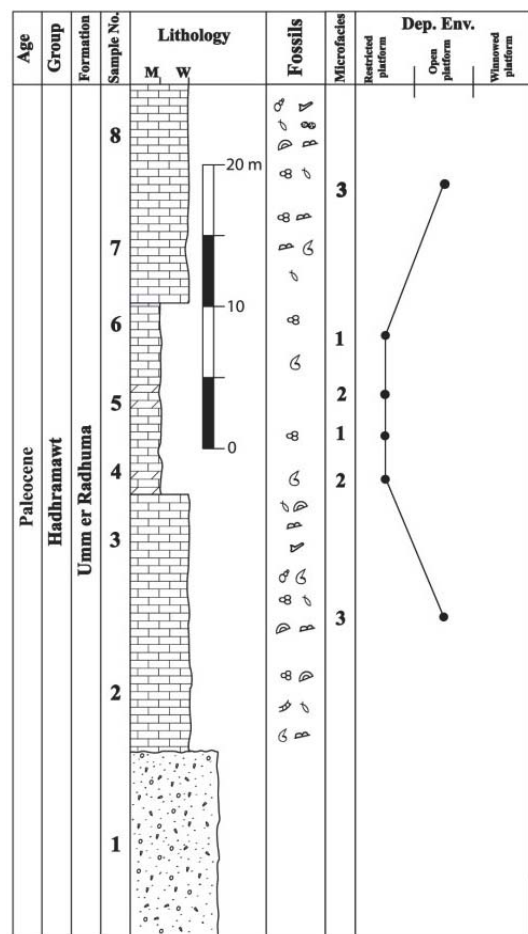


Figure 4. Lithologic log, microfacies association and distribution of depositional environments of Umm er Radhuma formation at Jabal Hawari.

Şekil 4. Jabal Hawari'deki Umm er Radhuma formasyonunun litolojik logu, mikrofasiyes topluluğu ve çökel ortamının dağılımı.

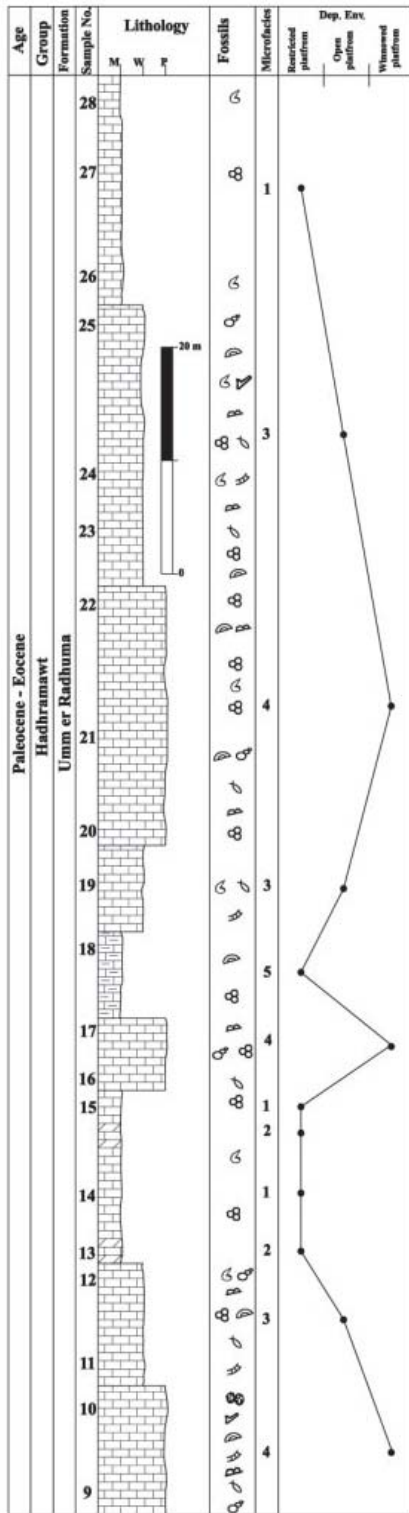


Figure 5. Lithologic log, microfacies association and distribution of depositional environments of Umm er Radhuma formation at Wadi Atror.

Şekil 5. Wadi Atror'daki Umm er Radhuma formasyonunun litolojik logu, mikrofasiyes topluluğu ve çökel ortamının dağılımı.

## II) Dolomitic Fossiliferous Mudstone/Wackestone Microfacies

This facies is not a common microfacies in the Umm er Radhuma sequence of Socotra Island. It was restricted in some levels of the studied sections (Figs. 4 and 5). In outcrops, these rocks are brownish to reddish, moderately to solid hard. It mainly composed of fine to medium grained bioclasts embedded in micritic matrix. Grains are moderately sorted and not oriented. Micrite is recrystallized into sparry calcite and sparite. Fine to medium grained dolomite rhombs scatter in the sample indicating non selective dolomitization with presence of some skeletal grains such as foraminiferal tests (Pl. I: g and h). This facies yields a few scattered debris of bivalve, echinoid and gastropod (Figs. 4 and 5). Mixing of the ground water with the marine water at this early depositional stage may explain the close association of the dolomite rhombs with the wackestone facies. Mudstones have been accumulated in an open lagoon regime developed on a rimmed carbonate shelf. The deposition took place in shallow waters with average depth of about 5-10 m, above normal wave base. The presence and diversity of the carbonate grains together with the presence of skeletal debris reflect deposition under normal marine salinity, moderately to quite agitated conditions. According to Wilson 1975, it is possible to compare with the standard microfacies 19 which were deposited within the facies zone 8 shelf restricted circulated platform (Figs. 4 and 5).

## III) Fossiliferous Wackestone Microfacies

The fossiliferous wackestones are the most abundant microfacies type in the Umm er Radhuma Fm in the studied sections (Figs. 4 and 5). It is distributed in different levels with a grain percentage reach to 30% in mud material. The rocks of this facies are yellowish to brownish



color, consolidated, coarse to medium grained. The fossiliferous wackestones are characterized by the presence of diverse faunal assemblages of bivalve, echinoderm, coralline algae, gastropod, foraminifera, ostracoda and bryozoa. They range in size up to several millimeters. Skeletal debris of bivalve and echinoderm are the most prominent skeletal particles. Foraminiferal assemblages are represented by *Textulariina*, *Miliolina* and larger forams such as *Nummulites* spp., *Lacazina* sp. cf. *blumenthali* Richel and Sigal and *Daviesina khatiahi* Smout (Pl II: a, b, c and d). Deposition of this microfacies took place under moderately agitated water conditions, above fair weather wave base. Fair circulation is also confirmed by the increasing ratio of echinoderm and benthic in the sediments.

Based on Wilson, 1975, Flügel, 1982 and 2004, The fossiliferous wackestones can be compared with the SMF no. 18, which was deposited in the facies zone No. 8 in restricted platform belt (Figs. 4 and 5).

#### **IV) Packstone Microfacies**

Packstone microfacies are represented in the studied sections of Umm er Radhuma Fm at several levels in Wadi Atror area. They are usually thick bedded (5-12m) (Fig. 5).

Petrographically, two different packstone classes are distinguished based on the percentage of skeletal particles and allochems; they are foraminiferal packstone and peloidal bioclastic packstone. The recorded skeletal particles are bivalves, echinoids and different foraminiferal forms such as *Alveolina*, *Saudella* and *Lockhartia* species (Pl. II: e and f). Bivalve shell fragments are the most common. Some of these fragments are dissolved and their moulds are filled with sparite and micritic matrix. Other remains are neomorphosed to calcite spar or completely micritized to lime-mud. Echinoidal plates are distinguished as single crystals with

uniform interference colors and locally rimmed by syntaxial calcite overgrowth. Echinoid spines are recognized by their radial structure. Benthonic foraminifera are represented by different foraminiferal species. Non-skeletal particles are mostly represented by pellets and few ooid grains (Pl. II: g). All components are jointed together by granular sparry calcite cement.

The depositional realm of packstone facies was restricted shelf lagoons when skeletal debris were derived from nearby shoal areas or reefs to shallow environment. The presence of broken skeletal components and planar beddings reflect high tidal currents and wave activity. This facies was formed in the facies zone No. 6 and correlated with the SMF No. 12 of Wilson, 1975 (Fig. 5).

## **2- DAMMAM FORMATION**

Dammam Formation is distinguished in many areas of Socotra Island lying above the Umm er Radhuma rocks. It represents the lower Eocene age in the island. Samples were collected from Jabal Haiybak (12° 38' 06"N, 53° 57' 04") (Pl. II: h and Figs. 1, 2 and 6). The following microfacies were identified.

### **I) Marly Limestone Facies**

This facies is recorded in the lower and upper horizons in Dammam Formation at Jabal Haiybak section (Fig. 6). It made up of clastic and carbonate materials which including skeletal grains distributed in micritic matrix. These rocks of this microfacies tend to be friable to semi-consolidated, green to pale grey color with a thickness reaches to 10m (Pl. III: a). The invertebrate fossils are lagoonal fauna including foraminiferal tests, bivalves, ostracods and gastropods. Skeletal grains are scattered and poorly sorted. Foraminiferal tests consist mostly of textulariines and *Milioloides* (Pl. III: b and c).

Comparing this facies with those which proposed by Wilson, 1975, it similar to the SMF No. 22 which was deposited in a quiet closed, low energy, protected low intertidal flat reward of a shallow marine lagoon within the facies zone No. 8 "restricted platform" (Fig. 6).

### II) Sandy Limestone Microfacies

This facies is of rather restricted and narrow extension. It onlaps and pinch out on the lower Eocene marly limestone in Jabal Haiybak. It composed of about 2.5m, brownish to yellow color sandy limestone. Locally it consists of scattered medium to coarse sub-angular to sub-rounded, badly sorted quartz grains embedded in lime mud (Pl. III: d). The physical properties of quartz grains reflect relatively short transported distance.

The deposition occurred during a period of steady sediment supply to the beach by a drainage system originated under moderate to high tidal range within the restricted platform in areas of large supply of detritus and high tidal currents. The mobility of the substrate in this high energy generally prevents faunal colonization and this explains the absence of fossil remains in this facies.

### III) Fossiliferous Wackestone Microfacies

This facies is mainly composed of fine to coarse grained bioclasts embedded in micritic matrix. Grains are not oriented and porosity is low. The Fossiliferous wackestones microfacies are most abundant in Dammam Fm and they are recorded from different horizons of the studied section (Fig. 6). These rocks are brown and moderately hard. Recognizable faunas are present and embedded in a high percentage of micrite matrix reach to 75%. Skeletal debris, with the exception of the calcitic are leached probably by meteoric groundwater forming mould cavities. The mould cavities are infilled by drusy calcite with crystal size increases away from cavity wall. The foraminiferal assemblage is dominated by *Textularia sp.*, *Triloculina sp.* and *Alveolina sp.* (Pl. III: e, f and g). The matrix between grains is lime mud which is partially stained with iron-oxide spots and patches.

This facies is characterized by the presence of diverse faunal assemblages of gastropods, foraminifera and ostracods and a considerable amount of broken shells. This facies was deposited within the restricted platform belt "facies zone No. 8" of Wilson 1975 and similar to the SMF No. 18. (Fig. 6).

### IV) Packstone Microfacies

This facies is rather restricted and narrow extension and it has been identified from the

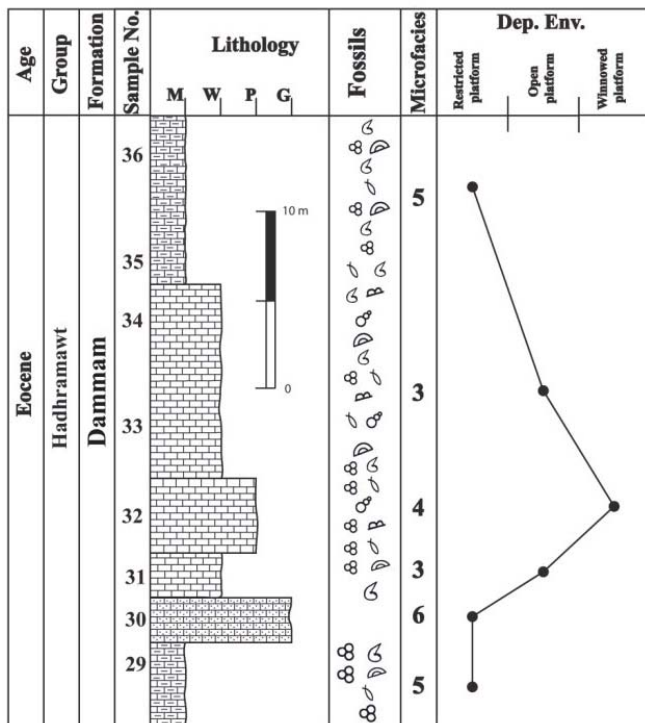


Figure 6. Lithologic log, microfacies association and distribution of depositional environments of Dammam formation at Jabal Haiybak.

Şekil 6. Jabal Haiybak'daki Umm er Dammam formasyonunun litolojik logu, mikrofasiyes topluluğu ve çökel ortamının dağılımı.

middle part of the Dammam Fm in the studied section. Foraminiferal packstone consists of a single layer of massive limestone that is up to 10 meters thick and is characterized by whitish to pale yellow color. It is composed of coarse to fine-grained bioclasts embedded in a microsparry calcite and some patches of micrit. Large foraminifera such as *Nummulites spp* are the main type of the represented bioclasts (Pl. IV: a and b). Grains are poorly sorted, disoriented with grain contacts. The micritic matrix sometimes recrystallized into sparite. Some cavities are distinguished. The most common megafossils are bivalves, echinoids, and gastropods.

The deposition of this facies took place under high energy conditions capable of moving and abrading the shell debris as evidenced from the grain-supported fabric of the rocks and the bioclastic nature of their skeletal particles. The breakage of the skeletal particles was accompanied by biogenic activity. The incorporated lime mud in this facies may suggest a high production rate of fine material by biogenic activity and faunal disintegration. According to Wilson 1975, the fossiliferous packstone microfacies here is resembling the standard microfacies No. 12 which was deposited within the facies zone No. 6 "Open platform" (Fig. 6).

### 3- AYDIM FORMATION

The Aydim Formation in Socotra Island exposed in different parts of the island and represents the top part of the Hadhramawt Group in the island. Representative samples have been collected from a sequence of the Aydim Formation in Wadi Laska area (12° 35' 56" N, 53° 42' 05" E) (Pl. IV: c and Figs. 1, 2 and 7). Four microfacies were distinguished from this rock unit at the studied section.

### I) Marly Limestone Facies

This facies is recorded in the lower horizons in the studied section of the Aydim Formation (Fig. 7). Marly limestone facies consists of clastic and carbonate materials. The clastic materials accounted for up 45% of the total volume of the rock. Different types of invertebrate fossils distributed in this facies such as foraminifera, bivalves, gastropods, echinoids and ostracods as well as skeletal debris. Parts of this facies tend to be fragmented and semi-consolidated, green to pale grey color with a thickness reaches to 6 meters. Fossils are distributed through the facies and scattered in poorly sorted manner. This facies can be compared with the standard microfacies of Wilson, 1975 which was deposited within the facies zone no. 8 within the low energy protected low intertidal flat.

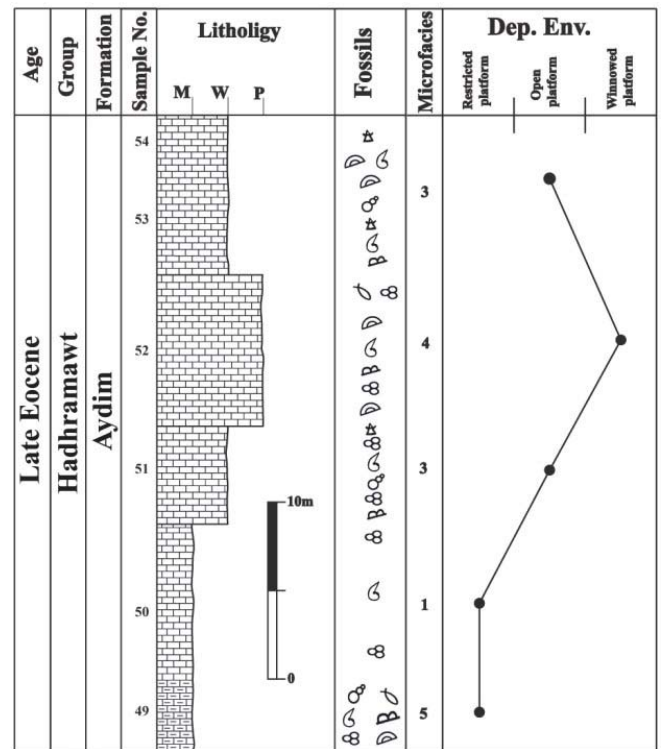


Figure 7. Lithologic log, microfacies association and distribution of depositional environments of Aydim formation at Wadi Laska.

Şekil 7. Wadi Laska'daki Aydim formasyonunun litolojik logu, mikrofasies topluluğu ve çökel ortamının dağılımı.

## II) Mudstone Microfacies

This microfacies is represented by yellowish grey/brown and hard limestones with thickness reaches to 8m. Petrographically, this facies consists of about 95% mud with the presence of some skeletal grains and debris being randomly scattered in the groundmass (Pl. IV: d).

The presence of high percentage mud with few allochems reflect quite energy, protected low intertidal flat which exists shoreward of a shallow marine lagoon, behind reef barriers or carbonate sand shoals. Based on Wilson 1975 and Flügel, 1982 and 2005, this facies is similar to the SMF No. 22, which is deposited within the facies zone No. 8 in the restricted platform area.

## III) Fossiliferous Wackestone Microfacies

This facies is recognized from two levels in Aydim Formation. the thickness in the lower horizon reaches to 5m, and about 10m in the upper level. Wackestone microfacies is characterized by its beige to brownish color, semi-hard and contains many invertebrate fossils embedded in lime mud matrix and consist about 25-30% from the all components such as gastropods, bivalves, echinoids, brachiopods, foraminifera such as *Radiocycloclypeus stellatus* (Tan) and *Radiocycloclypeus sp. cf. radiates* (Tan) and *Nummulites sp.* (Pl. IV: e and f) and shell debris (algal debris, bivalves and echinoids). The presence of broken skeletons of invertebrates refer to the deposition in a moderate agitated water within the restricted platform environment and it is similar to the standard microfacies No. 10 which is deposited within the facies zone No. 7 (Fig. 7).

## IV) Packstone Microfacies

This microfacies is recognized from the middle of the Aydim Formation in the study area with a thickness reaches to 10m. Different allochems

were distinguished such as skeletal grains, intraclasts and some pellets. These allochems is cemented with sparry calcite and low percentage of micrite. The recorded skeletal particles are bivalves, benthic foraminifera, echinoids and ostracods. Bivalve shell fragments (up to 20%) are outlined by micrite envelopes and may reveal their internal microstructure. Occasionally, they are dissolved and their moulds are filled with granular sparite and micritic matrix. Other remains are neomorphosed to calcite spar or completely micritized to lime-mud. Echinoids are represented by plates and spines. Echinoid's plates are distinguished as single crystals with uniform interference colors and locally rimmed by syntaxial calcite overgrowth whereas echinoid spines are recognized by their radial structure. Gastropod and ostracode shells are found in less frequency and their cavities are filled with calcite spar and lime mud. Benthonic foraminifera are represented by micritic-walled miliolids, orbitolinids, alveolines, uniserial and biserial forms (Pl. IV: g).

This facies was formed in a high energy suite on shoals as indicated by shallow, warm and agitated water criteria. This facies can be compared with the standard microfacies No. 13 and which was deposited within the facies zone No. 6 in Wilson 1975 scheme (Fig. 7).

## 4- MUGHSAYL FORMATION

Mughsayl Formation is exposed in several locations at the western parts of Socotra Island around Qalansiah region. This formation represents the Oligocene-Miocene limestone in this island. A carbonate section has been selected for sampling in Wadi Faylouze (12° 37' 15" N, 53° 37' 30" E) (Pl. V: a and b and figs. 1, 2 and 8). This section consists of about 70m of different limestone types, which is characterized by the presence of chalky limestone at the top part of this formation. This part is dominated by chert

nodules in several horizons (Pl. V: c and d). Several microfacies are distinguished from this section, as follows:

### **I) Reefal Limestone Facies**

The reefal limestones form a dominant lithofacies type in the Mughsayl Formation. It is composed of massive-bedded with individual bed thickness reaching to 7.5m. They have Coral reef and oyster bivalve, which are the most common faunal assemblage. Scattered in situ coral reef patches and coral fragments are widely distributed throughout the succession to mark the reefal limestone facies (Fig. 8). Locally, foraminifers, algal fragments and echinoid represent an important sediment constituent (Pl. V: e). Densely crowded large foraminiferal tests are common in the upper part of this facies. The faunal assemblage is including some benthic foraminifers such as *Heterostegina sp.*, *Miogyopsina sp.*, and *Nummulites sp.* among many other badly preserved forms (Pl. V: f, g and h).

Microscopically, the reefal limestones are dominated by the presence of boundstone textures which consist mainly of coral. This facies have been accumulated within the reef buildups platform margin zone under normal marine salinity and moderately conditions (Fig. 8).

### **II) Brecciated Wackestone/Packstone Microfacies**

These facies are common in the Mughsayl Formation (Fig. 8). They consist of alternating beds of packstone and wackestone in the middle horizon of the studied section. The rocks are brown to dark yellow, hard and contain scattered coarse limestone brecciated grains with different sizes (Pl. VI: a and b). These facies are characterized by the presence of different faunal assemblages with high abundance of skeletal debris. They are including bivalves, echinoids,

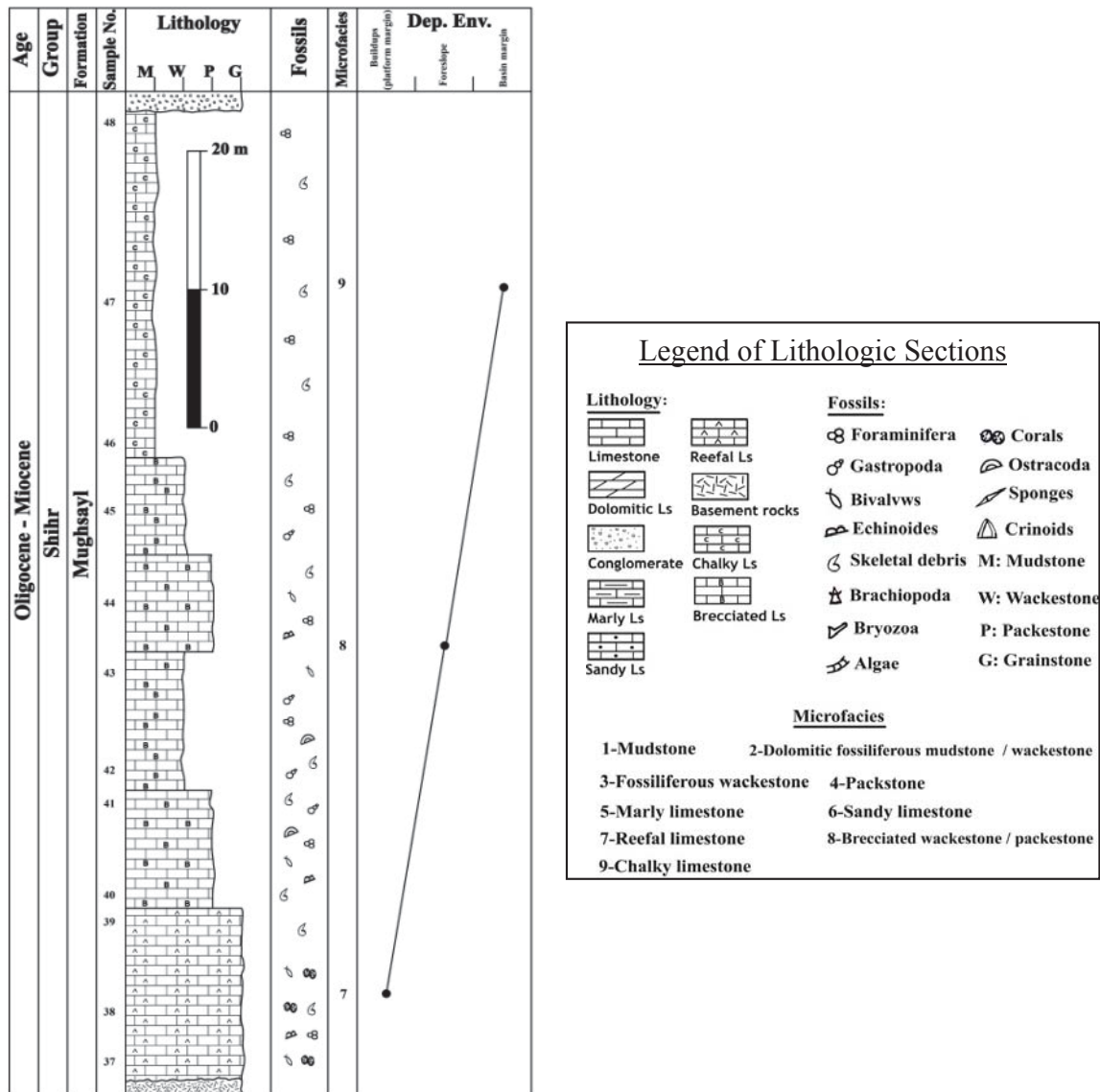
ostracods and foraminifers. Bivalves were the almost components of invertebrate fossils in this facies. Beds of bioclastic wackestone/packstone which contain redeposited shelf debris (brecciated limestone and transported fauna) may interpret as calciturbidites. Samuel et al., 1997 mentioned that the alternating planktonic foraminiferal wackestone and bioclastic pack/wackestone in Mughsayl Fm at Socotra shows evidence of syn-rift deposition with a variety of chaotic deposits triggered by seismic activity and the steep slopes developed in the localized deep-marine basins.

Deposition of this facies took place under moderately agitated water conditions, above the wave base. Based on Wilson 1975, this facies can be compared with the standard microfacies No. 4, which is deposited within the facies zone No. 4 "foreslope area" (Fig. 8).

### **III) Chalky Limestone Facies**

Chalky limestone within this formation is a distinctive facies between the limestone facies in Socotra Island. It consists of about 7m of whitish to beige chalky limestone layers indulged by many dark grayish to dark brown nodules and pebbles of chert, which arranged in determined levels and in some horizons with randomly arrangements (Pl. V: c and d). In several horizons the chalky limestone beds characterized with slump structures (Pl. VI: c, d and e). Petrographically, this microfacies composed of lime mudstone contains planktonic foraminifera (Pl. VI: f and g).

Such facies was considered as exceptional pelagic sediments by Flügel, 2004. Based on Wilson, 1975, Flügel, 1982 and 2004, this facies is deposited in a deep environment within the facies zone No. 3 "basin margin zone".



**Figure 8.** Lithologic log, microfacies association and distribution of depositional environments of Mughsayl formation at Wadi Faylouze.

**Şekil 8.** Wadi Faylouze'deki Mughsayl formasyonunun litolojik logu, mikrofasiyes topluluğu ve çökel ortamının dağılımı.

**CONCLUSION**

Tertiary rocks in Socotra Island are attributable to five formations. These formations are Umm er Radhuma, Rus, Dammam, Aydim and Mughsayl. All these formations composed of carbonate rocks except Rus Formation, which consists mainly of evaporites. fieldwork supported by microfacies analysis has been enabled

recognition of eight microfacies from the Tertiary carbonate rocks in Socotra Island. The identified microfacies of Hadhramawt Group are mudstone, wackestone, packstone and grainstone, while these differ completely for the Shihr Group in highlighting the presence of reefal limestone, brecciated limestone and chalky limestone. In all facies

the allochemes consist mainly of skeletal grains in particular the larger foraminifera "exist in a warm water within the photic zone especially the upper 50m of warm seas", bivalves, gastropods and echinoderms, but in chalky limestone the allochemes consist of planktonic foraminifera "exist in deep marine". Actually, the types of facies and their contents reflect the environments and conditions of sedimentation. Facies of the formations belonging to Hadhramawt Group were deposited in between quite shallow environment (restricted platform) in case of marly limestone and mudstone facies and agitated shallow water (winnowed platform) for the packstone and grainstone facies. The wackestone facies was deposited in semi-quiet shallow environment within the open platform zone. The Shihr Group is represented by Mughsayl Formation, which persists different facies such as brecciated limestone, reefal limestone and chalky limestone. These facies were deposited in organic buildup, foreslope and deep shelf margin zones respectively.

Studied Rock units were deposited during the Tertiary Period where the subjected areas as well as adjacent areas (Southern Oman, southwest and offshore of Iran, southern Iraq, the west coast of the Arabian Gulf and Southeast Somalia) were flooded with sea water in certain periods to precipitate limestone and when water retreated during other durations to produce evaporites. The latest Paleocene to Eocene was a period of renewed subsidence across the area "Socotra" and platform carbonates with a thickness over 700m are exposed in southern Socotra (Samuel et al., 1997). During this period (Ypresian and Bartonian), the deposition of Umm er Radhuma and Damman Formations took place, but they separated by the deposition of the Rus Formation during a

drop in sea level is consistent during Lutetian. In Middle-Late Eocene (Late Bartonian-Early Periabonian), the Aydim Formation was deposited due to transgression. During the Late Eocene (Late Periabonian) - Early Oligocene (Rubelian), Socotra Island exposed to erosion. Birse et al., 1997 mentioned that the tectonic regime altered during the Early Oligocene as one of differential uplift and erosion as is clearly recorded by the stratigraphic variations across the area. Beydoun and Bichan, 1970 emphasized that there is no record of any Upper Eocene deposits, and Socotra, in conformity with much of the adjacent Arabian and African regions appears to have been elevated about that time (Beydoun and Bichan, 1970). In the same age, drop in sea level is recorded in some parts of adjacent areas such as Jabal Hafit of the UAE by Cherif et al., 1992.

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

We would like to express our thanks to Eng. Abdullah Sua'idan and Hussien Mashdali form of the Geological Survey and Mineral Resources Board -Aden Branch - for the great cooperation during the sampling.

#### **GENİŞLETİLMİŞ ÖZET**

*Socotra takımadası Hint Okyanusu'nda 150 km'lik bir zincir oluşturan dört adadan meydana gelmektedir. Aden Körfezi'nin doğusunda Yemen'den 360 km ve Afrika Boynuzu'ndan 230 km uzaklıkta bulunan bu adaların en büyüğü Socotra'dır (Şekil 1). İlk çalışmaların ondokuzuncu yüzyılda başlama-sına rağmen, bu ada sistemi üzerine çalışmalar, izole konumlarından ötürü azdır, ve genellikle petrol şirketlerinin bazı raporlarıyla sınırlıdır. Bu çalışmada Socotra adasındaki Tersiyer yaşlı karbonat kayalarının depolanma ortamlarının yorumlanması için, mikrofasiyes özelliklerinin*

tanımlanmaları ve analizi amaçlanmıştır. Bunun için ise adadaki Paleosen, Eosen ve Oligo-Miyosen yaşlı birimlerde beş adet stratigrafik kesitten derlenen 54 adet örnek üzerinde çalışılmıştır.

Socotra adasındaki en yaşlı çökel birimler daha yaşlı kristal temel kayalar üzerine uyumsuzlukla gelen ve 200 m kalınlığa ulaşan Triyas yaşlı kayalarla temsil edilmektedir (Al-Wosabi ve Wasel, 2010). Bunlar, alt seviyelerde kumtaşlarından başlayan ve üste doğru karbonat bileşimi artan, en üstte ise saf karbonat fasiyeslerinden oluşan bir litolojiye sahiptirler (Samuel ve diğ., 1997). Triyas birimleri, benzeri bir istifsel özellik sunan ve içerdikleri foraminifer türlerine göre Alt-Orta Jura olarak yaşlandırılan çökellerce üzerlenirler. Bu birimin üstüne ise Alt Kretase'den başlayan ve Senomaniyen'e ulaşan yaşta karbonat kayaları gelmektedir. Karbonat kayaları genel olarak kireçtaşı ve şeyl aralanmaları ile daha killi nitelikteki kireçtaşları ve kiltaşlarının aralanmasından oluşur (Şekil 2; Morrison ve diğ., 1997). Kretase birimleri Paleosen-Eosen çökellerince açısız uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Samuel ve diğ., 1997). Bu birimlerde yine karbonatlı kayalar oluşmaktadır. Çalışma konusunu oluşturan Oligo-Miyosen yaşlı birimler Socotra adasında kristalen temel kayalar ve diğer birimler üzerine uyumsuzlukla oturmakta ve Qalansiah bölgesinde 65 m'lik kalınlığa ulaşmaktadır. Genel olarak bu kayalar; tabakalı kireçtaşı, pakettaşı ve istiftaşı fasiyesinde resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Tersiyer yaşlı karbonat kayaları Yemen'de ve Somali, Umman, Suudi Arabistan, Irak ve İran gibi komşu bölgelerde de yaygındırlar. Socotra adasında bu birimler Umm er Radhuma, Dammam, Aydim ve Mughsayl formasyonlarından meydana gelmektedir. Bu formasyonlardan ilk üçü Hadhra-

mawt Grubu'na ait olup Paleosen-Eosen olarak yaşlandırılırken, sonuncusu Shihir Grubu'na ait olup Oligo-Miyosen yaşlıdır (Şekil 2).

Hadhramawt Grubu'nda tanımlanan mikrofasiyesler çamurtaşı, vaketaşı, istiftaşı ve tanetaşından oluşmaktayken, bundan tamamen farklı olarak Shihir Grubu resifal kireçtaşı, breşleşmiş kireçtaşı ve tebeşirimsi kireçtaşından meydana gelmektedir. Tüm fasiyeslerde başlıca allokemler iskelet parçalarıdır. Bu parçalar ise iri foraminiferlere, bivalyalara, gastropodlara ve ekinodermlere aittir. Bu mevcut türler "sıcak denizlerin özellikle üst 50 m'lik kısmında fotik zona" özgüdürler. Bunlardan farklı olarak tebeşirimsi kireçtaşı fasiyesinde "derin deniz ortamında" var olan planktonik foraminiferlerden oluşan allokemler vardır. Hadhramawt Grubu'na ait formasyonların fasiyesleri, marnlı kireçtaşı ve çamurtaşı fasiyeslerinin gösterdiği gibi sakin sığ bir ortamda (dar platform), ve istiftaşı ile tanetaşı fasiyeslerinin gösterdiği gibi de çalkantılı sığ su (ayıklanmış platform) ortamına işaret etmektedirler. Vaketaşı fasiyesi ise açık platform alanının yarı-sakin sığ ortamında depolanmıştır. Mughsayl formasyonundan oluşan Shihir Grubu ise breşleşmiş kireçtaşı, resifal kireçtaşı ve tebeşirimsi kireçtaşı gibi farklı fasiyeslerce oluşturulmaktadır. Bu fasiyesler ise sırasıyla, organik yığılma, yamaç önü ve derin şelf kenarı alanlarında depolanmışlardır.

## REFERENCES

- Abu Zeid, M. M. and Boukhary, M. A., 1984. Stratigraphy, Facies and Environment of Sedimentation of the Eocene Rocks in the Fahahil (Gebel Dukhan) Section, Qatar, Arabian Gulf. *Revue Paleobiol*, 3, 73-159.
- Al-Husseini, M. I., Mahmoud M. Dia and Matthews, R. K., 2010. Miocene Kareem Sequence, Gulf of Suez, Egypt. *GeoArabia*, 15 (2), 175-204.
- Al-Wosabi, M. A. and Wasel, S., 2010. Lithostratigraphic subdivision of the Kuhlan Formation in Yemen. *Arab J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-010-0236-9.



- Al-Wosabi, M. A., Khalifa, M. S. and Khaiwka, M. H., 2011. Application of graphic correlation technique on Paleocene–Early Eocene benthic foraminifera, Rub' Al-Khali Basin and neighboring regions. *Arab J Geosci*, 4, 607-623.
- As Saruri, M. L. and Beydoun, Z.R., 1998. Lithostratigraphic subdivision of the outcropping late Cenozoic Shihr Group, Republic of Yemen. *Zeitschrift Fur Geologische Wissenschaften*, 26 (5/6), 705-725.
- Banner, F.T., Whittacker, J.E. and Boudagher-Fadel, M. K., 1997. Socotrana, a new hauriniid genus from the Upper Liassic of the Middle East (Foraminifera, Textulariina). *Revue de Micropaleontologie* 40: 115-123.
- Beydoun Z.R., 1991. Arabian Plate Hydrocarbon Geology and potential – A plate tectonic approach. *AAPG studies in geology* 33.
- Beydoun, Z. R. and Bichan, H.R., 1970. The Geology of Socotra Island, Gulf of Aden. *Quarterly Journal of the Royal Society of London* 125, 413-446.
- Beydoun, Z. R., As–Saruri, M., El-Nakhal, H., Al-Ganad, I., Baraba, R., Nani, A. and Al-Aawah, M., 1998. *International Lexicon of Stratigraphy*, Vol. II, Asia, Fascicule 10b2, Republic of Yemen. IUGS Publication, 34.
- Birse, A.C.R., Bott, W.F., Morrison, J. and Samuel, M.A., 1997. The Mesozoic and Early Tertiary tectonic evolution of the Socotra area, eastern Gulf of Aden, Yemen. *Marine and Petroleum Geology*, 14 (6), 675-684.
- Bonny, T. G., 1883. On a collection of rock specimens from the island of Socotra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 174, 273-294.
- Boukhary, M., Abdelghany, O., Bahr, S. and Kame, Y., 2005. Upper Eocene larger foraminifera from the Dammam Formation in the border region of United Arab Emirates and Oman. *Micropaleontology*, 51 (6), 487-504.
- Bramkamp, R. A., 1941. Geological description of the Qatar Peninsula. Department of Petroleum Affairs, Qatar (Unpublished).
- Cherif, O. H., Al-Rifa'i, I. A. and El-Deeb, W. Z. M., 1992. "Post-Nappes" early Tertiary foraminiferal paleoecology of the northern Hafit area, south of Al-Ain City (United Arab Emirates). *Micropaleontology*, 38, 37-56.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG. Mem.* 1, 180-121.
- Fleitmann, D., Matter, A., Burns, S. J., Al-Subbary, A. and Al-Aowah, M., 2004. Geology and Quaternary climate history on Socotra. *Fauna of Arabia*, 20, 27-43.
- Flügel, E., 1982. *Micofacies Analysis of limestone*. Springer-Verlag, Berlin.
- Flügel, E., 2005. *Micofacies of Carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin.
- Gregory, J.W., 1899. A note on the geology of Socotra and Abd-el-Kuri. *Geological Magazine (N.S.) Decade IV* (6), 529-533.
- Hasson, P.F., 1985. New observations on the biostratigraphy of the Saudi Arabian Umm er Radhuma Formation (Paleogene) and its correlation with neighboring regions. *Micropaleontology*, 13 (4), 335-364.
- Jones, R.W. and Racy, A., 1994. Cenozoic Stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Edited by M.D. Simmons, Chapman & Hall, 273-307.
- Kossmat, F., 1907. Geologi der Inseln Sokotra, Semha, und Abd-el-Kuri. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 71 (1), 1-62.
- Langbein, Von Rolf and As-Saruri M.L., 1998. Die Rus Formation (Unteres Eozän) auf der südlichen Arabischen Halbinsel. *Zeitschrift Fur Geologische Wissenschaften*, 26 (5/6), 673-682.
- Laughton, A.S., 1966. The Gulf of Aden. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A259, 150-171.
- Laughton, A.S., Whitmarsh, R.B. and Jones, M.t., 1970. The evolution of the Gulf of Aden. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A267, 227-266.
- Morrison, J., Birse, A., Samuel, M.A., Richardson, S.M., Harbury, N. and Bott, W.F., 1997. The Cretaceous sequence stratigraphy of the Socotran platform, the Republic of Yemen. *Marine and Petroleum Geology*, 14 (6), 685-699.
- Pelikan, A., 1907. Petrographische Untersuchungen von Gesteinen der Inseln Sokotra, Abd-el-Kuri und Semha. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 71 (1), 63-91.
- Platel, J.P., Berthiaux, A., Roger, J., Ferrand, A., 1987. Geological Map of Hawf, Sheet NE 39-16B, scale 1:100,000, with Explanatory Notes. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Polis, S. R., Angelich, M. T., Beeman, C. R., Maze, W. B., Reynolds, D. J., Steinhaff, D. M., Tudoran, A. and Wood, M. V., 2005. Preferential deposition and preservation of structurally-controlled synrift reservoirs: Northeast Red Sea and Gulf of Suez. *GeoArabia*, 10 (1), 97-124.
- Racey, A., 1994. Palaeoenvironmental Significance of Larger Foraminiferal Biofabrics: Implications for Petroleum Exploration. AL-HUSSEINI, M.I. (ed.) *Selected Middle East Papers from AAPG GEO'94, Bahrain*, 2, 793-810.
- Raisin, C.A., 1888. On some rock specimen from Socotra. *Geological Magazine (N.S.) Decade III*, 5. 504-507.
- Roger, J., Platel, J.P., Berthiaux, A., and Le Metour, J., 1992. Geological map of Hawf (Sheet NE 39-16, Scale 1:250 000). Ministry of Petroleum and Minerals, Directorte General of Minerals, Sultanate of Oman.
- Samuel, M.A., Harbury, N., Bott, R. and Thabet, A.M., 1997. Field observations from Socotran platform: their interpretation and correlation to southern Oman. *Marine and Petroleum Geology*, 14 (6), 661-673.

- Sauer, A., 1888. Ueber Riebeckit, ein neues Glied der Hornblendegruppe, sowie uber Neubildung von Albit in granitischen Orthoklasen. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 40, 138-146.
- Siebens Oil and Gas Ltd., 1977. PDRY-Socotra Concession: Geological field trip to Socotra, Samha, and Abd al Kuri. Siebens Oil and Gas Company (Unpublished).
- White, M. R., 1994. Foraminiferal biozonation of the northern Oman Tertiary carbonate succession. Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Edited by M.D. Simmons, Chapman & Hall, 309-343.

Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in geologic history, Springer Verlag, Berlin.

---

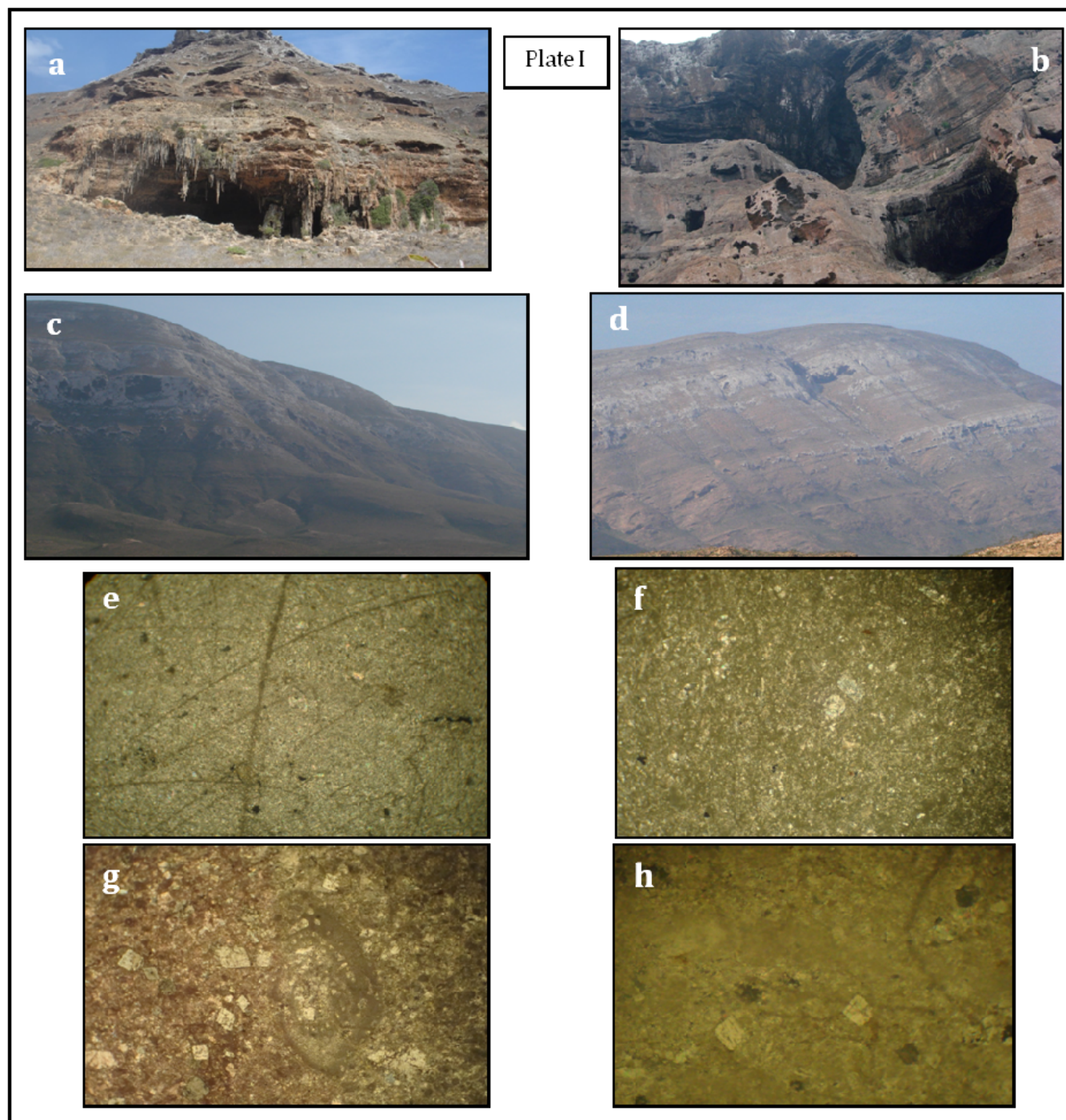
Makale Geliş Tarihi : 19 Mayıs 2011

Kabul Tarihi : 14 Ekim 2011

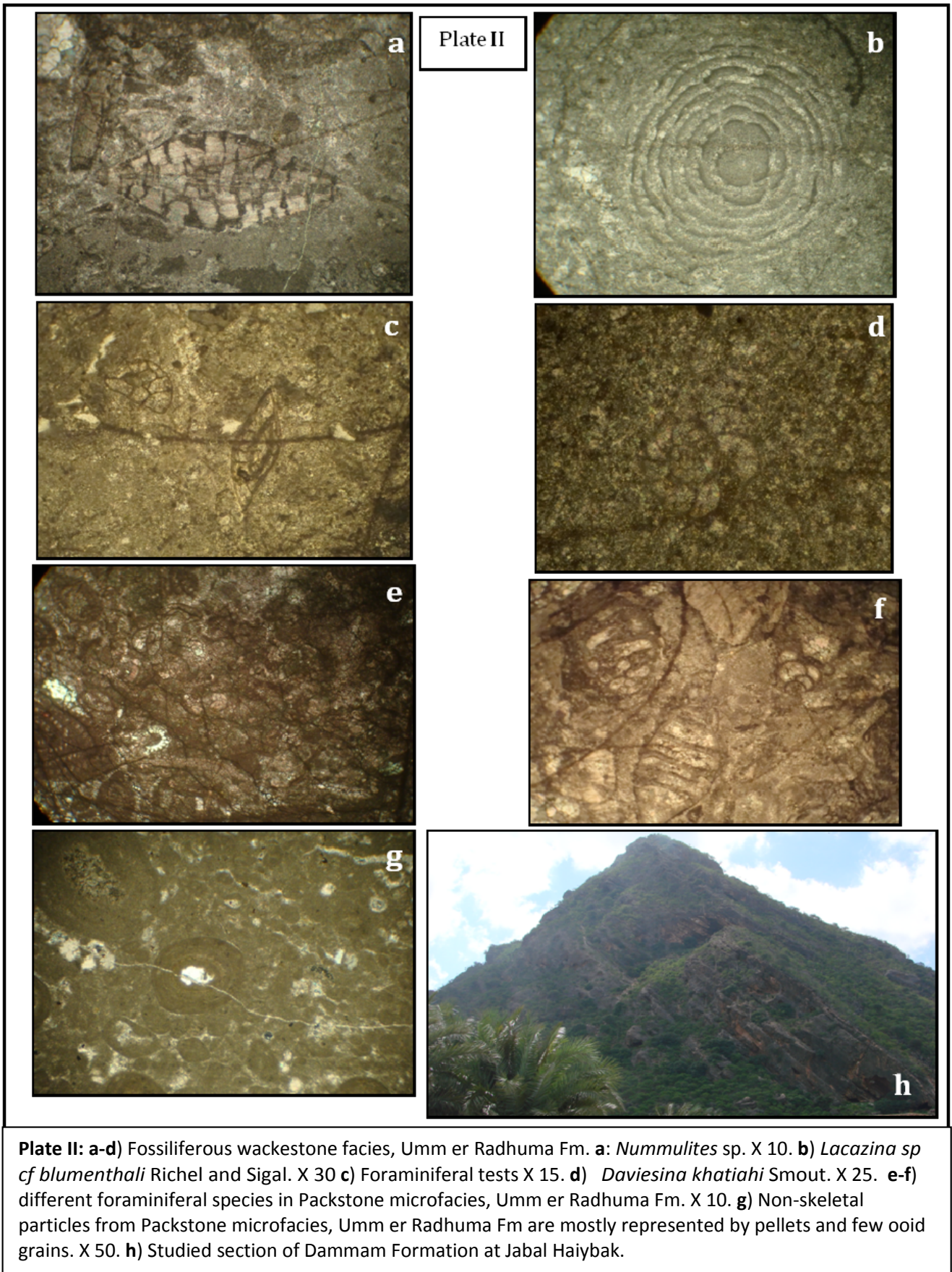
*Received* : *May 19<sup>th</sup>, 2011*

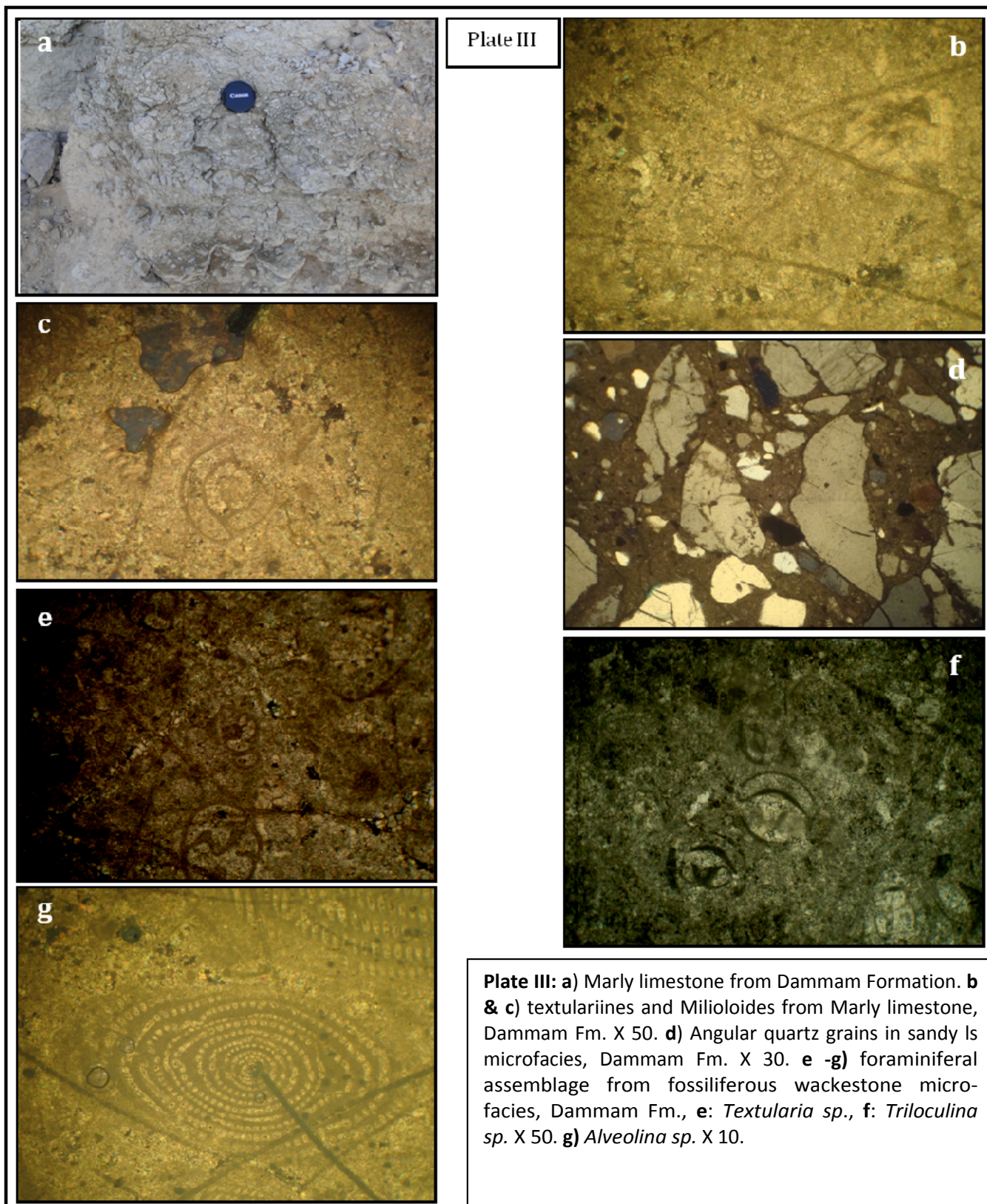
*Accepted* : *October 14<sup>th</sup>, 2011*

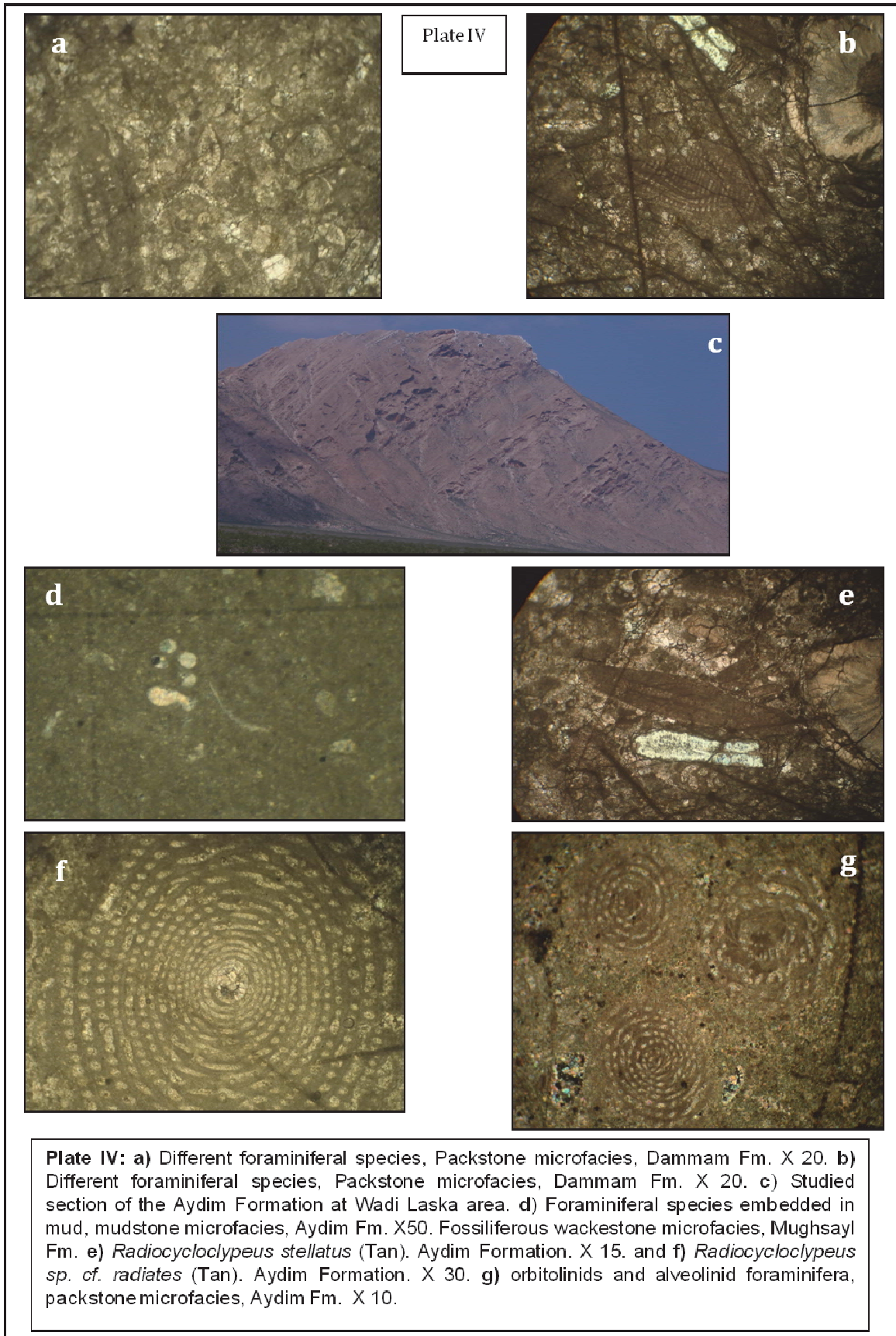
**PLATES**



**Plate I:** **a)** Thi Jub cave at Nawgeed area, Socotra Island. **b)** caves within the carbonate rocks, Ras Momi area, Socotra Island. **c)** Studied section of Umm er Radhuma Formation at Jabal Hawari. **d)** Studied section of Umm er Radhuma Formation at Wadi Atror. **e** and **f)** Rare presence of benthic foraminifera and some skeletal debris in mudstone microfacies in Umm er Radhuma Fm. (X50). **g)** Foraminiferal test within the Dolomitic fossiliferous mudstone/wackestone microfacies of Umm er Radhuma Fm X 30. **h)** Scattered dolomite rhombs within the Dolomitic fossiliferous mudstone/wackestone microfacies of Umm er Radhuma Fm X 30.







**Plate IV:** a) Different foraminiferal species, Packstone microfacies, Dammam Fm. X 20. b) Different foraminiferal species, Packstone microfacies, Dammam Fm. X 20. c) Studied section of the Aydim Formation at Wadi Laska area. d) Foraminiferal species embedded in mud, mudstone microfacies, Aydim Fm. X50. Fossiliferous wackestone microfacies, Mughsayl Fm. e) *Radiocycloclypeus stellatus* (Tan). Aydim Formation. X 15. and f) *Radiocycloclypeus sp. cf. radiates* (Tan). Aydim Formation. X 30. g) orbitolinids and alveolinid foraminifera, packstone microfacies, Aydim Fm. X 10.

