

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2004 Cilt 47 Sayı 1
February 2004 Volume 47 Number 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

ÇELEBİ Aydın	Başkan / <i>President</i>
EKİNCİ Oktay	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
CENGİZ İsmet	Yazman / <i>Secretary</i>
ÇAĞLAN Dündar	Sayman / <i>Treasurer</i>
ECEMİŞ Buket	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
DEMİRTAŞ Ramazan	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>
ÇALAĞAN Erbay Hatice	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

SARAÇ Cem, Hacettepe Üniversitesi
SEYİTOĞLU Gürol, Ankara Üniversitesi
ÖZCAN Ercan, Akdeniz Üniversitesi

Teknik Editör / Technical Editor

DELİBAŞ Okan, Hacettepe Üniversitesi

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

BAYHAN Hasan, Hacettepe Üniversitesi
BOZKURT Erdin, Orta Doğu Teknik Üniversitesi
BOZTUĞ Durmuş, Cumhuriyet Üniversitesi
CHOROWICZ Jean, Paris IV Üniversitesi
DEMİREL İ. Hakki, Hacettepe Üniversitesi
DEYNOUX Max, CNRS
DİRİK Kadir, Hacettepe Üniversitesi
DOWD Peter A., Leeds Üniversitesi
GEDİK İsmet, Karadeniz Teknik Üniversitesi
GÖKTEN Ergun, Ankara Üniversitesi
GÜLEÇ Nilgün, Orta Doğu Teknik Üniversitesi
HELVACI Cahit, Dokuz Eylül Üniversitesi
İNAN Kemal, Avustralya Min. ve Enerji Bak.
LEJAY Alain, ELF Aquitaine
KELLING Gilbert, Keele Üniversitesi

KIRMACI Ziya, Karadeniz Teknik Üniversitesi
ÖZKAN Y. Ziya, MTA Genel Müdürlüğü
PAKTUNÇ Doğan, Canmet Min. B. Lab.
PEKDEĞER Asaf, Freie Üniversitesi
SAĞIROĞLU Ahmet, Fırat Üniversitesi
SATIR Muharrem, Tübingen Üniversitesi
SIREL Ercüment, Ankara Üniversitesi
ŞEN Şevket, Paris Doğa Tarihi Müzesi
TATAR Orhan, Cumhuriyet Üniversitesi
TEMEL Abidin, Hacettepe Üniversitesi
USTAÖMER Timur, İstanbul Üniversitesi
ÜNLÜ Taner, Ankara Üniversitesi
ÜNLÜGENÇ Ulvican, Çukurova Üniversitesi
VAROL Baki, Ankara Üniversitesi
YALÇIN Hüseyin, Cumhuriyet Üniversitesi

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK . 464 Yenışehir, 06444 Ankara
Tel : (312) 434 36 01
Faks : (312) 434 23 88
E - Posta : jmo@jmo.org.tr
URL : www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464, Yenışehir, TR - 06444 Ankara
Phone : + 90 312 434 36 01
Fax : + 90 312 434 23 88
E - Mail : jmo@jmo.org.tr
URL : www.jmo.org.tr

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2004 • Cilt 47 • Sayı 1
February 2004 • Volume 47. Number 1

ISSN 1016 - 91 64

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- EL-AKHAL, H., Contribution to the Petrography, Geochemistry and Tectonic Setting of the Basalt Flows of the Urm-Qais Plateau, North Jordan 1
- YILMAZ, H., YILMAZ, A., Divriği (Sivas) Yöresinin Jeolojisi ve Yapısal Evrimi
Geology and Structural Evolution of the Divriği - Sivas Region 13
- DELİBAŞ, O., GENÇ, V.**, Karacaali (Kırıkkale) Magmatik Kompleksi Demir, Bakır-Molibden ve Kurşun Cevherleşmelerinin Oluşumu ve Kökeni
Origin and Formation Processes of Iron, Copper-Molybdenum and Lead Mineralisations of Karacaali (Kırıkkale) Magmatic Complex 47
- SAVAŞÇI, D., SEYİTOĞLU, G., Çankırı Havzasına ait Kumartaş ve Hançili formasyonları içerisinde çökeltme ile eş yaşlı tektonik yapılar
Syn-sedimentary tectonic structures in the Kumartaş and Hançili formations. Çankırı basin. 63

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özetleri :
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKNET veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKNET

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



Contribution to the petrography, geochemistry, and tectonic setting of the basalt flows of the Umm-Qais plateau, north Jordan.

H. EL-AKHAL

Department of the Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Yarmuk University, Irbid, Jordan

Abstract

The Umm-Qais plateau is situated in north Jordan, south of the Yarmouk River. It consists of eleven basalt flows (about 190 m. thickness). The basalt flows belong to the Arabian Harrat volcanism. Petrographical, mineralogical and geochemical analysis of 11 rock samples indicated that the rocks are products of a continental intra-plate magmatism, mostly as coarse-grained silica-undersaturated olivine-rich alkali basalt (AOB). Nepheline and Fo-olivine are among the normative minerals.

The age of the basalt flows can be correlated with the basalt of the northern extension of the Umm-Qais plateau north the Yarmouk River (Zamlat Bkhila plateau basalt) in the Golan Heights which was found to be 3.7 ± 0.36 - 3.11 ± 0.16 Ma. Flow eruptions are contemporaneous with the second spreading stage of the Red Sea during the Cainozoic over the past 5 Ma.

Analysis of fractures showed mainly four dominant directions, namely ENE/WSW, NW/SE, NNE/SSW and NE/SW. They coincide with the trends of the Red Sea, Dead Sea transform fault, and some other distinct tectonic features.

INTRODUCTION

An extensive continental intra-plate basalt province of alkaline nature extends for about 3000 km over a north-south direction from Syria through Jordan, Saudi Arabia to Yemen (Fig. 1 and Fig. 2). It comprises one of the world's largest alkaline volcanic provinces named the Arabian Harrat province, and covers an area of 180.000 km² (Coleman et al, 1983). The basalt originated during several phases of eruptions, which were closely associated in space and time with: 1. the Cainozoic evolution of the Red Sea through two-stages of spreading; the first was before 30-15 Ma and the second was initiated over the past 5 Ma-recent, 2. collision of the Arabian

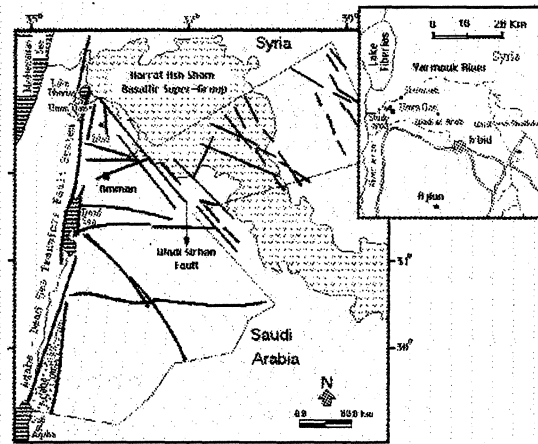


Figure 1. Location of the study area and simplified tectonic map of Jordan showing the distribution of the Neogene to Quaternary volcanism (Harrat Ash Shaam Basaltic Super-Group). [(Map modified after Ibrahim, 1996)].

^arrat is an Arabic word and means "stony area, volcanic province, lava field"; Wher, 1976.

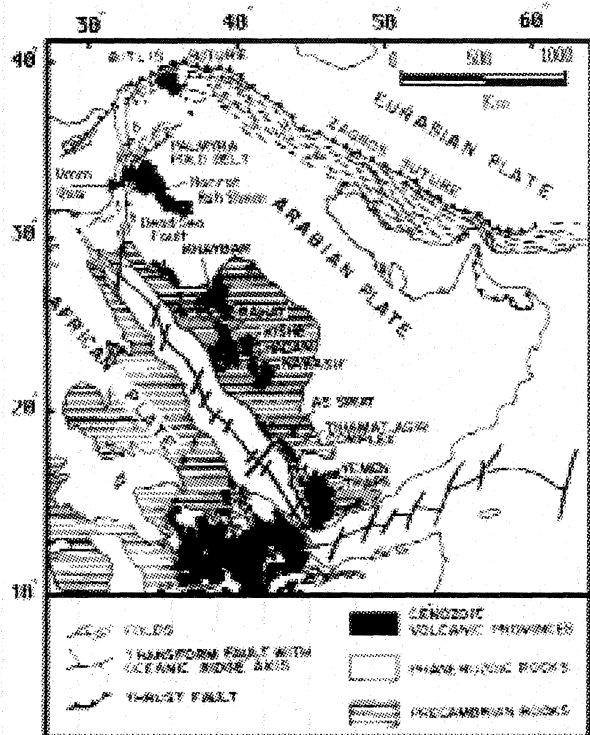


Fig. 2: Regional map of the basalt flows in the Arabian Plate.

Figure 1. Location of the study area and simplified tectonic map of Jordan showing the distribution of the Neogene to Quaternary volcanism (Harrat Ash Shaam Basaltic Super-Group). [(Map modified after Ibrahim, 1996)].

and Eurasian plates and 3. the uplift of the Afro-Arabian dome (Camp and Roobol, (1989). In Jordan basalt flows cover about 11 000 km².

The basalts are mainly distributed over the northeast (NE-basalt plateau), north, and the middle parts to the east of the Dead Sea. In general, the extent of the volcanic province is parallel with the NW-SE trending Wadi Sirhan fault zone (Fig. 1) which probably caused by tensional forces parallel to the Red Sea. The above mentioned basalt flows were considered by Ibrahim (1993) as the Harrat Ash Shaam Basaltic Super-Group, and this term was applied in Jordan to all of the Neogene-Quaternary basalts exposed in the North Arabian Volcanic Province.

Previous studies on the North Arabian volcanic province suggested the derivation of this

basalt from deep mantle source material and are also characterized by a low degree of partial melting of upper mantle peridotites with minor secondary differentiation (Barberi et al., 1979; Brenner, 1979; Saffarini et al., 1985; Ibrahim, and Saffarini, 1990; Khalil, 1991). The depth of the basalt source material is between 37-60 km (Green and Ringwood, 1967; Ibrahim, 1987; Nassir and Al Fugha, 1988a).

The present study deals with the petrography, geochemistry, origin, and tectonic setting of the Cover Basalt and deformations affecting the Umm-Qais and adjacent areas to the east of the Jordan Rift.

LOCATION, TOPOGRAPHY AND STRATIGRAPHY

The Umm-Qais plateau is located in north Jordan and delimited by the latitudes 32° 30' 9" - 32° 30' 11" N and longitudes 35° 40' 64" - 35° 40' 11" E. It occurs at about 30 km northwest of Irbid and 3 km south of the Yarmouk River (Fig. 1).

The height of the plateau is about 340 m; the upper 190 m consist of eleven basalt flow units.

The basalt flows (Cover Basalt) constitute the southern part of the Zamlat Bkhila plateau of Syria (Ponikarov et al., 1977) which is also called as Mevo Hama plateau (Mor and Steinitz, 1985). The original plateau was deeply dissected and led to the formation of the Yarmouk River Ravine between the two subplateaus (Wiesemann & Abdullatif, 1963) (Fig. 3). Stratigraphically, the basalt flows in the study area are disconformably overlying the older carbonate rock sequences (Coniacian-Eocene) (see Fig. 4).

GEOLOGIC SETTING AND TECTONIC EVOLUTION OF THE COVER BASALT

The study area is greatly affected by the uplift and vertical movements of the Jordanian block as a part of the regional uplift of the Afro-Arabian dome started with the second-stage of the Red Sea spreading over the past 5 Ma during late Neogene and Pleistocene times. Huge amounts of basalt lavas were erupted from vertical fissures and

local vents along regional extensional fault lines (Ghent et al., 1980; Gregory et al., 1982; Coleman et al., 1983; Voggenreitter et al., 1988; Camp and Roobol, 1989). Mor and Steinitz (1982) dated the Cover Basalt of the Mevo Hama plateau in the Golan Heights (Zamlat Bkhila plateau basalt) as 3.7 ± 0.36 Ma at its base to 3.11 ± 0.16 Ma at its top using K-Ar dating, method.

The tectonic framework of the Cover Basalt and all the Neogene-Quaternary volcanism (the Harrat Ash Shaam Basaltic Super-Group HSB) can be explained by the tectonics and evolution of the regional Trans-continental rift system which formed the East-African-Red Sea-Dead Sea fault zone during Cainozoic time. The role of the NE-SW regional extensional forces can be supported by the NW-SE alignment of the Arabian Cainozoic basalts (Arabian Harrats) over a distance of 3000 km, from Yemen through Saudi Arabia, Jordan, and Syria (Fig. 2). These extensional stresses reactivated Proterozoic basement faults in the direction NW, NNW, NE, NNE, and E-W during the Cainozoic evolution of the Red Sea (Garson and Krs, 1976; Camp, 1984; Ramsay, 1986; El-Akhal et al., 1999).

RESULTS AND DISCUSSION STRUCTURE

To understand the structure of the study area, brittle deformational features including joints and faults were measured at different intervals within the basaltic flow units and represented by rose diagrams (Fig. 5 A,B).

The results showed four dominant directions, namely ENE-WSW, NW-SE, NNE-SSW and NE-SW. They are coincident with the pattern of the most distinct regional structures in the region such as the Red Sea, Dead Sea transform fault, Wadi Sirhan fault system, and some other features. The N to NNE trending fracture and fault systems (Fig. 5B) are parallel-subparallel with the present Aqaba-Levant zone (e.g. the Dead Sea transform or the Wadi Araba-Jordan Valley structure). The almost E-W-directed fractures lie perpendicular to the Dead Sea transform, point to an extension in the region between Dead Sea transform and Wadi Sirhan fault.

It can also be suggested that the NE-SW-trending fractures were formed by extensional stresses normal to their direction. Such a suggestion is consistent with the late Pan-African stress pattern (Stern, 1985; Eyal and Eyal, 1987; Blasband et al., 2000; El-Akhal et al., 1999).

The major NW to NNW trending fracture system (Fig. 5 A) consists of a number of distinctive regional fault sets such as the Wadi Sirhan fault zone (Fig. 1), which extends about 325 km in the same direction, starting from Saudi Arabia to the north of Jordan. The fault system is truncated at its northern edge by the Gulf of Aqaba-Dead Sea transform fault, the Anti-Lebanon and the Palmyrides (Fig. 2). According to Ramsay (1986) and Camp (1986) these fault sets caused by transtensional forces initiated during the time of the Red Sea evolution and were commonly erupted by Cainozoic basalt flows.

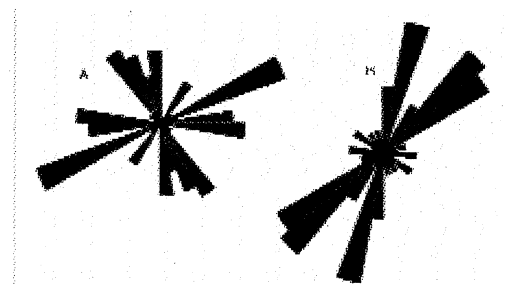


Figure 5 A, B. Illustration of the pattern of brittle deformations that had affected the area.

PETROGRAPHY

Each basalt flow unit begins at the bottom with a massive part, characterized by fine to microvesicular texture, and evolves upwards into obviously vesicular one. They are dark to medium gray in colour with a porphyritic appearance. A fresh sample has been taken from the massive part of each flow unit.

Microscopically, the rock samples are variably vesicular, amygdaloidal, almost doleritic, coarse-, subordinately medium-, and rarely fine-grained. They are sometimes characterized by the presence of variable amounts of glass in the ground-mass; however, most are holocrystalline, with intergranular to intersertal textures.

The phenocrysts consist predominantly of olivine and subordinate amount of plagioclase, while the pyroxene is not found. The olivine phenocrysts, form about 10-15 vol. % of the rock and occur as subhedral and sometimes as euhedral crystals without zoning. Therefore they indicated presence of enough time to equilibrate with the melt at mantle depth. Olivine phenocrysts occur sometimes as clots displaying glomeroporphyritic texture.

Plagioclase phenocrysts were found in some samples as elongated crystals making 2-5 vol. % of the phenocrysts.

The matrix consists almost of coarse-to medium-grained plagioclase laths, olivine, augite, little apatite and opaques. Plagioclase laths are the most abundant representing 45-50 vol.% of the matrix in most studied samples. They are both pilotaxitically and randomly arranged, and sometimes they exhibit trachytic arrangement around the olivine phenocrysts. Nepheline, pale brown clinopyroxene, needle-shaped apatite, ore minerals, brown glass and cryptocrystals fill the interstices between plagioclase laths. A few samples showed vesicles filled with secondary calcite, prehnite, and zeolites

GEOCHEMISTRY

For geochemical studies representative fresh samples were selected from the massive parts of the flows. They were chipped, handpicked to yield the freshest material, and finally crushed. They were analyzed for major elements and some trace elements: Rb, Ba, K, Nb, Sr, P, Zr, Ti, Y, Sc, V, Cu, Ni, and Zn. The concentrations of these elements were determined by the mean of x-ray fluorescence spectrometry in the Physics Department at the Yarmouk University. CIPW-norms were calculated for each sample. The results (Table 1) showed that all the studied samples have normative nepheline and forsteritic olivine. The presence of these minerals supports silica-undersaturation of the flows.

For classification, nomenclature* and tectonic setting interpretation, proper discrimination diagrams were applied. The alkali-silica diagram (Cox et al., 1979) (Fig. 6) reveals that the basalt samples of the Umm-Qais plateau fall within a trend

of alkali differentiation, and all the samples fall in the alkali olivine basalt (AOB) field. The two-component diagram of Zr/Y-Zr (Fig. 7) represents the behaviour of the ratio Zr/Y relative to the index of fractionation Zr. It illustrates the distribution of non-cumulate basalts from three tectonic settings after Pearce et al. (1979). The diagram also demonstrates that the basalts of the study area occupy the within-plate field with higher Zr/Y ratios than the MORB and Island Arc basalts. This character reveals that the samples are alkalic in composition and is valid for most basalts erupted in within-plate settings (Pearce and Cann, 1973, Floyd and Winchester, 1975). The discrimination diagram TiO₂ versus Y/Nb (Floyd and Winchester, 1975) (Fig. 8) distinguishes oceanic alkali basalt (OAB), continental alkali basalt (CAB), oceanic tholeiites (OTB) and continental tholeiites (CTB). The samples occupy the (CAB) field indicating an origin of a continental within plate tectonic setting. The within plate character of the studied basalt flows (AOB) confirmed by means of a spider diagram (Fig. 9). The calculated trace elements are plotted in order of decreasing incompatibility with mantle rocks from left to right. They are normalized to the primitive mantle values of Sun and McDonough (1989). The characteristic Nb-peak conform with the Tertiary to Recent continental alkali basalt provinces (Nony and Fitton, 1983). On the contrary, the more incompatible large-ion lithophile elements of the analyzed samples show a trough at K- and a depletion in the Rb.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

1. Umm-Qais plateau basalt consists of eleven flow units with an aggregate thickness of about 190 m. The massive parts of each flow unit are characterized by fine to micro-vesicular texture and change upward into coarse vesicular one.
2. Petrographical study shows that the rocks are mainly coarse-grained, variably vesicular, and amygdaloidal. Phenocrysts consist predominantly of olivine; plagioclase is less common and pyroxene is absent. In the matrix, plagioclase laths are the most abundant and subordinate amounts of olivine, augite, apatite, opaques and nepheline are detected.
3. Geochemical results showed that the basalt is an intra-continental alkali olivine type. Nepheline and

Table 1: Chemical analysis and CIPW-Norms of eleven selected basalt samples from the flows of Umm-Qais plateau (oxides in %, trace elements in ppm)

Oxides	FU1	FU2	FU3	FU4	FU5	FU6	FU7	FU8	FU9	FU10	FU11
SiO ₂	43.22	45.92	46.14	43.83	43.75	47.5	45.25	47.02	46.49	48.85	44.23
TiO ₂	3.25	3.39	3.07	3.36	3.25	3.11	3.14	3.14	3.2	3.06	2.98
Al ₂ O ₃	14.22	13.87	14.3	13.54	13.63	13.28	13.62	13.48	13.54	14.57	13.4
Fe ₂ O ₃	2.16	2.3	2.46	2.3	2.08	2.3	1.89	2.49	2.27	1.54	2.48
FeO	10.52	8.2	9.32	9.59	10.02	9.22	8.61	10.38	9.44	8.2	10.32
MnO	0.13	0.187	0.16	0.174	0.154	0.13	0.16	0.174	0.174	0.155	0.176
MgO	9.52	8.55	8.26	8.87	9.63	8.1	9.05	7.79	7.49	6.75	9.77
CaO	10.42	8.99	9.6	10.55	9.75	9.22	9.46	9.02	9.8	9.15	9.75
Na ₂ O	3.69	4.01	3.55	3.09	3.10	3.52	4.19	4.17	3.69	4.2	4.25
K ₂ O	0.57	0.69	0.60	0.62	0.62	.50	0.55	.53	0.5	0.64	0.52
P ₂ O ₅	1.14	0.81	0.86	0.8	0.92	0.72	0.81	0.77	0.69	0.57	0.72
L.O.I	1.79	2.75	2.01	2.7	2.7	2.02	2.52	2.036	3.06	1.59	2.02
Total (%)	100.63	99.65	100.33	99.42	99.6	100.62	99.25	101.00	100.34	99.27	100.60
Ni	117	83	65	87	114	100	91	102	97	99	128
Ba	282	227	284	244	309	286	212	260	251	215	263
Rb	11	14	14	9	12	12	10	26	25	14	7
K	4044.9	4896.5	4257.8	4399.7	4399.7	3548.15	3903	3761	3548.2	4541.6	3960
Sr	663	500	709	707	609	632	750	625	532	800	760
P	4977.3	3536.5	3754.8	3492.8	4016.72	3143.5	3536.5	3361.8	3012.5	2488.6	3143.5
Zr	117	121	130	120	133	134	124	140	139	132	95
Ti	19483.8	20323	18404.7	20143	19483.8	18644.5	18824	18824	19184	18344.7	17865
Y	25	23	24	29	29	19	20	16	26	25	18
Nb	27	25	25	28	38	32	12	24	26	29	31
Cu	55	48	41	45	53	56	38	27	37	31	28
Zn	120	143	122	131	124	119	130	116	135	121	135
Sc	32	32	31	37	40	45	.34	33	41	37	36
V	203	202	192	223	199	192	205	212	229	189	261
Or	3.42	4.21	3.61	3.79	3.78	3.00	3.36	3.17	3.04	3.88	3.12
Ab	16.08	28.12	27.42	19.69	20.93	29.79	23.36	29.81	29.08	34.62	17.44
An	20.82	18.35	21.65	21.93	22.10	14.65	17.24	16.65	19.41	19.44	16.15
Ne	8.43	3.71	1.68	3.96	3.31	4.85	7.15	3.14	1.61	0.93	10.29
Di	20.1	18.29	17.53	22.08	17.98	22.22	21.9	19.56	21.45	19.15	23.16
Fo	12.36	10.95	10.74	10.97	13.28	9.17	11.13	9.66	8.8	7.85	12.12
Fa	6.82	4.46	5.91	5.72	7.05	5.35	5.06	6.64	5.43	4.62	6.73
Mt	3.18	3.44	3.63	3.45	3.11	3.38	2.83	3.65	3.38	2.29	3.65
Il	6.25	6.65	5.93	6.60	6.37	5.99	6.16	6.03	6.25	5.95	5.75
Ap	2.52	1.82	1.91	1.81	2.07	1.59	1.82	1.70	1.55	1.27	1.59
Total (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

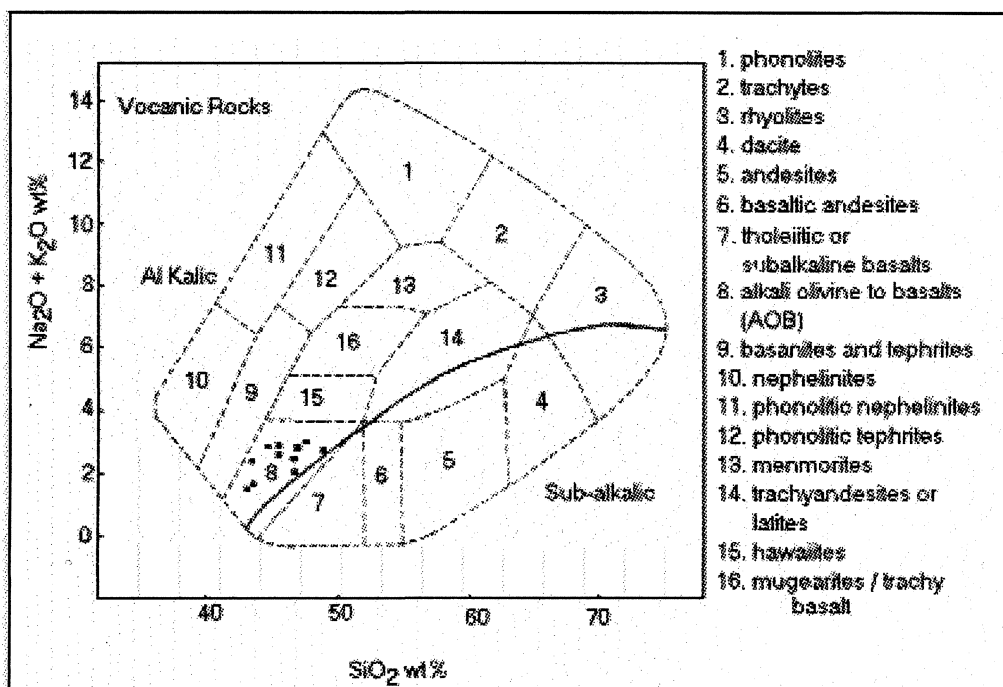


Fig. 6: Nomenclature of the common volcanic rocks based on their total alkalis and silica contents, after Cox et al. (1979). The dividing curve between alkalic and sub-alkalic magma series is from Miyashiro (1978).

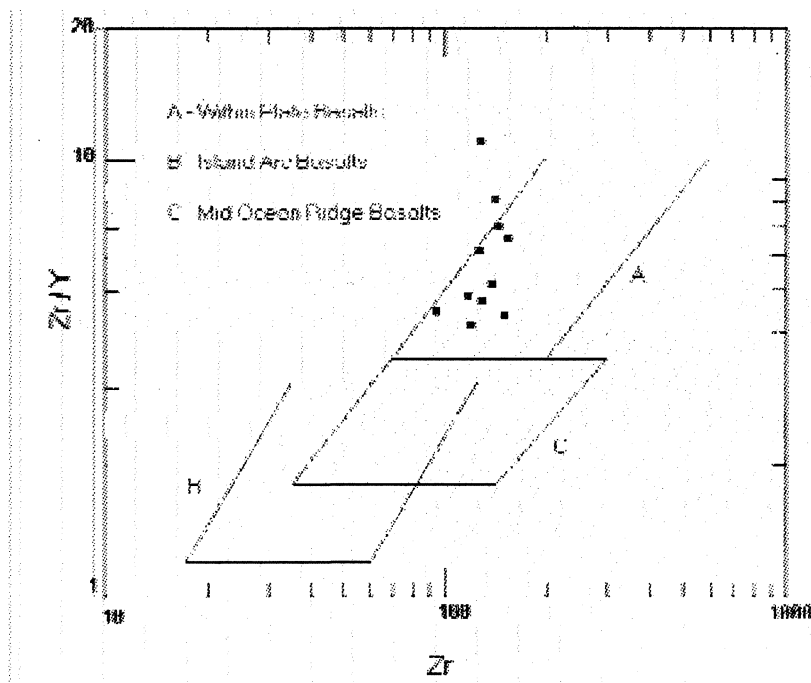


Fig. 7: Zr/Y vs. Zr diagram for the distinction between fields of Within-plate, MORB, and Island arc basalts, after Pearce and Norry (1979).

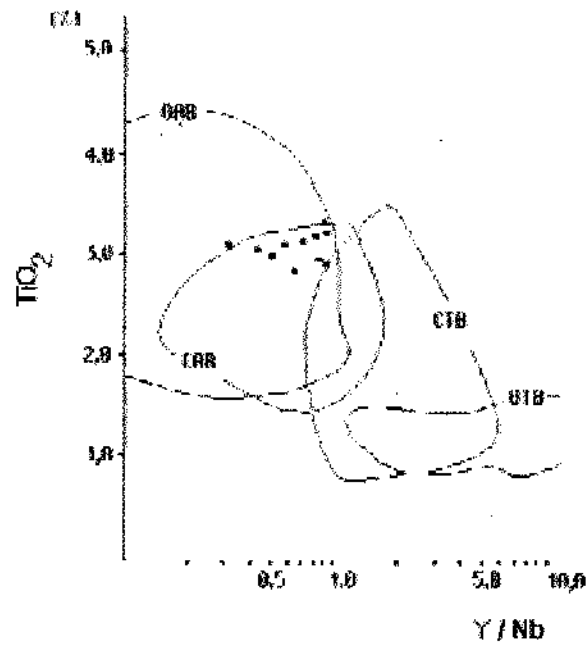


Figure 8. Diagram after Floyd and Winchester (1975) for the distinction between oceanic and continental alkaline basalts, (OAB) and (CAB), oceanic and continental tholeiitic basalts, (OTB) and (CTB).

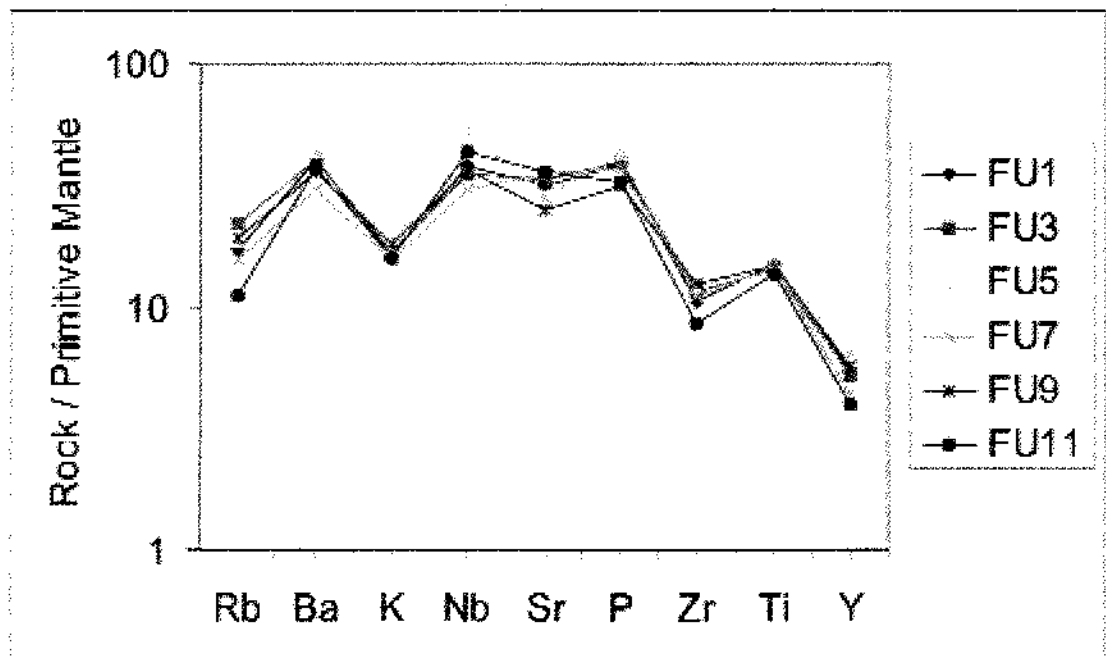


Fig. 9: Spider diagram of trace elements normalized to the primitive mantle of Sun and McDonough (1989). Trace elements are in order of increasing incompatibility with mantle rocks.

PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY, AND TECTONIC SETTING, NORTH JORDAN

forsteritic olivine are found among the normative minerals indicating silica-undersaturated rocks.

4. Based on field observations, faults which are parallel and semi-parallel to the pattern of the Arabian Harrats and other distinct regional structures such as the Red Sea, the Dead Sea transform fault and Wadi Sirhan fault system are presumably created during the late Cainozoic tectonic evolution. They coincide with older fracture trends in the Precambrian basement and they have been probably reactivated by extensional stresses during the late Cainozoic evolution and second stage spreading of the Red Sea.

REFERENCES

- Barberi, F., Capaldi, G., Gasperini, P., Marinelli, G., Santacroce, R., Scandone, R., Treuil, M., and Varet, J., 1979. Recent basaltic volcanism of Jordan and its implications on the geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system. *Atti Conv Lincei*, 47. 667-83.
- Blasband, B., White, S., Brooijmans, P., Dirks, P., de Boorder, and Visser, W., 2000. Late Proterozoic extensional collapse in the Arabian Nubian Shield. *Journal of the Geological Society*, 157, 615-628.
- Brenner, I. B., 1979. The geochemical relations and evolution of the Tertiary-Quaternary volcanic rocks in northern Israel. Ph.D. thesis, Hebrew Univ. Jerusalem, 202 pp.
- Camp, V. E., 1984. Island arcs and their role in the evolution of the western Arabian Shield. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 913-921.
- Camp, V. E., 1986. Geologic map of the Umm Birak quadrangle, sheet 23D, Kingdom of Saudi Arabia (with text). Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral resources Geoscience Map GM 87, scale 1:250000, 40 p.
- Camp, V. E., Roobol, M. J., 1989. The Arabian continental basalt province. Part I. Evolution of Harrat Rahat. Kingdom of Saudi Arabia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 71-95.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. London; Allen and Unwin, 450 pp.
- Colemann, R. G., Gregory, R. T., and Brown, G. R., 1983. Cainozoic volcanic rocks of Saudi Arabia. Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources Open-File Report USGS-OF-03093, 82 p.
- El-Akhal, H., Al-Tamimi, M., Greiling, 1999. Late Pan-African evolution and fracture pattern in the Sarmouj conglomerate, S W Jordan. *Aspects of Pan-African Tectonics*. V. 32, p. 173-181. Forschungszentrum Jilich, Germany.
- Eyal, Y., Eyal, M., 1987. Mafic dyke swarms in the Arabian-Nubian Shield. *Isr. J. Earth Sci.* Vol. 36, 1987 pp. 195-211.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth planet Sci. Lett.* 27. 211-218.
- Garson, M. S., and Krs, M., 1976. Geophysical and geological evidence of the relationship of the transverse tectonics to ancient features. *Geological Society of America Bulletin*. V. 87. P. 169-181.
- Ghent, E. D., Coleman, R. G., and Hadley, D. G., 1980. Ultramafic inclusion and host alkali olivine basalts of southern coastal plain of the Red Sea. Saudi Arabia. *Amer. J. Sci.* 280-284, 499-527.
- Green, D. H., Ringwood, A.E., 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90. 18-28.
- Gregory, R. T., Coleman R.G., and Brown, G. F., 1982. Cenozoic volcanic rocks of Saudi Arabia. Evidence from continent for two stages of opening of the Red Sea. *Geol. Sci. Am. Prog.*, 14 (7). 502 p.
- Ibrahim, K. M., 1987. Geochemistry and petrology of some of the basaltic outcrops in central Jordan. MSc. Thesis, Univ. Jordan, Dep. Geol. Mineral. Amman, (Unpubl.). 164p.
- Ibrahim, K.M., 1993. Geological framework for the Harrat ash-Sham Basaltic Super-Group and its volcanotectonic evolution. Amman. Natural Resources Authority, Geol. Mapping Div., Geol. Dir., Bull. 25, Amman.

- Ibrahim, K.M., 1996. The regional geology of Al Azraq area. Amman Natural Resources Authority. Geol. Mapping Div., Geol. Dir., Bull 28, Amman.
- Ibrahim, K.M., Saffarini, G.A., 1990. Genesis of the nepheline basanites in Tafila District, Jordan. Proc 3d Geol. Conf., 315-343.
- Khalil, I., 1991. Geochemische and petrographische untersuchungen an Teriaren bis Quartareren kontinentalen intraplattenbasalten. Nordost-Jordanien. Ph. D. thesis, der technischen Universitaet Clausthal, Germany, 119p.
- Lovelock, P.E.R., 1984. A review of the tectonics of the northern Middle East region. Geological Magazine, v. 121, no. 6, p. 577-587.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. Contrib. Mineral. Petrol. 66, 91-104.
- Mohr, P., 1971. Outline tectonics of Africa: United Nations Educational Scientific and Cultural Organization UNESCO): Paris, France, Imprimie Atar, p. 477-584.
- Mor, D., Steinitz, G., 1982. K-Ar age of the cover basalt surrounds the sea of Galilee. Interim Report. Isr. Geol. Surv. Rep. ME/6/82. 14 p.
- Mor, D., Steinitz, G., 1985. The history of the Yarmouk River based on K-Ar dating and its implication on the development of the Jordan rift. Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/40/85, 18 p., Jerusalem.
- Nassir, S., Al Fugha, H., 1988a. Spinel-lherzolite xenoliths from the Aritain volcano. NE-Jordan. Mineral Petrol. 38. 127-137.
- Norry, M.J., Fitton, J.G., 1983. Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance, in Hawkesworth C.J, and Norry, M.J., eds., Continental basalts and mantle xenoliths: Chchire, England, Shiva Publishing, Ltd, P. 5-19.
- Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traceelement analysis. Earth Planet Sci. Lett, 19. 290-300.
- Pearce, J. A., Norry, M.J., 1979. Petrogenesis implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 69. 33-47.
- Ponicarov, V.P., Kazmin, V.G., Mikhailov, LA., Razvaliyayev, A.V., Krashennnikov, A.V., Kozlov, V.V., Souiidi-Kondratiyev, E.D., Mikhailov, K.YA., Kulakov, V.V., Faradzhev, V.A., Mirzayev, K.M., 1967. The geology of Syria. Explanatory Notes of the geological map of Syria, Part 1. Dept. of Geological and Mineral Research. S.A.R.
- Ramsay, C.R., 1986. Geologic map of the Rabigh quadrangle, sheet 22D. Kingdom of Saudi Arabia (with text). Saudi Arabian deputy Ministry for Mineral Resources Geoscience Map GM-84, scale 1:250,000. 49p.
- Saffarini, G. A., Nassir, S., Abed, A. M., 1985. A Contribution to the petrology and geochemistry of the Quaternary-Neogene basalts of central Jordan. Dirasat, 12. 133-144.
- Sengor, A.M.C., and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, v. 55, p. 361-376.
- Stern, R. G., 1985. The Najd faults system, Saudi Arabia and Egypt. A late Precambrian rift system? Tectonics 4. 497-511.
- Sun, S.S., MacDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publication, 42,313-345.
- Voggenreitter, W., Hoetzi, H., and Mechie, J., 1988. Low-angle detachment origin for the Red Sea Rift System? Tectonophysics, v. 150, p. 51-76.
- Wehr, H., 1976. Dictionary of modern written Arabic (3rd edition), Cowan, J. M, ed.: Ithaca, New York, Spoken Language Services, Inc., 1110 p.
- Wiesemann, G., Abdullatif, A., 1963. Geology of the Yarmouk area, North Jordan. Unpubl. rept. with

geol. maps, scale 1:10,000. Fed. Inst. of Geosc. and Nat. Res., Hannover; nat. res. auth., Amman.

ACKNOWLEDGMENTS

I wish to thank my colleague Dr. W.Saqqa, Department of Earth and Environmental Sciences, Yarmouk University for the assistance during the progress of this work. Writing of the paper has been reviewed by Professor Dr. R.O.Greiling, Institute of Geology and paleontology, Heidelberg. I also thank the journal referees for their fruitful comments.

Received : May 7, 2002

Accepted : August 10, 2003



Divriği (Sivas) Yöresinin Jeolojisi ve Yapısal Evrimi

Geology and Structural Evolution of the Divriği-Sivas Region

Hüseyin YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeofizik Müh.Böl., 58140 Sivas.

e-posta: yilmazh@cumhuriyet.edu. tr

Ali YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeofizik Müh.Böl., 58140 Sivas

e-posta: ayilmaz@cumhuriyet.edu. tr

Öz

İnceleme alanı, Doğu Toroslar'ın kuzey kesiminde ve Sivas havzasının güney kenarında Divriği, Sincan ve Kangal arasındaki bir bölgede yer almaktadır. Bu çalışmada yörenin temel jeolojik özellikleri ışığında yapısal evriminin incelenmesi amaçlanmıştır.

İnceleme alanının temeli, Torosların görelî otoktonunu oluşturan Alt Paleozoyik yaşlı kırıntılı kayalar, Üst Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı platform türü karbonatlar, allokton konumlu Üst Kretase yaşlı ofiyolitli karışık ve Jura yaşlı ofiyolit topluluğundan oluşan bir mozayikle temsil edilmektedir. Bu mozayığın üzerine Maastrichtiyen-Kuvaterner aralığında oluşmuş bir örtü, açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Örtünün en alt düzeyi polijenik çakıtaşı ile başlayan Maastrichtiyen yaşlı volkano-tortul diziden oluşmaktadır.

Paleosen'de Divriği Granitoidleri'nden oluşan intrüzif kayalar, temeli oluşturan tektonik birimleri ve Maastrichtiyen yaşlı volkano-tortul diziyi kesmiştir. Daha sonra, alt düzeylerden üst düzeylere doğru sıra ile Eosen yaşlı sığ denizel oluşuklar, Üst Oligosen-Alt/Orta Miyosen yaşlı gölsel ve akarsu tortulları, Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı akarsu ve gölsel oluşukları, Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı akarsu oluşukları, volkanitler, alüvyon ve taraçalar ile temsil edilen kayatürü toplulukları açılı uyumsuzlukla kendilerinden daha eski birimlerin üzerinde yer almaktadırlar.

İnceleme alanında, Maastrichtiyen öncesi yaşta olan paleotektonik yapılar, ağırlıklı olarak kuzeye eğimli bindirmelerle temsil edilmektedirler. Bu yapılar boyunca allokton birimler, görelî otoktonun üzerinde yer almaktadır. Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı geçiş dönemi tektonik yapıları kuzeyde KKB-GGD, güneyde ise KD-GB uzanımlı kıvrım sistemleriyle temsil edilmektedir. Buna göre, KD-GB uzanımlı paleotektonik birimlerin oluşturduğu yükselimin kuzeyinde yaklaşık olarak KKD-GGB doğrultulu sıkışma egemen iken, güneyinde KB-GD doğrultulu bir sıkışma egemen olmuştur. Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı Neotektonik yapılar ise atımları 1 km' yi geçmeyen KD-GB ve KB-GD doğrultulu eşlenik faylar ve K-G doğrultulu normal faylarla temsil edilmektedir.

Yukarıda sunulan temel jeolojik veriler incelendiğinde yöredeki ofiyolitlerin ve ofiyolitli karışığın daha kuzeyden güneye doğru devinerek üzerleme mekanizmasıyla Toros görelî otoktonu üzerine gelip yerleştiği ve bu yerleşimin Maastrichtiyen öncesinde tamamlandığı görülür. Bölgedeki granitoidler, paleotektonik evreden sonra yerleşmişlerdir.

Maastrichtiyen-Alt Pliyosen aralığında oluşan örtü ise çeşitli doğrultularda gelişen sıkışmanın güdümünde kıvrımlanmıştır. Geçiş dönemini temsil eden bu sürecin sonunda paleotektonik birimler, inceleme alanının ortasında yaklaşık KD-GB doğrultulu bir yükselim boyunca yüzeylenmiştir.

Üst Pliyosen-Kuvaterner aralığında Neotektonik evrede oluşan birimler ise kıvrımlanmamış ve ağırlıklı olarak K-G doğrultulu bir sıkışmanın güdümünde KB-GD doğrultulu sağ ve KD-GB doğrultulu sol yönlü eşlenik faylar ve K-G doğrultulu normal faylar gelişmiştir. Bu yapılar, KAF ve DAF sistemlerini oluşturan neotektonik süreçlerle uyum içinde gelişmişlerdir.

Anahtar kelimeler: Ofiyolit, paleotektonik, neotektonik, stratigrafi, Divriği, Sivas

Abstract

The investigated area is situated to the north of the Eastern Taurus and in the south of the Sivas basin, among Divriği-Sincan and Kangal towns. In this study, it has been aimed to define structural evolution of the region in the light of main geological characteristics.

The basement of the area is represented by a mosaic that is made up of Lower Paleozoic clastic rocks, Upper Paleozoic-Mesozoic platform type carbonates of the Taurus Relative autochthon, allochthonous units of Upper Cretaceous ophiolitic mélange and Jurassic Ophiolitic Suite. The Maastrichtian-Quaternary cover overlies the mosaic unconformably. The lowermost of the cover starts with a polygenic conglomerate of the Maastrichtian volcano-sedimentary sequence.

In the Paleocene, Divriği Granitoides intruded the basement tectonic units and also the Maastrichtian volcano-sedimentary sequence, as well. In the following, from lower to upper levels, Eocene shallow marine deposits, Upper Oligocene-Lower/Middle Miocene lacustrine to fluvial rocks, Upper Miocene-Lower Pliocene fluvial to lacustrine deposits, Upper Pliocene-Quaternary fluvial elastics to volcanics, alluvium and terrace deposits overlie unconformably the older rock units, respectively

In the studied area, Pre-Maastrichtian paleotectonic structures are mainly represented by the overthrusts plunging to the north. Along these overthrusts, allochthonous units obducted the Taurus Relative Autochthon. Maastrichtian-Lower Pliocene transitional tectonic structures are represented by the folded systems in the NNW-SSE trending to the north, in the NE-SW trending to the south of the region. On the basis of this setting, NEE-SSW compression is dominant to the north, NW-SE compression is dominant to the south of NE-SW trending rise of the basement rocks, which is made up of paleotectonic units. Upper Pliocene-Quaternary Neotectonic structures are represented by conjugate NE-SW and NW-SE trending faults and N-S trending normal faults whose lateral slips is not more than 1 km.

On the basis of main geological data presented above, it is suggested that ophiolites and ophiolitic mélange of the region moved from north to south, and obducted over the Taurus Relative Autochthon. The emplacement of the allochthonous units had been completed before Maastrichtian time, and the granitoides had been intruded the region after paleotectonic period.

Maastrichtian-Lower Pliocene cover has been folded under the control of the compression in different trending processes. In the end of transitional tectonic period, paleotectonic units outcropped along NE-SW trending rise of the basement rocks in the middle of the study area.

Upper Pliocene-Quaternary units of the Neotectonic period have not been folded and NW-SE trending right lateral and NE-SW trending left lateral conjugate faults and N-S trending normal faults occurred under the control of N-S directing compression. These structures have formed in accordance with the neotectonic processes representing North Anatolian Fault (NAF) and East Anatolian Fault (EAF) systems.

Key words : *Ophiolite, paleotectonic, neotectonic, stratigraphy, Divriği, Sivas.

GİRİŞ

İnceleme alanı Sivas havzasının güney kenarında ve Yılmaz (1994 ve 1998)'m Akkışla-Altınyayla alt havzasının kuzeydoğu kesiminde yer almaktadır. Sivas il sınırları içinde yer alan ve Divriği, Sincan ve Kangal yerleşim birimleri arasındaki çalışma alanı 1/25 000 ölçekli Sivas J 38 b3, Sivas J 38 c2, Divriği J 39 a3, Divriği J 39 a4, Divriği J39 b1, Divriği J 39 b2, Divriği J39 b3, Divriği J39 b4, Divriği J 40 al ve Divriği 40 a4 paftalarını kapsamaktadır (Şekil 1a). Bu alan, Doğu Toroslar'ın kuzey kesiminde bulunmaktadır.

İç Anadolu'nun doğu kesiminin ve Doğu Toroslar'ın evriminin anlaşılmasında önemli bir yeri olan Sivas havzasının genelde Neotetis'in kuzey kolunun Erken Tersiyerde kapanmasına bağlı olarak oluşan bir kalıntı havzayı temsil ettiği (Kelling vd., 1989; Cater vd., 1991), İç Toros Okyanusu'nun kapanmasının da havzanın gelişiminde önemli rol oynadığı (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Koçyiğit, 1990) ya da Kuzey Anadolu Süturu'nun güneyinde gelişmiş çarpışma sonrası bir ön ülke havzasının özelliklerini yansıttığı (Yılmaz, 1998) ileri sürülmektedir. Oldukça farklı görüşlerin varlığı, yörenin temel jeolojik özelliklerinin yeterince anlaşılmadığını göstermektedir.

Divriği (Sivas) yöresi diğer taraftan Türkiye'nin demir cevheri üretimi ve potansiyeli açısından en önemli havzasıdır. Bu nedenle özellikle inceleme alanında iik jeolojik araştırmalar yörenin maden potansiyelinin ortaya çıkarılmasına yönelik olarak Kovenko (1937, 1938, 1940 ve 1941), Giysin (1938), Wijkerslooth (1939) ve Mohr (1960), tarafından gerçekleştirilmiştir. Daha sonra Gümüş (1963), Koşal (1966 ve 1973), Legros (1969), Can (1970), Bulur (1971), Kormalı (1971), Özdemir (1971), Obuz (1972), Bozkurt (1980), Doğan vd. (1989), Ünlü vd. (1995) ve Yıldızeli vd. (1996). özellikle yöredeki demir potansiyelini ortaya koymaya çalışmışlardır.

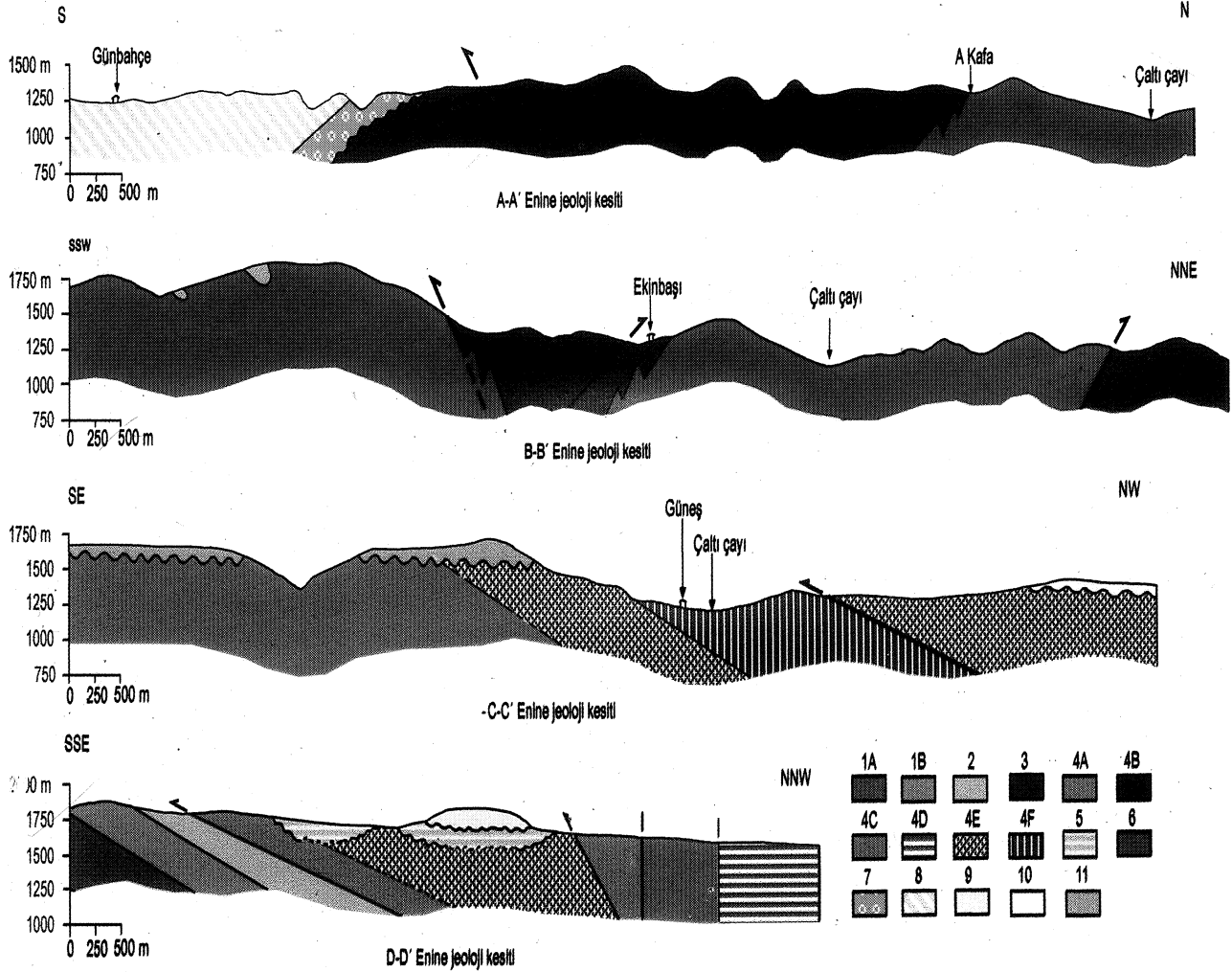
Kurtman (1973) tarafından ağırlıklı olarak alanının kuzeyinde Sivas havzasında yapılan çalışma bölgedeki kapsamlı ilk çalışmadır. Bayhan (1980), Tunç vd. (1991), İnan vd. (1993), Gültekin

(1993) ve Öztürk vd. (1996) çalışma alanının değişik kesimlerinde genel jeolojik amaçlı incelemeler yapmışlardır.

İnceleme alanında temel kaya birimlerine yönelik ilk kapsamlı araştırma olan Gültekin (1993) Paleozoyik yaşlı kaya birimlerini tanıtmış ancak bu birimin üzerinde bulunan Munzur Kireçtaşı'yla ilişkisi kurulamadığından bölgesel jeolojik çerçevede yerine konulamamıştır. Aktimur vd. (1988) inceleme alanının doğusundaki Akdağ'da yüzeylenen kireçtaşlarını Munzur Kireçtaşı'nın devamı olarak kabul etmiştir. Öztürk (1991) ise Divriği yakınlarında Triyas yaşlı Maltepe metamorfizmi ve bunların üzerinde uyumsuz olarak bulunan Akdağ kireçtaşlarının bölgenin temelini oluşturduğunu ileri sürmüştür ancak uyumsuzluğun türü ve varlığına yönelik veriler sunmamıştır. Tunç vd. (1991) Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo arasındaki çalışmalarında yörede temeli Üst Karbonifer-Alt Kretase yaşlı Munzur Kireçtaşı'nı oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir. İnan vd. (1993) Ulaş-Sincan arasındaki yörenin temelini Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının oluşturduğunu belirtmişlerdir. Yalçın ve Bozkaya (1997) Kangal-Alacahan yöresindeki çok düşük dereceli metamorfik kayaların düşük epizonyüksek diyajenetik koşulları yansıttığını, ayrıca bu kayatürü topluluğunun önce basınç-sıcaklık-zaman (P-T-t) yönünün tersi bir gömülme ve sonra da bindirme tektoniğine bağlı olarak basmaç-sıcaklık-zaman (P-T-t) yönünde bir metamorfizmaya uğradığını ileri sürmüşlerdir. Bu çalışmalarda inceleme alanının değişik alanlarındaki ve çevresindeki birimler korole edilemediğinden temel kayaların bölgesel jeolojik konumu belirlenememiştir.

Bayhan (1980) Divriği-Çetinkaya arasında yüzeylenen ofiyolitik kayaları ilk kez Güneş Ofiyoliti olarak adlandırmıştır. Çapan (1980), Tunç vd. (1991), Öztürk (1991), İnan vd. (1993) Gültekin (1993) ve Öztürk vd. (1996) bu alandaki ofiyolitik kayaları ya ofiyolit ya da ofiyolitli karışık olarak ve tek bir birim halinde incelemişlerdir. İlk kez Yılmaz vd. (2001) Divriği-Sincan-Çetinkaya arasındaki ofiyolitik kayaları ofiyolit (Güneş Ofiyoliti) ve ofiyolitli karışık (Yeşiltaşayla Karışığı) olmak üzere ikiye ayırmış ve Güneş Ofiyoliti'ni de asbirimlerine ayırarak irdelemişlerdir.

DİVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ



1-Kangal Formasyonu, 1 A-Kınalar" Üyesi, 1B-Bakırtepe Üyesi, 2-Munzur Kireçtaşı (Alt Karbonifer-Kampaniyen); 3-Yeşiltaşayla Karışığı (Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen); 4-Güneş Ofiyoliti (Jura), 4A-Serpantinleşmiş peridotit, 4B-Tektonitler, 4C-Kümülit peridotitler, 4D-Taşakalı gabro, 4E-Masif gabro, 4F-Levha dayk karmaşığı; 5-Saya Formasyonu (Maastrichtiyen); 6-Divriği Granftoyidleri (Paieosen); 7-Aitinyaya Formasyonu (üst Oligosen-Alt Miyosen); 8-Güneyevler Formasyonu (Alt-Orta Miyosen); 9-Kurtoğlu ..Formasyonu (Üst Miyosen); 10-Uzunyayla Formasyonu (Pliyosen); 11-Yamadağı Grubu (Pliyo-Kuvaterner)

Şekil 1b. İnceleme alanına ait enine jeolojî kesitleri.

Köprübaşı (1985), Divriği kuzeyindeki Cürek Granitoyidi'nin Üst Eosep-Oligosen başında yerleşen "S" tifi granit olduğunu, Zeck ve Ünlü (1988) Murmano Plütönu olarak adlandırdıkları bu granitik kayaların jeokronolojik yöntemle (Rb/Sr) 110 5 my (Albiyen-Apsiyeri) yaşlı olduklarını

belirtmişlerdir. Ne varki bu görüşler arazi verileriyle uyumlu değildir. Tunç vd. (1991) granitik kayaların Senoniyen-Eosen aralığında yerleştiğini ileri sürmektedirler. Bu görüş doğruya daha yakındır. Ancak granitik kayalar Maastrichtiyen yaşlı volkanotortul diziyi kestiği ve Alt Eosen yaşlı taban kong-

lomasına çakıllar verdiği için Paleosen yaşlı olmalıdır.

Ne varki bu görüşler arazi verileriyle uyumlu değildir. Tunç vd. (1991) granitik kayaların Senoniyen-Eosen aralığında yerleştiğini ileri sürmektedirler. Bu görüş doğruya daha yakındır. Ancak granitik kayalar Maastrichtiyen yaşlı volkanotortul diziyi kestiği ve Alt Eosen yaşlı taban konglomerasına çakıllar verdiği için Paleosen yaşlı olmalıdır.

Yukarda belirtilen çalışmalarda bir sınıflama yapılmadan Maastrichtiyen-Kuvaterner aralığındaki örtü kayaları yerel ölçekte ele alınmıştır.

Ancak bu çalışmalar, Divriği, Sincan ve Kangal arasında yer alan bölgenin bir bütün olarak özelliklerini ve bu bölgenin komşu diğer bölgelerle korelasyonunu yansıtmaktan uzaktır. Kimi birimler ise yeterince tanıtilmemiştir. Dolayısıyla sunulan çalışmada ağırlıklı olarak, Divriği ilçesi ve kuzeyindeki Sincan kasabası ile Kangal arasındaki alanda yüzeylenen temel kayatürü birimlerinin bir bütün olarak stratigrafik ve tektonik özelliklerinin ve bu yöredeki tektonik evrelerin ortaya konulmasında yarar görülmektedir. Böylece yörenin bölgesel düzeyde temel jeolojisinin de anlaşılmasına katkı sağlanacaktır.

STRATİGRAFI

İnceleme alanındaki birimleri birbirleriyle ilişkilerine göre Görelî Otokton Kayalar, Allohton Birimler ve Örtü Birimleri olarak ayırtlayıp irdelemek bölgesel jeolojiyi anlamada kolaylık sağlayacaktır. Divriği-Sincan-Kangal arasındaki alanda tabanda Paleozoyik yaşlı ve düşük metamorfizma gösteren kırıntılı kayalar ile üzerindeki Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı platform kireçtaşları, görelî otokton topluluğu oluşturur. Sıra ile Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı ofiyolitik karışık ve Jura yaşlı ofiyolitik diziden oluşan Allohton Birimler ise Görelî Otokton Kayaları tektonik olarak üzerlerler (Şekil 2).

Görelî Otokton Kayalar

Görelî Otoktonun en alt düzeyi metakırıntılı Devoniyen yaşlı Kangal Formasyonu ile temsil edilir. Bu formasyonu üste doğru uyumlu olarak Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı rekristalize Munzur Kireçtaşı izler.

Kangal Formasyonu

İnceleme alanında yüzeylenen Paleozoyik yaşlı ve düşük dereceli metamorfik kayalar Gültekin (1993) tarafından Kangal Formasyonu olarak adlandırılmıştır. İlk kurallı adlama olduğundan bu adlama benimsenmiştir.

Tip kesit yeri olarak Düzce köyü, Eğricek köyü ve Elköndü köyü (Şekil 1a) dolayı gösterilmiştir.

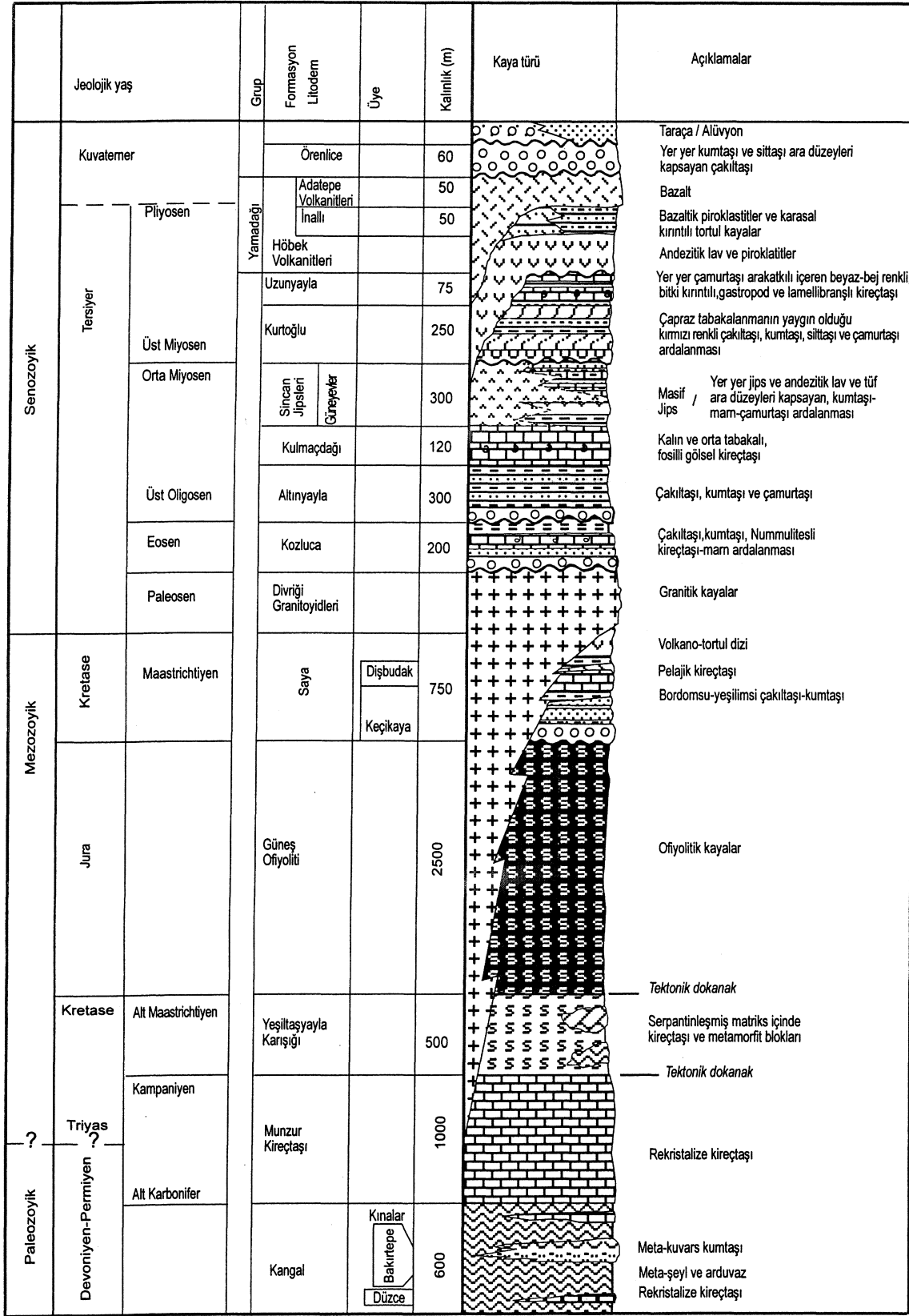
Formasyon genellikle metapelitik kayalardan oluşmaktadır. Birimin üst düzeylerinde mercerler halinde görülen metakumtaşları, Gültekin (1993) tarafından meta-kuvarsit olarak tanımlanmış ve Bakırtepe metakuvarsit üyesi olarak adlandırılmıştır. Aynı araştırmacı formasyonun değişik düzeylerindeki rekristalize kireçtaşlarını ise Düzce rekristalize kireçtaşı üyesi olarak adlandırmıştır.

Öztürk vd. (1996) bu yöredeki düşük dereceli metamorfik kayaları Alacahan grubu olarak adlandırmış ve Gültekin (1993)'in üye mertebesinde adlandırdığı birimleri formasyon düzeyinde yeniden adlandırmışlardır. Ayrıca Gültekin (1993)'in Bakırtepe metakuvarsit üyesi ve Düzce rekristalize kireçtaşı üyesi dışında kalan bölüm için ilk olarak formasyon düzeyinde Kınalar metapeliti adı önerilmiştir.

Yalçın ve Bozkaya (1997), Kangal Formasyonu adlamasını benimsemekle birlikte birimi alttan üste doğru arduvazlardan oluşan Kınalar Üyesi, subarkoz ve arkoz türü metakumtaşlardan oluşan Bakırtepe üyesi, meta-şeyllerden oluşan Düzce üyesi ve fosilli kristalize kireçtaşlarından oluşan Hüyüktepe üyesi olmak üzere dört üyeye ayırarak incelemiştir.

Bu çalışmada kurallara uygun ilk adlama olması nedeniyle Kangal Formasyonu adlaması

DIVRİĞİ (SIVAS) YÖRESİNİN JEOLojİSİ ve YAPISAL EVRİMİ



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure ^Generalized columnar section of the investigated area (not. to scale).

benimsendiğinden, birimi oluşturan asbirimleri üye mertebesinde coğrafik adlar korunup, ve tekdüze olmayan yapıları gözetilerek Kınalar, Bakırtepe ve Düzce Üye'leri olarak yeniden tanımlanıp sunulması yeğlenmiştir.

Birimin inceleme alanında tabanı görülmemektedir. Genellikle meta-şeyllerden oluşan üst kesimleri Munzur Kireçtaşı tarafından uyumlu olarak örtülür (Şekil 2).

Kınalar Üyesi

Kangal Formasyonu'nun tabanında görülen metapelitik kayalar ilk kez Öztürk vd. (1996) tarafından Kınalar metapeliti olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada aynı coğrafik ad korunmuş, ancak yanıl olarak devamlılığı olmayan pelitler arduvazlarla birlikte üye mertebesinde yeniden tanımlanmıştır.

Birim en iyi biçimde Alacahan'ın yaklaşık 10 km kuzeydoğusundaki Kınalar köyü ve yakın dolayında gözlenir (Şekil 1a).

Kınalar Üyesi esas olarak, gelişmiş düzeyde yanılm gösteren arduvazlardan oluşmaktadır. Arduvazlar koyu yeşilimsi, gri ve boz renklerde olup, yüzeysel bozunma nedeniyle kırmızımsı ve grimsi-sarı renklerde görünürler. Makroskobik olarak kayanın yapraklanma düzlemlerine ipeğimsi parlaklık veren serizit pulları görülebilmektedir. Arduvazların içerisinde çoğunlukla siyahımsı-grimsi ve ender olarak beyaz renkli orta ve kalın metakuars kumtaşı katmanları da görülmektedir. İnceleme alanında arduvazların yanısıra açık yeşil, krem renkli iyi yapraklanmak asidik tuf kökenli metatüfler de görülmektedir.

İnceleme alanının tabanını oluşturan Kınalar Üyesi'nin alt sınırın görülememektedir. Birim, Bakırtepe üyesiyle yanıl ve düşey geçişlidir. Kınalar Üyesi inceleme alanının kuzeyinde Munzur Kireçtaşı tarafından uyumlu olarak örtülür (Şekil 2). Sayar ve Gültekin (1993), Kınalar Üyesi'nin üst düzeylerindeki siyah renkli rekristalize kireçtaşlarında buldukları makrofosillere dayanarak birimin Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu çalışmada da aynı yaş benimsenmiştir.

Bölgesel jeolojik konumu göz önüne alındığında, Kınalar Üyesi'nin, Özgül'ün (1976) Bolkardağı Birliği olarak tanımlanan Paleozoyik yaşlı kayatürlerine eşdeğer olabileceği düşünülmektedir.

Bakırtepe Üyesi

Gültekin (1993)'in "Bakırtepe metakuvarsit üyesi" adlamasının coğrafik bölümü korunarak birimin düşük dereceli meta-kumtaşlarından oluştuğu gözetilerek Yalçın ve Bozkaya (1997)'nin Bakırtepe Üyesi adlaması benimsenmiştir.

Birim, en iyi şekilde Bakırtepe'de Kınalar köyü güneydoğusundaki dere yatağı içerisinde ve Elkundu köyünün kuzey-kuzeybatısında izlenmektedir (Şekil 1a).

Birim başlıca arkoz ve subarkoz türünde metakumtaşlarından oluşmakta ancak arakatmanlar halinde arduvazlar da içermektedir. Metakumtaşları genellikle beyaz, sarı, gri, pembe, siyah, morumsu, kırmızımsı, sarımsı-kahverengi renklerde. Demiroksit ve mika minerallerinin az olduğu metakuars kumtaşlarında ise süt beyaz renk egemendir. İnce-orta-kalın ve çok kalın katmanlıdırlar. Çok sert ve keskin köşeli, kırıklı olan metakumtaşlarında yer yer mika pullarının yoğun olduğu yapraklanmak düzeyler gözlenmektedir. Bol eklemli görünümü tipiktir.

Bakırtepe Üyesi'nin inceleme alanındaki kalınlığı yaklaşık 200 m olan birim Kınalar Üyesi ile yanıl ve düşey olarak geçişlidir (Şekil 1a ve Şekil 2).

Birimdeki egemen mineral parajenezini % 48 kuvars, % 42 fillosilikat ve % 10 feldispat olarak saptayan Yalçın ve Bozkaya (1997) muskovit/illitlerde Kübler İndeksi çalışmalarına dayanarak Bakırtepe Üyesi'ni oluşturan kayaların orta dereceli ankizonu yansıttığını ortaya koymuşlardır.

Düzce Üyesi

Kangal Formasyonu'nun üst kesimlerinde değişik düzeylerde görülen rekristalize kireçtaşı

mercekleri Gültekin (1993) tarafından "Düzce rekristalize kireçtaşı üyesi" olarak tanımlanmış ve yapılan bu adlanmanın "Düzce" coğrafik ad bölümü korunarak birim Düzce Üyesi olarak yeniden adlandırılmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 1997).

Birimin en tipik mostraları Düzce köyü dolayında görülmektedir (Şekil la).

Birim, krem, bej, yer yer koyu gri, kahverimsi, siyah renkli, orta-kalın katmanlı, kıvrımlı, rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kınalar Üyesi'ni oluşturan arduvazlarla geçişli olduğu yerlerde arduvazların içinde önce 10-30 cm kalınlığında rekristalize kireçtaşı mercekleri görülür. Bu düzeylerdeki arduvazların içinde kalsit bollaşır. Düzce Üyesi yer yer kumludur. Birimin arduvazlara yakın bölümlerinde, en fazla % 10'a kadar çıkabilen kuvars, ender olarak opak mineral ve muskovit içeren yer yer dolomitik kumlu kireçtaşları görülür. Orta katmanlı olan bu kayalarda hafif bir yönlenme gözlenir. Ama birimde egemen kayatürü siyah ve siyahımsı kahverengi kristalize kireçtaşlarıdır. Bunlarda çok az kuvars ve opak mineral görülebilir. Düzce üyesi, içinde bulunduğu arduvazlara oranla aşınmaya karşı daha dirençli olması nedeniyle, yayvanlaşmış tepelikler oluşturur.

İnceleme alanının bazı kesimlerinde 5-10 cm kalınlığında düzeyler halinde görülen Düzce köyü doğusunda ise maksimum 25 m kalınlığa ulaşan birim, Kınalar Üyesi ile yanal ve düşey olarak geçişlidir (Şekil la ve Şekil 2).

Birim bol miktarda makro fosil içermektedir. Sayar ve Gültekin (1993) tarafından yapılan çalışmada birimde, Devoniyen-Alt Karbonifer yaşını veren fosiller bulunmuştur. Yalçın ve Bozkaya (1997) Düzce Üyesi'ni oluşturan kayaların yüksek dereceli ankizone karşılık geldiklerini ortaya koymuşlardır.

Gültekin (1993), Kangal Formasyonu'nu oluşturan ilksel kayaların, açık shelf bölgesinden kıyı ortamına uzanan bir denizel havzada geliştiğini ve killi-çamurlu, ince kırıntılı çökellerle temsil edildiğini, kıta yamacına doğru olan bu platform üzerinde çevreden gelen killi kırıntılıların, zaman zaman daha irice silisli kırıntılıların biriktiğini ve kar-

bonat çökelinin de zaman zaman eşlik ettiğini ve istifin içinde gözlenen meta-kuvars kumtaşlarının ise olasılıkla kıyı ortamında gelişmiş kum barları olduğunu ileri sürmüştür.

İnceleme alanında Kangal Formasyonu'nun yüzeyletiği alan, Özgül (1976)'e göre Toros Kuşağına ait Bolkardağı Birliği'nin kuzey ucunda yer almaktadır. Kangal Formasyonu Gürün Görelî Otoktonu olarak tanımlanan Paleozoyik yaşlı birimlerle de denestirilebilir.

Mınzur Kireçtaşı

Birim Özgül vd. (1981) tarafından tanımlanmış ve Munzur Dağları'na atfen adlandırılmıştır. İnceleme alanının daha çok güneyinde yüzeylenen birim sarp bir topoğrafik görünüm sunar. Munzur Kireçtaşı, kısmen rekristalize olmuş kireçtaşından oluştuğu için genellikle yüksek tepeleri oluşturmaktadır. Alt sınırı inceleme alanında gözlenemeyen birimin üzerine Yeşiltayayla Karışığı ve Güneş Ofiyoliti tektonik olarak ve daha genç birimler ise açılı uyumsuzlukla otururlar. Gültekin (1993) Çetinkaya-Kangal yakınlarındaki benzer birimleri Kıratediği rekristalize kireçtaşı olarak adlandırmış ve bu birimin, Paleozoyik yaşlı Kangal Formasyonu'nu uyumsuz olarak örttüğünü belirtmiştir.

Birimi oluşturan kireçtaşlarının ayrılmış yüzeyleri gri-açık gri, grimsi mavi ve kahverengimsi gridir. Taze kırık yüzeyleri açık grimsi bej, boz ve yer yer açık kahverengimsi gridir. Orta-kalın tabakalı, yer yer masif ve bol çatlaklıdır.

Munzur Dağları'nda alttan üste doğru algli kireçtaşı, oolitik kireçtaşı, algli ve foraminiferli kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, neritik kireçtaşı, rudistli biyostromal kireçtaşı ve pelajik kireçtaşından oluşan birime Özgül vd. (1981) Alt Triyas-Kampaniyen yaş aralığını vermişlerdir. Birimi oluşturan kireçtaşlarının çoğunun sığ ve duraylı bir kıta sahanlığı ortamında çökeldiğini belirtmişlerdir.

İnan vd.(1993) Ulaş-Sincan arasında Çataldağ Kireçtaşı olarak adlandırdıkları birimin çeşitli düzeylerinde *Clypenia cf jurassica* Faure, *Pseudocyclamina* sp., *protoglobigerine* sp. ve çok

sayıda mercan, mollusk ve sünger spikülleri saptayarak Üst Jura-Alt Kretase yaşını belirlemişlerdir. Öztürk ve Öztunalı (1993) Divriği doğusundaki kireçtaşlarında saptadıkları *Endothyra* sp. fosiline dayanarak birimin yaşının Karbonifer'e kadar indirilmesi gerektiğini belirtmişlerdir.

Bu çalışmada, Davutoğlu güneyinde Güneş Ofiyoliti'nin tektonik olarak altında bulunan kireçtaşlarında *Plectogyra* sp., *Endothyra* ? sp., *Earlandia* sp., *Calcisphaera* sp., *Pachysphaerina* sp., *Parathuramina* sp., ve *Tetrataxis* sp. fosil topluluğu saptanarak kireçtaşlarının yaşının Alt Karbonifer'e kadar indiği belirlenmiştir.

Yukarda sunulan verilere göre Munzur Kireçtaşı'nın genel olarak Alt Karbon i fer-Kretase aralığında çökelmiş olduğu söylenebilir.

Munzur Kireçtaşı, Özgül (1976) tarafından Geyik Dağı Birliği'nin Munzur dağlarındaki eşleniği olarak kabul edilmiştir.

Allokton Birimler

İnceleme alanında yüzeylenen Bolkardağı Birliği ile deneştirilen Paleozoyik yaşlı Kangal Formasyonu ve onu üzerleyen Alt Karbonifer-Kretase yaşlı Munzur Kireçtaşı görel otokton konumunda olup, Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Yeşiltaşayla Karışığı ve Jura yaşlı Güneş Ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenirler. Üzerleyen bu birimler ağırlıklı olarak okyanusal bir kabuğun kalıntılarını temsil etmektedirler.

Yeşiltaşayla Karışığı

Birimin adı Erkan vd. (1978) ve Yılmaz vd. (1989 ve 1993)'den alınmıştır. Karışık Bahçeli doğusunda, Maltepe yakınlarında ve Divriği kuzeyinde yüzeylenir (Şekil 1a). Alt sınırı Munzur Kireçtaşı ve üst sınırı Güneş Ofiyoliti ile tektonik dokanaklıdır (Şekil 1a). Munzur Kireçtaşı'na ait bloklar ve metamorfik kaya blokları serpantinleşmiş bir matriks içinde görülür. Blokların dokanakları tektoniktir. Blokların arasındaki hamur kırıntılı olup Bahçeli doğusunda çok az oranda yüzeylenir.

Kireçtaşı blokları, hamura ve metamorfik bloklarına oranla sarp topoğrafik görünüm sunarlar. Bloklar birkaç metre ve birkaç kilometre arasında değişen büyüklükte dirler. Kireçtaşlarının ayrılmış yüzeyleri gri, açık gri, mavimsi gridir. Taze kırık yüzeyleri açık grimsi bejdir. Yer yer kahverengimsi gri renkler de gözlenir. Yer yer masif, kimi yerler de ise kalın ve orta katmanlı olup bol çatlaklıdır.

Metamorfik blokları, yayvan topografyaları ve yapraklı yapılarıyla arazide kolayca ayırtebilirler. Ortognays, amfibolit, metavolkanit, metakuvarsit, kalkışist, mikaşist, muskovit-kuvars şist, biyotit-feldispat-kuvars şist, biyotit-feldispat-amfibol şist saptanabilen başlıca metamorfik kayatürleridir.

Erkan vd. (1978) ve Yılmaz vd. (1989 ve 1993) birimin Üst Kretase yaşlı olduğunu ileri sürmektedirler. İnceleme alanında da Yeşiltaşayla Karışığı, Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur Kireçtaşı'na ait bloklar içermekte ve Maastrichtiyen yaşlı Savaş Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Dolayısıyla birimin Kampaniyen-Maastrichtiyen aralığında oluşmuş olduğu kabul edilebilir.

Yeşiltaşayla Karışığı, değişik tür ve yaşta blok ve alloktan kaya birimleri içermesi, Bolkardağı Birliği'ne ait bloklar kapsamı ve ofiyolitli olması gözetilerek Özgül'ün (1976) Bozkır Birliği ile deneştirilebilir.

Güneş Ofiyoliti

Çetinkaya-Divriği arasındaki alanda Divriği J39 a3, J39 d2, J39 b1, b2, b3, b4 ve J40 al paftalarında yüzeylenen ofiyolitik kayalar ilk kez Yılmaz vd. (2001) tarafından ofiyolitik diziyi oluşturan Güneş Ofiyoliti ve ofiyolitli karışığı oluşturan Yeşiltaşayla Karışığı olarak ayırtlanmış ve Güneş Ofiyoliti de asbirimlerine ayrılarak haritalanmış, özellikleri sunularak konumlan ortaya konulmuş ve diğer birimlerle ilişkileri irdelenmiştir. Bu nedenle sunulan çalışmada birimin özellikleri özetlenerek anlatılacaktır.

Güneş Ofiyoliti (Bayhan, 1980) Munzur Kireçtaşı üzerinde tektonik dokanakla yer alır. Savaş Formasyonu ise Güneş Ofiyoliti ve Munzur

Kireçtaşı üzerinde açılı uyumsuz olarak izlenmektedir.

Güneş Ofiyoliti, Divriği-Çetinkaya arasındaki bölgede kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda geniş bir alanda yüzeylenir (Şekil 1 a). Divriği dolayında birimin tabanında esas olarak serpan-tinleşmiş harzburjitlerden oluşan tektonitler gözlenir (Şekil 3). Tektonitlerin üzerinde yer yer piroksen it düzeyleri ve dunit mercekleri içeren kümülat dokulu peridotitler yer alır. Piroksenit düzeyleri düzensiz segregasyonlar ve mercekler halinde görülür. Kümülat peridotitlerin üzerinde ise bazı yerlerde katmanlı gabrolar gözlenir. Bu birimin tabanındaki, gabrolar yer yer troktolit bileşimindedir. Çetinkaya'ya doğru ağırlıklı olarak daha çok katmanlı gabrolar yüzeylenirken diğer alanlarda izotrop gabrolar egemendir. İzotrop gabrolar tabanda izole diyabaz daykları ile kesilirler. Genellikle diyabaz bileşimli dayklar, üst bölümlerde sayıca giderek artar ve levha dayk karmaşığım oluştururlar. Levha dayk karmaşığının üzerinde ise yastık lavlar çok ince bir düzey oluşturur. Güneş Ofiyoliti yukarıda özetlenen özellikleriyle sedimanter örtü dışında ideal ofiyolitik dizideki tüm düzeyleri kapsar (Şekil 3). Ancak diziyi oluşturan asbirimler arasındaki sınırlar genellikle faylıdır.

Güneş Ofiyoliti, Jura-Kretase yaşlı Munzur Kireçtaşı ve Yeşiltaşayla Karışığı üzerinde tektonik konumludur. Sivas Havzası'nın Maastrichtiyen-Tersiyer yaşlı sedimanter birimleri ise Güneş Ofiyoliti, Yeşiltaşayla Karışığı ve Munzur Kireçtaşı üzerine açıl uyumsuzlukla oturur (Şekil 3). Dolayısıyla bu tektonik birliklerin yerleşme yaşının Maastrichtiyen öncesi olduğu söylenebilir. Çalışma alanında Güneş Ofiyoliti'nin oluşum yaşma ilişkin veri bulunamamıştır. Ancak Hekimhan yöresinde Güneş Ofiyoliti'nin eşleniği olan lavların içindeki radyolaritlerden İzdar ve Ünlü (1985) tarafından Jura-Kretase yaşı alınmıştır. Bu yaş Güneş Ofiyolitinin oluşumu için de benimsenebilir. Güneş Ofiyoliti, Maastrichtiyen yaşlı Sıya Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Bu nedenle birimin yerleşme yaşının en azından Maastrichtiyen öncesi olduğu söylenebilir.

Özgül'ün (1976) Bozkır Birliği olarak ayırtladığı kuşak içinde yer alan Güneş Ofiyoliti Gürün

Görelî Otoktonu'nu kuzeyinde yer alan ve Üst Maastrichtiyen öncesinde ikincil konumlarına yerleşen Pınarbaşı Ofiyolitleri (Yılmaz vd., 1993) ile deneştirilebilir.

Örtü Birimleri

İnceleme alanında Görelî Otokton Kayalar ve Alloktion Birimlerin üzerinde çarpışma sonrası bir dönemde, Maastrichtiyen-Kuvaterner zaman aralığında oluşan kayatürü topluluğu açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Bu topluluğun Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı kesimi Paleotektonik ile Neotektonik arasındaki geçiş dönemini, Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı kesimi ise Neotektonik evreyi temsil etmektedir. Söz konusu örtü, eski birimlerden başlayarak ayrıntılı bir şekilde sunulmuştur.

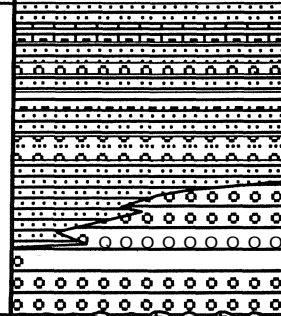


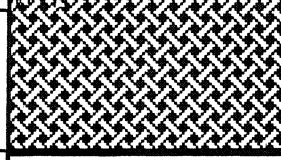



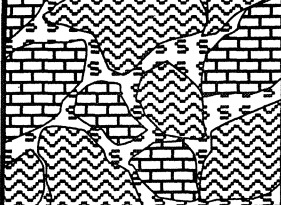
Sıya Formasyonu

Formasyon, Gültekin (1993) tarafından Davutoğlu köyü güneydoğusundaki Sıya deresine atfen adlandırılmıştır. Birim inceleme alanının batı kesimlerinde Güneş Ofiyoliti'nin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Tersiyer yaşlı sedimanter kayatürü topluluğu ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Yamadağı Grubu volkanitleri tarafından ise uyumsuz olarak örtülür. Bu formasyon Güneş Ofiyoliti'ne oranla daha sarp bir topoğrafik görünüme sahip olmasına karşın, Tersiyer yaşlı kayalara oranla daha yumuşak bir topoğrafik görünüm sunar.

Alttan üste doğru çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı-marn aralanması, kireçtaşı mercekleri, aglomera, tuf ve yer yer spilitik lavlardan oluşan dizi, Davutoğlu yakınlarında yoğun spilitik bazik dayklar tarafından kesilir.

Birimin değişik düzeylerinde mercekler halinde görülen kireçtaşları, bej ve kirli sarı renkli olup orta ve kalın tabakalıdır. Yer yer tabakalanma belirsizdir. Genellikle bol rudistlidirler. Rudistlerin yanısıra gastropod ve mercan fosilleri de içerirler. Bu kireçtaşları, Gültekin (1993) tarafından Tohma resif üyesi olarak adlandırılmıştır.

Resifal kireçtaşının hemen üzerinde gri-boz, kahve ve sarımsı renkli ince-orta katmanlı, dilinim sunan ve dağılabilen marnlar görülmektedir.

Yaş	Formasyon Litodem	Üye	Kalınlık	Kayatürü	Açıklamalar
Maastrichtiyen	Saya Formasyonu	Keçika ya			Sarımsı kahverengi, orta ve ince taneli, genellikle volkanik elemanlı kumtaşı-kırmızımsı bordo, mor ve sarımsı boz renkli çakıltaşı-ince katmanlı, dağınık, kırmızımsı kahverengi ve yer yer laminalı ve genellikle dağınık çamurtaşı ve kirli sarı yeşil ve morumsu gri renkli, ince ve orta tabakalı marn araldanması Kırmızımsı bordo, mor ve sarımsı boz renkli çakıltaşı
Jura	Güneş Ofiyoliti		50		Açılı uyumsuzluk Yastık bazaltlar
			500		Levha dayk karmaşığı
			500		Masif gabro
			400		Tabakalı gabro Troktolit Verlit mercikleri
			350		Dunit, verlit ve klinopiroksenit
			>700		Tektonik dokanak Rodenjit daykları Ortopiroksenit arakatıkları Dunit cepleri Harzburgit
Kampaniyen	Yeşiltaşayla Karışığı				Tektonik dokanak Ezik serpentinit hamur içinde kireçtaşı ve metamorfik blokları

Şekil 3. Güneş Ofiyoliti'nin genelleştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz).

Figure 3. Generalized columnar section of the Güneş Ophiolite

DİVRİĞİ (SIVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

Daha üste doğru gri-yeşil, yer yer bej renkli, ince-orta katmanlı ve eklemlili marn ve killi kireçtaşlarına geçilir. Bu düzeyler pelajik foraminiferlidir. Genellikle gri-yeşilimsi, yer yer bej-krem renkli ve bordo renkli, genellikle orta, kimi kesimlerde ise kaim katmanlı olan mikrit ve biyomikritler sert, sıkı ve konkoidal kırılma yüzeylidirler.

Birimin üst bölümlerinde koyu kahverengi renkli genellikle andezitik ve bazaltik köşeli kırıntılar içeren aglomera-tüf ve morumsu yeşilimsi gri renkli ve yer yer yastık yapılı spilitik lavlar görülür. Spilitler, ince taneli ve mikrolitik dokuludur. Alterasyon ileri derecededir. İnce kesitlerinde yaygınca oligoklas-albit bileşimli plajiyoklas, amfibole (aktinolit) dönüşmüş piroksen ve volkanik cam göze çarpar. Kayatürü genelde intersertal-hyalopilitik ve amigdalooidal dokuludur. Amigdaller, kalsit ile doldurulmuştur. Ayrıca ikincil kalsit damarları da gözlenmektedir.

Spilitleri yeşilimsi gri renkli 30-40 cm kalınlığında diyabaz daykları keser. Diyabazlar, spilitlere oranla daha iri kristallidirler ve subofitik doku sergilemeleri ile onlardan ayrı firlar.

Saya Formasyonu'nun alt düzeyinde görülen çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanası Keçikaya Üyesi ve pelajik kireçtaşlarından oluşan bölümü ise Dişbudak Üyesi olarak adlandırılmıştır. bordo renkli, genellikle orta, kimi kesimlerde ise kalın katmanlı olan mikrit ve biyomikritler sert, sıkı ve konkoidal kırılma yüzeylidirler.

Birimin üst bölümlerinde koyu kahverengi renkli genellikle andezitik ve bazaltik köşeli kırıntılar içeren aglomera-tüf ve morumsu yeşilimsi gri renkli ve yer yer yastık yapılı spilitik lavlar görülür. Spilitler, ince taneli ve mikrolitik dokuludur. Alterasyon ileri derecededir. İnce kesitlerinde yay-gmca oligoklas-albit bileşimli plajiyoklas, amfibole (aktinolit) dönüşmüş piroksen ve volkanik cam göze çarpar. Kayatürü genelde intersertal-hyalopilitik ve amigdalooidal dokuludur. Amigdaller, kalsit ile doldurulmuştur. Ayrıca ikincil kalsit damarları da gözlenmektedir.

Spilitleri yeşilimsi gri renkli 30-40 cm kalınlığında diyabaz daykları keser. Diyabazlar,

spilitlere oranla daha iri kristallidirler ve subofitik doku sergilemeleri ile onlardan ayrılırlar."

Saya Formasyonu'nun alt düzeyinde görülen çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanası Keçikaya Üyesi ve pelajik kireçtaşlarından oluşan bölümü ise Dişbudak Üyesi olarak adlandırılmıştır.

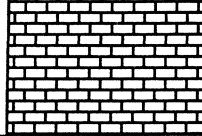
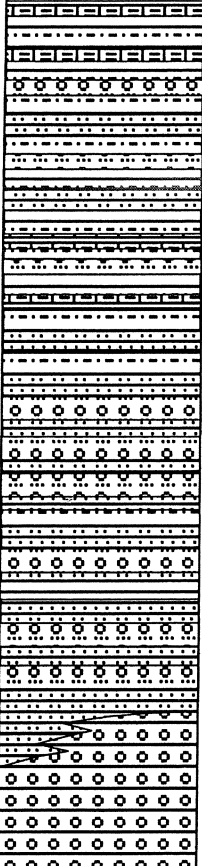
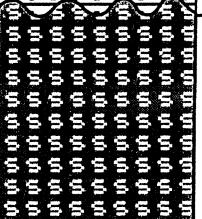
Keçikaya Üyesi

Birim Saya Formasyonu'nun alt düzeylerinde değişik kalınlıklarda izlenirse de esas olarak, Dişbudak köyü doğusunda ve Keçikaya köyü çevresinde ayrı haritalanabilecek kadar kaim ve yaygındır (Şekil 1a). Tipik olarak görüldüğü bu alandaki Keçikaya köyüne atfen ilk kez adlandırılmıştır (Şekil 4).

Birim, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanasından oluşmaktadır. Esas olarak birimin alt düzeyinde görülmesine karşın kumtaşı-çamurtaşı-mam ardalanası içinde aradüzeyler olarak da bulunan çakıltaşı kırmızımsı, bordo, mor ve sarımsı boz renklidir. Belirsiz orta ve kaim tabakalıdır. Genellikle Güneş Ofiyoliti'ne ait çakıllar karbonat ve çamurdan oluşan bir çimento ile birbirine bağlanmıştır. Köşeli olan çakıllarla yuvarlaklaşmış olanları biraradadır. Elemanlarının boyutu kimi mostralarda 10 cm ye ulaşır.

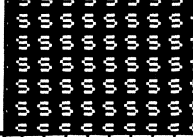
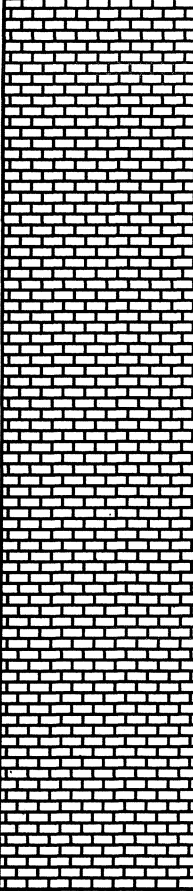
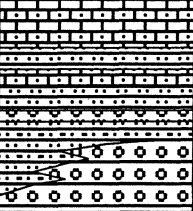
Çakıltaşı düzeyini kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanası izlemektedir. Kumtaşları, sarımsı kahve renklidirler ve ince-orta tane boy-ludurlar. Birimin alt kesimlerindeki kumtaşlarında ise tane boyları daha iridir. Mikroskobik incelemede litik grovak, nadiren de feldispatik grovak oldukları anlaşılmaktadır. Elemanlar genellikle volkanik kökenlidir. Çamurtaşları ince katmanlı, dağılgan, kırmızımsı kahverengi renklidirler ve yer yer laminalıdır. Çamurtaşı düzeyleri içinde yer yer çakıltaşı arakatıklarına da rastlanır. Birimin çeşitli düzeylerinde kirli san, yeşil ve morumsu gri renkli, ince ve orta tabakalı marnlar gözlenir.

Keçikaya Üyesi, Dişbudak doğusunda Güneş Ofiyoliti'ne ait levha dayk karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak yer alır ve üste doğru uyumlu olarak, Saya Formasyonu' na ait Dişbudak Üyesine geçer (Şekil 4).

Yaş	Formasyon Litoderm	Üye	Kalınlık (m)	Litoloji	Açıklamalar
Maastrichtiye'n	Salya	Dışbudak	170		Açık gri, açık yeşilimsi gri ve bordo renkli, ince taneli ve ince tabakalı kireçtaşları
		Keçi			Kumlu kireçtaşı ara düzeyleri kapsayan kireçtaşı Sarımsı kahverengi, orta ve ince taneli, genellikle volkanik elemanlı kumtaşı-kırmızımsı bordo, mor ve sarımsı boz renkli çakıltası-ince katmanlı, dağınık, kırmızımsı kahverengi ve yer yer laminalı ve genellikle dağınık çamurtaşı ve kirlili sarı, yeşil ve morumsu gri renkli, ince ve orta tabakalı marn araldanması
Jura	Güneş				

Şekil 4. Keçikaya Üyesi'nin tip kesiti.

Figure 4. Typical columnar section of the Keçikaya Member.

Yaş	Formasyon Litodem	Üye	Kalınlık (m)	Litoloji	Açıklamalar
Jura	Güneş				Ofiyolitik topluluk
Maastrichtiyen	Saray	Dışbudak	120		Açık gri, açık yeşilimsi gri ve bordo renkli, ince taneli ve ince tabakalı kireçtaşları
		Keçikaya			Kumlu kireçtaşı ara düzeyleri kapsayan kireçtaşı Kumtaşı-çakıltası-çamurtaşı ve marn ar dalanması Kırmızimsı bordo, mor ve sarımsı boz renkli çakıltası

Şekil 5. Dışbudak Üyesi'nin tip kesiti.

Figure 5. Typical columnar section of the Dışbudak Member

Dişbudak Üyesi

Birim en iyi görüldüğü Dişbudak köyüne atfen ilk kez adlandırılmıştır. Saya Formasyonu içinde değişik düzeylerde görülen pelajik kireçtaşları ancak bu alanda haritalanacak kadar kaim ve yaygındırlar.

Birim açık gri, açık yeşilimsi gri ve bordo renkli, ince taneli ve ince tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Mikroskobik incelemede Globotruncana ve sünger spikülleri içeren mikrit oldukları görülmektedir.

Dişbudak Üyesini oluşturan kireçtaşları inceleme alanının değişik bölümlerinde kırıntılı kayaların üst düzeylerinde ve Saya Formasyonu'nu oluşturan diğer kaya türlerinin arasında ara düzeyler olarak yer almaktadır. Dişbudak ve Keçikayası köyleri arasında ise Keçikayası Üyesi üzerinde uyumlu olarak yer alan birimi, Güneş Ofiyoliti tektonik olarak üzerlemektedir (Şekil 5).

Saya Formasyonu'nun değişik düzeylerindeki kireçtaşlarından derlenen örneklerde aşağıdaki fosil kapsamı belirlenerek Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşı verilmiştir: *Globotruncana Linneiana (d'Orbigny)*, *Globotruncana ventricosa White*, *Globotruncana stuartiformis (Dalbiez)*, *Globotruncana bulloides Vogler*, *Globotruncana tricarinata (Que)*, *Globotruncana formicata (Plummer)*, *Globotruncanita stuarti (de Lapparent)*, *Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez)*, *Stomiosphaera sphaerica (Kaufman)*, *Pithonella ovalis (Kaufman)*, *Marsonella oxycona (Reuss)*, *Orbitoides tissoti Schlumberger*, *Lepidorbitoides sp.*, *Heteroheliciidae*, *Globigerinidae Echinoidea*, *Lagenidae*, *Alg*, *Rudist*, *Lamellibrans*, *Bryozoa* (Belirlemeler: MTA Genel Müdürlüğü Dr Kemal Erdoğan ve Fatma Gedik).

Saya Formasyonu, Güneş Ofiyoliti'nin ve Yeşiltaşayla Karışığı'nın Kangal Formasyonu ve Munzur Kireçtaşı'ndan oluşan platform üzerine yerleşmesi sonrasında, yani çarpışma sonrası gelişen bir havzada çökelmiş bir birimdir. Birimin alt kesimlerinin kayatürü özellikleri sığ denizel nitelikli olduğunu göstermektedir. İnceleme alanı güneyinde Hekimhan çevresinde tanıtılan Karadere

Formasyonu (Gürer, 1992) karasal (flüviyal) ve sığ denizle ilişkili ortamlarda çökelmiştir, yanal ve dikey yönde. Saya Formasyonunun eşdeğeri olan Hekimhan Formasyonu ile geçişlidir. Saya Formasyonunun değişik düzeylerinde resifal kireçtaşları gözlenmektedir. Bunlar sığ ve sıcak bir denizel ortamın ürünüdürler. Resifal kireçtaşı parçalan ve rudistlerin parçalanıp yeniden çimentolanmış olması resifin geliştiği denizel ortamın enerji indisinin yüksek olduğuna kanıt sayılabilir. Formasyonun üst düzeylerinde görülen Dişbudak Üyesi'ni oluşturan pelajik kireçtaşları ortamın giderek derinleştiğine tanıklık etmektedir.

Saya Formasyonu'nun alt düzeyi Hekimhan yöresindeki Karadere Formasyonu, üst kesimleri ise Hekimhan Formasyonu (Gürer, 1994) ve Uludere Formasyonu (Yılmaz vd., 1991) ile denestirilebilir.

Kozluca Formasyonu

Birimin adı Kurtman (1973)'dan alınmıştır. İnceleme alanının kuzeyinde yapılan çalışmada, Kurtman Tecer Dağı'nın kuzeyindeki Eosen yaşlı kayaları Bozbel Formasyonu ve Tecer Dağı'nın güneyindeki kayaları ise Kozluca Formasyonu olarak adlandırmıştır. Çalışma alanının konumu ve kayatürü benzerlikleri nedeniyle Divriği-Sinean yakınlarındaki Eosen yaşlı kayalara yönelik olarak, sunulan araştırmada da Kozluca Formasyonu adı benimsenmiştir.

Birim, tabanda ofiyolitik kaya, granit, kireçtaşı ve demir cevheri çakılları içeren bir çakıltaşı ile başlamaktadır. Taban çakıltaşından itibaren alttan üste doğru sırasıyla açık yeşilimsi sarı, ince taneli ve demir cevheri taneleri içeren kumtaşı; koyu grimsi yeşil Nummulitesli kireçtaşı; bordo renkli kumtaşı ve koyu bej renkli kireçtaşı görülür. Sincan güneybatısında Dişbudak yakınlarında Nummulitesli kireçtaşlarının üzerinde sarımsı kahverengi kumtaşı ve sarımsı gri marn ardalması gözlenir.

Formasyon, Sincan güneyinde Güneş Ofiyoliti ve Saya Formasyonu üzerinde Divriği Kuzeydoğusunda ise Güneş Ofiyoliti ve granitik kayalar üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Birim, Mekke mahallesi yakınlarında Altınyayla

DİVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

Formasyonu ve Sincan Jipsleri, Sincan güneyinde Kurtoğlu Formasyonu ve Uzunayla Formasyonu tarafından aşıl uyumsuzlukla örtülür.

Kozluca Formasyonu'nun tabanına yakın kesimlerde *Rotalia cf. Trochidiformis*, *Asterigerina cf. rotula*, *Nummulites sp.*, *Alveolina sp.*, *Sphaerogypsina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Acervulina sp.*, *Smoutina? sp.*, *Miliolidae* fosil içeriği saptanarak olasılı Alt-Orta Eosen; *Alveolina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Valvulamina sp.*, *Cushman*, *Haddonina sp.*, *Siphovulvulina sp.* (*Septfontaine*), *Miliolidae n.sp.* fosil içeriği saptanarak olasılı Alt Eosen ve üst düzeylerde *Fabiania cassis*, *Halkyardia sp.*, *Discocyclina sp.*, *Gyrodinella cf. Magna*, *Rotalia sp.*, *Nummulites sp.*, *Rotaliidae* fosil içeriği saptanarak Orta Eosen'in en üstü (Bartoniye) yaşlan saptanmıştır (Determinasyon Fatma Gedik-MTA). Buna göre Kozluca Formasyonu genel olarak Alt-Orta Eosen yaşındadır.

Kaya türü özellikleri ve fosil kapsamı Kozluca Formasyonu'nun başlangıçta sığ ve giderek derinleşen denizel bir ortamda çökeldiğini göstermektedir.

Altınyayla Formasyonu

İnceleme alanın kuzeybatısında Oligosen'e karşılık gelen kırıntılı karasal çökeller Altınlı (1963) tarafından Tonus Üyesi olarak adlandırılmıştır. Tonus nahiyesinin adı Altınyayla olarak değiştirildiğinden, birim altındaki ve üstündeki birimlerden belirgin bir şekilde ayırılarak haritalanabildiğinden Yılmaz vd. (1989) tarafından Altınyayla Formasyonu olarak yeniden adlandırılmıştır. Sincan ve Divriği arasındaki geniş bir alanda yüzeylenen benzer birimler bu çalışmada da aynı ad altında incelenmiştir. Birim inceleme alanında en iyi Cürek ve Akmeşe arasında görülür.

Altınyayla Formasyonu tabanda granitik, ofiyolitik kaya ve kireçtaşı blokları kapsayan kırmızı-yeşil-gri alacalı çakıltaşları ile başlar ve üste doğru grimsi yeşil bir rengin egemen olduğu kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşlarına geçer. Değişik kalmıklardaki (1-15 m) kanal dolgularının tabanında daha iri elemanlı gereçler üst düzeye doğru inceler. Birimde derecelenme ve çapraz tabakalanma

yaygındır.

Altınyayla Formasyonu Mekke mahallesi, Yağbasan, Dikmençay, Kekliktepe, Akmeşe, Cürek, Karakale ve Maltepe köyleri yakınlarında yüzeylenir (Şekil 1a).

Kozluca Formasyonu ve Güneş Ofiyoliti'ni uyumsuz olarak üzerleyen birim Kulmaçdağı Formasyonu tarafından uyumlu olarak altlanır (Şekil 2).

Birime dolaysız olarak yaş verecek veri bulunmamasıyla birlikte Mekke mahallesi yakınlarında uyumsuz olarak üzerlediği Kozluca Formasyonunun Alt-Orta Eosen yaşlı olması ve uyumlu olarak üstünde bulunan Kulmaçdağı Formasyonunun Alt Miyosen yaşlı olmasından dolayı Oligosen yaşlı olduğu kabul edilebilir.

Altınyayla Formasyonu,, genel olarak akarsu ortamı ürünü olup yer yer nokta barı ve taşkın ovası çökellerinden oluşmaktadır.

Kulmaçdağı Formasyonu

İnceleme alanında alacalı Oligosen kırıntılı kayalarının üzerinde yüzeylenen gölsel karbonat kayaları, Yılmaz vd. (1993)'nin Kulmaçdağı Formasyonu'yla benzer olduğundan aynı adlama benimsenmiştir.

Birim, Kayaburun ve Akmeşe köyleri yakınlarında yüzeylenir (Şekil 1a). İnceleme alanında Altınyayla Formasyonu üzerindeki sarp yarıklar oluşturur.

Formasyonun tabanında sarımsı, açık yeşilimsi gri renkli, yer yer laminalı, ince ve orta tabakalı kumlu fosilli kireçtaşları yer almaktadır. Bunların üzerinde, açık yeşilimsi, grimsi beyaz renkli ince taneli (mikritik), orta ve kalın tabakalı kireçtaşları gözlenmektedir. Birim üste doğru, açık kahverengimsi sarı ve bej renkli, bol fosilli, orta-kalın tabakalı ve yer yer masif kireçtaşlarına geçmektedir. Birimin en üstünde sarımsı bej renkli ve ince tabakalı kireçtaşı ve marn aralanması bulunmaktadır.

Kulmaçdağı Formasyonu, Altınyayla Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerler ve Sincan fipsleri ve Güneyevler Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür (Şekil 2).

Birimin içinde bulunan kireçtaşlarında *Praearchais sp.*, *Heterillina sp.*, *Quinquelina sp.*, *Praerhapydionina sp.* fosil kapsamı belirlenerek Üst Oligosen?-Alt Miyosen yaşı verilmiştir (Belgileme: Nazire Özgen Erdem, Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü).

Birim, başlangıçta sığ denizel karakterli olup daha sonra gölsel özelliğe dönüşen bir ortamı yansıtmaktadır.

Kulmaçdağı Formasyonu'nun çökeliminden sonra, görelî otokton ve allokton kayatürü topluluklarının oluşturduğu yaklaşık KD-GB gidişli yükselimin kuzeyinde masif Sincan Jipsleri, güneyinde ise jips arakatlıları da içeren kırıntılı kayalardan oluşan Güneyevler Formasyonu çökelmiştir.

Sincan Jipsleri

İnceleme alanının kuzeyinde Akmeşe, Sincan ve Yuva (Şekil 1a) dolaylarında yüzeylenen jipsler ilk kez bu çalışmada formasyon düzeyinde ayırtılarak adlandırılmıştır. Birimin adı en iyi yüzeylendiği ve tip kesitinin alındığı Sincan'dan alınmıştır.

Birim, esas olarak beyaz, yer yer gri veya alacalı renkli jipslerden oluşur. Sincan Jipsleri yer yer birkaç metreyi geçmeyen kalınlıklarda kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ara düzeyleri kapsar. Genel olarak masif yer yer yumrulu kimi yerlerde ince ve orta katmanlıdır. Kalınlıkları yanal olarak değişen jipsler inceleme alanının kuzeyinde alttaki karbonatlarla geçişli iken güneyde Divriği çevresinde gölsel kırıntılı kayalarla yanal ve düşey geçişlidirler.

Sincan Jipsleri Sincan yakınlarında, Yağbasan, Yuva, Yazı, Karakale, Eskibeyli, Maltepe ve Akmeşe köyleri yakınlarında geniş alanlarda yüzeylenirler.

Altınyayla Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerleyen birim, Kurtoğlu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür (Şekil 6). Birimin alt dokanağı Sincan güneyinde, Yazı, Akmeşe, Eskibeyli ve Maltepe yakınlarında faylıdır.

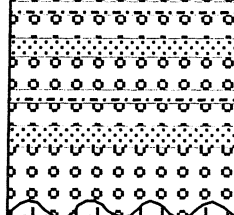
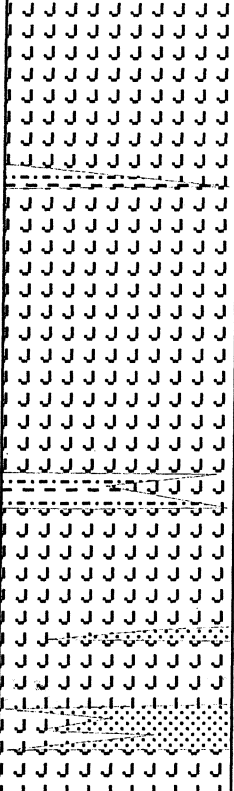
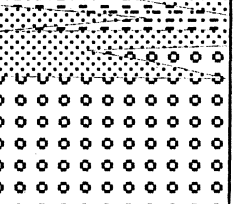
Üst Oligosen yaşlı Altınyayla Formasyonu'yla uyumlu ilişkisi nedeniyle Sincan Jipslerinin Alt-Orta Miyosen yaşlı olduğu kabul edilebilir.

Sincan Jipsleri'nin çökeldiği ortam başlangıçta göl, daha sonra akarsu çökelinin niteliklerini sunmaktadır.

Güneyevler Formasyonu

İnceleme alanının güneydoğusunda Sincan Jipsleri'yle aynı stratigrafik konumda, jips ara katlı kırıntılı kayalar yer almaktadırlar. Bu jipsli kırıntılı kayalar en iyi görüldükleri Güneyevler köyüne atfen formasyon düzeyinde ilk kez adlandırılmıştır. Birim Divriği güneyinde, Günbahçe, Kayaburun, Uzunkaya, Karasar ve Üçpınar yakınlarında yüzeylenir (Şekil 1a). Güneyevler Formasyonu yayvan tepeleri ve düzlükleri oluşturur.

Güneyevler yakınları ve Güresin güneyindeki alanda formasyon, tabanda sarımsı, açık yeşilimsi ince ve orta tabakalı marn-kiltaşı ardalanmasıyla başlamaktadır. Bu ardalanmanın üzerinde ince tabakalı, sarımsı bej renkli kireçtaşı ve biraz daha koyu bej renkli marn ardalanması gözlenmektedir. Bunların üzerinde 4 m kalınlığında beyaz şeffaf ve yer yer çubuksu jips düzeyi ve jipslerin de üzerinde sarımsı yeşilimsi kahverengi kumtaşı ve yeşilimsi sarımsı kahverengi marn ardalanması görülmektedir. Bu ardalanmayı sırasıyla sarımsı açık yeşil renkli, ince taneli, iyi derecelenmeli, orta tabakalı kumtaşı ve açık yeşilimsi gri renkli kiltaşı düzeyleri izlemektedir. Kiltaşı düzeyinden sonra tabandan tavana doğru sırasıyla, haki renkli orta tabakalı kumtaşı, koyu haki renkli kolaylıkla dağılan kumtaşı ve koyu yeşilimsi gri renkli orta tabakalı killi kireçtaşı düzeyleri gözlenmektedir. Formasyonun üst kesimlerine doğru, koyu yeşilimsi gri renkli orta tabakalı silttaşları, sırasıyla haki renkli çakıllı kumtaşı; açık kahverengi kalın tabakalı

Yaş	Formasyon		Litoloji	Açıklamalar
Üst Miyosen	Kurtoğlu			Gevşek çimentolu kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanması
Alt-Orta Miyosen	Sincan Jipsleri	300		Beyaz, gri ve alacalı renkli, yer yer kumtaşı ve çamurtaşı ara düzeyleri kapsayan genellikle masif, yer yer ince ve orta tabakalı ve yumruğu jips
Üst Oligosen-Alt Miyosen	Altınayla			Kırmızı-yeşil-gri alacalı renkli çakıltaşı, grimsi yeşil kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşları

Şekil 6. Sincan Jipsleri'nin tip kesiti.

Figure 6. Typical columnar section of the Sincan (gypsum).

çakıllı kumtaşı ve sarımsı bej renkli, orta tabakalı, elemanları iyi yuvarlaklaşmış ve iyi pekişmiş kumtaşı ile ardalanmaktadır. Siltaşlarının egemen kayatürü olduğu bu bölümü sarımsı gri renkli, kalın tabakalı çakıllı kumtaşı ve koyu grimsi yeşil renkli fosilli marn ardalanması izlemektedir. Üçpınar köyü doğusunda birimin en üstünde açık yeşilimsi sarı renkli, orta taneli, kalın tabakalı volkanik elemanlı kumtaşı ve koyu grimsi yeşil renkli marn ardalanması gözlenmektedir (Şekil 7).

Divriği güneyinde ve Günbahçe yakınlarında Güneyevler Formasyonu içinde açık mavimsi, grimsi beyaz rengiyle belirgin andezitik tuf düzeyleri görülmektedir. Kayada el örneğinde açık grimsi beyaz renkli plajiyoklaslar ve siyah ve koyu kahverengi siyah renkli biyotitler gri bir hamur içinde görülmektedir. Bu volkanik aradüzeyler Günbahçe yakınlarında 30-40 m kalınlığa ulaşmaktadır.

İnceleme alanının dışında daha güneyde birim içinde işletilebilen kömür düzeyleri de bulunmaktadır.

İnceleme alanında alt dokanağı Kulmaçdağı Formasyonu'yla uyumlu olan Güneyevler Formasyonu'nun üzerinde Yamadağı Grubu uyumsuz olarak yer alır. Ancak, Sincan Jipsleri ile Güneyevler Formasyonu'nu sıra ile Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kurtoğlu Formasyonu ve Uzunayla Formasyonu açılı uyumsuzlukla temsil edilen bir ilişki ile izlerler.

METAG (1972) Güneyevler yakınlarında birimin tabanında görülen ostrealardan Miyosen yaşı elde etmiştir. Yukarıda tanıtılan dokanak ilişkileri de dikkate alındığında, Güneyevler Formasyonunun Alt-Orta Miyosen yaşta olduğu söylenebilir.

Kurtoğlu Formasyonu

İnceleme alanında Alt-Orta Miyosen yaşlı jipsleri ve daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örten kırmızı egemen alacalı renkli karasal kırıntılı kayalar, Yılmaz vd. (1989)'nin inceleme alanının kuzeybatısında önerdikleri Kurtoğlu Formasyonu ile benzerdir. Bu nedenle belirtilen kaya topluluğu için

aynı adlama benimsenmiştir.

Birim başlıca kırmızı renkli çakıltası, kumtaşı, siltaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Genellikle gevşek çimentolu olan formasyonda katmanlanma çok belirgin değildir ve çok değişken kalınlıklar sunar. Birimde çoktur çakıltalarının taneleri yuvarlaklaşmış ancak boylandırmamıştır. Derecelenme ve çapraz tabakalanma yer yer görülen özelliklerdir.

Kurtoğlu Formasyonu İnceleme alanının kuzey bölümünde, Dayılı, Topardıç, Kavak, Abdaloğlu, Gürübekir, Minarekaya, Sarıkadı, Eymir, Onaran, Kalkım, Dişlik, Sacayağı, İğdeli, Diboğlu, İncirlişmar, Başören, Gürpınar, Yazı ve Eskibeşli yakınlarında yüzeylenir (Şekil 1a).

Sincan Jipsleri'ni açıl uyumsuzlukla örten birim üste doğru Uzunayla Formasyonu'yla uyumlu ve geçişlidir (Şekil 2).

İnceleme alanında Kurtoğlu Formasyonu'nda yaş verebilecek fosiller saptanamamıştır. Ancak Alt-Orta Miyosen yaşlı Sincan Jipsleri'ni uyumsuz olarak örttüğünden bu birimden daha genç ve olasılıkla Üst Miyosen yaşlı olabilir. Yılmaz vd. (1989)'de birimin Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşta olduğunu belirtmişlerdir.

Birim tamamen karasal ortam ürünüdür.

Uzunayla Formasyonu

Altınlı (1963) Uzunayla yöresinde geniş alanlarda yayılım sunan yer yer killi ve kumlu Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel karbonatları Uzunayla Formasyonu olarak adlandırmıştır. İnceleme alanında Kurtoğlu Formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunan genellikle beyaz-bej renkli karbonat kayalar bu birimle benzerliklerinden dolayı bu çalışmada da aynı ad altında incelenmiştir. Birim esas olarak beyaz-bej renkli, orta-kalın katmanlı, bitki kırıntılı, gastropod ve lamellibrans kavrıkları içeren kireçtaşlarından oluşmasına karşın, yer yer gözenekli çamurtaşları ve vaketaşları da kapsar.

Uzunayla Formasyonu inceleme alanının kuzey bölümünde Kangal ilçesi yakınlarında

DİVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

Yaş	Formasyon Grup Litodem	Kalınlık (m)	Litoloji	Açıklamalar
Pliyo-Kuvaterner	Yamaçdağı Grubu			Andezit, bazalt, andezitik ve bazaltik piroklastikler
Üst Oligosen - Alt Miyosen	Güneyevler Formasyonu	80		Açık yeşilimsi sarı, orta taneli, kalın tabakalı kumtaşı-koyu grimsi yeşil marn ardalanması
		40		Sarımsı gri, kalın tabakalı çakıllı kumtaşı-koyu yeşilimsi gri, orta tabakalı silttaşı ardalanması
		20		Sarımsı bej, orta tabakalı kumtaşı-koyu yeşilimsi gri, orta tabakalı silttaşı ardalanması
		30		Açık kahverengi, kalın tabakalı kumtaşı-koyu yeşilimsi gri, orta tabakalı silttaşı ardalanması
		30		Haki çakıllı kumtaşı-koyu yeşilimsi gri, orta tabakalı silttaşı ardalanması
		15		Koyu yeşilimsi gri, killi kireçtaşı
		20		Koyu haki renkli oldukça dağılgan kumtaşı
		35		Haki, orta tabakalı kumtaşı
		10		Açık yeşilimsi gri kilttaşı
		20		Sarımsı açık yeşil, iyi derecelenmeli, ince taneli ve orta tabakalı kumtaşı
		10		Sarımsı, yeşilimsi kahverengi kumtaşı-yeşilimsi sarımsı kahverengi marn ardalanması
		5		Beyaz, yer yer çubuğumsu, şeffaf jips
		110		Sarımsı bej, ince tabakalı kireçtaşı-koyu bej marn ardalanması
		50		Sarımsı, açık yeşilimsi marn-kil ardalanması (bol Ostrealı bir ara düzey içeriyor)
Üst Oligosen - Alt Miyosen	Kulmaçdağı Formasyonu			Açık kahverengimsi bej renkli üst düzeyleri fosilli, orta ve kalın tabakalı yer yer masif kireçtaşı

Şekil 7. Güneyevler formasyonunun tipik kesiti.

Figure 7. Typical columnar section of the Güneyevler Formation

Karanlık, Armağan ve Deligazili köyleri çevresinde ve Sincan güneyinde, Dışbudak, Dikmençay ve Şahin köyleri arasında geniş alanlarda yüzeylenir (Şekil 1a).

Birimin alt dokanağı Kurtoğlu Formasyonu ve üst dokanağı ise inceleme alanı dışında Yarhisar Formasyonu'yla (Yılmaz vd., 1989) (Şekil 2) uyumludur.

Birim Yılmaz vd. (1989)'ne göre olasılıkla Pliyosen yaştır.

Yamadağı Grubu

Çetinkaya-Divriği arasında geniş bir alandaki yükseltilerin önemli bir bölümü andezitik lav ve piroklastitlerden, yüksek düzlüklerin hemen hemen tümü ise altta karasal kırıntılılarla geçişli genç bazaltik tuf, aglomera ve plato bazaltlarından oluşmaktadır. Bu kaya topluluğu, Yılmaz (1991)'in Hasançelebi-Hekimhan yöresinde grup mer-tebesinde tanıttığı Yamadağı Grubu volkanitlerinin eşleniği kabul edilerek aynı adlama benimsenmiştir. Yamadağı Grubu bu çalışmada, andezitik piroklastik kayalar ve lavlardan oluşan Höbek Volkanitleri, bazaltik piroklastik kayalar ve karasal kırıntılı kayalardan oluşan İnaili Formasyonu ve bazaltik lavlardan oluşan Adatepe Volkanitleri şeklinde üç formasyona ayrılarak sunulmuştur.

Yamadağı Volkanitleri, Alt-Orta Miyosen ve daha yaşlı bütün birimleri keserek onları uyumsuz olarak örterler.

Höbek Volkanitleri

Birim en tipik olarak yüzeylendiği Büyükhöbektepe yakınlarındaki Höbek köyüne atfen ilk kez adlandırılmıştır. Höbek Volkanitleri, Çetinkaya-Divriği arasındaki geniş alanda görülen (Şekil 1a) yükseltilerin önemli bir bölümünü oluşturur.

Birim kimi yerde grimsi ve kahverengimsi. belirsiz, orta ve yer yer ince katmanlı tüflerden oluşur. Mikroskobik incelemede vitrik (camsı) tuf ve kristal tuf oldukları görülen bu kayalar Yalnızsögüt ve Höbek köyü dolaylarında yoğun olarak kil (esmişlerdir).

Höbek Volkanitleri'nde genellikle pembemsi gri renkli, yer yer tabakalı, boyları 5mm-25 cm arasında değişen genellikle andezitik ve bazaltik parçalardan oluşan aglomeralar da gözlenir. Aglomera düzeyleri arasında tuf aradüzeyleri gözlenir.

Porfirik dokusu ve iri amfibol kristalleri ile belirgin, genellikle grimsi, boz ve pembemsi renkli andezitik ve traki-andezitik lav akıntıları inceleme alanında Höbek Volkanitleri içinde yaygın kayatürleridir.

Güneyevler Formasyonu'nu kesen Höbek Volkanitleri aynı birimi uyumsuz olarak örter. Adatepe volkanitleri de Höbek Volkanitleri'ni keserek bu birimi uyumsuz olarak üzerler (Şekil 2). Güneyevler Formasyonu Alt-Orta Miyosen yaşlı olduğundan Höbek Volkanitleri en azından Orta Miyosen'den daha genç olmalıdır.

İnaili Formasyonu

Gültekin (1993) Yamadağı Volkanitleri içindeki plato bazaltlarının altında topoğrafik görünümüyle ayrı bir düzey olan bazaltik piroklastik kayalarla geçişli olan karasal kırıntılıları, İnaili Formasyonu olarak tanıtmıştır. Bu çalışmada bu birimin içindeki karasal kırıntılıların, bazaltik tuf ve aglomeralarla geçişli olduğu da gözetilerek aynı adlama benimsenmiştir.

Birimi oluşturan ana kaya türü çakıltaşlarıdır. Bunlara ara katkılar halinde daha ince taneli kırıntılılar ve ender olarak kireçtaşları da eşlik etmektedir.

Çakıltaşları sarı, grimsi-sarı ve kahvemsisarı renklerde daha yaşlı değişik birimlerin çakıllarını içerir. Belirsiz kalın katmanlıdır, oldukça gevşek ve kolay dağılabilen özelliktedir. Çoktur elemanlı çakıltaşları, üzerine geldiği birimlere göre değişik tür çakıllar içerirler. Çakıltaşı, killi ve kireçli bağlayıcı ile çimentolanmıştır. Elemanlar ofiyolitik, plütonik kökenli kayalar ve sedimanter kökenli kumtaşı parçacıklarından oluşmaktadır. Bu çakılları saran bağlayıcı malzeme içinde yine aynı kaya türlerinin daha ufak parçalan ve karbonat malzemesi bulunur.

DİVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

Çakıltaşma eşlik eden ince taneli kırıntılılar başlıca ince-orta katmanlı kumtaşı, kıltaşı olup ayrıca yer yer ince bir kireçtaşı düzeyi izlenir.

Kumtaşları ince ve orta katmanlıdır. Genellikle sarımsı-kahve renkli, yer yer kötü tutturulmuş ve seyrek çakılıdır. Tane boyları genellikle orta-kaba kum iriliğindedir.

Çakıltaşları ve kumtaşları arasında ince bantlar halinde yer alan kıltaşları, grimsi yeşil renklidir.

Döldür tepede Pliyosen (?) yaşlı Uzunyayla Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almasından dolayı İnallı Formasyonu'nun, Pliyosen yada daha genç yaşta olduğu kabul edilebilir.

Adatepe Volkanitleri

Birimin adı Yılmaz vd. (1993)'den alınmıştır. Adatepe Volkanitleri İnallı, Kuluncak, Yalnızsöğüt, Gökçeharman, Höbek, Uzunkaya köyleri, Büyükhöbektepe ve Döldür tepe yakınlarında (Şekil 1a) yüksek düzlükleri oluşturur.

Birim, siyahımsı-koyu yeşil, siyah, kızıl kahverengi ve kahvemsı-siyah renkli bazaltik lav akıntıları ve daha az yaygın olarak ta aglomera ve tüflerden oluşmaktadır. Afanitik, vesiküler ve amigdaloidal dokuların el örneklerinde bile gözlenebildiği bu bazaltik lavlarda soğuma çatlakları çok yaygındır. Kimi yerlerde cürufumsu görünüm dikkat çekicidir. Yer yer belirsiz olarak görülen katmanların üst düzeylerinde oval ve tüpsü gaz kurtulma boşlukları gözlenir.

Adatepe Volkanitleri, İnallı Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır (Şekil 2). Birim Höbek Volkanitlerinin oluşturduğu yükselti-lerin etekleri üzerinde de lav akıntıları şeklinde gözlenmektedir. Bu nedenlerle Adatepe Volkanitleri Yamadağı Grubu'nun Pliyosen ya da daha genç yaş-taki en son aşamasını oluşturmaktadır.

İnceleme alanında Yamadağı Grubu'nu oluşturan birimlerin yaşları ve konumları Pliyosen yada Pliyo-Kuvaterner yaşlı bir volkanizmayı düşündürmektedir. Önceki çalışmalarda da

(Bozkurt, 1974; Bayhan ve Baysal, 1982; METAG, 1972 ve Gültekin, 1993) birimin yaşı Pliyosen olarak kabul edilmiştir. Sonuç olarak birimin Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğu söylenebilir.

Örenlice Formasyonu

Tecer dağı güneyinde daha yaşlı tüm birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu çökelleri Örenlice Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Kartarı, 1986; Gürsoy, 1986). İnceleme alanında Divriği ve Akmeşe yakınlarındaki akarsu çökelleri için de bu adlama benimsenmiştir.

Genel olarak sarımsı bej ve sarımsı gri renkli çakı kaşlarından oluşan birim orta ve kalın tabakalıdır. Çakıltaşlarının çakılları yuvarlaklaşmış, orta derecede boylanmış ve gevşek bir hamurla tutturulmuştur. Birim içinde yer yer kumtaşı ve siltaşı aradüzeyleri gözlenir. Divriği yakınlarında demir kırıntılarının yoğun olduğu bölümler demir yatağı olarak işletilmiştir (Demirdağ). Birimde çapraz tabakalanma ve derecelenme yaygındır.

Örenlice Formasyonu olasılıkla Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır ve akarsu ortamı ürünüdür.

Alüvyon ve Taraçalar

İnceleme alanında en genç oluşuklar Tatlı dere Acı çay, Çaltı çayı, Hekme çayı ve diğer irili ufaklı derelere bağlı olarak çökelmiş alüvyonlar ve taraçalardır

PLÜTONİZMA

İnceleme alanında yer alan Tersiyer yaşlı plütonik ve damar kayaları çeşitli adlar altında incelenmiş olmasına karşın bunları öncelikle birlikte adlandırmanın yararlı olacağı düşünülmektedir. Böylece çeşitli magmatik fasiyesleri ve magmatik evreleri ayırtedip, adlandırma olanağı da bulunabilir.

Divriği Granitoidleri

İnceleme alanında, Kayacık-Cürek arasında, Dumluca çevresinde ve Kuluncak yakınlarında değişik büyüklükte asidik sokulum ve damar kaya-

lan yüzeylenmektedir (Şekil 1a). Bu kayalar değişik araştırmacılar tarafından çeşitli adlar altında tanıtılmıştır. Divriği kuzeydoğusunda Kayacık (Murmano)-Cürek yakınlarındaki granitik kütle "**Murmano Plütonu**" (Zeck ve Ünlü, 1988), Dumluca ve Kayacık yakınlarındaki kütleler birlikte Dumluca Siyeniti (METAG, 1972), Dumluca çevresindeki kütle Dumluca Sokulumu (Bayhan, 1980) ve Dumluca Plütonu (Boztuğ vd., 1997) olarak adlandırılmıştır. Gültekin (1993) bu kütlelerin tümünün bir tek kütle olduğunu düşünerek Divriği Batoliti adını önermiştir. Ancak bu kütlelerin tek bir kütle olduğuna ilişkin arazi verileri bulunmadığından Gültekin (1993)'in Divriği coğrafi adı korunarak bu kütlelerin genelde graitoyidik kayalardan oluştuğu gözetilerek birimin ilk kez olmak üzere Divriği Granitoidleri olarak adlandırılması yeğlenmiştir.

Divriği Granitoidleri'nin yapısal unsurları haritalanamamıştır. Kimi yerlerde kısmen de olsa fasiyeslerine ayrılan granitoidlerin ayrıntılı fasiyes haritaları ve yapısal unsurları da henüz ortaya konulmuş değildir.

Divriği Granitoidleri inceleme alanında Munzur Kireçtaşı, Yeşiltaşayla Karışığı, Güneş Ofiyoliti ve Savaş Formasyonu'na ait kayaları keser. Birim Tersiyer yaşlı daha genç birimler tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Kayatürüne göre pembe, pembemsi gri, gri ve koyu gri renkli olan birim siyenit, alkali feldispat siyenit, kuvars siyenit, diyorit ve monzodiyoritlerden oluşur. Çok sayıda aplit ve diyabaz daykalarıyla kesilir.

Granitoid plütonları Maastrichtiyen yaşlı Savaş Formasyonu'nu kesmektedir. Akdağ demir yatağındaki Eosen yaşlı Kozluca Formasyonu'nun taban konglomerasında ise granit çakılları görülmektedir. Bu gözlem Doğan vd. (1989)'nin aynı yerdeki çalışmalarını da doğrulamaktadır. Buna göre granitoid plütonları Eosen'den genç olmamalıdır. Sonuç olarak Divriği Granitoidleri'nin Maastrichtiyen sonrası ve Alt Eosen(?) öncesinde yani Paleosen'de sokulum yapıtları söylenebilir.

TEKTONİK

İnceleme alanında öncelikle ofiyolitlerin ilksel konumlarından günümüzdeki yerlerine gelip yerleşmelerine kadar gerçekleşen bir süreç yansıtan unsurlar Paleotektonik dönem yapıları, Maastrichtiyen-Alt Pliyosen aralığında oluşan yapısal unsurlar Geçiş dönemi tektonik yapıları ve Üst Pliyosen- Kuvaterner aralığında oluşmuş, doğrultu atımlı rejimin egemen olduğu yapısal unsurlar ise Neotektonik dönem yapıları olarak ayırtedilmiştir.

Paleotektonik Dönem Yapıları

Toros platformunun inceleme alanında yer alan kesimi altta Devoniyen yaşlı Kangal Formasyonu üstte ise Alt Karbonifer-Kretase yaşlı Munzur Kireçtaşı ile temsil edilir. Genel olarak pasif bir kıta kenarını yansıtan bu topluluk inceleme alanının görece otokton istiftir.

Görece otoktonun üzerinde ise sıra ile ofiyolitli karışıktan oluşan Yeşiltaşayla Karışığı ve Güneş Ofiyoliti bindirme olarak tanımlanabilen tektonik yapılarla yer almaktadır. Gereçleri ofiyolitlerden ve ofiyolitli karışıktan oluşan bu topluluklar inceleme alanındaki okyanusal kabuğun temsilcileri olarak yorumlanmaktadır.

Yukarıda tanımlanan pasif kıta kenarı ve okyanusal ortamı temsil eden birimlerin gerek oluşum evrelerinde gerekse ilksel konumlarından ikincil konumlarına gelip yerleşmeleri sürecinde meydana gelen tüm unsurlar paleotektonik dönem yapıları olarak yorumlanmıştır.

Paleotektonik dönem yapıları, başlıca magmatik bantlanma, levha dayklar ile paleotektonik dönem birimleri içinde gelişmiş olan, ancak geçiş tektoniği dönemi birimlerini etkilemeyen niteliği belirsiz kırık ve faylarla beraber, paleotektonik dönem birimleri arasında gelişen bindirmeler ile temsil edilmektedir.

Magmatik bantlanma ve levha dayklar

Magmatik bantlanma, Çetinkaya batısında, Merkep tepe kuzeyinde ve Ekinbaşı güneydoğusunda bol oranda ölçülmüştür (Şekil 1a).

DİVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

Serpantinleşmiş peridotitlerde magmatik katmanlanma A Kafa'nın 2 km güneybatısında K10-45D/15-55GD dur. Ekinbaşı köyünün 1 km güneyinde yatay konumdadır. Ekinbaşı-Bahçeli arasında kuzeydoğuya eğimlidirler. Eskibeyli ve Efendi deresinde ise K70-90B/60-65GB dır. Magmatik katmanlanmada mineral farklılığını saptamak zor olmasına rağmen renk farklılığı çok belirgindir.

Piroksenit mercekleri K15-70D/24-45KB duruşludurlar.

İnceleme alanının daha çok batısında yüzeylenen tabakalı gabrolardaki tabaka konumları Karamehmet köyü kuzeydoğusunda K50-60D/15-45GD ve K45-60D/15-45GD dır. Çetinkaya kuzeydoğusunda K55-80D/38-46KB ve K30-85B/8-62KD dır. Kabakçevliği güneydoğusunda ise K45D/30KB dır.

Görüldüğü gibi bantlanmanın doğrultu ve eğimleri sıkça değişmektedir. Ancak, genel olarak kuzeye dalimli, kıvrımlı bir yapı dikkati çekmektedir.

Levha daykları ise Güneş ilçesi dolayında bol oranda ölçülmüştür (Şekil 1a). Bu dayklar ağırlıklı olarak 70-80 derece kuzeye eğimlidir. Daykların soğuma kenarları göz önüne alınırsa ofiyolitleri oluşturan okyanusal kaynağın kuzeyde olması beklenir.

Niteliği belirsiz faylar

Bu yapılar, genel olarak paleotektonik dönem birimlerinin içinde yer alan unsurlardır. Özellikle Yeşildere dolayında ve Yeşildere ile Elkondü köyü (Şekil 1a) arasında yer alan faylar örnek olarak gösterilebilir.

Bindirmeler

Paleotektonik dönem yapılarının en önemli unsurları, görece otokton ile okyanusal topluluklar arasında yer alan bindirmelerdir. Paleotektonik dönem birimlerinin, ilksel konumlarından günümüzdeki konumlarına gelip yerleşmeleri bu

yapıların gelişmeleriyle olmuştur.

Paleotektonik dönemi bindirmeleri, Çetinkaya kuzeybatısında Boğazköy yöresinde, Çetinkaya güneyinde ve güneybatısında ise Hüyüküdağ ile Elkondü köyü arasında izlenebilir (Şekil 1a). Bu bindirmeler boyunca altta görece otokton, üstte ise ofiyolitler yer alır. Ofiyolitli karışık ise arada ezik bir zonu temsil etmektedir. Bu bindirme ve ters faylar genel olarak 30-70 derece arasında değişen açılarla kuzeye eğimlidirler.

Bindirmelerle temsil edilen Paleotektonik dönem yapılarının ikinci bir topluluğu, inceleme alanının doğusunda Merkep tepe ile Ekinbaşı arasında ve Ekinbaşı'nın güneyinde izlenmektedir (Şekil 1a). Bu bindirmeler de düşük dereceli bir açı ile kuzeye dalmaktadır. Ayrıca bu alanda ofiyolitli karışık daha yüksek oranda metamorfizmaya uğramış olup platform türü karbonatlarla ofiyolit napları arasında bir yaygı ile temsil edilmektedir. Yöredeki granitoidler ise tüm paleotektonik dönem birliklerini kesmektedir. Buna göre granitoidlerin gelişmesi paleotektonik evreden sonra olmuştur.

Bindirmelerin konumu diğer magmatik bantlanma ve levha daykların konumu ile beraber değerlendirildiğinde yöredeki ofiyolitlerin en azından günümüze göre daha kuzeyde yer alan bir okyanusal ortamdan kaynaklandığı ileri sürülebilir.

Geçiş Dönemi Tektonik Yapıları

Paleotektonik dönem birimlerinin üzerine açılı uyumsuzlukla gelen ve kendi içinde de yer yer açılı uyumsuzluklar kapsayan Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı örtünün deformasyonu ile ilgili tüm yapılar Geçiş dönemi tektonik yapıları olarak yorumlanmıştır. Bu yapılar başlıca, katmanlanma ve kıvrımlanma, niteliği belirsiz kırıklar ve faylar ve bindirmelerdir.

Katmanlanma ve Kıvrımlanma

İnceleme alanının yaklaşık ortasından geçen, kuzeydoğu güneybatı gidişli paleotektonik dönem birimlerinden oluşan yükselimin kuzeyinde ve güneyinde katmanlanmanın doğrultusu ve eğimi farklıdır. Kuzeyde katmanlanmanın doğrultusu

kuzeybatı-güneydoğu gidişli eğimi ise 30-45 arasında değişirken, güneyde ise katmanlanmanın doğrultusu kuzeydoğu-güneybatı gidişli eğimi ise 10-20 derece arasında değişmektedir.

Katmanlanmanın konumları gözetildiğinde yükselimin kuzeyindeki kıvrımlar kuzeybatı-güneydoğu gidişlidir. Böyle bir yapıyı oluşturan kuvvet ise yaklaşık kuzeydoğu güneybatı doğrultuda olmalıdır. Yükselimin güneyinde özellikle Divriği güneybatısında ise kıvrımlar kuzeydoğu güneybatı gidişli (Şekil 1a) olup bu yapıyı oluşturan kuvvet ise yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu doğrultuda olmalıdır.

Sonuç olarak Paleotektonik yükselimin kuzeyinde ve güneyinde Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı örtünün farklı kıvrımlanma tiplerine sahip olduğu söylenebilir. Bunun nedeni söz konusu yükselimin kuzeyi ile güneyinin farklı zamanlarda, farklı doğrultulara sahip kuvvetlerin güdümünde kalması ya da yörede yer alan alt havzaların gelişimi olabilir.

Niteliği Belirsiz kırıklar ve faylar

Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı örtünün içinde yer alan ve Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı neotektonik dönem birimlerini etkilemeyen ve neotektonik evre ile gelişmesi olası olmayan tüm yapılar bu grupta yer almaktadır. Bu yapılara granitoidlerin içinde ya da çevresinde gelişen yapısal unsurlar dayk ve siller de dahildir. Ancak bu son yapıların büyük bir bölümü haritalanamamıştır. En tipik örnekler Dumluca yakınlarındaki granitoid batolitinde izlenen kırıklar ve faylardır (Şekil 1a).

Bindirmeler

İnceleme alanının kuzeydoğusunda yaygın bir biçimde yüzeylenen Sincan Jipsleri'ni güneyden sınırlayan bindirme (Şekil 1a) de geçiş dönemi tektoniğinin önemli unsurlarından biridir. Bu bindirme boyunca jipsler yaklaşık 35-45 derecelik bir eğimle kuzeye eğimle bir konumla Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kurtoğlu Formasyonu üzerinde yer almaktadır. Bindirme boyunca milonitleşme yaygındır.

Neotektonik Dönem Yapıları

İnceleme alanında Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı istif içinde zamanın sınırlı olması nedeniyle özellikleri irdelenemeyen ve bu nedenle niteliği belirsiz fayların yanısıra, yaklaşık kuzey-güne) doğrultulu normal faylar ve doğrultu atımın egemer olduğu faylar, neotektonik dönem yapıları olaral yorumlanmıştır.

Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı istif kıvrımlanmamıştır. Bunun nedeni, yörede doğrultu atımı devrimin egemen olmasıyla ilgili olabilir. Doğrultu atımlı faylar da kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu so yönlü faylar ile kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu sağ yönlü faylar olmak üzere iki grupta irdelenebilir. Bu iki fay sistemi birbirinin eşleniği oluf yaklaşık kuzey güney doğrultulu bir sıkışmanır denetiminde gelişmiştir.

Normal Faylar

İnceleme alanının değişik bölümlerinde yaklaşık kuzey-güney doğrultulu bir yapıya sahiptirler. Başlıcaları Çetinkaya'nın kuzeyinde ve Minarekaya ile Sacayağı köyleri arasında, Çetinkaya'nın güneyinde Onaran köyü dolayında yer alan kuzey-güney gidişli faylardır. Normal fayların yerine göre doğudaki ya da batıdaki blokları yükselmiştir (Şekil 1a).

Yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olan bu fayların en tipik örnekleri Çetinkaya'nın kuzeybatısında Dayılı, Abdaloğlu, Sarıkadı ve Sacayağı köylerinde ve Kangal'ın güneydoğusunda izlenir(Şekil 1a). Kangal'ın güneydoğusundaki fayın atımı, ötelelediği dere esas alınır 500 m olarak kabul edilebilir. Dayılı köyündeki fay ise 1 km **İlk** görünür bir atıma sahiptir. Sonuç olarak sağ yönlü doğrultu atımlı fayların 1 km yi geçmeyen bir atıma sahip oldukları söylenebilir Ayrıca bu fayların sınırlı bir etkinliğe sahip oldukları düşünülmektedir.

Sol Yönlü Doğrultu Atımlı Faylar

Yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı gidişli olan bu fayların en tipik örnekleri Divriği güneyinde ve güneybatısında ve Divriği kuzeyinde görülmektedir. Ayrıca kuzeydoğu-güneybatı gidişli ve Paleotekto-

3İVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

rik birimlerden oluşan yükselimin gidişine uygun çok sayıda fay dikkati çekmektedir. Bu fayların da genel yönlü bir niteliği yansıttığına ilişkin veriler azdır. Örneğin, Pınargözü'nün kuzeybatısındaki fay, sol yönlü birkaç yüz metrelik bir atımı göstermektedir. Ayrıca Diboğlu köyünün güneyinde de benzer bir yapı izlenmektedir (Şekil 1a). Yalnızca Paleotektonik dönem yapıların sol yönlü olarak gelişim sunduğu bu fayların da diri oldukları düşünülmektedir. Divriği'nin hemen güneyindeki fay ise Kuvaterner yaşlı alüvyon ile Oligo-Miyosen yaşlı Güneyevler Formasyonu arasındaki dokanağı yaklaşık 500 m ötelemiştir (Şekil 1a). Uzunkaya köyünün batısındaki fayların da sınırlı olarak 200-300 m sol yönlü ötelediğine ilişkin yapılar görülmektedir (Şekil 1a). Bu ötelenmeler, Pliyo-Cuvaterner yaşlı neotektonik birimlerin sınırında görülmektedir.

Sonuç olarak, sol yönlü doğrultu atımlı fayların da, eşleniği oldukları sağ yönlü doğrultu atımlı faylar gibi 1 km yi aşmayan yanal bir atıma sahip oldukları ve sınırlı bir etkinliğe sahip oldukları düşünülmektedir.

İnceleme alanında egemen olan neotektonik dönem yapıların, Sivas havzasında KAF ya da DAF oyunca gelişen yapılar gibi yaklaşık K-G doğrultulu bir sıkışmanın ürünü oldukları kabul edilmektedir.

YAPISAL EVRİM

Divriği yöresi ve özellikle bu yörede üzeylenen Güneş Ofiyoliti'nin konumu en tartışmalı olan konulardan biridir. Güneş Ofiyoliti, Pınarbaşı Ofiyolitleri'nin (Yılmaz vd., 1993) kuzeydoğu uzantısı olarak kabul edilmektedir. Ancak Pınarbaşı ile Divriği arasında ve Toros platformu kuzeyinde yer alan ofiyolitlerin oluştuğu okyanus ile ilgili tartışma devam etmektedir. Ne var ki bu konuda bir karar vermeden evvel Divriği yöresinin jeolojik evrimini açıklamak da olası değildir. Dolayısıyla Pınarbaşı ile Divriği arasında kuzeydoğu-güneybatı doğrultuda uzanan birerinden kopuk ofiyolit yüzeylemelerinin üzerindeki genç örtünün sıyrılması durumunda bir süreklilik sundukları, bu sürekliliğin de yeni bir okyanusa karşılık gelip gelmediği tartışıldıktan sonra Divriği yöresinin jeolojik evrimiyle ilgili

varsayımlara geçilecektir..

Doğu Toroslar'ın kuzeyinde ya da Demirtaşlı'nın (1977) " Toros İç Kuşağı " adını verdiği zonun doğu kesiminde yer alan ofiyolit topluluğu İç Toros Okyanusunun kalıntıları olarak yorumlanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör 1984; Koçyiğit ,1990; Gökten 1983a ve b; 1985, 1986, 1987, 1993a) . Bu okyanusun da Eosen'in sonunda ya da Geç Miyosen öncesinde kapandığı ileri sürülmektedir. Böyle bir okyanusun varlığına ve ayırıldılmasına ilişkin en somut veriler Koçyiğit (1990) tarafından sunulmuştur. Koçyiğit'e (1990) göre inceleme alanını da içine alan ve Munzur* dağlarının kuzeyinde üzeylenen ofiyoliti i karışığın, özellikle kireçtaşı blokları, Toros Platformu'na aittir ve dolayısıyla bu karışığın bileşimi Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nda yer alan ofiyolitli karışığın bileşiminden farklı olup ayrı bir okyanusal alan olarak yorumlanması uygundur. Yapılan gözlem doğrudur. Ancak, Divriği yöresindeki ofiyolitli karışık ayrıntılı irdelendiğinde yöredeki karışığın olistostromal kırıntılı olan bölümün ve tümüyle tektonik ilişkili blokların yanyana geldiği bölümün tıpkı kuzey anadolu ofiyolit topluluğunda yer alan karışığın özelliklerini yansıttığı görülür. Ayrıca bu bölgede Toros Platformu'na ait blokların karışığın içinde olması doğaldır. Bu blokların konumlarına bakıldığında, ofiyolit naplarının platform üzerinde ilerlemesi sırasında tabandan kopan parçalar halinde oldukları görülür. Yani bu kireçtaşı blokları sedimentler olarak havzaya aktarılmamış, nap gelişiminin bir yansıması olarak konumlanmışlardır.

Ayrıca İç Toros Okyanusu'nun, varlığı halinde bu okyanusun yitimi sırasında bağımsız olarak bir yay sistemini, bir yitim zonunu da oluşturması beklenir. Böyle bir sistem Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı ile "İç Toros Kuşağı" arasında görülmemektedir. Bu konuda, Gökten ve Floyd (1987), Şarkışla yöresindeki Erken Tersiyer yaşlı volkanizmanın kalkalkalkali nitelikte olup olasılıkla etkin bir kıta kenarındaki (ensialik yay-ardı) bir havzada oluşmuş olduğunu ve güneyde yer alan bir magmatik yayla ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir. Ancak İç Anadolu havzasının temeli konumundaki metamorfikleri kesen granitoidlerin en azından Eosen öncesi, olasılıkla Maastrichtiyen-Paleosen

yaşta oldukları ve jeokimyasal niteliklerine göre çarpışma sonrası bir evrede oluştukları belirtilmektedir (Bayhan, 1986; Türeli, 1991; Alpaslan, 1993; Geven vd., 1993). Ayrıca Sivas havzası dolayında Tersiyer yaşlı magmatizmanın çarpışma sonrası bir evreyi temsil ettiği ve üst mantodan türediği kabul edilmektedir (Boztuğ vd, 1994; Boztuğ, 1997; Boztuğ vd, 1997).

Gökten (1993 b) ise Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas havzası güney kenarını sınırlayan Geç Jura-Erken Kretase platform kireçtaşlarının üzerinde yerleşim yaşı Erken Kretase sonu ile Erken Paleosen arası olan ofiyolit naplarının bulunduğunu belirtir. Bölgede Neotetis kuzey kolunun kapanması ile ilgili olabilecek Erken Miyosen sonu kompresif dönemde ofiyolit naplarının yeniden hareketlendiğini ileri süren araştırmacı bölgenin Neotetis kuzey kolunun Erken Miyosen sonunda kapanmış olabileceğini simgeleyen kanıtlar sakladığına dikkati çeker. Dolayısıyla İç Toros Okyanusu'na ilişkin varsayımın pek geçerli olmadığı söylenebilir.

Öte yandan Pınarbaşı Ofiyolitleri ve Güneş Ofiyoliti'ni içine alan kuzeydoğu-güneybatı gidişi i sistemin, daha kuzeyde yer alan ve Neotetis'in kuzey kolu (Şengör ve Yılmaz, 1981) olarak yorumlanan havzanın ürünleri olduğu ileri sürülmüştür (Yılmaz, 1985; Kelling vd., 1989; Cater vd., 1991; Yılmaz vd., 1993). Bu varsayım, aksine daha somut veriler sunulmadıkça geçerli olan bir yaklaşım olarak kabul edilebilir. Böyle bir durumda inceleme alanında yer alan okyanusal topluluk, daha kuzeydeki bir havzanın kalıntıları olarak yorumlanabilir. Zaten Divriği yöresindeki ofiyolitlerin konumu ve ofiyolitli dizilerde gelişmiş yapısal unsurlar (levha dayk sisteminin duruşu) daha kuzeyde yer alan bir okyanusun varlığını işaret etmektedir.

Yalnızca Divriği yöresinde yer alan Paleotektonik birliklere dayalı bir model ortaya koymak elbette yeterli olamaz. Onun için Divriği yöresini de içine alan bölgesel düzeydeki diğer varsayımlardan yararlanmak kaçınılmaz olmaktadır.

İnceleme alanında yer alan paleotektonik birlikler iki temel kategoriye ayrılabilir: 1) Torid-Anatolid Platformu'nun yöredeki temsilcileri Kangal Formasyonu ve üzerindeki Munzur Kireçtaşı. 2) Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağını oluş-

turan ofiyolitler (Güneş Ofiyoliti) ve ofiyolitli karışık (Yeşiltaşyayla Karışığı). Her iki kategori beraber coğrafik bir düzene konulduğunda platform yani pasif kıta kenarı güneyde, okyanusal alan yani ofiyolitli topluluk da kuzeyde yer almaktadır. Yörenin Jeolojik evrimini ortaya koymak için bu iki kategori kaya türü topluluğunun yaş konaklarını ve nasıl bir mekanizma ile yanyana geldiğini irdelemek yararlı olacaktır. Ayrıca paleotektonik birliklerin yan yana geldikten sonraki geçiş dönemi tektoniği ve neotektonik evreleri de aydınlatmak bütünsellik açısından gerekli görülmektedir.

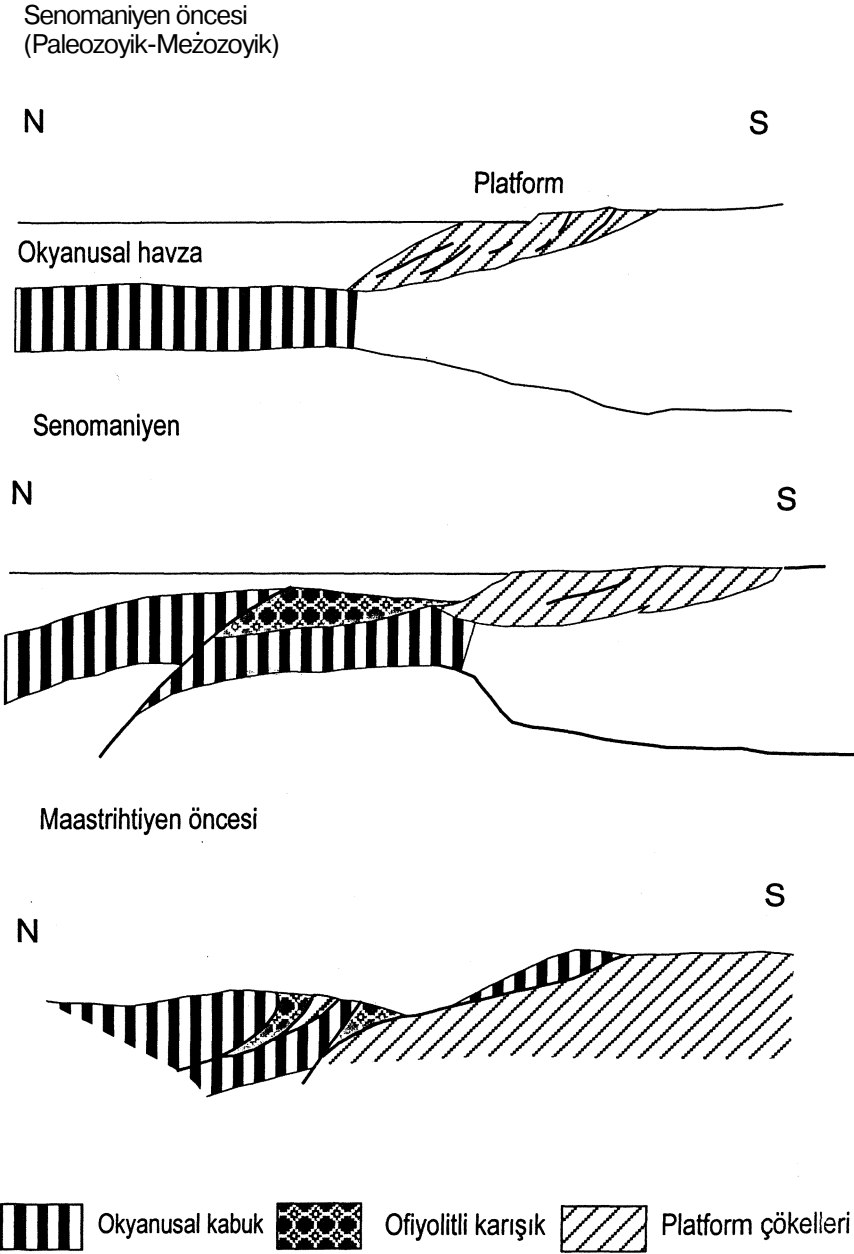
Paleotektonik Evrim

Paleozoyik boyunca ve Paleozoyik'ten Mesozoyik'in sonuna doğru geçen zaman aralığında inceleme alanının güney kesiminin Torid-Anatolid Platformu'nun (Şengör ve Yılmaz, 1981) bir parçası olarak evrim geçirdiği söylenebilir. Yöredeki Kangal Formasyonu ve üzerinde yer alan Munzur Kireçtaşı, Toroslar'ın diğer bölgelerinde yaygın olarak yüzeyleyen topluluklar, bunların kıta sahanlığı ve platform olarak yorumlanabileceğinin kanıtıdır. Güneyde platform ya da pasif kıta kenarı (Yılmaz, 1980) koşulları hüküm sürerken, kuzeyde de bir okyanusal havzanın var olduğu ve bu havzanın Neotetis'in kuzey kolu olabileceğine ilişkin varsayımların da geçerli olduğu kabul edilmektedir. Ancak bu okyanusal havzanın yaklaşık Senomaniyen başlarında kapanmaya başladığı (Yılmaz, 1985) ve bu kapanmaya koşut olarak okyanusal kabuğun kendi içinde dilimlendiği söylenebilir. Ofiyolitli karışık da bu dönemde oluşmaya başlamıştır. Üst Kretase'nin sonuna doğru olasılıkla Maastrichtiyen öncesinde platform türü karbonatlar ofiyolitli melanj ve ofiyolitlerden oluşan paleotektonik birlikler yan yana gelmiş olmalıdır. Hatta ofiyolitlerin bir bölümü de ofiyolitli karışığı aşarak doğrudan platform türü karbonatların üzerine itilmiştir. Platform karbonatlarında ya da ofiyolitli karışığın ofiyolit naplarına yakın yerlerde geçirdikleri metamorfizma, ofiyolitlerin kısmen de olsa sıcaklıklarını koruduğu bir evrede ve üzerleme mekanizması ile yerleştiğinin kanıtı olarak yorumlanabilir. Sonuç olarak ofiyolitlerin ve ofi-

DİVRİĞİ (SIVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

yolitli karışığın ikincil konumlarına gelip yerleştiği ve başlıca platform ile okyanusal topluluklardan

oluşan bir mozaiğin Maastrichtiyen öncesinde oluştuğu kabul edilebilir (Şekil 8).



Şekil 8. Paieotektonik evrimin çeşitli evreleri.

Figure 8. Different stages of the paleotectonic evolution.

Geçiş Dönemi Evrimi

Yukarıda tanımlanan mozayığın üzerinde Maastrichtiyen'den itibaren oluşmaya başlayan ve Alt Pliyosen'e kadar oluşumunu sürdüren dolgu, Paleotektonik evre ile Neotektonik evre arasında geçen geçiş döneminin bir ürünüdür.

Bu dönemde Paleotektonik birimlerin üzerinde yeni havzalar oluşmuştur. Bu havzalar da biri Eosen öncesinde, diğeri Miyosen öncesinde olmak üzere iki kez su yüzü olmuş ve istif içinde açılı uyumsuzluklarla temsil edilen yapılar gelişmiştir. Ayrıca Eosen öncesinde yaygın granitoidik bir magmatizma izlenmektedir. Bu magmatizmanın granitoidleri, platform türü karbonatlar ve okyanusal kabuğun ürünü olan ofiyolitler ve ofiyolitli karışıktan oluşan paleotektonik dönem birimlerini beraber kesmektedir. Dolayısıyla bu magmatizmanın çarpışma sonrası bir evreye ait olduğu kabul edilmektedir (Boztuğ vd., 1997). Sonuç olarak bir bütün halinde çarpışma sonrası bir istif biçiminde yorumlanan Maastrichtiyen-Alt Pliyosen topluluğu, Geçiş döneminin kaydını taşır. Bu topluluk da Orta-Üst Miyosen-Pliyosen döneminde birlikte deformasyona uğramıştır. Buna bağlı olarak Paleo-yükselinin kuzeyinde yaklaşık olarak kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu kıvrımlar güneyinde ise kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu kıvrımlar oluşmuştur.

Neotektonik Evre

Geçiş dönemini karakterize eden en genç kayatürü topluluğu yukarıda da belirtildiği gibi Orta-Üst Miyosen-Alt Pliyosen döneminde deformasyona uğrayarak kıvrımlanmıştır. Bu kıvrımlı yapının üzerine de Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı kıvrımlanmamış kırıntılı bir istif açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Neotektonik evre olarak tanımlanan bu dönemde yaklaşık kuzey-güney doğrultulu faylarla beraber, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu sol yönlü faylar kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu sağ yönlü faylar gelişmiştir. Eşlenik olan ve atımları bir kilometreyi geçmeyen yanal atımlı faylarla normal fayların konumları gözetildiğinde inceleme alanının Neotektonik evrede yaklaşık kuzey-güney doğrultulu bir sıkışmanın güdümünde kaldığı söylenebilir. Bu evrede öngörülen mekanizma DAF ve KAF in

gelişimini yansıtan mekanizmalarla uyum içindedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada Divriği-Sincan-Kangal arasında Görelî otokton birlik, allokton birimler ve Tersiyer yaşlı dolgu ilk kez sistemli bir biçimde ayırtlanmıştır. Görelî otokton birliğin Paleozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan Kağal Formasyonu ve bu birimle uyumlu Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı platform kireçtaşlarından oluşan Munzur Kireçtaşı'ndan oluştuğu belirlenmiştir.

Yöredeki allokton birliklerin ise Görelî Otokton Kayaları tektonik olarak üzerleyen Jura yaşlı Güneş Ofiyoliti ve Maastrichtiyen öncesi yaşta ki Yeşiltaşayla Karışığı'ndan oluştuğu bu çalışmayla ilk kez ayırtlanarak ortaya çıkarılmıştır.

Allokton ve otokton birliklerin üzerine açıl uyumsuzlukla gelen örtü birimlerinin stratigrafisi ilk kez bu ayrıntıda sunulmuştur. Bu çerçevede yeni üyeler de ilk kez ayırtlanarak haritalanmışlardır.

İnceleme alanındaki yapısal unsurlar, ilk kez bu çalışmada sınıflandırılmış ve ofiyolitlerin ilksel konumlarından günümüzdeki yerlerine gelip yerleşmelerini yansıtan Paleotektonik Yapılar, Maastrichtiyen -Alt Pliyosen aralığında oluşan Geçiş Dönemi Tektonik Yapıları ve Üst Pliyosen-Kuvaterner yaş aralığında oluşmuş ve doğrultu atımlı rejimin egemen olduğu Neotektonik Dönem Yapılar ayırtedilmiştir.

İnceleme alanında yer alan paleotektonik dönemi birliklerin konumlarına göre, platform yani pasif kıta kenarının güneyde, okyanusal alanın yani ofiyolitli topluluğun da kuzeyde yer alması gerektiği ortaya konulmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma C.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı tarafından M-182 numaralı Bireysel Araştırma Projesi olarak desteklenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında kurumlarının

DİVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

olanaklarından yararlanmamızı sağlayan MTA Genel Müdürlüğü Maden Etüt ve Arama Dairesi Başkanlığı'na, MTA Bölge Müdürü Tahsin ÖZER ve Bölge Müdür Yardımcısı Ali YILDIRIM'a, arazi çalışmalarındaki değerli katkılarından dolayı MTA Genel Müdürlüğü elemanlarından Jeoloji Mühendisi Aydın ÇELEBİ ve Jeoloji Mühendisi Tekin ARIKAL'a, bazı tortul kaya birimlerinin yaşlarının belirlenmesini sağlayan MTA Genel Müdürlüğü elemanlarından Dr. Kemal ERDOĞAN, Jeoloji Mühendisi Fatma GEDİK ve CÜ Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Yrd. Doç. Dr. Nazire Özgen ERDEM'e teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aktimur, T., Atalay, Z., Ateş, Ş., Tekirli, M.E., Yurdakul, M.E., 1988. Munzur dağları ile Çavuşdağı arasındaki jeolojisi: MTA Derleme Rap. No.8320, Ankara, 102 s. (yayımlanmamış).

Altınlı, İ.E., 1963, Kayadibi-Şarkışla bölgesinin jeolojisi ve hidrojeolojisi: İ.Ü. Fen Fakültesi Mecm.,26, 162-199.

Alpaslan, M., 1993. Yıldızeli yöresi (Sivas batısı) metamorfizmasının petrolojik incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, Sivas, 359s (yayımlanmamış).

Bayhan, H., 1980. Güneş- Soğucak (Divriği) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik, petrolojik ve metalojenik incelemesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 206s, (yayımlanmamış).

Bayhan, H. ve Baysal, O., 1982. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin petrografik ve petrolojik incelemesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 25/1, 1-13.

Bayhan, H., 1986. İç Anadolu granitoid kuşağındaki Çelebi sokulumunun jeokimyası ve kökensel yorumu. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 29, s.27-36.

Bozkurt, R., 1974. Dumluca köyü (Sivas) Ni-Co-Bi mineralizasyonunun metalojenetik ve yakın yöresinin petrografik etüdü. Doktora Tezi,

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon (yayımlanmamış).

Bozkurt, R., 1980. Divriği demir madenleri cevher minerallerinin incelenmesi ve oluşum tezi, Doçentlik tezi, Anadolu Ü., Eskişehir.

Boztuğ, D., Yılmaz, S., Kesgin, Y., 1994. İç-Doğu Anadolu alkalın provensindeki Köseadağ Plütunu (Suşehri-KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi ve petrojenezisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 37/2, 1-14.

Boztuğ, D., 1997. Post-collisional Central Anatolian alkaline plutonism, Turkey. Proceedings Tubitak-BAYG/NATO-D Program on Alkaline Magmatism, Sivas-Turkey, s. 105- i 46.

Boztuğ, D., Debon, F., İnan, S., Tutkun, S.Z., Avcı, N., Kesgin, Ö., 1997. Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Paleogene Central Eastern Anatolian alkaline province, (Divriği Region, Sivas, Turkey), Tr. J. Of Earth Sciences, 6, 95-115.

Bulur, K., 1971. Sivas (Kangal-Alacahan Civarının) jeolojisi ve prospeksiyon raporu, M.T.A.E. Rap. No: 2254 (yayımlanmamış), Ankara.

Can, A., 1970. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) köyleri nikel zehuru. MTA Rap. No:5108 (yayımlanmamış), Ankara.

Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C., Turner, P., 1991. Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Turkey. Tectonophysics, 195, 29-46

Çapan, U., 1980. Toros kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) iç yapılan, petroloji ve petrokimyasal yaklaşımlar. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 400s, (yayımlanmamış).

Demirtaşlı, E., 1977. Toros Kuşağı'nın petrol potansiyeli. Türkiye Üçüncü Petrol Kongresi. Bildiriler, konferans ve açık oturumlar, s. 55-61, Ankara

Doğan, İL, Yıldızeli, N., Yurt, M.Z., Çelebi, A. ve Özcan, H., 1989. Divriği demir aramaları projesi

- jeoloji raporu. MTA Rapor No: 8875 Ankara(yayımlanmamış).
- Erkan, E.N., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1978. Sarız, Şarkışla, Gemerek, Tomarza arasının temel jeolojisi. MTA Rapor No :5641, Ankara (yayımlanmamış).
- Erdoğan, B., 1975. IV.Bölge Gölbaşı civarının jeolojisi. TPAO Rap. No: 917, Ankara, 18 s (yayımlanmamış)
- Geven, A., Unan, C, Eler, A., Göncüoğlu, C, Akıman, O., 1993. Cefalıkdağ Granitoyidi'nin petrolojisi (Kaman-Kırşehir). H.Ü. Yerbilimlerinin 25. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri, Ankara, s.43.
- Giysin, M., 1938. Tere impression sur la géologie de la région de Divrik, sur la structure et sur Toriğine du gisement de fer MTA Rap No:700, Ankara (yayımlanmamış).
- Gökten, E., 1983 a. Şarkışla (Sivas) yöresi volkanotortullarının petrolojik özellikleri ve havza gelişimindeki anlamları. Doğa Bilim Dergisi., A7, 454-459.
- Gökten, E., 1983 b. Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 167-176.
- Gökten, E., 1985. The inner structure and emplacement of the allochthonous units in the area around Cemal, Mudarasın and Deliilyas villages (Şarkışla-Sivas). Communication de la Faculte des Sciences de l'Universite d'Ankara,CI,T27-28, 17-31.
- Gökten, E., 1986. Paleocene carbonate turbidites of the Şarkışla region,Turkey: Their significance in an orogenic basin. Sedimentary Geology, 49, 143-165.
- Gökten, E. and Floyd P., 1987. Geochemistry and tectonic environment of the Şarkışla area volcanic rocks in Central Anatolia,Turkey..Mineralogical Magazine, 51,1987, 553-559.
- Gökten, E., 1993 a. Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas Havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros Okyanusu'nun kapanması ile ilgili tektonik gelişim. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 5/1, 35-55.
- Gökten E., 1993 b. Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas havzası güney kenarının jeolojisi: Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ile ilgili tektonik gelişim. 46.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s.68, Ankara.
- Gültekin, A.S., 1993. Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora Tezi,. İstanbul Üniversitesi, İstanbul, 180s, (yayımlanmamış).
- Gümüş, A., 1963. Pınargözü-Davutoğlu(Sivas-Çetinkaya) hematit yatağı hakkında nihai jeolojik rapor. MTA Rap. No:3281, Ankara(yayımlanmamış)
- Gürer, Ö.F., 1992. Hekimhan-Hasancelebi (Malatya) dolayının jeoloji incelemesi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi , (yayımlanmamış).
- Gürer, Ö.F., 1994. Hekimhan-Hasancelebi yöresinin Üst Kretase stratigrafisi ve havza evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 37/2, 135-148.
- Gürsoy, H., 1986. Örenlice-Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri: C.Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans tezi, Sivas, 48 s, (yayımlanmamış).
- İnan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993. Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi, 2, 1-15.
- tzdar, E.K. ve Ünlü, T, 1985. Doğu Hekimhan-Hasancelebi (E Anadolu) bölgesinin jeolojisi, Piri Reis International Contribution Series Publication No.2.Sixth Colloquium Geology of the Aegean Region, İzmir. 303-329.
- Kartan, Y, 1986. Ovacık (Sivas) yöresinde karbonat kayalarının sedimentolojik incelemesi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek lisans tezi, Sivas, 86 s , (yayımlanmamış).
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Gökçen, N.S., Gökten, E., Bromley, A.J., 1989. Tectono-sedimentary evolu-

DİVRİĞİ (SİVAS) YÖRESİNİN JEOLJİSİ ve YAPISAL EVRİMİ

tion of a Neo-Tethyan Collisinal trough: Sivas-Refahiye Basin, Central Turkey, 28 th international Geological Congress, Washington, D. C. USA, Abstracts, Volume, 2 of 3, 171-172.

Koçyiğit, A., 1990. Üç Kenet Kuşağı'nın Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Ankara, 152-160.

Kormalı, R., 1971. Sivas ili. Kangal ilçesi, Cetinkaya Bucağı, Kalkım-Pınargözü ve Bulak Köyleri arasının jeoloji incelemesi, Divriği J39-A2 Paftası, MTA Etüd Arşiv No: 1061, (yayınlanmamış).

Koşal, C., 1966. Divriği civarı jeolojisi ve magma-tojen cevher yatakları. MTA Rapor No:3743, Ankara, (yayınlanmamış).

Koşal, C., 1973. Divriği A-B-C demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu üzerine çalışmalar, MTA Der. 81,s.1-21.

Kovenko, V., 1937. Divriği imtiyaz manyetit yatağı hakkında rapor. MTA Rapor No: 485, Ankara, (yayınlanmamış).

Kovenko, V., 1938. Divrik mıntikasındaki bazı az ehemmiyetli madenlere (demir, bakır, altın) yapılan ziyaret hakkında rapor. MTA Rap. No: 496, Ankara, (yayınlanmamış).

Kovenko, V., 1940. Hasaңcelebi demir yatakları, MTA. Dergisi, 1/18, 75-83.

Kovenko, V., 1941. Divrik manyetit yatakları hakkında yeni malumat, MTA Dergisi, 2/23, 159-191.

Köprübaşı, N., 1985. Cürek (Divriği) granitoidinin petrolojik ve jenetik incelemesi. Yüksek lisans tezi, KÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 61 s, (yayınlanmamış).

Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafık Zara ve İmranlı Bölgesinin jeolojik ve tektonik Yapısı, MTA Dergisi, 80, 1-33

Legros, G., 1969. Contribution a l' etude géologique

et metallogénique de la Region de Divriği (Province de Sivas-Turquie), These, Montpellier Université, 87 s.

METAG, 1972. Nikel projesi, Çetinkaya-Divriği Bölgesi arama raporu. DPT Müsteşarlığı, Ankara (yayınlanmamış).

Mohr, H. V. M., 1960. Divriği mıntikasındaki arsenik prospeksiyonu hakkında rapor, MTA Rapor No: 2920.

Obuz, A., 1972. Divriği J39-D1 ve J39-D2 Paftalarının jeoloji ve demir prospeksiyonu raporu, MTA Ra p. No:4900, Ankara (yayınlanmamış).

Özdemir, C., 1971. Kangal-Yellice 17 10 000 ölçekli detay jeoloji raporu. MTA rap. No: 1053, Ankara, (yayınlanmamış).

Özgül, N., Metin, S., Dean, W.T., 1972. Doğu Toroslar'da Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve faunası, MTA Dergisi. 79,9-16.

Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19/1, 65-78.

Özgül, N. ve Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş., 1981. Munzur dağlarının jeolojisi. MTA Rapor No: 6995 Ankara, (yayınlanmamış).

Öztürk, H., 1991. Divriği maden provensinin konumu ve kökensel yorumu. Doktora Tezi,. İstanbul Üniversitesi, İstanbul, (yayınlanmamış).

Öztürk, H., Öztunalı, Ö., 1993. Divriği demir yatakları üzerinde genç tektonizma etkileri ve sonuçlan. Türkiye Jeoloji Bülteni, 8, 97-106.

Öztürk, A., Boztuğ, D., Yalçın, H., İnan, S., Gürsoy, H., Bozkaya, Ö., Yılmaz, S., Uçurum, A., 1996. Hekimhan(KB Malatya) ve Kangal (GD Sivas) yörelerinde mevcut maden yataklarının jeolojik ve madencilik açısından değerlendirilmesi çalışmaları, DPT 89 K 120450 No'lu Teknolojik Araştırma Projesi.



Karacaali (Kırıkkale) Magmatik Kompleksi Demir, Bakır-
Molibden ve Kurşun Cevherleşmelerinin Oluşumu ve Kökeni

***Origin and Formation Processes of Iron, Copper-Molybdenum and
Lead Mineralisations of Karacaali (Kırıkkale) Magmatic Complex***

Okan DELİBAŞ Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532, Beytepe, ANKARA
(e-posta: odelibas@hacettepe.edu.tr)

Yurdal GENÇ Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532, Beytepe, ANKARA
(e-posta: ygencc@hacettepe.edu.tr)

Öz

Kırıkkale il merkezinin 10 km kuzeydoğusunda yer alan Karacaali magmatik kompleksi, 1/25.000 ölçekli Kırşehir İ31-al paftasında yer almakta ve başlıca demir, bakır-molibden ve kurşun cevherleşmeleri içermektedir. Kompleks granitoid, riyolit/riyodasit ve bazaltik kayalardan oluşmaktadır.

Karacaali magmatik kompleksindeki demir cevherleşmesi bazaltik kayalara bağlı olarak, bakır-molibden ve kurşun cevherleşmeleri ise granitik kayaların dik ya da dike yakın kesen kuvars, karbonat ve turmalinli kuvars damarlarına bağlı olarak gelişmiştir. Başlıca cevher mineralleri, manyetit, hematit, ilmenit, pirit, kalkopirit, molibdenit, galenit ve sfalerittir. Demir cevherleşmesinin tenörü, %15-60 FeO arasında iken, Cu-Mo, Pb-Zn cevherleşmelerinin tenörü ise < %1,4 Cu, < % 0,4 Mo, < % 0,1 Pb ve < % 0,2 Zn dir.

Cevherleşmeyle ilişkili alterasyonlar; granit ve bazaltik kayalar içinde turmalinleşme, aktinolitleşme, epidotlaşma, kloritleşme ve K-feldispat alterasyonu, riyolit/riyodasitler içinde ise killeşme, silisleşme ve alümitleşmedir.

Dokanak ilişkileri, yapısal-dokusal özellikler ve yan kayaç alterasyonları birlikte değerlendirildiğinde; Karacaali magmatik kompleksinde gözlenen demir, bakır-molibden ve kurşun-çinko zenginleşmelerinin aynı magmatik süreçlerin ürünleri olmaları gerektiği sonucuna ulaşılmaktadır. Bu zenginleşmelerin, granitik bir magmayla bunun içine sokulum yapan bazaltik bir magma arasında gelişen etkileşim, karışım ve farklılaşma süreçleri ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Anahtar Sözcükler: Karacaali magmatik kompleksi, Demir cevherleşmesi, Bakır-molibden cevherleşmesi, Magma karışımı, Orta Anadolu Türkiye

ABSTRACT

Karacaali magmatic complex, located at 10 km northeast of Kırıkkale town center, within the Kırşehir İ31-al topographic quadrangle of Turkey of 1/25.000 scale, mainly contains iron, copper-molybdenum and lead mineralisations. Karacaali magmatic complex is mainly composed of granitoid, rhyolite/rhyodacite and basaltic rocks.

Iron mineralisation mainly related to basaltic rocks in Karacaali magmatic complex, copper-molybdenum and lead-zinc mineralisations in granitic rocks are developed related to vertical or nearly vertical quartz, carbonate and tourmaline with quartz veins. The main ore minerals are magnetite, hematite, ilmenite, pyrite, chalcopyrite, molybdenite, galena and sphalerite. The iron grade is within the range of 15%-60% FeO and the copper, molybdenum, lead, zinc grades are < 1,4%, < 0,4%, < 0,1% and < 0,2%.

Alteration types related to mineralisation are; tourmalinization, actinolitization, epidotization, chloritization and K-feldspar alteration in granitic and basaltic rocks, and argillation, silicification, alunization in rhyolite/rhyodacites.

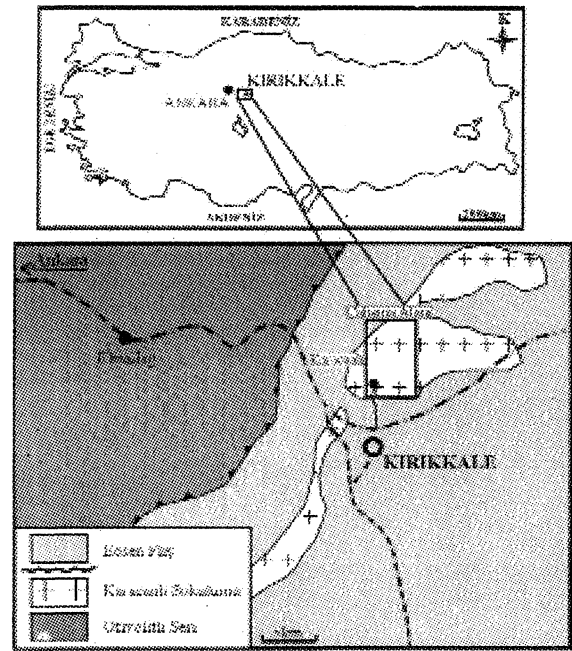
Depending on the contact relations together with the structural-textural characteristics and the wall rock alterations, it can be concluded that the iron, copper-molybdenum and lead-zinc enrichments observed in Karacaali magmatic complex are the products of a single magmatic process. It is suggested that these mineralisations are associated with the interaction, assortment, mixing and differentiation processes taking place between a granitic magma and a basaltic magma.

Key Words: Karacaali magmatic complex, Iron mineralisation, Cu-Mo mineralisation, Magma mixing, Central Anatolia Turkey

GİRİŞ

Cu-Mo, Zn-Pb ve Fe cevherleşmeleri içeren Karacaali magmatik kompleksi, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasında granitik kayaç olarak haritalanmış olup Kırıkkale'den başlayıp Yozgat-Akdağmadeni-Sivas hattını takip eden Orta Anadolu Kristalin Masifinin (Ketin, 1954), kuzey kenarı boyunca devam eden granitoid kuşağının en batıdaki kesimini temsil eder. Kırıkkale il merkezinin 10 km kuzey doğusunda yer alan Karacaali magmatik kompleksi 1/25.000 ölçekli İ31-al paftasında yer almaktadır (Şekil 1).

Karacaali magmatik kompleksi başlıca plütonik ve volkanik kayalardan oluşmaktadır. Norman (1972; 1973), bölgedeki granitik kayaların Üst Kreatese'den daha genç İpresiyen'den daha yaşlı yani Paleosen'de oluştuğunu belirtmiştir. Bölgedeki bazik volkanik kayalar için somut bir yaş verisi yoktur. Bölgede granitik ve bazik volkanik kayalara bağlı olarak iki farklı cevherleşme gözlenir. Başlıca cevher mineralleri, manyetit, hematit, ilmenit, pirit, kalkopirit, molibdenit, galenit ve sfalerittir. Demir cevherleşmesinin tenörü, % 15-60 FeO arasında iken, bakır-molibden, kurşun-çinko cevherleşmelerinin tenörü ise sırasıyla < %1,4, < % 0,4, < % 0,1 ve < % 0,2 dir (Oktay İşbaşarır O., vd., 2002; Ercan Kuşçu, 2002, sözlü görüşme).



Şekil 1 Karacaali magmatik kompleksinin konumu (1/500000 ölçekli jeoloji haritasından basitleştirilerek alınmıştır).

Figure 1 Location of Karacaali magmatic complex, (taken from the geological map of 1/500000 by simplifying).

Bu kadar sınırlı bir alanda (71 km²) demir, bakır-molibden ve kurşun-çinko cevherleşmelerinin

KARACAALİ DEMİR, BAKIR-MOLİBDEN VE KURŞUN CEVHERLEŞMELERİ

birarada ve farklı kayalar içerisinde bulunması oldukça ilgi çekicidir. Bugüne kadar Karacaali magmatik kompleksinde yapılan çalışmalarda (Kayakıran, 1999; Kaya, 2002) her iki cevherleşme de ayrı ayrı yorumlanmış ve granitoidlere bağlı bakır-molibden, kurşun-çinko cevherleşmesi ile bazik kayalara bağlı demir cevherleşmesi arasındaki ilişki araştırılmamıştır. Bu çalışmanın amacı, ağırlıklı olarak demir cevherleşmelerinin yapısal-dokusal ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi, Cu-Mo ve Pb zenginleşmeleriyle ilişkisinin ve oluşum mekanizmasının saptanmasıdır.

KARACAALİ MAGMATİK KOMPLEKSİ

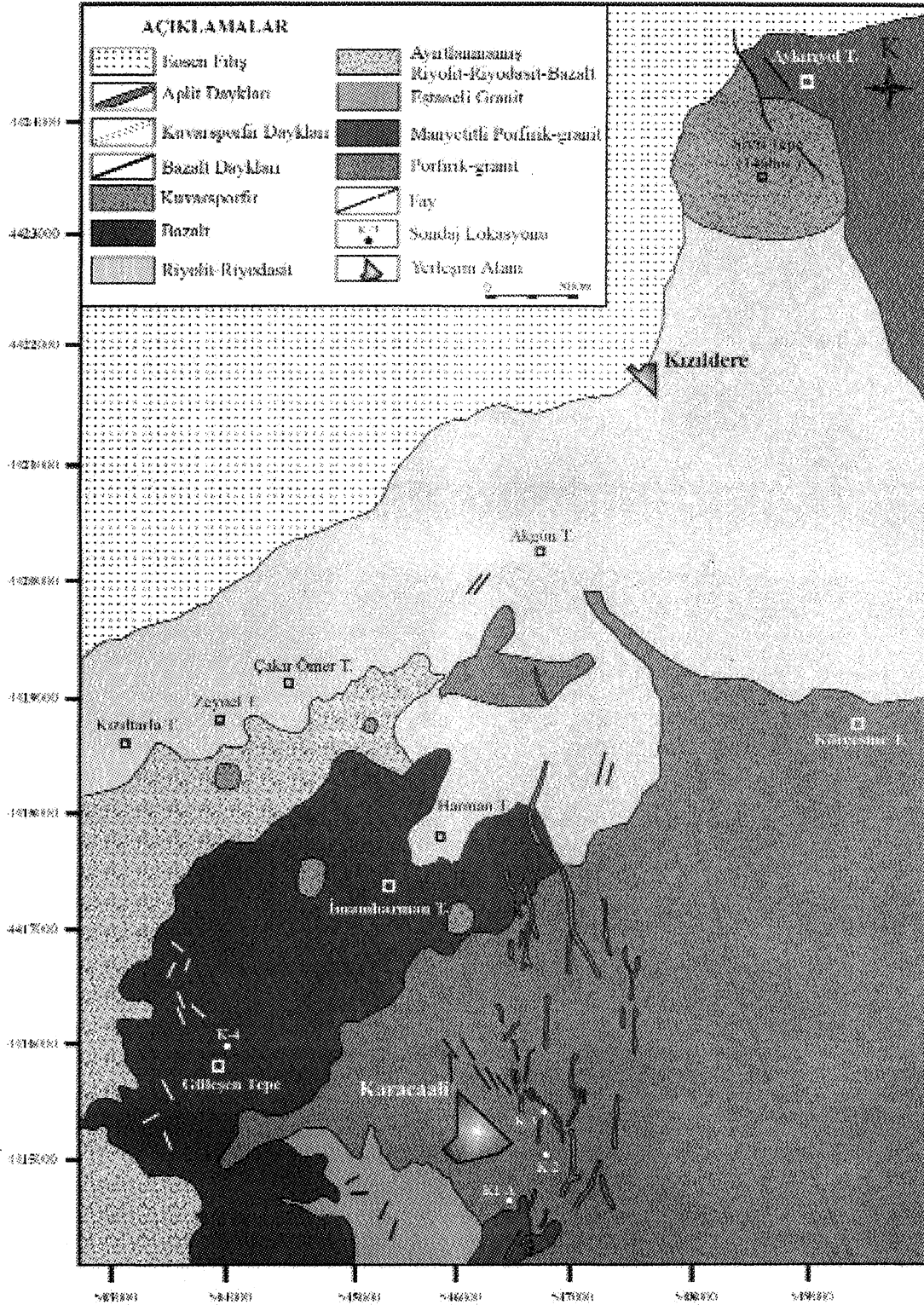
Karacaalmagmatik kompleksinde, granitik kayalar, volkanik kayalar ve damar kayaları olmak üzere üç ana kay aç grubu tanımlanmıştır. Granitik kayalar porfirik granit, manyetiteli porfirik granit ve eşaneli granitlerden; volkanik kayalar riyolit ve bazaltik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2).

Granitik kayalardan en yaygın birim K-feldispat megakristalleri içeren porfirik granitlerdir. Porfirik granitler, çalışma alanının güneydoğusunda ve kuzeydoğusunda gözlenmektedir (Şekil 2). Porfirik granitler el örneğinde porfirik doku göstermesi ile kolaylıkla tanınabilmektedir. Bölgede Karacaali Köyünün güneyinde gözlenen manyetiteli porfirik granitler dokusal ve mineralojik açıdan porfirik granitlerle aynıdır. Fakat birimin kırık ve çatlaklarında ekonomik açıdan önemli olmayan manyetit damarları içermesi nedeniyle haritada manyetiteli porfirik granit olarak isimlendirilmiştir. Diğer bir granitik kayaç olan eşaneli granitler ise porfirik granitlerle aynı mineralojik bileşime sahip olmasına rağmen, taneli doku göstermesi ve daha iri taneli olması ile porfirik granitlerden ayrılır. Porfirik granitler ve manyetiteli porfirik granitler kuzey-güney doğrultulu aplit daykları ile kesilmiştir. Özellikle porfirik granitlerde turmalin damarları, kuvarslı turmalin damarları ve karbonat damarları yaygındır./Turmalin damarları boyunca porfirik granitlerde alkali feldispat alterasyonu gözlenmekte ve ayrıca yer yer kalkopirit ve pirit mineralleri makrö olarak saptanabilmektedir. Porfirik granitlerin volkanik kayalarla, özellikle bazik volkanik kayalarla olan sınırı keskin olup bazaltik dayklar tarafından kesilmişlerdir. Dokanak

boyunca granitlerde kırılma ve ufalanmalar gözlenmektedir. Granitlerin mafik mineral içeriği de dokanak boyunca belirgin olarak artmaktadır. El örneği ölçeğinde, porfirik granitler içerisinde anklavlar yaygın olarak gözlenir. Anklavların porfirik granitlerle olan sınırı keskindir. Yapılan mikroskopik incelemelerde anklavların, sub-ofitik doku, yer yer akma dokusu gösteren diyoritik kayaç parçalan olduğu saptanmıştır. Ayrıca bazaltik kayalar içinde anklavlar dışında özsekilli temiz yüzeyle plajiyoklaz ve zonlu doku gösteren birincil epidot mineralleri tespit edilmiştir.

Bölgede en geniş yayılıma sahip riyolit/riyodasitler, arazide krem-kahverengi-mor gibi oldukça değişik renklerde gözlenmektedir. Kayaçta akma dokuları yaygın olarak izlenir. Bazalt-riyodasit geçişleri haritanın batı kesiminde tedrici iken Harman Tepe civarında keskindir. Batıya doğru bazaltlar önce riyolit-riyodasit ve bazaltların iç içe bulunduğu 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasında ayrırtılmayan bazalt-riyolit/riyodasit karışımına daha sonra ise riyolit-riyodasitlere geçerler. Riyolit-riyodasitler eşaneli granit ve bazaltik volkanitleri örterler. Kayacın, bazik volkanik kayalar ve porfirik granitlerle olan sınırı keskindir. Riyolit/riyodasitlerde lokal ölçekte killeşme ve silisleşme yaygın alterasyon türleridir.

Bazaltik kayalar bölgede Güleşen Tepe civarında yaygın olarak yüzeylemektedir. Porfirik granitler ve kuvarsporfirler içerisinde kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu, riyolitler ve eşaneli granitler içerisinde ise kuzeybatı-güneybatı doğrultulu bazalt bileşimli dayklar gözlenmiştir. Bazalt dayklarından başka geniş alanlar kaplayan bazaltlar, yeşil-koyu yeşil arasında değişen renkler sunmaktadır. Arazi çalışmaları ve sondaj örneklemeleri yardımıyla bölgede, renk, yapı-doku özellikleri ve mineral içeriklerine göre porfirik yeşil-koyu yeşil renkli bazaltlar, ince taneli bazaltlar, breşik bazaltlar, gri-koyu gri renkli porfirik bazaltlar ve manyetiteli bazaltlar olmak üzere farklı bazalt türleri tanımlanmıştır. Breşik bazaltlar özellikle Güleşen Tepe civarında yaygın olarak bulunur. Breşleşme fay kontrollü değildir. Çünkü breş parçalarında herhangi bir parçalanma, kırılma gözlenmez. Genellikle breş parçaları yuvarlaklaştırılmıştır Breş parçalarının arasındaki boşlukları doldurur şekilde aktinolit, manyetit, epidot ve kalsit damarları yaygın olarak gözlenir. Herbir breş parçasının içinde ise



Şekil 2 Karacaali magmatik kompleksinin jeoloji haritası (Kuşçu, 1999'dan yararlanılarak yeniden yapılmıştır).

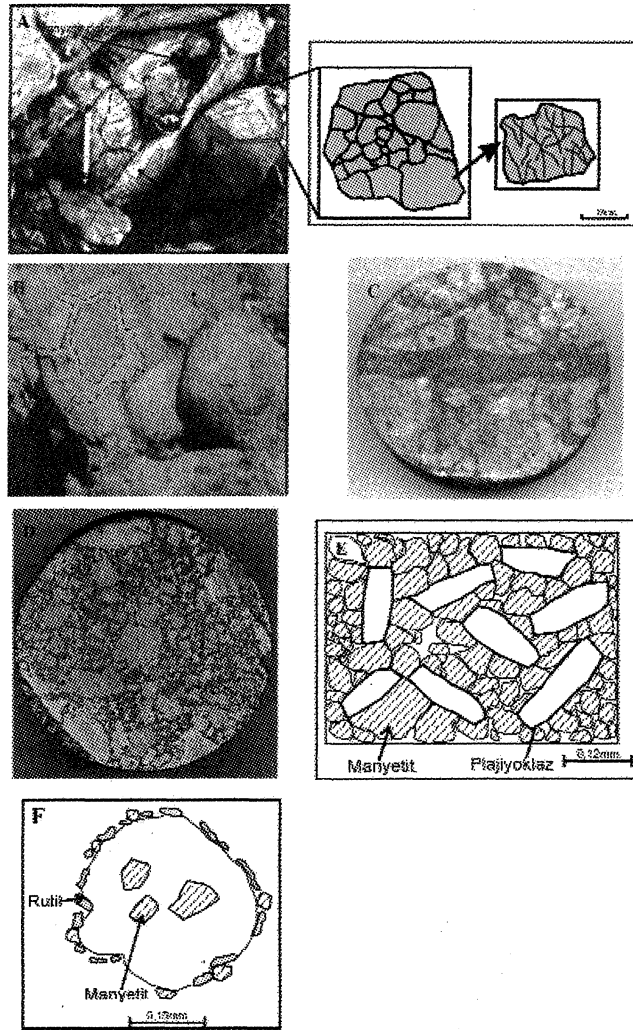
Figure 2 Geological map of Karacaali magmatic complex, (utilized from Kuşçu, 1999)

KARACAALI DEMİR, BAKIR-MOLİBDEN VE KURŞUN CEVHERLEŞMELERİ

kılcal manyetit ve aktinolit damarları gözlenir (Şekil 3A). Bazaltik kayalar içerisinde anklavlar yaygındır. Anklavlar makroskopik olarak oldukça farklı yapı ve renkler göstermektedir. Boyutları 3-5mm'den 5cm'ye kadar değişmektedir ve ana kayalarla olan sınırları keskindir. Yapılan mikroskopik incelemelerde anklavların oldukça ince taneli akma dokusu gösteren bazaltlardan, porfirik dokulu bazaltlara, granitlerden aplitlere kadar değiştiği saptanmıştır. Ayrıca anklavlar dışında

bazaltik kayalar içinde özşekli ve temiz yüzeyle plajiyoklaz ve zonlu doku gösteren birincil epidot mineralleri tespit edilmiştir.

Bölgenin güneybatısında yer alan Güleşen Tepe civarındaki vadilerde yastık yapılı bazaltlar gözlenir (Şekil 3B). Yastık yapılı bazalt mostraları yaklaşık 2-3 metre boyunda ve 3-4 metre genişliğinde, tıkkız ve yeşil-koyu yeşil renklerdedir. Yastık yapılı bazaltlar mikro ölçekte akma dokusu



Şekil 3 Bazaltik kayalarda gözlenen bazı yapı-dokular. A) Breşik bazaltlarda kayaç parçaları arasında gözlenen aktinolit-klorit damarlarına bağlı manyetit damarları ve breşik bazaltların idealleştirilmiş şekli. B) Yastık yapıları. C) Manyetitli bazaltlarda ağsal damar sistemleri. D) Manyetit matriksli bazalt. E) Manyetit matriksli bazaltların idealleştirilmiş mikroskop görüntüsü. F) Gaz boşluklarında manyetit ve rutil mineralleri.

Figure 3 Observed textures and structures within the basaltic rocks. A) Magnetite veins related to actinolite-chlorite veins within the rock fragments of brecciated basalts and idealized figure of brecciated basalts. B) Pillow structures of the basaltic rocks. C) Stockwork systems of basalts with magnetite. D) Basalt with magnetite matrix. E) Idealized photomicrographs of basalt with magnetite. F) Magnetite and rutile minerals near and within the vesicles.

ve yer yer de sub-ofitik doku göstermektedir.

Bazaltik kayalar genel olarak mikro ölçekte porfirik, akma, sub-ofitik ve yer yer de breşik dokulu kayalardır. Kayaç grubunda gözlenen ana mineraller, plajiyoklaz ve amfibol, tali mineraller ise piroksen, rutil, biyotit ve apatittir. İkincil mineraller olarak aktinolit ve klorit oldukça yaygındır. İnce taneli bazaltlarda plajiyoklaz kristalleri volkan camından oluşan matriks içerisinde yüzer konumda gözlenirken, manyetitli bazaltlarda matriks tamamen manyetitten oluşmaktadır. K-4 nolu sondaj örneklerinde yapılan mikroskopik çalışmalarda yeşil-koyu yeşil renkli porfirik bazaltlar porfirik dokulu bazalt, gri-koyu gri renkli porfirik bazaltlar ise bazaltik-andezit olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4). Bazaltik-andezit tanımlaması, Delibaş(2002) tarafından verilen kimyasal analizlerle de desteklenmiştir. Kayaçta ikincil mineraller olarak, aktinolit, kalsit, klorit, kuvars, epidot yaygın olarak gözlenir.

Kuvarsporfir, bölgede Sivri Tepe, İmamharmanı Tepe batısında ve güneydoğusunda, Zeynel Tepe güneyinde yüzeylenmektedir. Bölgede haritalanamayan ölçekte kuvarsporfir mostraları oldukça yaygındır. Kuvarsporfirler genellikle irili ufaklı kütleler ve dayklar şeklinde görülür. İluzeybatı ve kuzeydoğu doğrultulu kuvarsporfir daykları, bazik volkanik kayaları kesmektedir. Birimin en tipik örnekleri Sivri Tepe boyunca yüzeylenmiştir. Kayaç el örneğinde tıkız, oldukça sert ve beyaz-krem renklindedir. Kuvarsporfirlerin granitik kayalarla ve bazik volkanik kayalarla olan dokanağı keskindir.

CEVHERLEŞME

Karacaali magmatik kompleksinde demir ve bakır-molibden; kurşun-çinko olmak üzere iki tür cevherleşme görülmektedir. Demir cevherleşmesi, bazaltik kayalar içerisinde yer almakta ve bölgede özellikle Güleşen Tepe civarında yaygın olarak izlenmektedir. Demir cevherleşmesinin ana minerali manyetittir. Manyetit zenginleşmeleri, bazaltik kayalara bağlı olarak; 1) ağsal-kılcal damarlar ve boşluk dolgusu şeklinde, 2) kayaç matriksi şeklinde ve 3) kayaların kırık-çatlak ve fay zonlarında gözlenir. Ayrıca granitik kayaların kırık-çatlaklarında da ekonomik açıdan önemli olmayan manyetit damarları gözlenmektedir.

Ağsal-kılcal damarlar ve boşluk dolgusu şeklindeki manyetit zenginleşmeleri, breşik ve manyetitli bazaltlarda yaygındır. Damarlarda manyetitin yanısıra aktinolit, klorit ve epidot gözlenmektedir. Breşik bazaltlardaki manyetit zenginleşmeleri, kayaç parçalarının aralarında masif, matriksi oluşturur şekilde ve kayaç parçalarının içinde kılcal damarlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 3A-C). Damarların kalınlığı 2-3mm'den 3-5 cm'ye kadar değişmektedir. Ağsal-kılcal manyetit damarları K-4 nolu sondajda 96-98,45 metreler arasında yaygın olarak gözlenir (Şekil 4). Damarlar, manyetitli bazaltların üst seviyelerinde yer alır. Ağsal-kılcal damar sistemlerinde manyetitin dışında yer yer de hematit, ilmenit, rutil, pirit ve kalkopirit bulunmaktadır. Manyetitler genellikle kırık-çatlaklıdır ve çatlaklar boyunca martitleşme yaygındır. Piritler, manyetitler içerisinde kapanım olarak veya damarlar boyunca yarı özşekilli-özşekilli mineraller şeklinde gözlenir. Ağsal-kılcal damar sistemlerinde cevherleşmeye eşlik eden ana alterasyon minerali aktinolittir. Bazı kılcal damarlarda manyetitler aktinolit damarlarının sınırları boyunca izlenirken, bazı damarlar başlıca manyetitten oluşur ve çok az oranda aktinolit içerir.

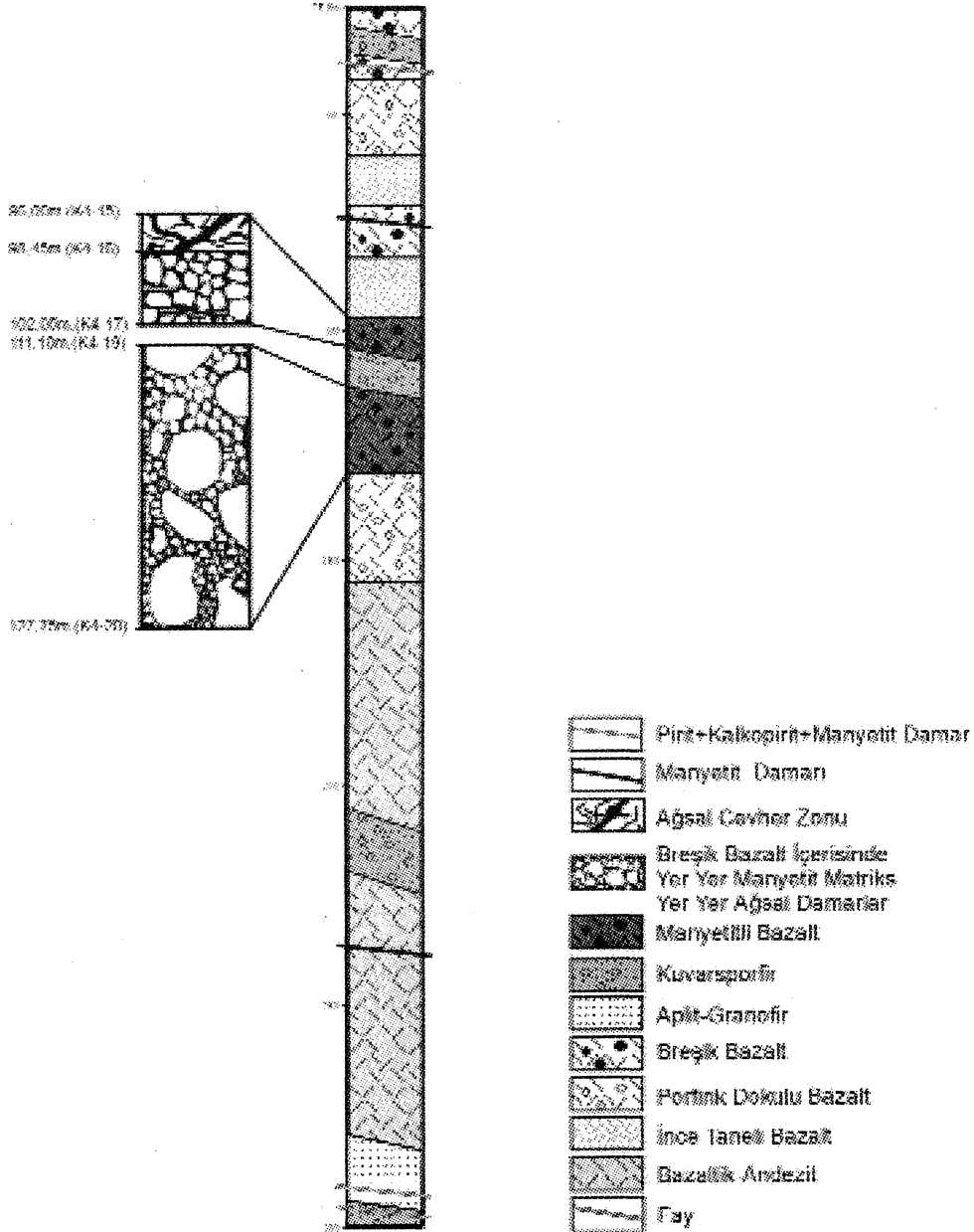
Ağsal-kılcal damar sistemleri dışında sondaj örneklerinde ortalama 0,5-2cm kalınlığında damarcıklar saptanmıştır. Bu damarcıklar bazik kayaları, kuvarsporfirleri ve yer yer aplitleri kesmektedir. Damarcıklarda ana cevher mineralleri manyetit, hematit ve rutildir. Bu minerallerin yanısıra damarcıkların çoğunda, pirit ve kalkopirit gözlenir. Özellikle aplitleri ve kuvarsporfirleri kesen damarcıklarda ana cevher mineralleri pirit ve kalkopirittir.

Manyetitli bazaltlarda matriks şeklinde gözlenen manyetit zenginleşmeleri (Şekil 3 B) yüzeyde saptanamamıştır. Manyetit matriksli bazaltlar K-4 nolu sondajda 98,45-102,5 ve 111,10-127,75 metreler arasında gözlenir (Şekil 4). Cevherleşme 102,05 metrede kuvarsporfir daykı tarafından kesilmiştir. Dayktan daha derine doğru 16,65 metre kalınlığındaki manyetitli bazaltlarda kloritleşme ve aktinolitleşme oldukça yaygındır. Sub-ofitik, yer yer akma dokusu gösteren plajiyoklazlar manyetitten oluşan bir matriks içerisinde yüzlenmektedir (Şekil 3E). Matriks içerisinde

KARACAALI DEMİR, BAKIR-MOLİBDEN VE KURŞUN CEVHERLEŞMELERİ

manyetitın yanısıra değişen oranlarda rutil, ilmenit hematit, pirit, kalkopirit saptanmıştır. Pirit ve kalkopirit mineralleri bazı örneklerde manyetit matriksi içerisinde birbirine paralel, devamsız damarcıklar şeklindedir. K-4 nolu sondajda 25,6-43,6 ve 78,85-82,50 metreler arasında breşik bazaltlar arasında manyetit matriksli bazaltik kayaç parçalan da saptanmıştır.

Fay ve kırık hatları gibi süreksizlik düzlemlerine bağlı manyetit zenginleşmeleri ancak arazide izlenebilmektedir. Güleşen Tepenin güneybatısında yeralan Cin Deresi vadilerinde süreksizliklerin genel konumu K60B/70GB, Harman Tepe batısında yer alan Sızak Deresinde ise K85D/5KB dır. Cin Deresinde gözlenen cevherleşmenin devamlılığı yaklaşık 2 metre, kalınlığı ise 0.5-1 metre arasında



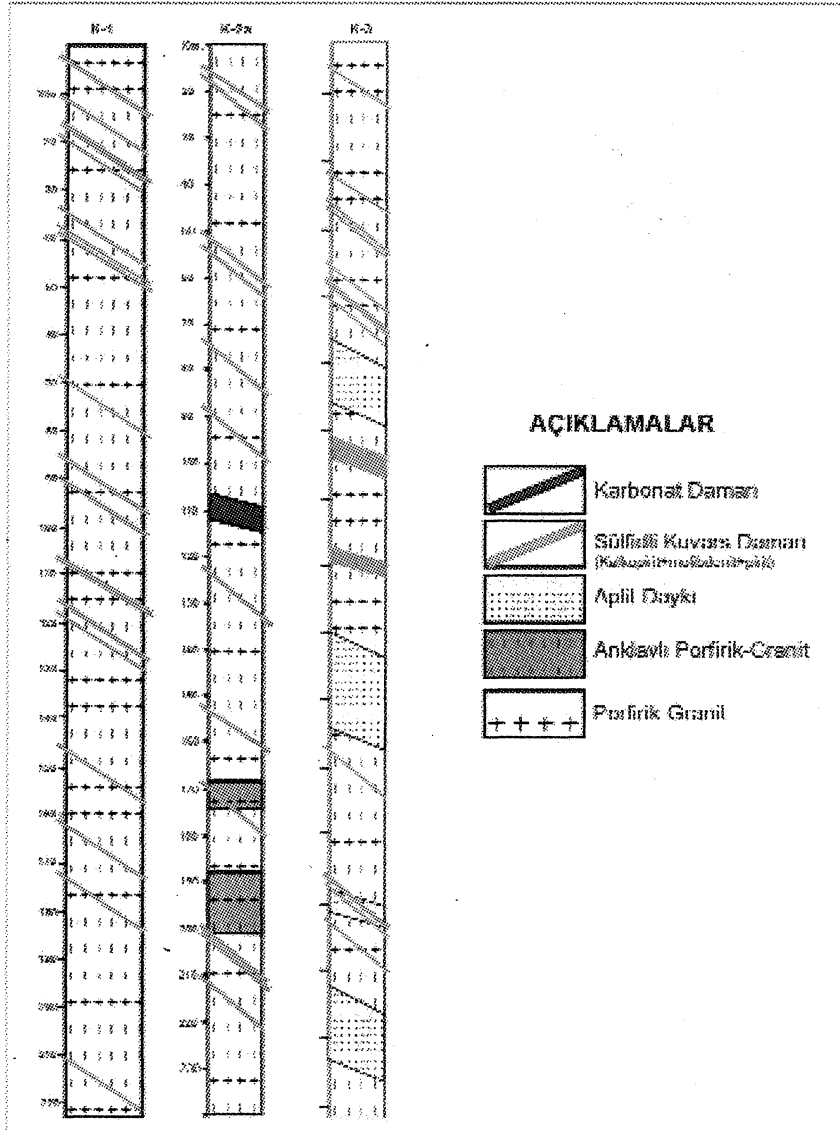
Şekil 4 K-4 nolu sondaja ait basitleştirilmiş sondaj loğu ve K4 nolu sondajda gözlenen cevher yapı-dokuları.

Figure 4 Simplified drill log of number K-4 drill and observed ore texture within the number K-4 drill

değişmektedir. Cevherleşme genellikle bantlı yapı gösterir ve yan kayaçla olan sınırı keskindir. Sızak Deresinde gözlenen cevherleşmenin devamlılığı 15-20 metre, kalınlığı ise 4 metre civarındadır. Cevherli seviyeler düzensiz damarlar şeklindedir. Manyetitler ise kırılmış-ufalanmış olarak gözlenmektedir.

Demir cevherleşmesinin ana opak mineralleri manyetit ve hematittir. Ayrıca nadir olarak sferit ve pirotin de saptanmıştır. Oksidasyon zon-

larında ise limonit yaygın mineraldir. Cevherleşmeye eşlik eden ana gang mineralleri, aktinolit, klorit ve epidottur. Ağsal damar sistemlerinde ve matriksi manyetit olan bazaltlarda manyetit ve hematit minerallerinin modal mineralojik oranı ortalama %35 iken, fay zonlarından alınan örneklerde ise bu minerallerin modal mineralojik oranı ortalama %50 civarındadır. Bazaltik kayaçlardaki saçınımlı opak minerallerin oranı %5-25 arasında değişirken, granitik kayaçlarda ve riyolit-riyodasitlerde bu oran %1-5 arasındadır.



Şekil 5 K-1, K-2a ve K-3 nolu sondajlara ait basitleştirilmiş sondaj loğları (Kuşçu, 1999'dan basitleştirilerek alınmıştır).

Figure 5 Simplified drill logs of K-1, K-2a and K-3 number drills. (utilized from Kuşçu, 1999).

KARACAALİ DEMİR, BAKIR-MOLİBDEN VE KURŞUN CEVHERLEŞMELERİ

Manyetitler özşekilli-yarı özşekilli olarak gözlenir. Sülfid mineralleri içeren damarlarda manyetit içinde pirit ve pirit içerisinde manyetit kapanımları yaygındır. Ağsal manyetit damarlarında kırık-çatlaklar boyunca rutil mineralleri gözlenir. Yoğun gaz boşluğu içeren bazalt örneklerinde ise boşluk dolusu manyetitler boşluğun merkezinde özşekilli olarak, boşluğun çeperinden itibaren de özşekilsiz olarak, gözlenir (Şekil 3F). Gaz boşlukları cevher mineralleri dışında çoğunlukla aktinolit, klorit, karbonat ve kuvars mineralleri ile doldurulmuştur. Gaz boşluklarında cevher minerali olarak manyetit dışında rutil, hematit ve ilmenit yaygındır.

Bölgede demir dışında ikinci önemli zenginleşme bakır-molibden-kurşun ve çinko cevherleşmeleridir. Cevherleşmeler genellikle granitik kayaçları ve riyolitleri kesen kuvars, turmalinli kuvars ve kalsit damarlarına bağlı olarak gelişmiştir. Kuvars damarları bölgede, Akgün Tepe'nin kuzey-doğusunda ve güneybatısında riyolitler içerisinde, Karacaali Köyü kuzeyinde porfirik granitler içerisinde yaygın olarak gözlenir. Bölgede haritalanamayan ölçekte birçok kuvars damarı bulunmaktadır. Kuvars damarlarının genel doğrultusu kuzey-doğu-güneybatıdır. Damarların kalınlığı oldukça değişkendir. Genellikle kuvars damarlarının kestiği kayaçlarda, damarın her iki dokanağında kayaçlar daha koyu renklerde, kırıntılı ve yer yer döküntü şeklinde gözlenir. Damarlarda cevher mineralleri olarak pirit ve kalkopirit kolaylıkla tanınabilmektedir. Sondajlarda (K-1a, K-2a, K-3) cevherleşmenin genellikle porfirik-granitleri kesen kuvars damar ve damarcıklarına bağlı olarak geliştiği tespit edilmiştir (Şekil 5). Damarlar genellikle birbirine paralel ve dik yada dike yakındır. Damarlarda gözlenen en yaygın mineraller kalkopirit, pirit, bornit, molibdenit, kalkozin, kovelin, hematit ve manyettittir. Kuvars damarları dışında kalsit damarları da gözlenmektedir. Kalsit damarlarında yaygın cevher minerali galenittir. Kuvars ve kalsit damarlarına bağlı gelişen cevherleşme dışında porfirik granitlerin kırık ve çatlakları boyunca sıvama şeklinde cevherleşme ve porfirik granitler içerisinde saçınımlı cevherleşme gözlenir.

SONUÇ ve YORUM

Bugüne kadar yapılan çalışmalarda, çalışma alanında yer alan bazik kayaçların Kretase yaşlı

Ankara melanjı olarak bilinen ofiyolitik kayaçların bir üyesi olduğu ifade edilmiştir (Kaya, 2002). Demir zenginleşmeleri içeren bazik kayaçların önceki bölümlerde anlatılan dağılımları, konumları, granitik kayaçlarla ilişkileri, makro ve mikro ölçekteki dokusal özellikleri bu kayaçların Kretase yaşlı litolojiler olmadıklarını, granitik bir magma içine sokulum yapan Kretase'den daha genç bir magmatizmayı temsil etmesi gerektiğini ifade etmektedir.

Bazaltik kayaçların jeoloji haritasındaki (Şekil 2) konumları, bazaltların batıya doğru harita ölçeğinde ayırtlanamayacak ölçüde iç içe bulunan ayırtlanmamış bazalt-riyolit/riyodasitlere (Şekil 2) ve daha sonrada riyolit/riyodasitlere geçiş göstermesi ve bu kayaçların birbiriyle olan dokanak ilişkileri, bazaltik kayaçların granitleri ve riyolit/riyodasitleri kestiğini ve onlarla değişik oranlarda karıştığını ifade etmektedir. Diğer taraftan farklı yapı ve kristallenme derecesine sahip bazaltik kayaçların varlığı, bazaltik magmanın birden fazla evrede yerleştiğini işaret etmektedir. Ayrıca granitlerin yaygın olarak porfirik yapıları olmaları, granitlere kuvarsporfir gibi subvolkanik damar kayaçları ve riyolit/riyodasit gibi volkanik kayaçların eşlik etmesi granitik magma içine bazaltik magma enjeksiyonunun yüzeye çok yakın derinliklerde gerçekleştiğini kanıtlamaktadır. Bunun yanı sıra bazaltlar içinde granitik kayaçlara ait anklavların varlığı, porfirik granitlere ait iri plajiyoklaz fenokristalleri içerisinde plajiyoklaz mikrolitlerinin gözlenmesi, granitik kayaçlarda plajiyoklazların yaygın olarak süngerimsi doku göstermesi bazaltik magma-granitik magma karışımına işaret etmektedir. Ayrıca bazaltlarda gözlenen yastık yapılarının, bazaltik magmanın üst seviyelerinde, granitik-bazaltik magma dokanağında sıcaklık farkından dolayı gelişen konveksiyon akımları sonucu oluştuğu düşünülebilir (Reid ve diğ., 1983, Wiebe ve Collins, 1998, Wiebe ve diğ., 2000).

Cevher oluşumu açısından düşünüldüğünde ise son derece sınırlı bir alanda hem demir gibi oksitli hemde bakır-molibden-kurşun-çinko gibi sülfürlü zenginleşmelerin birarada farklı kayaçlar içinde yer almaları, bunların oluşumlarının farklı magmalar arasındaki karışım süreçleri ile ilişkili olması gerektiğini ifade etmektedir. Ayrıca kimyasal açıdan düşünüldüğünde Cu-Mo-Pb-Zn ve Fe

zenginleşmelerinin aynı ortamda bulunmaları sadece granitik veya sadece bazaltik magmaya bağlı olarak açıklanamaz. Demir, bakır, çinko elementleri bazik kayalarda zenginleşirken, molibden ve kurşun granitik kayalar için karakteristiktir (Krauskopf, 1982; Rose ve diğ., 1979). Bu bilgilerin ışığında, çalışma alanındaki cevherleşmelerinin oluşumu bazaltik ve asidik magma karışım süreçleri çerçevesinde daha kolay açıklanabilir (Şekil 6).

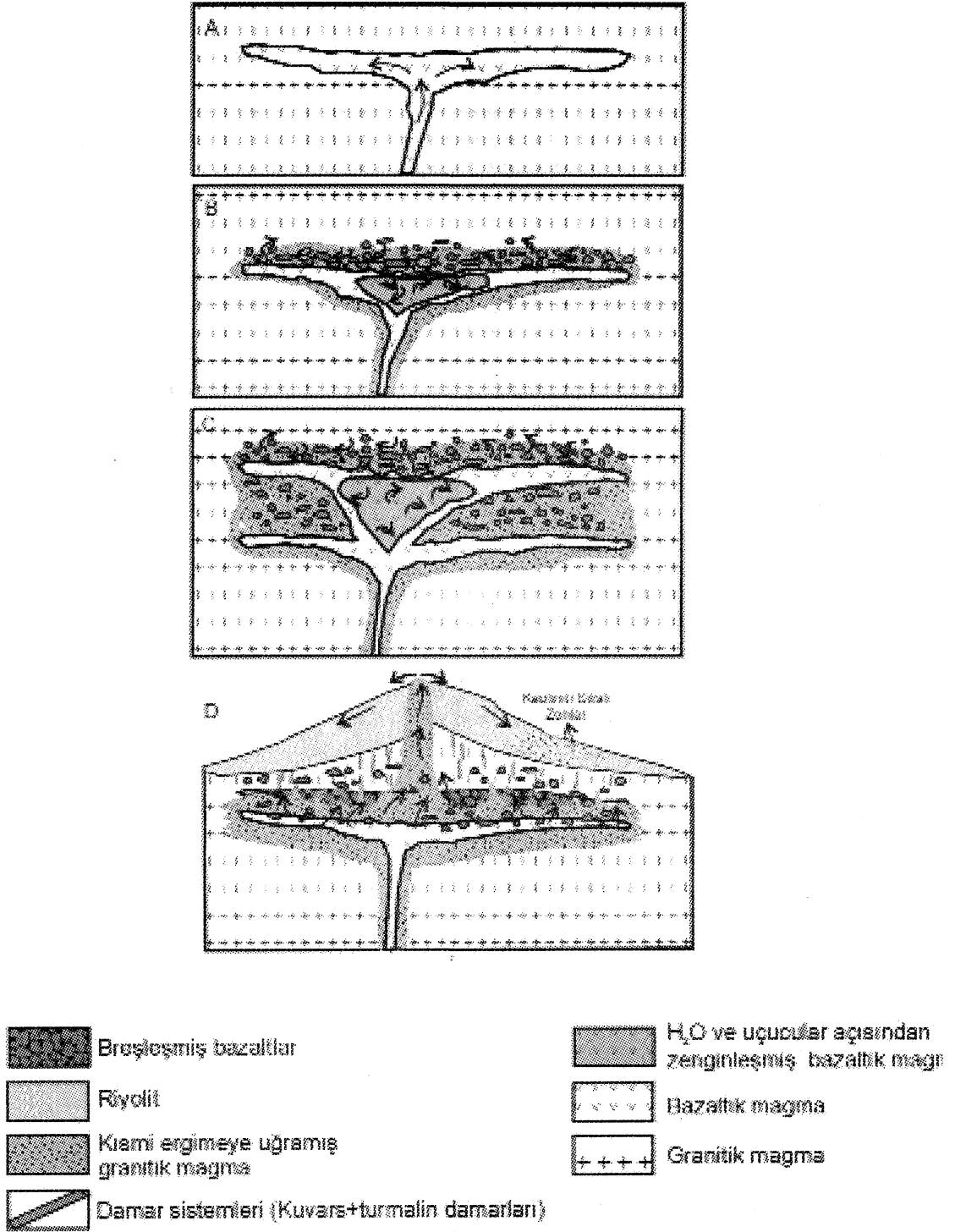
Granitik magma Lütesiyenden önce (Paleosen) bölgeye yerleşmiş olmalıdır (Norman, 1972, 1973). Yerleşim derinliğinin oldukça sığ olduğu (3-5 km), granitlerin porfirik yapılı olmasından anlaşılmaktadır. Bazaltik magmanın granitik magma içine ne zaman sokulum yaptığı konusunda elimizde somut yaş tayini bulguları yoktur. Bazik kayaların Paleosen yaşlı granitoidleri kestiği aynı kuşağın doğusunda Yozgat yöresinde Ketin (1954 ve 1955) ve Gez (1959) tarafından da ifade edilmekte; fakat o bölgede de somut bir yaş verisi bulunmamaktadır. Diğer taraftan Norman (1972,1973) Karacaali Köyünün 1 km batısında granitleri kesen bazik, doleritik daykların Pliyosen tabanında görülen yastık yapılı bazaltlarla ilişkili olabileceğini ifade etmektedir. Ancak çalışma alanında Eosen yaşlı birimlerin taban konglomerasında yaygın olarak kuvarsporfir ve granitoid çakılları gözlenmektedir. Kuvarsporfirler bazik volkanikleri keser durumda oldukları için bazaltik kayalar porfirilerden daha yaşlı olmalıdır. Bu nedenle dokanak ilişkilerinden bazaltik kayalar için Lütesiyen-Paleosen yaş aralığı dolaylı olarak kabul edilebilir. Çalışma alanında granitik kayalarla batıdaki Eosen-Oligosen yaşlı örtü birimlerinin dokanağı faylı olup granitik kayalar örtü birimlerine göre yükselmişlerdir. Örtü birimlerinin taban konglomerası dokanakta yaklaşık 90°'lik bir eğime sahiptir. Granitlerin bu yükselimi ve Norman'ın (1972, 1973), bahsettiği daha genç yaşlı bazaltik dayk ve bazaltlar, Miyosen yaşlı genç tektonik hareketlerle ilişkilendirilebilir. Demir cevherleşmesi içeren çalışma alanındaki Lütesiyen-Paleosen yaşlı bazaltik kayaların yüzeyde mostra vermesi bu Miyosen yaşlı düşey hareketlere bağlanabilir.

Lütesiyen-Paleosen yaşlı bazaltik ma¹ na sokulum yaptığı zaman granitik magmada kristalleşme büyük ölçüde tamamlanmış olmalıdır.

Bu oldukça keskin bazik kayaç ve granit dokanaklarından anlaşılmaktadır. Ayrıca bazaltlar içindeki granitik anklavların oldukça düzgün kenarlara sahip olması, bir geçiş zonunun gözlenmemesi bu gözlemi desteklemektedir. Kristalleşmesini büyük ölçüde tamamlamış granitik magma ile bazaltik magma arasındaki yoğunluk ve sıcaklık farkı nedeniyle ilk aşamada büyük ölçüde bir karışım olmamış (Wiebe ve Collins, 1998), bazaltik magmanın granitik magma içinde yayılımı sınırlı kalmış, yoğunluk farkı nedeniyle de yukarı çıkamayan bazaltik magma sınırlı, yanal yayımlı bir bazaltik magma ocağı oluşturmuş olmalıdır (Şekil 6A.). Bazaltlarda gözlenen yastık yapılarının, bazaltik magmanın üst seviyelerinde, granitik-bazaltik magma dokanağında sıcaklık farkından dolayı gelişen konveksiyon akımları sonucu oluştuğu düşünülebilir (Reid ve diğ., 1983, Wiebe ve Collins, 1998, Wiebe ve diğ., 2001).

Bazaltik magma enjeksiyonu tek fazla sınırlı kalmamış birbirini takip eden fazlar şeklinde gelişmiş olmalıdır (Şekil 6B-C). Bu, önceki bölümlerde anlatılan farklı yapı-dokuya sahip bazaltik kayaç türlerinden anlaşılmaktadır. Sonraki bazaltik magma enjeksiyonları granit içindeki bazaltik magma ocağının hacmini artırmış olmalıdır. Diyoritik ve mikro gabroik bileşimli bazik kayaların varlığı bazaltik magma ocağında kristalleşme ve farklılaşmanın da gerçekleştiğini ifade etmektedir. Buyüzden bazaltik magma ocağının dokanaklarında bazaltik magmaya göre nispeten soğuk olan granitik magmada sıcaklık ani olarak artmış olmalıdır. Sıcaklık artışıyla birlikte granitik magmada kısmi ergimelerin geliştiği, bu kısmi ergimelerin granitik-bazaltik magma karışımını ve granitik magmanın yanal yayılımını artırıcı yönde rol oynadığı düşünülmektedir. Ergiyen granitik magma, yoğunluk farkı ve uçucu fazların etkisiyle damar-dayk kayaçlarını (kuvarsporfir) ve yüzeyde riyolit/riyodasit kayaçlarını oluşturmuş olmalıdır (Şekil 6D). Granitoidler içindeki kuvars-karbonat damarlarına bağlı Cu-Mo±Pb±Zn cevherleşmelerinin bu kısmi ergime süreçleriyle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Granitlerde bazaltik magma intrüzyonları ile gelişen kısmi ergimeler, Sparks ve diğ., (1977), McBirney, (1980), Reid ve diğ., (1983), Gourgaud ve Thouret (1989) gibi araştırmacılar tarafından da değişik bölgelerde gözlenmiştir.

KARACAALI DEMİR, BAKIR-MOLİBDEN VE KURŞUN CEVHERLEŞMELERİ



Şekil 6 Karacaali magmatik kompleksi kayaçlarının oluşum mekanizmasının idealleştirilmiş şematik gösterimi (Delibaş, 2002'den alınmıştır).

Figure 6 Idealized schematic display of formation mechanism of the Karacaali magmatic complex rocks (taken from Delibaş, 2002).

Bazaltik magmada ise granitlerle dokanaklarında iç kesimlere göre daha çabuk soğuma nedeniyle kenarlardan itibaren kristalleşip katılaşmakta, merkezi kesimlerde ise artık çözeltiler açısından bir zenginleşme beklenmektedir (Sakuyama, 1984, Sha, 1995) (Şekil 6B). Bazaltik magmadaki bu ani soğuma, demiroksitce zengin fazın silikat fazdan ani olarak ayrılmasına ve de demir cevherleşmelerinin oluşumuna neden olmuş olmalıdır. Bazaltik magmanın içindeki artık sulu faz basıncının zaman zaman litostatik basınç değerinin üzerine çıkarak ani olarak geçmesi ve tektonik nedenlerle oluşan kırık çatlaklarda magmadan ayrılması, manyetit-aktinolit damarlarını oluşturmuş olmalıdır. Bazaltlarda gözlenen yoğun gaz boşlukları, kmk-çatlaklardaki ve breşlerin boşluklarındaki aktinolit, klorit, kuvars ve manyetitler ve ayrıca granitler içindeki manyetit damarları bu kanıyı desteklemektedir. Bazaltlar dışında, granitlere bağlı bakır ve molibdenli kuvars damarları ise bu sistemin daha düşük sıcaklık zonlarında oluşmuş olmalıdır. Bölgede gözlenen alterasyonlar da bu savı destekler niteliktedir. Granitler ve bazik kayalar içinde, manyetiti i damarlarla ilişkili olarak, başlıca turmalin, aktinolit, feldispat ve epidot alterasyonları gibi yüksek sıcaklık ifade eden alterasyonlar gözlenirken, riyolit/riyodasitler içinde killeşme, silisleşme, alüinitleşme gibi daha düşük sıcaklıkları işaret eden yüzeysel veya yüzeye çok yakın alterasyonlar gözlenmektedir. Yüksek sıcaklık altşasyonları genelde lokal damarlara bağlı olarak gelişirken, düşük sıcaklık alterasyonları daha bölgesel ölçekte gözlenmektedir.

Dokanak ilişkileri, yapısal-dokusal özellikler ve yan kayaç alterasyonları birlikte değerlendirildiğinde; Karacaali magmatik kompleksinde gözlenen demir, bakır-molibden ve kurşun-çinko zenginleşmelerinin aynı magmatik süreçlerin ürünleri olmaları gerektiği sonucuna ulaşılmaktadır. Bu zenginleşmelerin, granitik bir magmayla bunun içine sokulum yapan bazaltik bir magma arasında gelişen etkileşim, karışım ve farklılaşma süreçleri ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, 1. yazarın 2. yazar gözetiminde Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yapmış olduğu yüksek lisans tez çalışmasının bir bölümünü içermektedir. Yazarlar, arazi çalışmaları sırasında yardımları için Ercan Kuşçu, Halil Türkmen ve Oktay İşbaşarı'ya ve ayrıca değerli katkı ve eleştirileri için Prof. Dr. Taner Ünlü'ye teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

Karacaali magmatic complex, located at 1 Okm northeast of Kırıkkale town center, within the Kırşehir İ31-al topographic quadrangle of Turkey of 1/25. 000 scale mainly contains iron, copper-molybdenum and lead mineralisations (Fig. 1). Complex consists of plutonic, sub-volcanic, volcanic rocks and veins. Plutonic rocks are comprised of porphyritic granite, magnetite granite, granular granite. Sub-volcanic rocks and veins are quartz porphyry rocks, carbonate-, quartz-, tourmaline-, and quartz-tourmaline-veins (Fig. 2).

The most common granitic rock type found in the Karacaali Magmatic Complex is porphyritic granite. It is located at northeast and southeast of the complex. Porphyritic granites are the host rock to sulphide(Cu-Mo, Pb-Zn)-quartz-veins. It has sharp contact with quartz porphyry and basaltic rocks. The basaltic dikes and vertical quartz-, tourmaline-quartz-, tourmaline- and carbonate-veins cut the porphyritic granite. Along the tourmaline veins, feldspathic alterations are also very common. According to Norman(1972, 1973) granitic rocks are Paleocene in aged.

In Karacaali Magmatic Complex, basalts hosting iron mineralizations are divided into five groups according to structures, textures, colour and mineral contents. These basalt types are brecciated basalt, porphyritic basalt, fine grained basalt, magnetite basalt and basaltic andesite. Almost all basalt types contain enclaves. These enclaves show variations in size, shape and composition. Enclaves have sizes ranging from those recognizable on microscopic scale up to 20-30cm on field and recognizable on field have sharp contacts with their host. Enclaves have been boardly classified into two groups: (i) granitic enclaves and (ii) basaltic-dioritic enclaves. To the north basaltic rocks shows pillow structures in the basalts. Generally this structures

KARACAALÎ DEMİR, BAKIR-MOLİBDEN VE KURŞUN CEVHERLEŞMELERİ

3m in height and 5-1 Om in length. These structures are well-packed and green-dark green coloured.

Iron mineralization is basically within the basalts. The main mineral of this mineralization is magnetite. Furthermore, granitic rocks contain magnetite-veins in fault and fractures. Different mineralization types within the basalts are observed; (a)stockwork veins and cavity fillings in brecciated and magnetite basalts (Figure 4a), (b) matrix of the magnetite basalts (Fig. 3A-C-D-E) and (c)veins along to fracture and fault zone in the basaltic rocks. Generally, In iron mineralizations hematite, ilmenite, rutile, pyrite and chalcopryrite are seen with magnetite. The common gangue minerals are actinolite, chlorite and epidote. Actinolitization and chloritization are common alteration types in this mineralization. The iron oxide grade is within the range of 15-60%FeO.

Cu-Mo, Pb-Zn mineralization, is seen with vertical or nearly vertical quartz-, quartz-tourmaline- and calcite-veins in granitic rocks. The main minerals of sulfide mineralization; chalcopryrite, sphalerite, galena, molybdenite and pyrite. Alteration types are silicification, kaolinization and tourmalinization. The copper, molybdenum, lead and zinc grades are <1.4 %Cu, <0.4 %Mo, <0.1 %Pb, <0.2 %Zn respectively.

According to the contact relations together with the structural-textural characteristics and wall rock alteration, iron and sulfide mineralizations in the Complex are the products of basaltic and granitic magma. It is suggested that these mineralizations are associated with the interaction, mixing and differentiation processes taking place between the granitic and basaltic magma. These data support the magma mixing processes are; Disturbances of basalts, pillow structures in basalts, granitic enclave in basalts and nevertheless, Cu-Mo, Pb-Zn and Fe mineralizations can not be explained with a single acidic magma or a single basic magma. Iron, copper and zinc elements are characteristic for basic rocks, while molybdenum and lead are characteristic for granitic rocks (Krauskopf, 1982; Rose et.al., 1976).

According to this informations, formation of the rocks and mineralizations in Karacaali magmatic complex are easily explained with the basic

and asidic magma mixing processes (Fig. 6).

DEĞİNİLEN BELGELER

Delibaş, O., 2002, Karacaali (Kırıkkale) Granitoyidi Demir, Bakır-Molibden ve Kurşun Cevherleşmelerinin Oluşumu ve Kökeni. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 102 s (yayınlanmamış).

Gez, S.,1959. Kırşehir-Yozgat Stratigrafik Profili Hakkında. M.T.A. Derleme No:2747, 30s (yayınlanmamış).

Gourgaud, A. and Thouret, C.,J., 1989. Magma mixing and petrogenesis of the 13 November 85 eruptive products at Nevado del Ruiz (Colombia). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41,79-96.

İşbaşarı, O., Arda, N., Tosun, S., 2002, Kırıkkale-Karacaali demir cevherleşmesi ve Orta Anadolu manyetik anomali sahaları jeoloji ve jeofizik Raporu. M.T.A. Derleme No: 10534, 67s. (yayınlanmamış).

Kaya, C, 2002, Karacaali (Kırıkkale) demir yatağının maden jeolojisi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 127 s (yayınlanmamış).

Kayakıran, Ö., 1999, Karacaali-Kızıldere (Kırıkkale) civarındaki Pb-Zn-Cu±Mo cevherleşmeleri ve yan kayaç olan granitoidlerin incelenmesi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 137 s (yayınlanmamış).

Ketin, İ., 1954. Yozgat bölgesinin jeolojik löveri hakkında rapor. M.T.A. Derleme No:2141, 50s (yayınlanmamış).

Ketin, İ., 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin tektonik durumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 6(1), 1-29.

Krauskopf, B.K., 1982. Introduction to Geochemistry. Earth and Planetary Sciences Series, McGraw-Hill Int. Edt., 617 s.

Kuşçu, E., 1999. Karacaali Köyü (Kırıkkale) ve Civarının Jeoloji Haritası. M.T.A. (rapor yazım aşamasında).

McBirney, A.R., 1980. Mixing and unmixing of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 357-371.

Norman, T., 1972. Ankara Yahşihan bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer İstifinin Stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 15(2), 180-277.

Norman, T., 1973. Ankara Yahşihan bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer istifinin sedimantasyonu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 16(1), 27-41.

Rose, A.W., Hawkes, H.E. and Webb, J.S., 1979. *Geochemistry in Mineral Exploration*. Academic Press Inc, London, 635s.

Reid, B., Jr Evans, CO. and Fates, G.D., 1983. Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letter*, 66, 243-261.

Sakuyama, M., 1984. Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs. *Bulletin of Volcanology*, 47-4 (1), 685-702.

Sha, K.L., 1995. Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic-silicic intrusive complexes: an MHFC Hypothesis. *Earth and Science Reviews*, 39, 59-90.

Sparks, S.R.J., Sigurdsson, H. and Wilson, L., 1977. Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.

Wiebe, R.A. and Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: Implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology*, 20(9/10), 1273-1289.

Wiebe, R.A., Frey, H. and Hawkins, D.P., 2001. Basaltic pillow mounds in the Vinalhaven intrusion, Maine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 171-184.

Makale Geliş Tarihi : 12 Mayıs 2003
Kabul Tarihi : 25 Ocak 2004

Received : May 12, 2003
Accepted : January 25, 2004

Çankırı havzasına ait Kumartaş ve Hançili formasyonları içerisinde çökelme ile eş yaşlı tektonik yapılar

*Syn-sedimentary tectonic structures in the Kumartaş and Hançili
formations, Çankırı basin*

Didem Savaşçı Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tektonik Araştırma Grubu 06100 Tandoğan, Ankara
Gürol Seyitoğlu Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tektonik Araştırma Grubu 06100 Tandoğan, Ankara
(e-posta : gurol.seyitoglu@eng.ankara.edu.tr)

Öz

Çankırı Havzası'nın kuzeybatısında yayılım gösteren Hançili formasyonu Alt Miyosen yaşlı Kumartaş formasyonu üzerine geçişli olarak gelmektedir. Erken Pliyosen sonrasında doğuya doğru bindiren bir tektonik kama ile parçalanmış bulunan bu formasyonların sedimantasyonuyla eş yaşlı yapılar gözlemlenmiş ve Erken - Orta Miyosen'de etkin olan genişlemeli tektoniğe ait veriler olarak sunulmuştur.

Anahtar Sözcükler: Çankırı havzası, Neojen, Hançili formasyonu, tektonik kama.

Abstract

Kumartaş formation, which outcrops in the northwest of Çankırı basin, laterally and vertically grades into the overlying Hançili formation. Syn-sedimentary structures mostly normal faults observed within these units indicate existence of extensional tectonics in Early - Middle Miocene in the Çankırı basin. These sedimentary units are later fragmented by an east vergent tectonic sliver after early Pliocene.

Key Words: Çankırı basin, Neogene, Hançili formation, tectonic sliver

GİRİŞ

Seyitoğlu vd. (2000), Çankırı havzasının batı kenarında Neo-Tetis kenet kuşağına ait birimlerin batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli bir tektonik kama şeklinde, Çankırı havzasının Neojen yaşlı ünitelerini parçaladığını ve bunu yaratan gerilmenin Geç Pliyosen'i izleyen dönemde Kuzey Anadolu Fayı ile onun bir kolu olan Kırıkkale-Erbaa Fayı zonu arasındaki KB-GD sıkışma olduğunu belirtmiştir (Şekil 1). Seyitoğlu

vd. (2000)'e göre Çankırı havzasının batı kenarında görülen bindirmeler İzmir-Ankara kenet zonu oluşumuna bağlı kıtalararası sıkışmanın verileri olmayıp, 'Ankara Orojenik Fazı (Koçyiğit vd. 1995)' önerisi geçerli değildir.

Kaymakçı vd. (2000 ve 2001) ise Çankırı havzasının batı kenarında kıtalararası sıkışmanın son ürünü olarak Alt Miyosen yaşlı Kılçak formasyonunu göstermiştir. Erken-Orta Miyosen'de bölgede orojenik çökmeye bağlı olarak gelişen

genişlemeli rejim içinde yaklaşık K-G yönlü bir paleo-yükseltinin batıdaki Hançili kenar havzası ile doğudaki Çankırı havzasını ayırdığı ve bu havzalarda farklı stratigrafiler geliştiği belirtilmiştir. Geç Miyosen'den günümüze kadar ise bölgenin yanal atım tektoniğine bağlı sıkışmanın etkisinde kaldığı ve ilişkili sedimanter ünitelerin çökeldiği öne sürülmüştür (Kaymakçı vd. 2000 ve 2001).

Erken-Orta Miyosen'de varlığı iddia edilen genişlemeli tektonik rejimin verisi olarak kinematik göstergelerin yanısıra Hançili kenar havzasındaki yarı graben yapıları, bu dönemde çökelen Kumartaş (=Altıntaş, Aslantaş) ve Hançili formasyonlarının kalınlıklarındaki farklılık kullanılarak önerilmiştir (Kaymakçı 2000, Şek.4.08). Ancak sunulan ölçülülük dikme kesitlerin tabanında temele inilmemiş ve tavanın da erozyona açık olduğu görülmektedir. Buradaki ünitelerin kalınlığını belirleyecek herhangi bir veri olmadığından yapılmış olan yarı graben önerisi (Kaymakçı 2000) eksiklidir.

Bu çalışmada Çankırı havzasında Kumartaş ve Hançili formasyonlarının sadece üste doğru tane boyu incelenmesine ve Galatya volkaniklerinin zamana bağlı olarak jeokimyasındaki değişime dayalı olan Miyosen'de genişlemeli tektoniğin var olduğu hipotezi (Seyitoğlu vd. 1997), tektono-sedimanter gözlemlerle denetlenmektedir.

STRATİGRAFİ

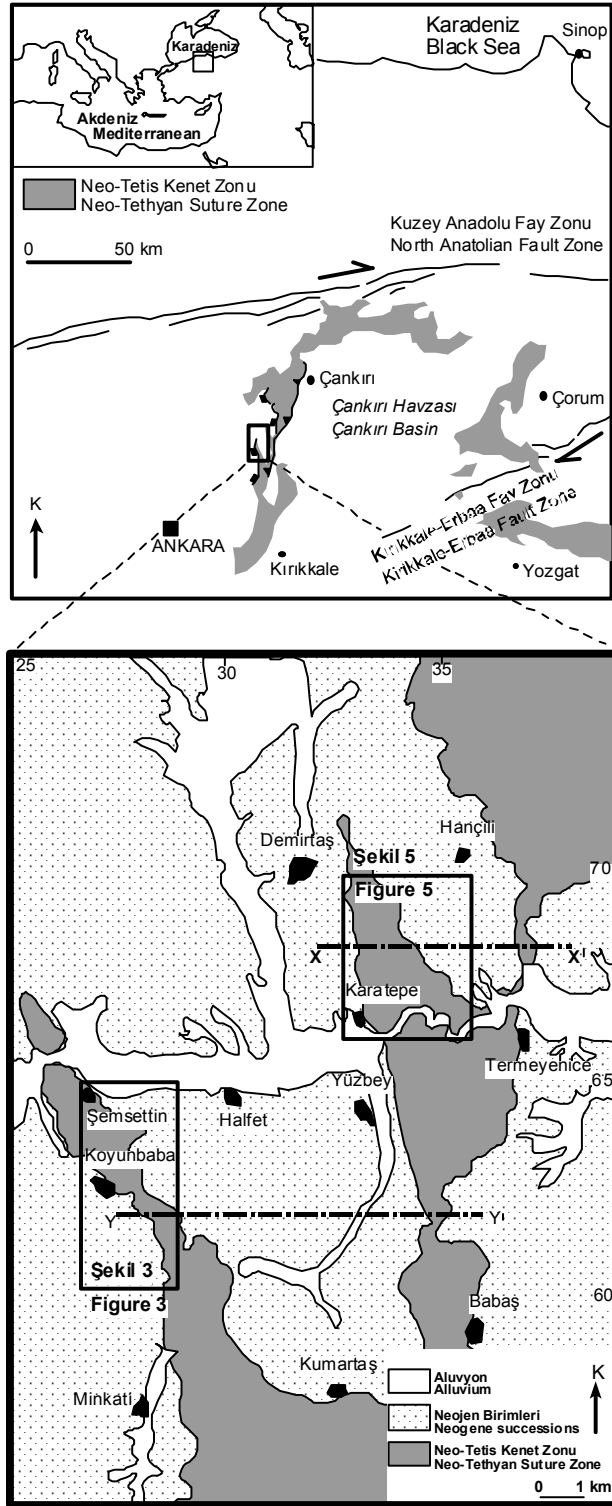
Çankırı havzasının Neojen stratigrafisi daha önce Birgili vd. (1975), Akyürek vd. (1980), Hakyemez vd. (1986), Koçyiğit vd. (1995) Şen vd. (1998), Kaymakçı vd. (2000) tarafından incelenmiştir. Tüm bu veriler göz önüne alındığında Çankırı havzasında Neojen istifi (Şekil 2) Kılçak formasyonu ile başlamaktadır. Birim genel olarak konglomera, kumtaşı, şeyl, kıltaşı ve kömürlü seviyelerden oluşmaktadır. Kılçak formasyonu'nun Bruijn ve Saraç (1992), Ünay (1994) tarafından elde edilen fosil örneklerine göre (MN1 - MN2: 23.8 - 20 My) Erken Miyosen'de oluştuğu ve ayrı bir stratigrafik ünite olarak ele alınması gerektiği belirlenmiştir (Şen vd. 1998). Kılçak formasyonuna

ait ölçülü kesit Kaymakçı (2000) de verilmiş olup, Kılçak formasyonunun kendisinden daha genç olan Kumartaş formasyonu ile ilişkisi tam olarak saptanamamıştır. Ancak yapılan son araştırmalarla Kılçak formasyonunun üzerine Kumartaş formasyonunun geldiği belirlenmiş ve bunun tektonik anlamı tartışılmıştır (Özcan 2003).

Kumartaş formasyonu ilk kez Akyürek vd. (1980) tarafından adlandırılmıştır. Aynı formasyon Koçyiğit vd. (1995) tarafından Aslantaş, Kaymakçı (2000) tarafından ise Altıntaş formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada orijinal isme sadık kalınmıştır. Kumartaş formasyonunun, Şemsettin lokalitesinde MN3 - MN4, Çandır lokalitesinde ise MN 6 zonlarına (20 - 12.5 My) ait fosil içerikleri nedeniyle Erken - Orta Miyosen döneminde çökeldiği belirtilmiştir (Şen vd. 1998). Kumartaş formasyonu Neo-Tetis kenet zonu kayaları ile normal faylı bir ilişki gösterir (Şen vd. 1998, Seyitoğlu vd. 2001). Genel olarak tane boyunda üste doğru bir incelmeye gösteren Kumartaş formasyonu, alt seviyelerinde konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Kumartaş formasyonunun üst kesimleri kırmızı renkli çamurtaşı, sarı renkli kumtaşı ve konglomeralardan oluşmakta ve yer yer tüf araldanmasına rastlanmaktadır. Birimin üst kesimleri yanal ve düşey olarak Hançili Formasyonuna geçmektedir (Kaymakçı 2000, Seyitoğlu vd. 2001, Karadenizli vd. 2003).

Hançili Formasyonu ilk kez Akyürek vd. (1980) tarafından isimlendirilmiştir. Kaymakçı (2000) birimin fosil içeriğine göre MN4 - MN5 (18 - 15.2My) zonlarında bulunduğunu belirtmiştir (Erken - Orta Miyosen). Genellikle gri-beje yakın bir renk sergileyen Hançili formasyonunun tabanında, gri renkli kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı araldanması görülür. Burada bulunan kumtaşları çapraz katmanlanmalıdır. Yukarıya doğru siltli çamur, gri-yeşil kil, sarı bej killi kireçtaşı, killi kumtaşı ve tüflerden oluşmaktadır ve ripple marklar gözlenmiştir. En üst kesimde ise genellikle kıltaşı, marn, organik maddece zengin kıltaşı, masif marn, fosilli kireçtaşı, kömür seviyeleri bulunur.

KUMARTAŞ ve HANÇİLİ FORMASYONLARI İÇERİSİNDE ÇÖKELME İLE EŞYAŞLI YAPILAR



Şekil 1. Çankırı havzasının kuzey batısındaki çalışma alanı (Seyitoğlu vd. 2000'den değiştirilmiştir.)

Figure 1. Location of the study area in the northwest of Çankırı basin (Modified from Seyitoğlu et al. 2000)

Hançili formasyonu Kumartaş formasyonu gibi üste doğru incelen bir istif sergilemektedir.

Neojen stratigrafisi Hançili formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Miyo-Pliyosen yaşlı kırıntılı ve evaporitik birimlerle devam etmektedir (Şekil 2) (Seyitoğlu vd. 2001, Karadenizli vd. 2003).

TEKTONO-SEDİMANTER BULGULAR

Çankırı havzasında Kumartaş ve Hançili formasyonlarının çökmesi, eş yaşlı tektonik ile

Çağ Epoch	Litoloji Lithology	Açıklama Explanation
Miyo-Pliyosen Mio-Pliocene	· ·	Kırıntılılar ve evaporitlerden oluşan sedimanter üniteler Clastic and evaporitic sedimentary units
Miyosen Miocene	Erken Orta Miyosen Early Middle Miocene	Hançili Formasyonu Hançili Formation
	Erken Miyosen Early Miocene	Kumartaş Formasyonu Kumartaş Formation
Miyosen Miocene	Erken Miyosen Early Miocene	Kılçak Formasyonu Kılçak Formation
Kretase Cretaceous		Tektonik dokanak Neo-tetis kenet zonuna ait kayalar (Temel) The rocks of Neo-Tethyan suture zone (Basement)

Şekil 2. Çankırı havzası batısının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti

Figure 2. Generalised stratigraphical section of western Çankırı basin

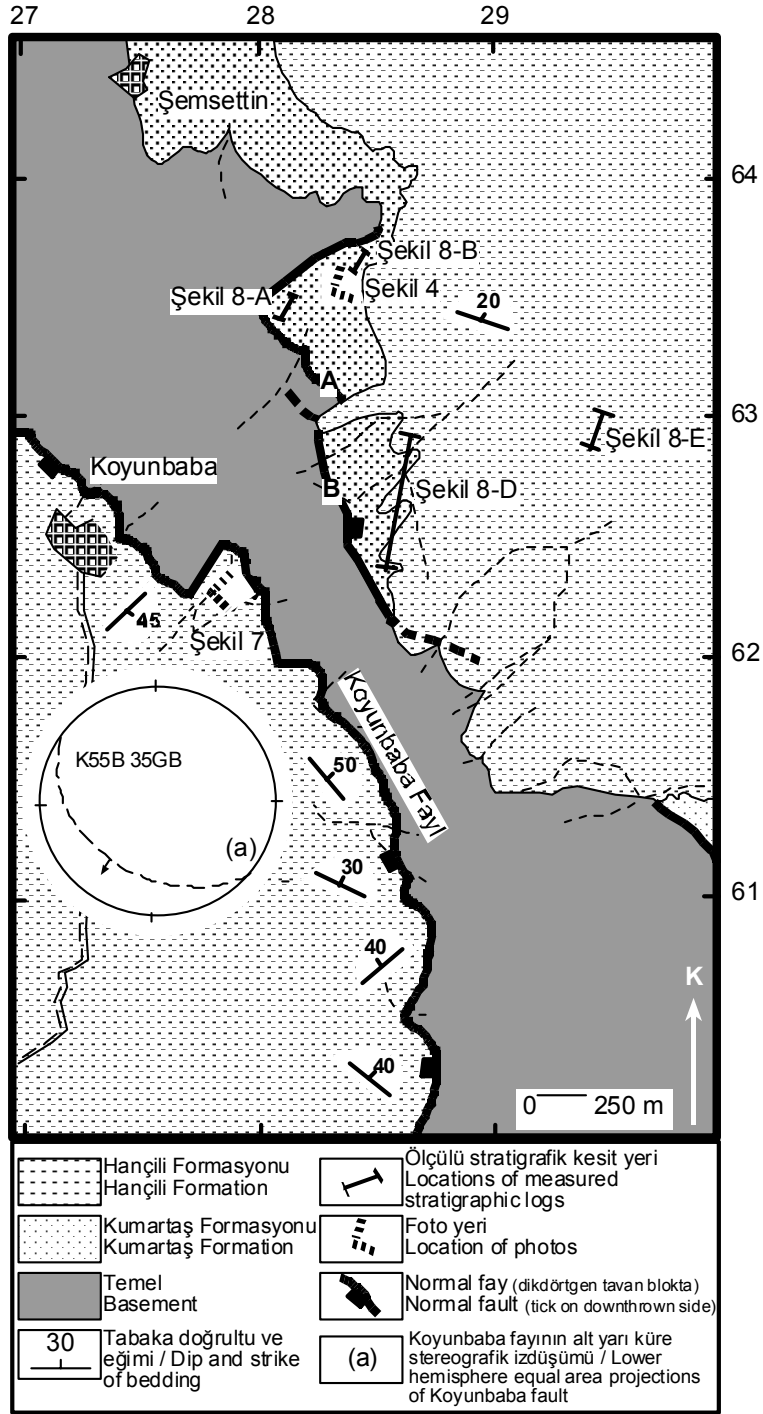
kontrol edilmektedir ve bunun kalınlık ve tane boyu olarak istiflere yansımış izleri vardır (Karadenizli vd 2003). Tektonik izleri ortaya çıkarmak amacıyla iki lokalitede Şemsettin ve Karatepe köyleri civarında ayrıntılı gözlemler yapılmıştır.

Çökme ile eş yaşlı faylar

Şemsettin Köyü civarındaki çalışma alanında (Şekil 3) "A" ile işaretlenmiş olan fay düzlemi dere yatağında mostra vermekte olup, K55B 62 KD konumudur. Üzerinde normal fay olabileceğine işaret eden fay düzlemi doğrultusuna dik belli belirsiz çizikler barındırmaktadır. Fay düzlemi ile aynı yöne eğimli fakat ondan daha az eğime sahip Kumartaş formasyonuna ait tabakalanma açıkça izlenebilir. "A" fayı güneydoğuya doğru takip edildiğinde Hançili formasyonuna ait birimler tarafından örtüldüğü görülmektedir. Bu birimler daha güneybatıda K25B 50KD gidişli "B" fayı (Şekil 3) tarafından sınırlanmıştır. "B" fayı da daha güneydoğuda Hançili formasyonuna ait çökeller tarafından örtülmektedir.

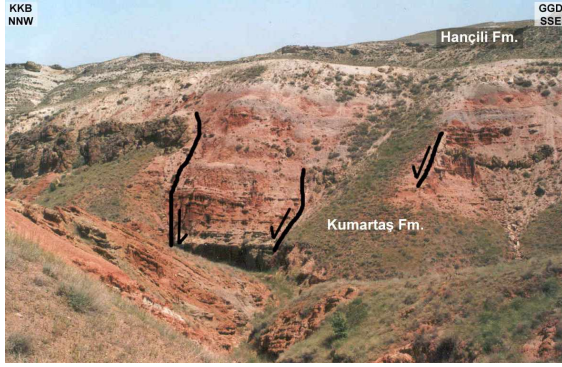
Bu arazi gözlemleri Şemsettin köyünün güneydoğusunda yer alan "A ve B" faylarının zaman içinde geriye doğru basamaklanarak geliştiğini ve Kumartaş ve Hançili formasyonlarının çökelişi sırasında var olduklarını göstermektedir. Bunların dışında "A" fayının düşen bloğunda, fayın doğrultusuna yaklaşık dik konumda KD doğrultulu KB ve GD'ya yaklaşık 75-80° eğimli normal faylar Kumartaş formasyonuna ait birimleri keser ve Kumartaş - Hançili formasyonu geçişine ait çökeller tarafından örtülürler (Şekil 4).

Karatepe Köyü kuzeybatısı, ayrıntılı olarak incelenen diğer anahtar lokasyon olup, "C" ile işaretlenmiş K10B 66KD konumlu Kumartaş formasyonunun çökelişini kontrol eden normal fay, bu formasyonun üst seviyelerindeki marn ve kireçtaşları tarafından örtülmektedir (Şekil 5 ve 6). Bu litoloji yaklaşık olarak Kumartaş ve Hançili formasyonlarının geçiş seviyesine karşılık gelmektedir. "C" fayının güneydoğuya doğru takip edildiğinde kuzeydoğu güneybatı gidişli bir -



Şekil 3. Şemsettin köyü civarının jeoloji haritası

Figure 3. Geological map of Şemsettin village and surrounding area



Şekil 4. Kumartaş formasyonu içinde sedimentasyonla eş zamanlı faylar. Foto yeri için Şekil 3'e bakınız.

Figure 4. Syn-sedimentary normal faults within the Kumartaş formation. See Figure 3 for photo location.

transfer fay ile kuzeydoğuya ötelendiği görülür. Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait tabakalar fay ile aynı yöne ondan daha az açı ile eğimlidir (Şekil 5). "C" fayının Kumartaş ve Hançili formasyonlarının geçiş seviyeleri tarafından örtülmesi, sedimentasyonla eş zamanlı olduğunun işaretidir.

Genç Faylar

Seyitoğlu vd. (2000) Erken Pliyosen sonrasında Çankırı havzasının batı kenarının, yaklaşık kuzey-güney uzanımlı, doğu kenarı bindirmeli, batı kenarı normal faylı bir tektonik kama ile parçalandığını öne sürmektedir. Bu çalışmadaki her iki anahtar lokalitede (Şekil 3 ve 5) saptanan Koyunbaba ve Karatepe fayları Hançili formasyonunun çökeliminden sonra gelişmişlerdir. Hançili formasyonuna ait kiltası, killi kireçtaşı, çamurtaşı ve silttaşı gibi ince taneli üniteler fay tarafından kesilmiş ve deforme olmuşlardır. Faylar ile adı geçen formasyon arasında eşzamanlılığı gösteren hiçbir veri yoktur. Bu faylardan Koyunbaba fayı üzerinde normal atımı gösteren fay çizikleri açıkça görülmektedir (Şekil 3 ve 7). Koyunbaba ve Karatepe fayları geç Pliyosen sonrası aktif hale geçen tektonik kamanın (Seyitoğlu vd. 2000) normal faylı batı kenarını oluşturmaktadırlar.

Ölçülü Stratigrafik Kesitler

Kumartaş ve Hançili formasyonlarından toplam 5 adet ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır. Şemsettin Köyü civarındaki çalışma alanında (Şekil 3) "A" ile işaretlenmiş olan fayın düşen bloğunda, toplam 42 m kalınlığında Kumartaş formasyonunun

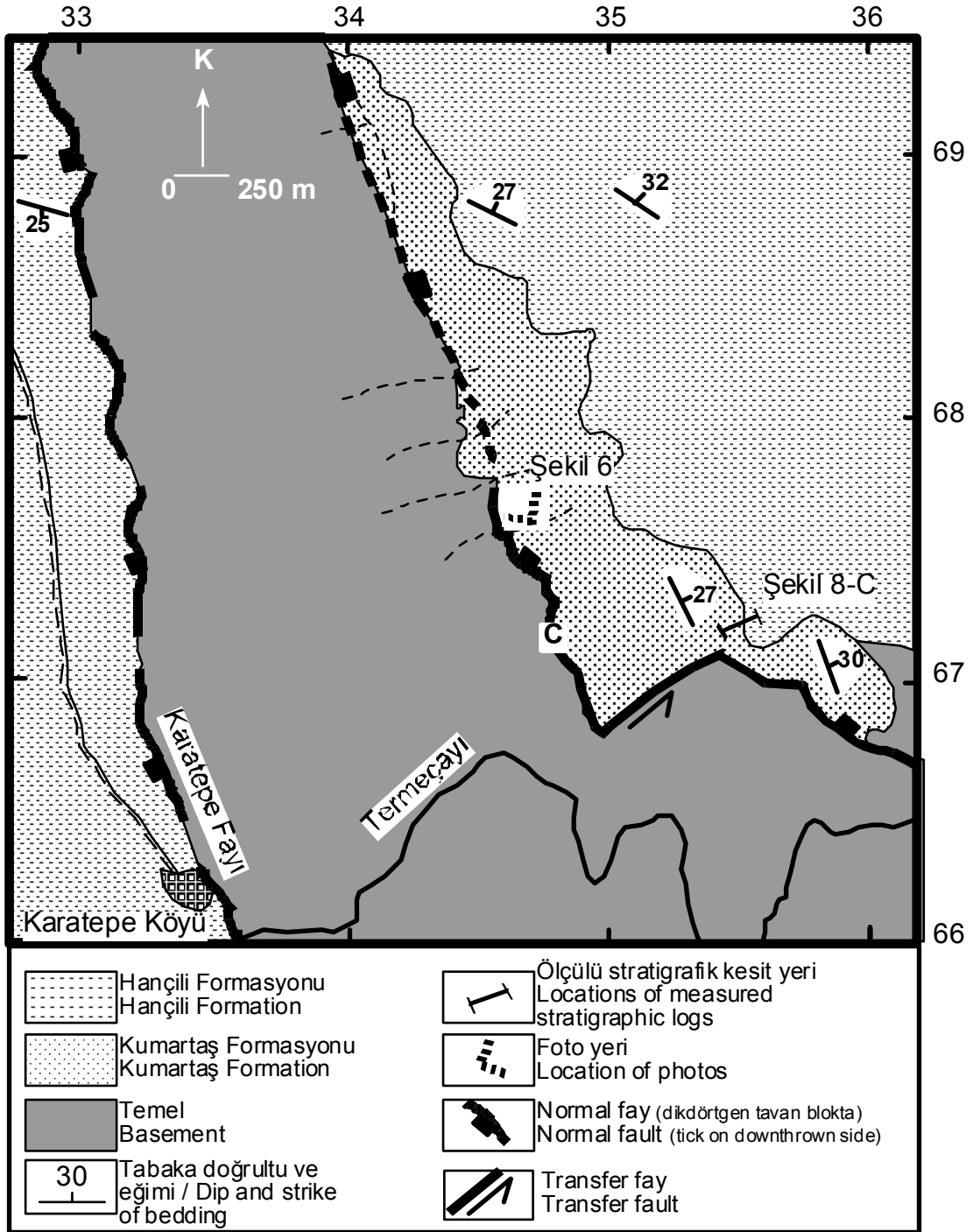
alt kesimlerini temsil eden ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır (Şekil 8-A). Buna göre Kumartaş formasyonunun alt kısımları, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Burada bulunan kumtaşları düzlemsel paralel katmanlı, düzlemsel çapraz katmanlı ve yer yer masif bir tabakalanma göstermektedir. Kumtaşları orta-kaba tane boyundadır. Silttaşları düzlemsel paralel katmanlı bir yapı sergilemektedir.

Şemsettin Köyü civarında Kumartaş formasyonunun üst kesimlerini temsil eden toplam 29,74 m kalınlığında bir ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır (Şekil 8-B). Kumartaş formasyonunun üst kesimleri; silttaşı, kumtaşı, çamurtaşından oluşmakta ve tüf içermektedir. Ayrıca yer yer kanal dolgularına ve çamurtaşı-silttaşı ardalanmasına rastlanmaktadır. Çamurtaşları düzlemsel paralel ve düzlemsel çapraz katmanlanma göstermekte ve ripple mark içermektedir. Kumtaşlarının içinde kalış türü karbonatlaşmalara rastlanmakta ve tane boyu yukarıya doğru incelmektedir. Şekil 8B'de belirtilen seviye mikromemeli fosilleri içermektedir (Şen vd. 1998).

Kumartaş formasyonunun üst seviyelerine ait bir başka ölçülü stratigrafik kesit Karatepe köyü kuzey doğusunda toplam 78,70 m kalınlığındadır (Şekil 8-C). Burada formasyon, çamurtaşı, kumtaşı ve tüflerden oluşmaktadır. Ayrıca birim içinde konglomeralara da rastlanmaktadır. Bu konglomeralar tane destekli, kötü-iyi boylanmalı, ince taneli kesimlerde tabakalanmalı olarak görülmektedir.

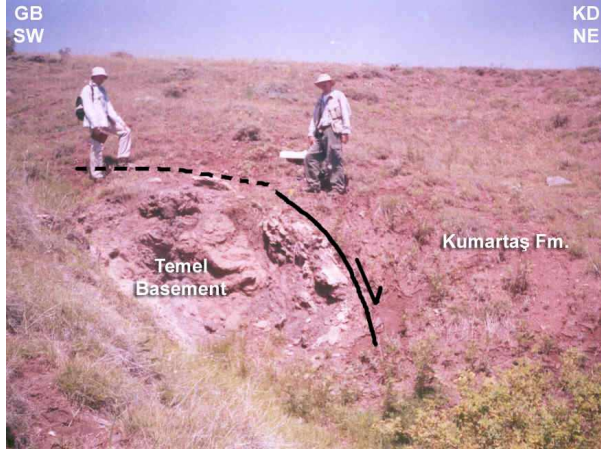
Kumartaş formasyonu genel olarak üste doğru incelen bir istifi göstermektedir. Birim, renk olarak, kırmızı hakim bej ve turuncu ardalanmasından oluşmaktadır.

Şemsettin köyü civarında Kumartaş formasyonundan Hançili formasyonuna geçiş zonunda toplam 247,8 m kalınlığında bir ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır (Şekil 8-D). Burada Kumartaş formasyonu; kırmızı renkli çamurtaşı, sarı renkli kumtaşı ve konglomeralardan oluşmakta ve yer yer tüf ardalanmasına rastlanmaktadır. Kumtaşları düzlemsel paralel ve düzlemsel çapraz tabakalanma göstermektedir. Konglomeralar ise; tane destekli ve iyi-orta boylanmalıdır. Bu konglomeralar sarı, kırmızı renklerde olup, erozyonel tabanlıdır ve tane bileşeni içerisinde tüfler bulunmaktadır.



Şekil 5. Karatepe köyü civarının jeoloji haritası

Figure 5. Geological map of Karatepe village and surrounding area



Şekil 6. Karatepe köyü KD'sunda Temel ile Kumartaş formasyonu arasındaki kuzeybatı gidişli çökelme ile eş yaşlı normal faylı sınır. Fay düzlemi kalın siyah düz çizgi ile, fayı üzerleyen Kumartaş formasyonunun sınırı noktali çizgi ile gösterilmiştir. Foto yeri için Şekil 5'ye bakınız.

Figure 6. NW trending syn-sedimentary normal-faulted between the basement and Kumartaş formation in the NE of Karatepe village. Thick black line represents normal fault surface. Dated line shows the bottom of overlapped Kumartaş formation. See Figure 5 for photo location.

Şemsettin Köyü ve çevresinde bu geçiş zonunun üst kısımlarında toplam 64,36 m kalınlığında Hançili formasyonunun alt seviyelerine ait ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır (Şekil 8-E). Hançili formasyonu burada gri-beje yakın bir renk sergilemektedir. Birim tabanda gri renkli kumtaşı - silttaşı - çamurtaşı ardalanmasından oluşmakta olup, kumtaşları çapraz tabakalanmalıdır. Yukarıya doğru istif silttaşı, gri-yeşil kilttaşı, sarı bej killi kireçtaşı, killi kumtaşı ve tüflerden oluşmaktadır. Tüflü tabakalarda ripple marklar gözlenmiştir. Ölçülen istifin en üst kesiminde, kilttaşı, marn, organik maddece zengin kilttaşı, masif marn, karbonatlar, fosilli kireçtaşı, kömür ve tüfler görülür. Hançili formasyonu da Kumartaş formasyonu gibi üste doğru incelen bir istif özelliği sergilemektedir.

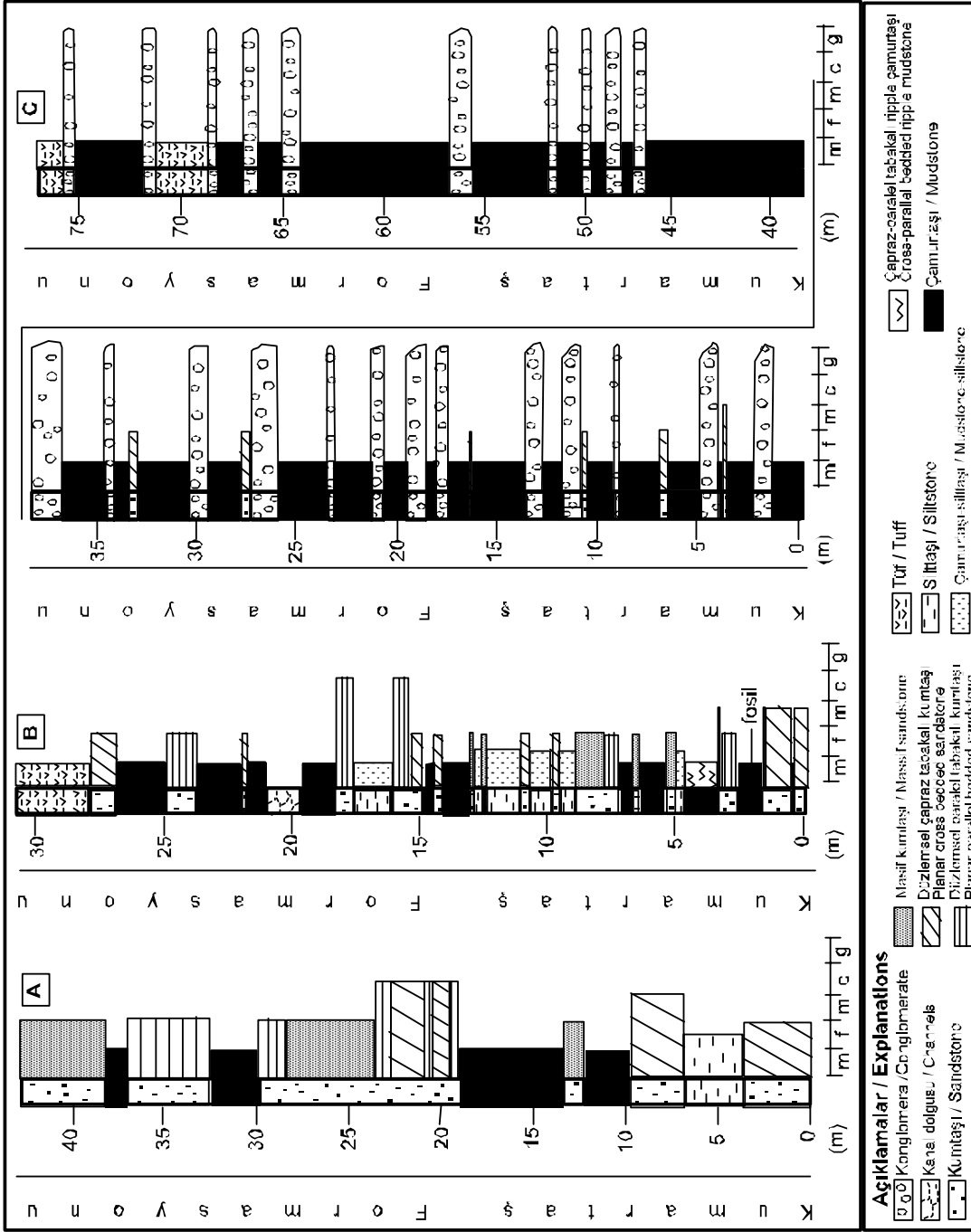


Şekil 7. Temel ile Hançili formasyonu arasındaki Koyunbaba normal fayı. Foto yeri için Şekil 3'e bakınız.

Figure 7. Koyunbaba normal fault between basement and Hançili formation. See Figure 3 for photo location.

Ortam yorumu

Kumartaş formasyonu genel olarak kaba kırıntılı tortul yapısı kırmızı-turuncu bir renge sahip olması ve mikromemeli fosilleri içermesi nedenleri ile alüvyal bir ortamda çökelmiştir. Bu birimin çökelme esnasında normal faylar tarafından sınırlanmış olması ve içinde akarsu taşınımlarını işaret eden kanal dolgularının gözlenmesi bir alüvyal yelpazeye işaret etmektedir. Ayrıca birim çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı ve konglomera içermektedir ve saha dağılım geometrisi elipsoidaldir. Bu alüvyal yelpazeler, içinde Hançili formasyonunun çökelediği göl kıyısında bulunuyor olmalıdır; çünkü Kumartaş ve Hançili formasyonlarının geçiş zonunda plaj ortamını gösteren iyi boyplanmalı kırıntılılar gözlenmiştir. Bu özellikler Karadenizli vd. (2003)'de fan-delta olarak yorumlanmıştır. Gösel ortamı temsil eden Hançili formasyonunda göl kıyısı ve göl merkezlerinde birbirinden farklı litolojiler bulunmaktadır. Göl kıyısında konglomera-kumtaşı gibi daha iri taneler bulunurken, göl merkezlerinde organik malzemece zengin kilttaşı, killi kireçtaşı, çamurtaşı ve silttaşı çökelmiştir. Sedimentasyona Erken - Orta Miyosende aktivitesini sürdüren Galatya volkanikleri, tüfleri ile katılmış olmalıdırlar (Akyürek vd. 1980, Koçyiğit vd. 1995, Kaymakçı vd. 2000, Seyitoğlu vd. 2001, Yürür vd. 2002) . Stratigrafik istifin konumuna ve jeolojik haritalara bakıldığında göl seviyesinin giderek yükseldiği veya havzanın fay kontrollü ve devamlı olarak çöktüğü



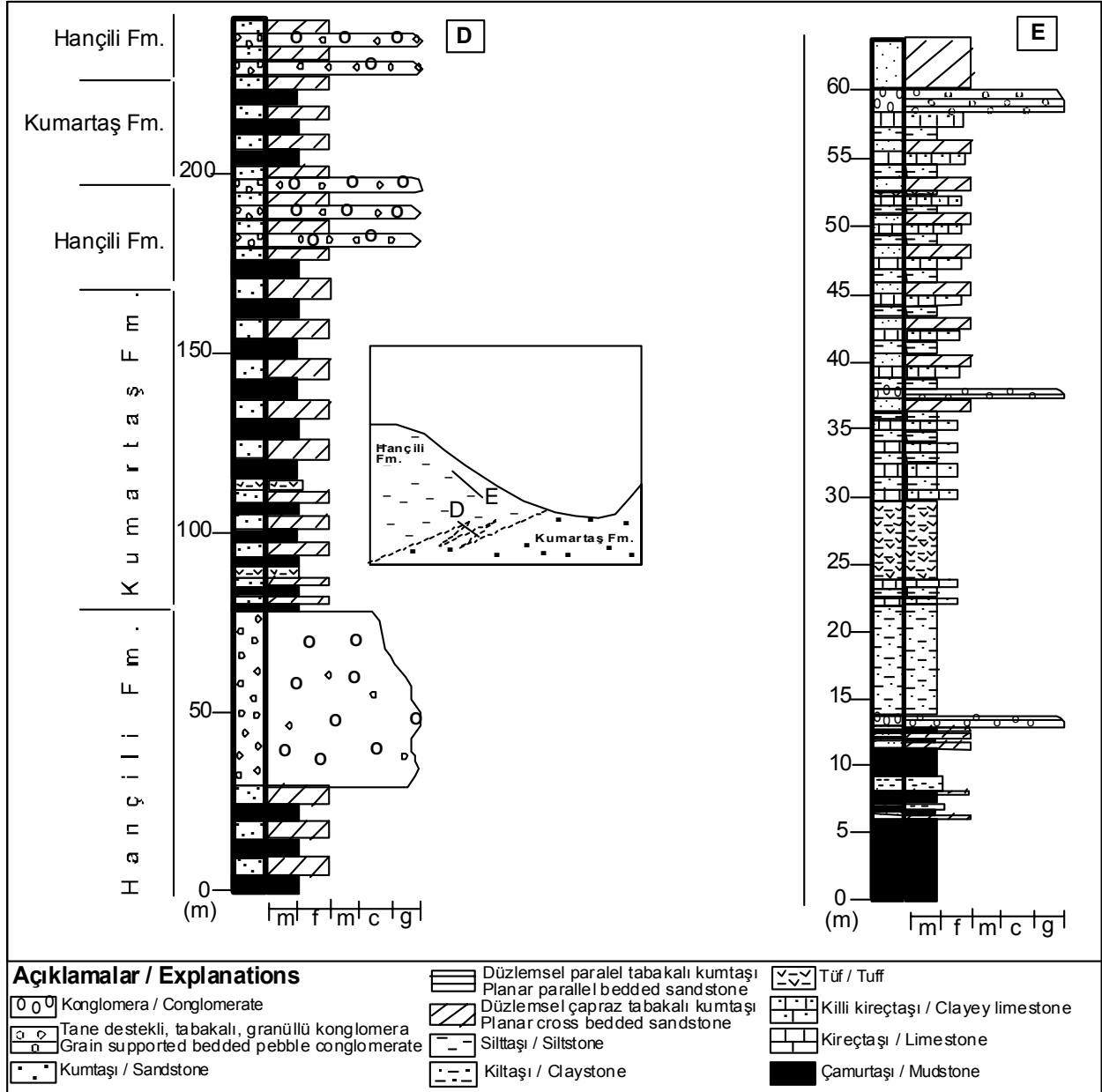


Figure 8. The measured stratigraphic sections (A) The measured section belongs to the lower part of Kumartaş formation. (B) The measured section belongs to the upper part of Kumartaş formation. See Figure 3 for the location. (C) The measured section belongs to the transition from upper part of Kumartaş formation to the Hañçili formation. See Figure 5 for the location. (D) The measured section belongs to interfingering zone between Kumartaş and Hañçili formations. (E) The measured section belongs to the lower part of Hañçili formation. See Figure 3 for locations. m: mudstone, f: fine sandstone, m: medium sandstone, c: coarse sandstone, g: gravel

KUMARTAŞ ve HANÇİLİ FORMASYONLARI İÇERİSİNDE ÇÖKELME İLE EŞYAŞLI YAPILAR

görülmektedir. Bu yoruma kanıt olarak Hançili formasyonuna ait kayaçların, Kumartaş formasyonu kayaçları üzerinde görülmesi ve havza içi yükseltileri sınırlayan çökeltme ile eş yaşlı normal fayları örtmesi verilmektedir. Burada sunulan ortam yorumu ayrıntılı fasiyes analizlerine dayalı çalışma ile (Karadenizli vd. 2003) desteklenmektedir.

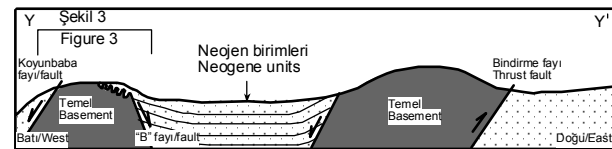
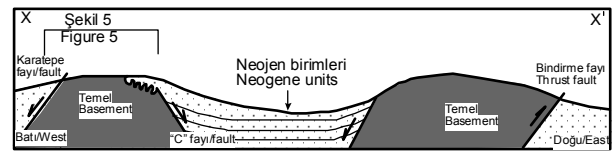
TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu makalede Çankırı havzasının batı kenarında yüzeyleyen Kumartaş ve Hançili formasyonları içinde çökeltme ile eş yaşlı normal faylar saptanmış olup, bölgede Erken - Orta Miyosende genişlemeli tektonik rejimin varlığı kanıtlanmıştır. Bu dönemdeki genişlemeli tektonik rejim Seyitoğlu vd. (1997) de sadece üste doğru incelen istifin varlığı ve Galatya volkaniklerinin jeokimyasında zaman içinde kalkalkalenden alkalene geçiş değerlendirilerek sunulmuştur. Bu görüşün bölgede yer alan diğer ipuçları Yürür vd. (2002) tarafından Galatya volkanik kompleksi güneyinde Miyosen'de etkili olan genişlemeli tektoniğe ait veriler sunularak verilmiştir. Bu, Çankırı havzası batısındaki çalışma alanımızda ortaya konan genişlemeli tektoniğe ait verilerin lokal olmayıp bölgesel bir anlamı olduğunu göstermektedir.

Kaymakçı (2000) de Çankırı Havzasının batısında tektono-sedimanter verileri eksikli olmasına rağmen (bkz. Giriş) fay düzlemlerinde ölçülen kayma çiziklerinin analizi kullanılarak Orta Miyosenden genişlemeli rejim önerilmiştir. Ancak çalışma alanında gözlediğimiz fayların türü ve bölgenin yapısal analizi Kaymakçı (2000) ile tamamen farklılık göstermektedir. Bu makale ile ayrıntılı çalışılan alanlara ait jeolojik haritalarda (Şekil 3 ve 5) Şemsettin ve Karatepe köyleri civarında çökeltme ile eş yaşlı olduğuna ait verileri sunulan KD'ya eğimli faylar, Kaymakçı (2000 Şekil 4,04), Kaymakçı vd. (2000) ve (2001)'de GB'ya eğimli düzlemler boyunca temelin Neojen ünitelerine bindirdiği faylar olarak gösterilmektedir. Diğer bir deyişle iki çalışma arasında fayların türü ve oluşum yaşları konularında tam bir anlaşmazlık bulunmaktadır.

Bunun yanı sıra; bu makalede genç faylar olarak tanımlanan faylardan Koyunbaba fayı, Seyitoğlu vd. (2000 ve 2001)'de ortaya konan doğu kenarı bindirmeli batı kenarı ise normal faylı

tektonik kamanın batı kenarını oluşturmaktadır (Şekil 9). Tektonik kamanın batı kenarının normal faylı olduğuna ilişkin veriler Seyitoğlu vd. (2000)'de Gelbulasın Köyü civarında sunulmuştur. Bu çalışmada ise Koyunbaba köyü civarında yüzlek veren fay düzlemi konumu ve üzerindeki hareket yönü şüpheye yer vermeyecek şekilde normal faya işaret etmektedir. Aynı fay, Kaymakçı (2000), Kaymakçı vd. (2000 ve 2001) çalışmalarında Neojen ünitelerinin temel üzerine hareket ettiği bir bindirme fayı olarak değerlendirilmiştir. Aynı bölgede yapılan bu çalışmalarda gözlemlerde farklılık bulunduğundan bölgenin tektonik gelişimi için ortaya konan değerlendirmelerde farklı olmaktadır. Arazi gözlemlerimiz Çankırı havzası batı kenarında yaklaşık K-G gidişli doğu kenarı bindirmeli batı kenarı normal faylı, var olan Neojen havzasını erken Pliyosen'den sonra parçalayan bir tektonik kamanın (Seyitoğlu vd. 2000, 2001) varlığını desteklemektedir.



Şekil 9. Geç Pliyosen'den sonra aktive olan batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli tektonik kama ve bu kama içinde yükselmiş bulunan çökeltme ile eş yaşlı normal fayların kontrol ettiği Neojen birimleri gösteren şematik kesitler. Kesit yerleri için Şekil 1'e bakınız.

Figure 9. Schematic cross sections of uplifted Neogene units and related syn-sedimentary normal faults within the tectonic sliver activated following Late Pliocene. Note the normal faulted western and thrust eastern margins of the tectonic sliver. See Figure 1 for locations.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akyürek B., Bilginer E., Çatal E., Dağ Z., Soysal Y. ve Sunu O., 1980. Eldivan - Şabanözü (Çankırı)

- Hasayaz – Çandır (Kalecik – Ankara) dolayının jeolojisi., *M.T.A. Rap.* 6741.
- Birgili S., Yoldaş R ve Ünalın G., 1975. Çankırı – Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. *M.T.A. Rap.* 5621.
- Bruijn H. De ve Saraç G., 1992. Early Miocene rodent faunas from Eastern Mediterranean area. Part II. *Mirabella* (Pracricetodontinae, Muroidea). *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., Amsterdam*, B 95, 25 – 40.
- Erdoğan B., Akay E. ve Uğur M. S., 1996. Geology of the Yozgat region and evolution of the collisional Çankırı basin. *Intern. Geol. Rev.* 38, 788 – 806.
- Hakyemez Y., Barkut M. Y., Bilginer E., Pehlivan Ş., Can B., Dağ Z ve Sözeri B., 1986. Yapraklı – Ilgaz – Çankırı – Çandır dolayının jeolojisi. *MTA Enst. Rap.* 7966.
- Karadenizli, L., Seyitoğlu, G., Saraç, G., Kazancı, N., Şen, Ş., Hakyemez, Y., & Savaşçı, D. 2003. Çankırı-Çorum havzası batı kenarının Erken-Orta Miyosen'deki paleocoğrafik evrimi. *MTA Dergisi*, incelemede.
- Kaymakçı, N., 2000. Tectono-stratigraphical evolution of the Çankırı basin (Central Anatolia Turkey). *PhD. Thesis, Univ. Utrecht. Geologica Ultraiectina*, no:190, 247p.
- Kaymakçı, N., White, S. H., & Van Dijk, P. M., 2000. Palaeostress inversion in a multiphase deformed area: kinematic and structural evolution of the Çankırı basin (central Turkey), Part1- northern area. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J.D.A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 295-323.
- Kaymakçı, N., Özçelik, Y., White, S.H. & Van Dijk, P.M., 2001. Neogene tectonic development of the Çankırı basin (central Anatolia, Türkiye). *TPJD Bülteni*, 13, 27-56.
- Koçyiğit, A., 1992. Southward-vergent imbricate thrust zone in Yuvaköy: A record of the latest compressional event related to the collisional tectonic regime in Ankara-Erzincan Suture Zone. *Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 4, 111-118.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N. and Akyol, E., 1995. Post Collisional Tectonics of Eskişehir - Ankara - Çankırı Segments of İzmir - Ankara - Erzincan Suture Zone: Ankara Orogenic Phase. *Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 6, 69-86.
- Özcan, F., 2003. Kılçak formasyonunun Çankırı havzası stratigrafisindeki yeri ve tektonik konumu. *Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi*, 43s.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Fodor, L., Karakuş, K., Araz, H., and Karadenizli, L., 1997. Does continuous compressive tectonic regime exist during late Paleogene to late Neogene in NW central Anatolia, Turkey?: preliminary observations. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 77-83.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B. and Karabıyıköğlü, T., 2000. Rockfall avalanche deposits associated with normal faulting in the NW of Çankırı basin: Implications for the post-collisional tectonic evolution of the Neo-Tethyan suture zone. *Terra Nova*, 12, 245-251.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Varol, B., Şen, Ş., Karadenizli, L ve Karabıyıköğlü, T., 2001. İç Anadolu geç Senozoyik birimlerinin tektono - sedimanter evrimi. *YDABÇAG-198Y014 Kesin Raporu*.
- Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Karadenizli, L., Kazancı, N., Varol, B. and Araz, H., 1998. Mammalian biochronology of Neogene deposits and its correlation with the lithostratigraphy in the Çankırı-Çorum basin, central Anatolia, Turkey. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91, 307-320.
- Ünay, E., 1994: Early Miocene rodent faunas from eastern Mediterranean area. Part IV. The Gliridae. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetwesch., Amsterdam B* 97. 445-490
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. ve Terzioğlu, N. 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone

KUMARTAŞ ve HANÇİLİ FORMASYONLARI İÇERİSİNDE ÇÖKELME İLE EŞYAŞLI YAPILAR

- and its role in the tectonic evolution of northern Turkey. *Tectonophysics*, 243, 173 – 191.
- Wilson, M., Tankut, A., & Güleç, N. 1997. Tertiary volcanism of the Galatia province, north-west Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 42, 105-121.
- Yürür, M. T., Temel, A., Köse, O. 2002. Evidences of extensional tectonics at the southern boundary of the Galatean volcanic province, NW central Anatolia. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45, 85-98.

KATKI BELİRTME

Birinci yazar, çalışmanın yapılması sırasında çeşitli yardımlarını gördüğü Levent Karadenizli, Ayhan Ilgar, Şükrü Yurtsever (MTA) ve Veysel Işık'a (A.Ü.) teşekkür eder. Bu çalışma Didem Savaşçı'nın Yüksek Lisans tezinin (Savaşçı, D. 2003. Çankırı havzasında yer alan Hançili formasyonunda çökeltme ile eş yaşlı yapısal unsurlar. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 48s) bir parçası olup, Ankara Üniversitesi Araştırma Fonu 200110705053'nolu proje ve MTA projesi (16-A3) dahilinde gerçekleştirilmiştir. Yazarlar yapıcı eleştirilerinden dolayı Nizamettin Kazancı ve Baki Varol'a (A. Ü) ve hakemler Tekin Yürür ve Kadir Dirik'e (H. Ü.) teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

This paper recognises two different normal faults in the northwest of Çankırı basin. The first one is syn-sedimentary NE dipping normal faults that limit NW trending intrabasinal paleohighs controlling the deposition of alluvial fans (Kumartaş formation). These alluvial fans might enter the lacustrine environment where Hançili formation is deposited.

The second is the post-sedimentary normal faulting. They limit the western margin of a NNE-trending tectonic sliver that fragments the western margin of Çankırı basin following early Pliocene (Seyitoğlu et al. 2000).

Syn-sedimentary normal faulting documented in this paper indicates that during the Early-Middle Miocene an extensional tectonics existed in the basin.

Extensional half graben structures that have also been proposed for the Middle Miocene period are based on different thickness values of the sedimentary units (Kaymakçı 2000, Fig. 4.08). However, these sections can not be used to estimate an overall thickness of the sedimentary succession because the basement is missing and upper parts of the sedimentary sections are open to the actual erosion.

This paper and other studies report dissimilar observations on fault systems. This paper documents NE dipping syn-sedimentary faults around Şemsettin and Karatepe villages but they are interpreted as SW dipping surfaces where the basement thrust over the sedimentary units by Kaymakçı (2000, Fig. 4.04). In addition, in this paper, post-sedimentary SW dipping Koyunbaba normal fault (Fig. 3) is attributed to the western margin of a tectonic sliver that fragments the Neogene succession (Seyitoğlu et al. 2000). However same fault is observed as a thrust fault where Neogene succession thrust over the basement by Kaymakçı (2000 Fig. 4.04) and Kaymakçı et al. (2000; 2001). These different observations give way to the dissimilar interpretations on the tectonic framework of western margin of Çankırı basin (Seyitoğlu et al. 2000, Kaymakçı et al. 2000).

Makale Geliş Tarihi : 02 Nisan 2003

Kabul Tarihi : 20 Ocak 2004

Received : April 2, 2003

Accepted : January 20, 2004

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2004 • Cilt 47 • Sayı 1
February 2004 • Volume 47 • Number 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- EL- AKHAL, H., Contribution to the Petrography, Geochemistry and Tectonic Setting of the Basalt Flows of the Umm-Qais Plateau, North Jordan1
- YILMAZ, H., YILMAZ, A., Divriği (Sivas) Yöresinin Jeolojisi ve Yapısal Evrimi
Geology and Structural Evolution of the Divriği - Sivas Region 13
- DELİBAŞ, O., GENÇ, Y., Karacaali (Kırıkkale) Magmatik Kompleksi Demir, Bakır-Molibden ve Kurşun Cevherleşmelerinin Oluşumu ve Kökeni
Origin and Formation Processes of Iron, Copper-Molybdenum and Lead Mineralisations of Karacaali (Kırıkkale) Magmatic Complex.....47
- SAVAŞÇI, D., SEYİTOĞLU, G., Çankırı Havzasına ait Kumartaş ve Haçgözü formasyonları içerisinde çökelme ile eş yaşlı tektonik yapılar
Syn-sedimentary tectonic structures in the Kumartaş and Haçgözü formations, Çankırı basin63

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri :

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKNET veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKNET

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenisehir, 06444 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464, Yenisehir, TR-06444 Ankara
Phone: + 90 312 434 36 01
Fax: + 90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr